

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT FOLYÓIRATA
БЮЛЛЕТЕНЬ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА
BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ZEITSCHRIFT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT
BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY

XIII. KÖTET

2. FÜZET



FÖLDTANI KÖZLÖNY XIII. kötet 2. füzet 124 oldal

Budapest, 1963. április—június

TARTALOM — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENU

Értekezések — Научные статьи — Mémoires

Dr. Kőrössy László: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete — Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary	153—172
Dr. Sós László: A kőszén öngyulladásának elmélete és borsodi vonatkozásai — Theorie der Selbstentzündung der Kohle und diesbezügliche Beobachtungen im Borsoder Kohlenbecken (Nordungarn)	173—185
Dr. Kubovics Imre: Az Északkeleti Mátra földtani és közettani vizsgálata. — Геологическое и петрографическое изучение Северовосточной части гор Матра	186—203
Dr. Báldi Tamás: A törökbálinti „pektunkuluszos homok” kora és az oligocén-miocén határkérdés — Das Alter der „Pectunculussande” von Törökbálint und die Frage der Oligozän-Miozän-Grenze	204—216
Dr. Sidó Mária: A magyarországi szenon képződmények szintézise Foraminiferák alapján — Die Gliederung der Senonbildungen Ungarns auf Grund von Foraminiferen	217—226
Dr. Géczy Barnabás: A liász-dogger határ kérdéséhez — Zur Frage der Lias-Dogger-Grenze	227—230
Krivánné Hutter Erika: Szénhidrogéntermelő planktonalgák a dorogi paleogénből — Kohlenwasserstoff erzcugende Planktonalgen aus dem Paläogen des Doroger Beckens	231—234
Szónoky Miklós: A szegedi téglagyári lösz-szelvény finomrétegtani felbontása — Feinstratigraphische Gliederung des Lössprofils in der Ziegelei von Szeged	235—243
Bidló Gábor — Dr. Török Endre: A Marcal hordalékának ásványtani vizsgálata — Mineralogische Untersuchung der Geschiebe des Marcal-Flusses	244—247
Hírek, ismertetések — Сообщения, рецензии — Notices, revue bibliographique	248—268
Társulati Ügyek — Дела общества — Affaires de la Société	269—276

MAGYARORSZÁG MEDENCETERÜLETEINEK ÖSSZEHASONLÍTÓ FÖLDTANI SZERKEZETE

DB. KÖRÖSSY LÁSZLÓ*

Összefoglalás: Magyarország medenceterületeinek morfológiájának taglalásával és tectogenetikai alakulásával foglalkozunk.

Magyarország területén hét magyszerkezeti egység és azok érintkezésénél öt fő diszlokációs öv különböztethető meg. A magyszerkezeti egységek belüli terület földtani fejlődéstörténete hasonló, a mélyszerkezeti rész az alépitmény és felépitmény kifejlődése rokon vonásokat mutat. A magyszerkezeti egységek elhatárolása, a közöttük felismerhető diszlokációs övek, a földtani fejlődéstörténeti különbségek, a mélyszerkezet alépitmény és felépitmény kifejlődésében mutatkozó különbségek szerint történik. A magyszerkezeti egységek tovább tagolódnak magas és mély rögvonulatokra, ezek pedig magas és mély rögökre. A magas és mély rögvonulatok irányba magyszerkezeti egységként különbözik.

A magyszerkezeti egységek közötti elsőrendű diszlokációs övek a mozgás intenzitása szerint háromfélék:

1. Közel függőleges síkok menti összetolódási övek.
2. Változó irányban meredeken dülő síkok mentén való egymásratorlódás és le-süllyedt egység fölötti üledékgyűjtő süllyedésekkel kísért övek.

3. Az egymásra torló magyszerkezeti egységek mentén képződött huzamos mozgékony süllyedésekben vastag törmelékes üledékképződés és ennek erős diszlokáltasága folytán képződő orogén físslal kísért diszlokációs övek.

Az elsőrendű diszlokációs öveket vonalas elrendeződésű bazisos magma intrúziók, effúziók (diabáz) kísérik. A magas és mély rögvonulatokat másodrendű diszlokációs övek, a magas és mély rögöket harmadrendű diszlokációs vonalak választják el.

Az alsókréta végéig különböző földtani fejlődéstörténetű hét magyszerkezeti egység az ausztriai-szávai orogén mozgások közötti fejlődési szakaszban a közöttük levő diszlokációs övek mentén erősen összetorlódott, szélek nélkül egymásra torlódtak. Az összetorlódás mozgékony süllyedéseiben orogén físlal üledék képződött a mély törések bazisos magma tevékenység kísérte. A tájéger mozgásokkal egyidőben dilatációs mozgás, rögvonulatokra való tagolódás folyt, amit helvét-tortonai vulkáni működés kísérte. A feldarabolódás és vulkáni működés intenzitása magyszerkezeti egységként különböző.

A harmadkori medence süllyedés fő vonatkozásokban a magyszerkezeti egységként különböző idejű és minőségű. A paleogén medence fő süllyedése középsőoligocén kori, az észak-alföldi magyszerkezeti egység a miocénben, a dél-alföldi magyszerkezeti egység a pliocénben lesüllyedt medencealakulat. A Mecsek – nagykőrösi magyszerkezeti egység egyes mély rögvonulata a miocén- és pliocénben, de egészében csak a felsőpannonról süllyedt le. A középannantúli magyszerkezet északnyugatra megbillent nagy egységének csak az északnyugati része süllyedt le a mio- és pliocénben, délkeleti része a felszín fölé emelkedő magas rögvonulatokból áll (Dunántúli Középhegység) ahol a mélyszerkezeti rész is felszínre jön.

Az ausztriai-szávai orogén szakaszok közötti összetorlódással a medencealjazat stabilizálódott és a későbbi térszűkítő gyűrődést okozó erők hatásától megóvta a rátelepült neogén medenceüledéket. Gyűrűt neogén csak a Dél-Zalai-medencében van. Mással a neogén az üledéktömörüléssel és a medencealjazat rögeinek vertikális mozgásával okozott szerkezeti alakulás jellemzi.

Magyarországon a medenceterületek szerkezeti ismerete fejlődött a leglassabban. Mivel a fiatal üledékekkel fedett medenceterületek földtani felépítéséről kevés adatot ismerünk, sokáig csak feltételezésekre voltunk utalva. A legrégebb szerkezeti térképek a medenceterületekről ezeket a feltételezéseket tükrözik. Prinz Gy. [1926], Telegdi Roth K. [1929], Lóczy L. [1939], Schmidt E. R. [1944], Szalai T. [1958] szerkezeti térképei főleg a környező hegyvidéket ábrázolják, a medenceterületeken csak néhány szerkezeti irányt tüntetnek fel és az egyre gyarapodó ismeretek szerinti fejlődést mutatják [22, 35, 16, 27, 30].

Vadász E. [1954], Tomor J. [1957], Horusitzky F. [1961], Schmidt E. R. [1961] térképei a medencealjazat feltételezett paleozóos-mezozóos vonalait tüntetik fel [36, 37, 7, 28]. Szentes F. [1958] Magyarország hegyszerkezeti térképe [34] és Vadász E. [1959] Magyarország magyszerkezeti vázlata című térképe már csak szerkezeti adatot tartalmaz a medenceterületekről is. A „Magyarország magyszerkezeti váz-

* Előadta a M. Földtani Társulat 1963. május 17-i, szolnoki vándorgyűlésén. Kézirat lezárva 1963. II. 23-án.

lata" több fontos szerkezeti vonalat feltüntet és az ismeretek fejlődésének fontos szakaszát képviseli [39].

Kertai Gy. az ország területét harmadidőszaki medencékre osztotta, a felosztásnál a medencealjzat kifejlődését is figyelembe vette, a medencék további szerkezeti egységekre való tagolása nélkül [9].

Az egyre gyarapodó adatok feldolgozásával a medenceterületeket most szerkezeti egységekre osztjuk, ezeket összehasonlítjuk és jelentőségük szerint rangsoroljuk, a gyakorlati kutatás elősegítése céljából.

A medenceterületek szerkezeti térképe a kőolajkutatás egyik fontos eszköze. A legreményteljesebb területeket a perspektivitás térképe tünteti fel, ami a kutatás alapja. A perspektivitást feltüntető térkép viszont csak szerkezeti térképen alapulhat, mert a szerkezeti egységek perspektivitását kell megállapítani. Ezért az olajkutató geológusoknak a medenceterületek szerkezeti térképeinek készítése elsősorú feladata a mélyfúrásai anyag gondos és részletes vizsgálata alapján.

A helyi szerkezeti viszonyokról már sok szerkezeti térkép készült. Ezek egy-egy szénhidrogéntelep felkutatásánál, körülhatárolásánál igen jól felhasználhatók. Barnabás K., Kertai Gy., Tomor J., Szalanczi Gy., Kőrössy L., Csiky G., Balogh Gy., Biró E., Dubay L., Völgyi L., Dank V. Budafa, Lovászi, Körösszegapáti, Biharnagybajom, Nagylengyel s később az ország különböző területeiről különböző szintekről pontos szerkezeti térképeket készítettek, amelyek megbízható adatok alapján a tényleges szerkezeti helyzetet tüntetik fel. Az egész ország medenceterületeiről azonban még nincs olyan szerkezeti térkép, ami a helyi szerkezetek részleteit egységes elv szerint összesítő képbe foglalná megfelelő rendszer és törvényszerűség megállapításával.

Az alábbiakban ilyen szerkezeti térkép készítésére törekedtem. A mellékelt térkép sok földtani szelvénynek medencemélység — rétegvastagság — ösföldrajzi térképeknek az összefoglalása és eredménye. Eddig ilyen adatok híján a medenceterületekről a valóságot megközelítően tükröző és már részletesen kidolgozott térképet nem lehetett szerkeszteni.

Fiatal üledékek takart medenceterületeken szerkezeti térkép szerkesztéséhez a fúrásadatok mellett fel kell használni a geofizikai méréseredményeket. Egy bizonyos geofizikai módszer eredménye többértelmű lehet, messzemenő földtani következtetésekre nem alkalmas. De minél többféle geofizikai méréseredményt van módunkban értelmezni, annál egyértelműbb eredményt kapunk. Ha az ilyen egyértelmű eredményt egy-egy kutatófúrás is igazolja, akkor nem tévedünk az igazság megismerésében.

Magyarország medenceterületeinek szerkezeti térképét a Vadasz E. „Elemző földtan” [38] és „Magyarország Földtana” [39] című alapvető munkákban megállapított elvek szerint szerkesztettem. A külföldi irodalomban szokásos tektonikai emeletek megkülönböztetésére a mi viszonyainkra Vadasz E. a mélyszerkezet, alépitmény és felépitmény elnevezést vezette be. Erzen az alapon állítottam össze a medenceterületeink jelenlegi szerkezeti állapotát (morfotektonikáját) és szerkezeti fejlődésmenetét (tektogenezist).

Először a mai állapot morfortektonikai leírását, azután a tektogenetikai adatok összefoglalását kívánom ismertetni.

Magyarország szerkezeti egységei

A földtani fejlődéstörténet azonossága szerint hazánk területén 7 nagyszerkezeti egységet és ezeket elválasztó 5 diszlokációs övet lehet megkülönböztetni.

Ismeretes, hogy Európa: Őseurópa, Paleoeurópa, Mezeurópa és Neoeurópa nagyszerkezeti felosztásában hazánk Neoeurópa nagyszerkezeti egység területére esik. Ha

Neoeurópát elsősorban a nagyszerkezeti egységnek tekintjük, akkor ennek további részei, mint az Alpok, Kárpátok, Dinaridák gyűrt hegységrendszerei és az ezekkel egyenrangú közbezárt masszívumok, medenceterületek, amilyen a Kárpátokon belüli medencék területe is, másodrendű nagyszerkezeti egységeknél tekinthetők. A Kárpátmedencék másodrendű nagyszerkezeti egysége ismét több harmadrendű nagyszerkezeti egységre oszlik. Az említett 7 nagyszerkezeti egység ilyen értelemben harmadrendű nagyszerkezeti egységnek tekinthető.

Magyarország 7 nagyszerkezeti egysége a következő:

1. **Közégszeg — mihályi nagyszerkezeti egység.** Mélyszerkezeti része az Alpok centrális kristályos vonulatának folytatása, főleg az epizóna és mezozóna határán metamorfizált kőzetekből áll [41]. Alépitménye helyenként újpaleozóos üledékes képződmények maradványa, mezozoikumot nem ismerünk a területéről. A felépitménye vékony felsőmiocén és helyenként vastag pliocén üledék.

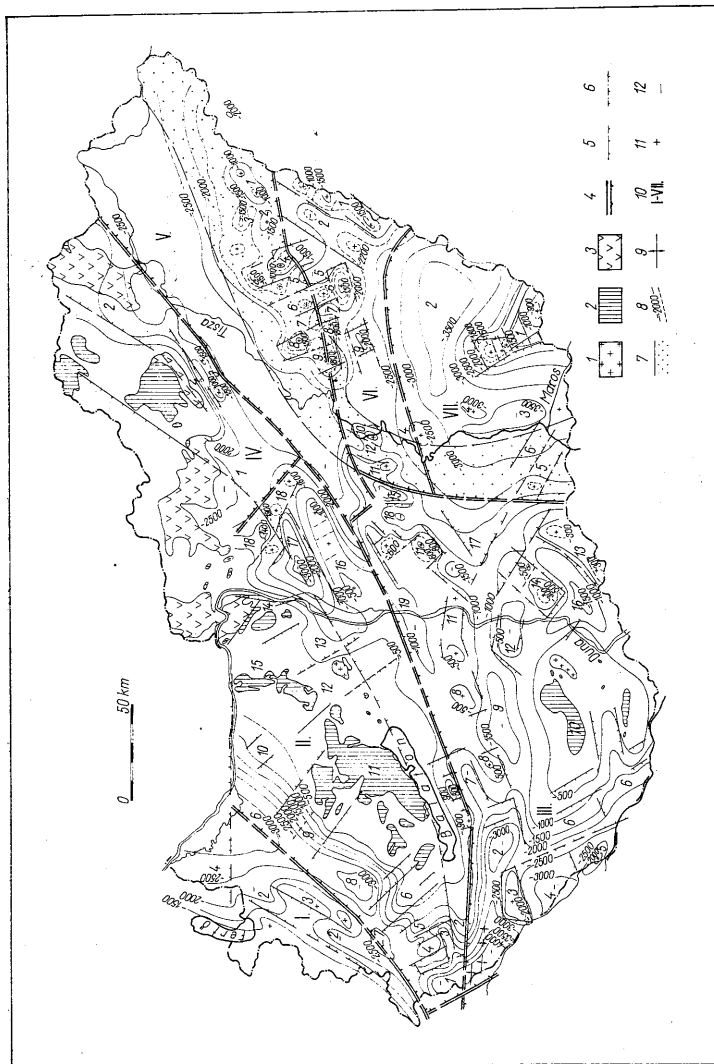
2. **A Középdunántúli nagyszerkezeti egység.** (A Dunántúli Középhegység és medencealjzati folytatása). Ennek a mélyszerkezeti része a Balaton melléki és Velencei-hegységi összetartozó vonulatrészfelsőzóna és medencealjzati része, epizónás metamorf palák és benyomult gránitok valószínűleg a Gömöridákkal kapcsolatba hozható képződményei [8]. Alépitménye „középhegységi” kifejlődésű, újpaleozóos és vastag mezozóos üledékes képződményekből áll. A felépitménye helyenként hiányos, máshol vastag paleogén-neogén üledék, vulkáni tevékenység nyomaival.

3. **Drávamedence — Mecsek — nagykörösi nagyszerkezeti egység.** Mélyszerkezete az előbbi nagyszerkezeti egységénél erősebben metamorfizált főleg csillámpalából, nyomást szenvedett gránitból, gránitgneiszből áll. Alépitménye az előbbi nagyszerkezeti egységtől különbözik, „mecseki” kifejlődésű újpaleozóos-mezozóos üledékes képződményekből tevődik össze. Felépitménye változó vastagságú neogén üledék, vulkáni tevékenység nyomaival.

4. **Bükk — Paleogén-medence nagyszerkezeti egysége.** Mélyszerkezeti része legnagyobb részben ismeretlen, csak ÉNy-on ismerjük a Vepor felől a medencealjzatban folytatódó fillitekét, csillámpalákat. Az alépitményi rész újpaleozóo-mezozóo képződményei „bükkhegységi” kifejlődésűek. Felépitményében fontos szerepű a paleogén, miocén tengeri üledék, valamint vulkáni képződmények. Pliocén üledék csak a déli részén nagyobb szerepű, itt is vékonyabb, mint a szomszédos nagyszerkezeti egységben.

5. **Északalföldi nagyszerkezeti egység.** Mélyszerkezeti része ismeretlen mélységbe süllyedt, hacsak a Zempléni-szigethegység kristályospalái nem tekinthetők ennek a fennmaradt részének. Alépitménye az Alföldön szintén ismeretlen mélységben lehet, bár a Hajdúszoboszló — Ebes vidéki paleo-mezozóos képződmények nyomai e nagyszerkezeti egység alépitményi részei lehetnek. Felépitményében igen vastag neogén vulkáni képződmények vannak kitörési központokkal. Viszonylag vékonyabb a pliocén üledék.

6. **Tiszántúli kristályospala vonulat nagyszerkezeti egysége.** Mélyszerkezeti részére jellemzőek a mély mezozónabeli kristályos palák (gneisz, csillámpala), amelyeket amfibolitáta átalakult alkálimagmás eredetű intrúziók jártak át. Metamorfózis utáni magmaintrúziókat nem ismerünk a területéről. Paleomezozóos üledék csak nagyon gyér nyomokban van a mélyszerkezeti rész szegélyén, de valószínű, hogy ezek az előfordulások már a szomszédos nagyszerkezeti egységek részei. A felépitménye vékony felsőmiocén és vastag pliocén üledékből áll. Vulkáni erupciós centrumokat nem ismerünk a területéről, csak szórt vulkáni törmelékanyag van a felépitményben.



I. ábra.

Magyarország medenceterületeinek szerkezeti térképe

Szerkezeti egységek:

- I. Középg-mihályi nagyszerkezeti egység.* 1. Pinye-bükki magas rögvonulat, 2. Vát-csapodi mély rögvonulat, 3. Mihályi-ikervári magas rögvonulat, 4. Kisalföldi mély rögvonulatok
II. Közép-dunántúli nagyszerkezeti egység. 1. Délzalai-medence, Örség mélyvonulata, 2. Hahót—buzsák magas rögvonulat, 3. Baki mély rögvonulat, 4. Salomvár-nagyenyellői magas rögvonulat, 5. Andrásrhádi magas rögvonulat, 6. Nagytillai magas rögvonulat, 7. Körömdi mély rögvonulat, 8. Győr—celldömölki mély rögvonulat, 9. Pápa—szanyi magas rögvonulat, 10. Nagyigmándi magas rög, 11. Bakonyi magas rögvonulatok, 12. Vértes—Velencei-hegységi magas rögvonulatok, 13. Ercsi—bicskei öböl mélyvonulat, 14. Buda—Pilis-hegységi magas rögvonulatok, 15. Gerecse-hegységi magas rögvonulat, 16. Bugyi—nagykátai magas rögvonulat, 17. Alsónémedi mélyvonulat, 18. Gödöllő—Tura—Tótalmás—jászberényi magas rögvonulatok
III. Mecsek—nagykőrösi nagyszerkezeti egység. 1. Délzalai-medence mélyvonulata, 2. Mezőcsokonyai mély rögvonulat, 3. Inkei magas rögvonulat, 4. Csurgoi mély rögvonulat, 5. Babócsai magas rögvonulat, 6. Kálmánca—ormánsági mély rögvonulat, 7. Somogyacsi mély rögvonulat, 8. Igal—pincehelyi magas rögvonulat, 9. Naki mély rögvonulat, 10. Mecsek—villányi magas rögvonulatok, 11. Harta—Izsák, Kerek-egyházi magas rögvonulat, 12. Tolna—miskei magas rögvonulat, 13. Tompa—madarasi magas rögvonulat, 14. Sükösd—jánosalmi magas rögvonulat, 15. Kecskemét—nagykőrösi magas rögvonulat, 16. Vaskút—mélykúti mélyvonulat, 17. Kiskőrös vidéki mélyvonulatok, 18. Kada mélyvonulat, 19. Dunavecse—tatárszentgyörgyi mélyvonulat
IV. Paleogén-medence nagyszerkezeti egység. 1. Hevesi mélyvonulat, 2. Hernád völgyi mélyvonulat, 3. Mezőkövesd—emódi magas rögvonulat, 4. Vatta—maklári árok mélyvonulata
V. Észak-alföldi nagyszerkezeti egység. 1. Vámospercs—nyirugosi magas rögvonulat, 2. Debrecen—józsa magas rögvonulat, 3. Hajdúhadházi magas rögvonulat, 4. Hajdúszoboszló—Ebes—balmazújvárosi magas rögvonulat, 5. Kábai mélyvonulat, (két kisebb kiemelkedő röggel), 6. Nádudvari (Püspökkladány—Biharnagybajom) magas rögvonulat, 7. Kősej—Hortobágy folyó mélyvonulat, 8. Tatárülés—kunmadarasi (Karcag—Bucsa) magas rögvonulat, 9. Kisújszállás (Turkeve) magas rögvonulat
VI. Tiszántúli kristályospala vonulat. 1. Kőrösszegapáti—Kismarja—álmódi magas rögvonulat, 2. Furta—kónyári mélyvonulat, 3. Puszta kenyeli mélyvonulat, 4. Tiszakúrti magas rög, 5. Kábai mélyvonulat, 6. Biharnagybajom—püspökkladányi (Nádudvar) magas rögvonulat, 7. Kősej—Hortobágy folyó mélyvonulat, 8. Karcag—bucsa (Tatárülés—Kunmadaras) magas rögvonulat, 9. Turkeve (Kisújszállás) magas rögvonulat, 10. Rákóczi falva—szandaszőlősi magas rögvonulat, 11. Abony—Törtel—jászkarajenői magas rögvonulat, 12. Szolnok—hajtótanyai mélyvonulat
VII. Délkelet-alföldi nagyszerkezeti egység. 1. Pusztaföldvár—Tótkomlós—battonyai magas rögvonulat, 2. Bekési mélyvonulat, 3. Kiskunsági depresszió, 4. Mágócsi rögvonulat, 5. Üllés—Zöldfás—deszki rögvonulat, 6. Szatymaz—algóyi rögvonulat

Jelmagyarázat:

1. Felszínen levő mélyszerkezeti részek, 2. Felszínen levő alépitményi részek, 3. Felszíni harmadkori vulkánikó kőzetek, 4. Nagyszerkezeti egységek közti elsőrendű diszlokációs övek, 5. Nagyszerkezeti egységen belüli mély és magas rögvonulatokat határoló másodrendű diszlokációs övek, 6. Harmadrendű diszlokációs övek, 7. Az orogén flis képződmények elterjedési határa, 8. A medencealjzat felszíni nének szintvonalai, 9. Lovászi—Budafai Gyűrt boltzatok, 10. Nagyszerkezeti egységek, 11. Magas rög, 12. Mély rög,

Fig. 1.

ectonic map of the basin areas of Hungary

Tectonic units:

- I. Major tectonic unit of Középg—Mihályi.* 1. Horst range of Pinye—Bükk, 2. Graben range of Vát—Csapod, 3. Horst range of Mihályi—Ikervár, 4. Graben ranges of Kisalföld.
II. Major tectonic unit of Central Transdanubia. 1. Southern Zala Basin, graben range of Örség, 2. Horst range of Hahót—Buzsák, 3. Graben range of Bak, 4. Horst range of Salomvár—Nagyenyellői, 5. Horst range of Andrásrháda, 6. Horst range of Nagytillaj, 7. Graben range of Körömdi, 8. Graben range of Győr—Celldömölk, 9. Horst range of Pápa—Szanyi, 10. Horst range of Nagyigmánd, 11. Horst ranges of the Bakony Mts, 12. Horst ranges of the Vértes—Velence Mountains, 13. Graben range of the Ercsi—Bicske Basin, 14. Horst ranges of the Buda—Pilis Mountains, 15. Horst range of the Gerecse Mountains, 16. Horst range of Bugyi—Nagykátai, 17. Graben range of Alsónémedi, 18. Horst ranges of Gödöllő—Tura—Tótalmás—Jászberény
III. Major tectonic unit of Mecsek—Nagykőrös. 1. Graben range of the Southern Zala Basin, 2. Graben range of Mezőcsokonya, 3. Horst range of Inke, 4. Graben range of Csurgo, 5. Horst range of Babócsa, 6. Graben range of Kálmánca—Ormánság, 7. Graben range of Somogyacsa, 8. Horst range of Igal—Pincehely, 9. Graben range of Naki, 10. Horst ranges of Mecsek—Villány, 11. Horst range of Harta—Izsák—Kerekgyháza, 12. Horst range of Tolna—Miske, 13. Horst range of Tompa—Madarasi, 14. Horst range of Sükösd—Jánosalma, 15. Horst range of Kecskemét—Nagykőrös, 16. Graben range of Vaskút—Mélykút, 17. Graben ranges in the area of Kiskőrös, 18. Graben range of Kada, 19. Graben range of Dunavecse—Tatárszentgyörgy
IV. Major tectonic unit of the Paleogene basin. 1. Graben range of Heves, 2. Graben range of the Hernád valley, 3. Horst range of Mezőkövesd—Emód, 4. Graben range of the Vatta—Maklár fault trough.
V. Major tectonic unit of the Northern Alföld. 1. Horst range of Vámospercs—Nyirugos, 2. Horst range of Debrecen—Józsa, 3. Horst range of Hajdúhadháza, 4. Horst range of Hajdúszoboszló—Ebes—Balmazújváros, 5. Graben range of Kába (with two less elevated blocks), 6. Horst range of Nádudvar (Püspökkladány—Biharnagybajom), 7. Graben range of Kősej—Hortobágy River, 8. Horst range of Tatárülés—Kunmadaras (Karcag—Bucsa), 9. Horst range of Kisújszállás (Turkeve)

VI. *Tízántal crystalline schist range.* 1. Horst range of Körösszegapáti—Kismarja—Álmosd, 2. Graben range of Furta—Könyár, 3. Graben range of Pusztakengyel, 4. Horst range of Tiszakiürt, 5. Graben range of Kaba, 6. Horst range of Biharnagybajom—Püspökladány (Nádudvar), 7. Graben range of Kősej—Hortobágy River, 8. Horst range of Karcag—Bucsa (Tatárülés—Kunmadaras), 9. Horst range of Turkeve (Kisújszállás), 10. Horst range of Rákóczi falva—Szandaszőlös, 11. Horst range of Abony—Törtel—Jászkarajenő, 12. Graben range of Szolnok—Hajtótanya

VII. *Major tectonic unit of the South-Eastern Alföld.* 1. Horst range of Pusztaföldvár—Tótkomlós—Battonya, 2. Graben range of Békés, 3. Kiskúnság Depression, 4. Block range of Mágócs, 5. Block range of Üllés—Zöldfás—Deszk, 6. Block range of Szatymaz—Algyő.

Explanation:

1. Exposed lower structural stage, 2. Exposed second structural stage, 3. Exposed Tertiary igneous rocks 4. Primordial dislocation zones between the major tectonic units, 5. Dislocation zones of second order separating the horst and graben ranges within each particular major tectonic unit, 6. Dislocation zones of third order, 7. Limit of spread of the orogenic flysch formations, 8. Contour lines of the morphology of the basin substratum, 9. Folded anticlines of Lovászi—Budafa, 10. Major tectonic units, 11. Horst, 12. Graben range.

7. Déalföldi nagy szerkezeti egység. Mélyszerkezete nagyrészt ismeretlen, mert nagy mélységbe süllyedt. Feltételezhetően azonos a Battonya — pusztaföldvári magas rögvonalatban megismert mélyszerkezeti részekkel. Ezek tektonikus mozgásokkal érintkezésbe került mezozónás és epizónás kristályos palák, szintén epi- és mezozónás átalakult magmairruzókkal. A metamorfózis után gránitgneisz, gránit és kvarcporfir törte át az átalakult képződményeket. Az alépitmény hézagos kifejlődésű és a keleti medenceegyélyi mezozoikummal mutat kapcsolatot. Felépitményében csak nagy vastagságú pliocén képződményeket ismerünk, a vulkáni működés nyomai nagyrészt hiányzanak.

A fentiekből a még hiányos adatok mellett is látható, hogy a felsorolt hét nagyszerkezeti egység mélyszerkezete, alépitménye és részben a felépitménye is különbözik egymástól. Földtani fejlődéstörténetük különböző volt. Viszont egy-egy nagyszerkezeti egységen belül olyan rokonvonások, azonosságok állapíthatók meg a mélyszerkezet, alépitmény és felépitmény kifejlődésében, amelyek az egyazon nagyszerkezeti egységhez való tartozást kétségtelenné teszik.

A nagyszerkezeti egységek további tagolása

A nagyszerkezeti egységek magas- és mély rögvonalatokra tagolódnak. A magas és mély rögvonalatok megkülönböztetésünk szerint a e g y e d r e n d ű szerkezetegységek. Ez a rögvonalatokra való tagolódás elsősorban a mélyszerkezeti és alépitményi részekre vonatkozik. A rögvonalatokat nagyobb területeken egységes n e o g é n ű l e d é k fedi, ennek a szerkezete az idősebb aljzat rögvonalatainak szerkezetéhez igazodik.

A magas és mély rögvonalatok törésvonalak mentén egyes rögökre tagolódnak. A medencealjzat rögeit borító neogén kori üledékek a rögök egymásközt különböző viszonylagos mozgása vagy a kompaktió folytán a magasrög felett felboltozódnak, a mélyrög fölött teknőt formálnak. Az így alakult helyi, vagy lokális szerkezeteket a t e d r e n d ű szerkezetegységek.

A harmad- és negyedrendű, valamint az ötödrendű szerkezetegységek a medenceterületek szerkezeti térképábráján általában jól elkülöníthetők és feltüntethetők.

A szerkezeti egységek közötti diszlokációs övek

A szerkezeti egységekhez hasonlóan, ezeket az egységeket elválasztó diszlokációs vonalakat is rangsorolni kell, hogy jelentőségüket kifejezhessük.

A hét nagyszerkezeti egységet elválasztó fő diszlokációs öveket a l s ö r e n d ű diszlokációs öveknek nevezzük, a nagyszerkezeti egységen belüli magas és mély rögvonalatokat elválasztó diszlokációs öveket a s ö d r e n d ű és az egyes rögöket (helyi szerke-

zeteket) elválasztó vonalakat harmadrendű diszlokációs vonalaknak nevezzük.

A diszlokációs öveket és vonalakat szintén feltüntetjük a térképen. Bizonyos, hogy még nem ismerjük mindegyiket egyformán és eléggé, de az újabb ismeretek szerint szerkezeti térképünk állandóan fejleszthető.

Az elsőrendű diszlokációs vonalak mentén a mozgás intenzitása nem egyforma. A diszlokáltóság intenzitásának három fokozatát lehet megkülönböztetni. 1. Vannak olyan szakaszok, ahol a két érintkező nagyszerkezeti egység széle közel függőleges, álló síkon összetorlódott. Az ilyen diszlokációs öveket kísérő mélyreható töréses övhöz esetleg bázisos magmás kőzetek (diabáz) sorba rendeződő tömegei kapcsolódnak. 2. Máshol az egyik nagyszerkezeti egység szélére egyik vagy másik irányban többékevésbé hajló síkon rátorlódott a másik nagyszerkezeti egység széle. Az ilyen helyeken a mélyresüllyedő nagyszerkezeti egység szegélyén üledékképződésre alkalmas övezetek, ároksüllyedékek alakultak. 3. A szerkezetegységek legnagyobb mértékű összetorlódási, egymásra torlódási helyein luzamos idejű mozgások során orogén jellegű övek alakultak ki és orogén jellegű flis üledékek is képződtek. Az ilyen nagyszerkezeti egység-érintkezéseknél kialakuló mozgékony süllyedékekben gyorsan keletkező vastag törmelékes üledéket intenzív diszlokációs hatások érték, itt találjuk flis képződményeinket.

Az elsőrendű diszlokációs öveket sok helyen bázisos (diabáz) magmatevékenység kísérte. A diabáz vulkáni tevékenység nyomait, sokszor vonalmenti hatalmas tömegeit ismerjük a mélyfúrásokból, vagy ahol fúrásadat még nincs, a geomágnés anomáliák utalnak jelenlétükre.

A másodrendű diszlokációs öveken, amelyek mentén egy-egy nagyszerkezeti egységen belüli rögvonulatokra való taglalódás történt, szintén különböző intenzitású mozgások voltak.

A másodrendű diszlokációs öveket helyenkint két csoportba lehet sorolni: 1. hosszanti (vagy az uralkodó szerkezeti irányokba eső) és 2. haránt irányú (az előzőket keresztelő) diszlokációs vonalakra [27, 28, 34, 37, 39]

A hosszanti diszlokációs vonalak mentén gyakori a térrövidülést okozó erők hatására alakult (pikkelyes) szerkezet. Ilyen a Bakonyban a litéri, inotai hosszanti diszlokációs vonalak menti egymásra-torlódás [13] és északon a Darnó-vonal [43]. E diszlokációs vonalak mentén nincs igazi gyűrődés, csak törésekhez kapcsolódó torlódás [13, 39]. A hosszanti diszlokációs vonalak nagy részét már a nagyszerkezeti egységek összetorlódásával megindult feldarabolódás idején keletkeztek az ausztriai—szávai mozgások közötti időben.

A harántirányú diszlokációs vonalak legnagyobb részben dilatációs feldarabolódás eredményei, helyenkint (az Alföld északi részén) nagy neogén vulkáni tevékenység kapcsolódott hozzájuk. Az előbbieknél fiatalabbak, főleg a neogénben jöttek létre.

A harmadrendű diszlokációs vonalak rendszerint törések, vetőrendszer, amelyek mentén a magas és mély rögvonulatok egyes rögei elkülönülnek egymástól. Egykorúak, részben azonosak az említett harántirányú diszlokációs vonalakkal, de azoknál kisebb, helyi jelentőségűek.

Hazánk területén az alábbi elsőrendű diszlokációs övek ismerhetők fel, az említett nagyszerkezeti egységek között.

1. Rába-vonal. Ez már régebben felismert diszlokációs öveget, amelyre többen utalnak [38, 40, 12, 14, 36, 23]. Schaffer V. nevezte el 1948-ban [23]. A Rába-vonal választja el a Kőszeg—mihályi nagyszerkezeti egységet a Középdunántúli nagyszerkezeti egységtől. A Rába-vonaltól Ny-ra a Kőszeg—mihályi nagyszerkezeti egység területén a kristályos alaphegység, vagyis a mélyszerkezeti rész viszonylag magasán van. Ennek

a keleti szélén, a Mihályi-répcelaki magas rögvonulat fúrásai szerint viszonylag különösen magasra emelkedik. A Rába-vonaltól délkeletre viszont igen nagy mélységben lehet a kristályos alaphegység a harmadidőszak és mezozoós üledék alatt. Nagylengyelnél, ahol pedig a mezozoikum viszonylag magas, még 4409 m mélységben nem érte el a mélyfúrás a kristályos alaphegységet. Az őriszentpéteri 2989 m, a csesztregi 3737 m mély fúrások még a harmadidőszaki képződményeket sem harántolták teljesen. Az 1961. évi szeizmikus mérések értelmezése szerint V a r g a I. és R u m p l e r J. lehetségesnek tartja, hogy a Rába-vonal mentén a Kőszeg—mihályi nagyszerkezeti egység mélyszerkezeti része esetleg reátorlódott az északnyugat felé nagy mélységbe süllyedő Dunántúli Középhegység nagyszerkezeti egységének a mélyszerkezeti és aléiptményi részére [43]. Az itt szereplő üledékes képződmények földtani kora szerint ez a torlódás a mezozoikum végén, ill. a paleogén folyamán következett be, az ausztriai és szávai orogén szakaszok közötti időben lejátszódó és megisméltlődő mozgásokkal.

A Rába-vonaltól délkeletre levő Középdunántúli nagyszerkezeti egység, jelen állapotában magyarországi viszonylatban nagyon minősülő regionális jellegű monoklinális. Ez a nagy monoklinális északnyugati regionális dőlésű. A keleti szélén felszínre emelkednek a mélyszerkezeti részei a Velencei-hegységi — balaton-melléki kristályos vonulatban. A mélyszerkezeti részek északnyugatra mind mélyebbre süllyednek a Rába-vonalnál a reátorlódó Kőszeg—mihályi nagyszerkezeti részek alá. A mélyszerkezeti rész ÉNy-ra való mélybesüllyedésével helyet adott a parageoszinklinális (kratogeoszinklinális) méretű újpaleozoi-mezozoi üledékképződésnek, ÉNy felé mind fiatalabb képződményekkel.

A Középdunántúli nagyszerkezeti egységnek délnyugati és északkeleti szélén részben még határainkon belül más nagyszerkezeti egységekkel való érintkezés miatt bonyolódottabb és részleteiben tisztázatlan a szerkezete. Délnyugaton a legmélyebb fiatal medencesüllyedé területén a Lovászi -380. sz. fúrás 4023 m-ig sem jutott át a harmadidőszaki üledékeken, amelyek itt egyedülállóan enyhe redőkbe gyűrődött szerkezetűek. A Középdunántúli nagyszerkezeti egységet DNy felé a Dráva-árok szerkezeti övezete határolja el, ami már a horvátországi szerkezeti irányokat követi.

2. A Középdunántúli és a Mecsek—nagykőrösi nagyszerkezeti egységek között húzódik az a diszlokációs övezet, amelyet V a d á s z E. a délalpi megtorlódás övének nevezett [38]. Ennek a Balaton vonalától DNy-ra, ill. Ny-ra való folytatását D u b a y I. és S z e p e s h á z y K. mutatták ki a mélyfúrások eredményeivel [5]. Ugyanez a szerkezeti övezet ÉK-felé a szintén V a d á s z E. által elnevezett paleogén határvonal mentén folytatódik.

Ennek a diszlokációs övnek a húzódását a tőle ÉNy-ra levő magas és DK-re levő mélyvonulatok jelölik. A hahóti magas rögvonulat és délzalai mélyvonulat s a mezőcsokonyai nagy gravitációs minimummal jelentkező mélyvonulat közt közel K-Ny irányú. Tovább ÉK felé a Buzsák—karádi magas rögvonulat és ezektől DK-re húzódó somgyicsai mélyvonulat között halad. Innen ÉK felé magasabban maradt rögvonulatok miatt bizonytalanabban jelölhető a térképen, de ÉK-i folytatását bizonyára a bugyi magas rögvonulattól D-re levő Dunavecse-talárszentgyörgyi mélyvonulat jelzi a Bükkalja felé. Itt Dömsödtől a Jászapáti—Püzesabonyig terjedő, nagy mágneses anomáliákkal jelentkező feltételezhetően bázisos magmás képződmények (diabáz) kísérik a diszlokációs övet.

A Balatontól K-re bizonyára több nagyjából párhuzamos diszlokációs vonal is húzódik a két nagyszerkezeti egység közt. Így az előbbivel közel párhuzamosan a Balaton — Velencei tó — Alsónémedi nagy mélyvonulat irányában is jelentkezik egy diszlokációs vonal, amely feltételezhetően a Mátraaljárja és a Darnóvonalhoz csatlakozik, amint V a d á s z E. szerkezeti térképe feltünteti [40]. Részletekben itt bizonytalanságok vannak, de a regionális kép eléggé világos:

A Mecsek — nagykőrösi nagyszerkezeti egység mélyszerkezeti része DK-en a felszínre vagy a felszínközébe emelkedik, ÉNy felé viszont ez is nagyobb mélységbe süllyedt és ott reátorlódott a Középdunántúli nagyszerkezeti egység magasra emelkedő mélyszerkezeti része. A diszlokációs övezet mentén a lesüllyedő mecseki nagyszerkezeti egység széle fölött az újpaleozoikumtól a paleogénig időnkint üledékgyűjtő süllyedék alakult ki [40]. Maga a diszlokációs öv északnyugatabbra lehet, mint a paleogén határvonal délkeleti széle, de valószínű, hogy a későbbi rögös feldarabolódás miatt nem olyan egyenes vonal, mint ahogy térképünkön feltüntetjük. Helyenként kiszélesedő övezet lehet ez, amelyben több diszlokációs vonal is húzódik. A Mecsek — nagykőrösi nagyszerkezeti egység kelet felé folytatódik a Duna — Tisza közén.

3. A Mecsek — nagykőrösi nagyszerkezeti egységet keletről a p u s z t a m é r g e s — n a g y k ö r ö s i hatalmas nagyszerkezeti övezet határolja el és elválasztja a Tiszántúli kristályos pala vonulattól, valamint a Délalföldi nagyszerkezeti egységtől.

A Puztamérges — Nagykőrösi diszlokációs vonaltól Ny-ra általában m a g a s a n találjuk a kristályos alaphegységet, vagyis a Mecsek — nagykőrösi nagyszerkezeti egység mélyszerkezeti részét. Így magasra van a kristályos alaphegység a Madaras — Tompa, Sükkösd — Jánoshalma, Izsák, Nagykörös — Kecskemét-vidéki fúrások adatai szerint. Viszont a Puztamérges — nagykőrösi diszlokációs övtől K-re igen nagy mélységben lehet a kristályos alaphegység, a mélyfúrások még sehol sem érték el. Ez a keleti terület a pliocén eleje óta is több ezer m-el mélyebbre süllyedt, mint a diszlokációs vonaltól Ny-ra levő terület. A diszlokációs öv ösföldrajzi határt is jelent, amelytől K-re más volt a földtani fejlődéstörténet, mint Ny-ra.

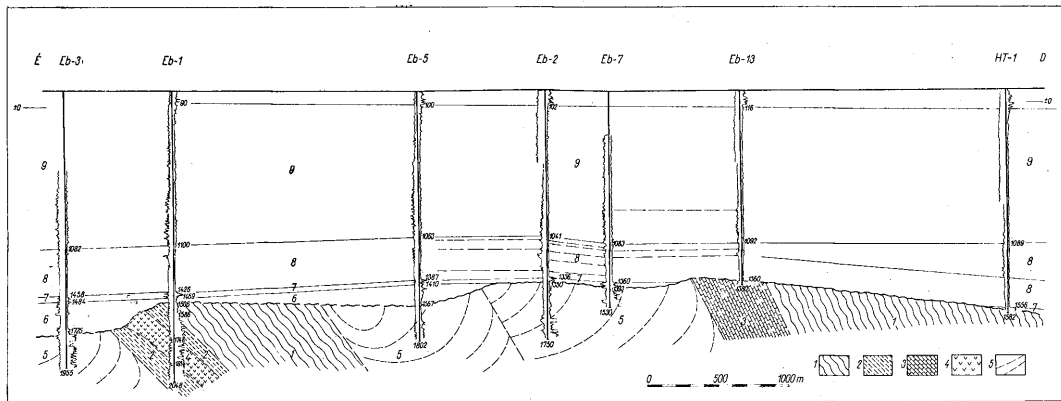
A Puztamérges — nagykőrösi diszlokációs öv lefutása jól nyomozható Nagykőrösig, a pontos helye csak a Kiskunfélegyháza — kiskőrösi mélyvonalat vidékén válik bizonyatlanná. Nagykőrösnél, látszólag ÉK-felé kanyarodik és beolvad az ÉK-i szerkezeti irányokba. S c h e f f e r V. geofizikai vizsgálatok szerint lehetségesnek tartja, hogy a Duna — Tisza-köze északi felén áthaladó délalpi vonulatok alatt a mélységben tovább húzódik ÉNY felé. Ennek igazolására még nincs mélyfúrási adat [26]. Nagykőröstől északra még alig ismerjük ennek az övnek a szerkezeti jelentőségét, de folytatásától K-re bükkhegységi, Ny-ra középhegységi jellegű a mezozoikum és a Tóalmás környéki diabáz előfordulások mélyreható diszlokációra utalnak.

A Puztamérges — nagykőrösi diszlokációs öv délfelé való folytatása az országhatáron túl, bácskai területen a geofizikai adatok és fúrások szerint szembetűnő [17]. S c h e f f e r V. a geofizikai adatok értelmezése alapján a balkáni Vardar-vonal folytatásának tartja [25, 26].

A Puztamérges — nagykőrösi diszlokációs öv a pontosabb helye annak a „tiszai” vonalnak, amelytől K-re eső területeken V a d á s z E. már régebben erdélyi kapcsolatokot állapított meg [38].

A Puztamérges — nagykőrösi elsőrendű diszlokációs övezettől K-re levő Tiszántúli kristályospala vonulat és a Dél-tiszántúli nagyszerkezeti egység Ny-i része nagy mélységbe süllyedt és rájuk torlódott a Mecsek — nagykőrösi nagyszerkezeti egység keleti széle. A nagyszerkezeti egységek nagy mélységbe süllyedő szélén kialakuló előmélyedés szerű süllyedékben keletkezett, a Puztamérges — nagykőrösi diszlokációs öv mentén, a színorogén jellegű flisképződmény. Ugyancsak ezt a diszlokációs övet kísérő mélyreható törésekhez kapcsolódnak a fúrásokból és geofizikai adatokból ismert nagy diabáztozimegek.

4. A Tiszántúli kristályospala vonulat nagyszerkezeti egységét ÉÉNY-ről határoló S z o l n o k — e b e s i diszlokációs öv az előbbiekkal egyenrangú, orogén flisképződményekkel és diabáztozimegekkel kísért diszlokációs övezet. A Szolnok — ebesi diszlokációs övtől északra levő Északalföldi nagyszerkezeti egység mélyszerkezeti része n a g y m é l y s é g b e süllyedt. Itt még egyetlen mélyfúrás sem érte el a kristályos alaphegységet.



2. ábra. Földtani szelvény Ebés—Hajdúszovát között. M a g y a r á z a t: 1. Csillámpala, 2. Újpaleozóos-mezozóos palás agyagmárgák, 3. Jura mészkő, 4. Diabáz, 5. Felsőkréta paleogén flis, 6. Tortonai homokos márga, riolituffa, 7. Szarmata mészkő, homokkő, vulkáni tufa csikok, 8. Alsópannóniai agyagmárga, homokkő, 9. Felsőpannóniai agyag, homok
 Fig. 2. Geological section across Ebés—Hajdúszovát. E x p l a n a t i o n: 1. Mica schists, 2. Late Paleozoic—Mesozoic shaly marls, 3. Jurassic limestones, 4. Diabases, 5. Upper Cretaceous — Paleogene flysch, 6. Tortonian sandy marls, rhyolite tuffs, 7. Sarmatian limestones, sandstones, bands of volcanic tuffs, 8. Lower Pannonian clayey marls, sandstones, 9. Upper Pannonian clays, sands

sőt az orogén flis képződményeken kívül még az alépitmény mezozoikumát sem. De a diszlokációs övben talált paleo-mezozoi nyomok (Ebes, Hajdúszoboszló) valószínűleg az Északalföldi nagyszerkezeti egység alépitményi részéhez tartoznak. A nagy mélységbe süllyedt mélyszerkezeti és feltételezett alépitményi részekre a Szolnok — ebesi diszlokációs vonal mentén reátorlódott a Tiszántúli kristályospala vonulat magasan levő ÉÉNY-i szélé.

Azt a tényt, hogy ennek a diszlokációs vonalnak a mentén ilyen reátorlódás, a fiatalabb képződményekre való rápikkelyeződés történt, a regionális földtani viszonyok mellett az ebesi fúrások földtani szelvényével is igazolni lehet (2. ábra).

5. A Tiszántúli kristályospala vonulat nagyszerkezeti egységét, délről a Déltiszántúli nagyszerkezeti egységtől a Tiszakürt — Kőrösladány között húzó diszlokációs vonal határolja. Ennek a vonalnak a jellegét még nem ismerjük eléggé, mindössze az biztos, délre nagy mélységben van a kristályos alaphegység, amit a nagyszénási fúrás még 3000 m mélységig nem ért el. Továbbá ennek a diszlokációs vonalnak mentén a földmágneses mérések szerint nagy diabázttömegeket várhatunk. Úgy tűnik, hogy Ny-ra, a medence belseje felé, illetve a Pusztamérges — nagykőrösi diszlokációs öv felé a mozgások intenzitása nagyobb volt. A Tiszakürt — kőrösladányi diszlokációs övből flisképződményekről nincsenek adatok. Valószínű hiányzott a flis képződését előfeltételező nagymértékű peremsüllyedés, gyors törmelékeny üledékképződés és a flis intenzív diszlokáltságát okozó mobilitás.

Ezt az öt elsődrendű diszlokációs övet lehet elkülöníteni meglévő adataink alapján a Kárpátmedencék határainkon belüli területén. Mint említettük, a nagyszerkezeti egységek több feldarabolódtak, magas és mély rögvonulatokra tagolódtak. A rögvonulatok leírása hosszadalmas lenne, ezeket csak a térképen tüntetem fel.

A morfológiájai vázlat tárgyalása után a továbbiakban a tektogenetikai ismeretekre vonatkozó adatokat foglalom össze.

A mélyszerkezet, az alépitmény és a diszlokációs övek tektogenetikája

A nagyszerkezeti egységek mélyszerkezeti részéről megállapítható, hogy nagyobb részben üledékes, kisebb részben magmás képződmények regionális metamorfózisa révén keletkeztek [32]. Az eredeti üledék valószínűleg ópaleozói, vagy régebbi geoszinklinálisok üledéke, arkózás homokkő, homokos agyag, márga volt a legtöbb esetben, de az eredeti üledék összetétele nagyszerkezeti egységenként különböző volt. A magmás képződmények főleg bázisosak voltak, de előfordul granodiorit jellegű kőzetekből és gránitból keletkezett kristályos pala is.

A nagyszerkezeti egységek mélyszerkezeti részének további földtörténeti fejlődése is különböző, amennyiben a metamorfózis foka és lefolyása nagyszerkezeti egységenként másféle. Úgyszintén a metamorfózis utáni magmaintrúziók, a szerkezeti fejlődés, a mozgékonyág tekintetében is különbségek állapíthatók meg az egyes nagyszerkezeti egységek mélyszerkezeti részei között.

A nagyszerkezeti egységek újpaleozói és mezozói fejlődéstörténete is különböző. A mélyszerkezeti részt fedő újpaleozóos-mezozóos alépitmény rétegtani és szerkezeti vonásokban aszerint különbözik egymástól, hogy melyik nagyszerkezeti egységhez tartozik. Az alépitményi részek képződésekor még tágasabb volt a tér, a mezozoikumából sok nyílttengeri üledéket, kevés partközeli képződményt ismerünk. Mindezt T e l e g d i R o t h kisebb térre való összetorlódással magyarázta. [35].

Csak a harmadidőszaki képződményekből álló felépitmény képződése idején voltak az egész ország területén nagyjából azonos üledékképződési feltételek. De még a harmadidőszaki medencéreszek süllyedésében is a

nagyszerkezeti egységek egészének egyöntetű és egymástól különböző mozgása ismerhető fel.

Az egymástól különböző nagyszerkezeti részek összetorlódása az Alpok, Kárpátok, Dinaridák felgyűrődésének idejére, főleg az ausztriai és a szávai orogén mozgások közötti időre esik. Ebben az időben a nagyszerkezeti egységek mélyszerkezeti része és a helyenkint rajtuk levő alépitményi részek erősen összetorlódtak, a legerősebb összetorlódás helyein a széleik egymásra tolódtak. A nagyszerkezeti egységek között mozgékony diszlokációs övek alakultak.

A Tiszántúli kristályospala vonulat északnyugati széle a Szolnok—ebeszi diszlokációs vonal mentén reátorlódott a mélyen alásüllyedő Északalföldi nagyszerkezeti egység déli szélére. Az Északalföldi nagyszerkezeti egység déli részének mélybesüllyedése folytán ez a terület összeköttetésbe került az Északkeleti-Kárpátok és az észak-erdélyi részek flis tengerével [11]. Az így kialakuló mozgékony süllyedékben képződtek az orogén jellegű kréta-paleogén flis és a diszlokációs öv mélyreható töréseivel kapcsolatos diabáz csoportba tartozó magmás képződmények. Az Északalföldi nagyszerkezeti egység regionálisan DDK-felé dőlő monoklinális, amelyen a Tiszántúli kristályospala vonulat reátorlódása menti süllyedékben a felsőkréta-paleogén képződmények orogén flis fáciesűek.

Ugyancsak az ausztriai—szávai orogén szakaszok között történt a Mecsek—nagykőrösi nagyszerkezeti egység magasan levő keleti végének reátorlódása a Tiszántúli kristályospala vonulat nagy mélységben levő nyugati részére, a Nagykőrös—pusztamérgesi diszlokációs övezet mentén. Ez a reátorlódás Szolnok—Nagykőrös—Kecskemét—Jakabszállás vonalán van. A Tiszántúli kristályospala vonulat nyugati részének nagy mélységbe süllyedésével kialakuló előmélység-szerű mozgékony árokban itt is orogén jellegű flis és nagy diabáztömegek találhatók. Az 1911. évi nagy kecskeméti földrengés tanúsítja, hogy ez a diszlokációs vonal a jelenkorban is mozog.

A Mecsek—nagykőrösi nagyszerkezeti egység keleti elvégződése mentén húzódó Nagykőrös—pusztamérgesi diszlokációs öv vonalában a jelek szerint szintén reátorlódott a Tisza mentén nagy mélységbe süllyedő Délkelet-Alföldi nagyszerkezeti egység szélére. Ebben a mély, mozgékony süllyedékben keletkeztek a kiskunfélegyházi és üllési fúrásokból ismert orogén flis képződmények és a mágneses térképen nagy anomáliákat okozó, valószínű diabáz tömegek. Ez a flis öv a bácskai jugoszláv fúrások szerint tovább folytatódik délre.

Ezeknek a nagyszerkezeti egységeknek az összetorlódása, a közöttük levő Szolnok—ebeszi és Nagykőrös—pusztamérgesi diszlokációs övezetek kialakulása a flisképződmények felsőkréta-paleogén kora szerint az ausztriai—szávai orogén mozgások idejére esik. Az összetorlódás az oligocén korú flis gyűrődésével a szávai mozgások után fejeződött be. A diabáz erupciók kora szintén erre az időre esik. A fő diabáz benyomulás az ausztriai orogén fázissal egyidejű. Ezt a nagykőrösi fúrások is bizonyítják, ahol a 18. fúrás 110 m vastagságban fűrt aprószemű diabáz törmelékét és agglomerátumot, ami valangini faunát tartalmazó mészkőre telepszik, a fedője pedig felsőkréta kori konglomerátum [33]. A diabáz erupciók kisebb nyomait már az alsókréta képződményekben is megtaláljuk, a Duna—Tisza köz fúrásai szerint.

Ugyanebben az időben alakult ki az a nagy diszlokációs öv is, amely a Drávamedence — Mecsek—nagykőrösi nagyszerkezeti egységet ÉNY felé elhatárolja a Középdunántúli nagyszerkezeti egységtől, vagyis a paleogén határvonalnak és a délalpi torlódás övének nevezett diszlokációs övezet. Ezt is vonalba rendeződő nagy mágneses anomáliákkal jelentkező, feltételezhetően bázisos magmás benyomulásoktól származó vonulat kíséri. A buzsáki oligocén előfordulás a diszlokációs öv menti paleogén süllyedékben képződött.

Ugyanebben az időszakban történt a Rába-vonal menti összetorlódás is, annak bizonyossága szerint, hogy a tőle délkeletre levő Középdunántúli nagyszerkezeti egységhez

tartozó terület fejlődéstörténete a paleogén végéig más volt, mint a Rába-vonaltól Ny-ra levő Kőszeg—mihályi nagyszerkezeti egysége.

Összefoglalva mindezekből az látható, hogy a Kárpátmedencék hazánk területére eső részén a mélyszerkezet és az alépitmény szerkezetének kialakulásában döntő jellegű volt az ausztriai—szávai orogén mozgások ideje közé eső földtani fejlődési szakasz. Egységes „Tiszta” masszívum nem volt, amely kaptafa szerepet töltött volna be a környező gyűrt hegységrendszerek íveinek kialakításánál, hanem különböző fejlődéstörténetű nagyszerkezeti egységek tömbjei szerepelnek, amelyek erősen összetorlódtak a környező hegységrendszerek felgyűrődésének idején, mozgékonyáguk azonban sokkal kisebb volt azokénál. Csak a nagyszerkezeti egységek tömbjeinek érintkezésvonalán kialakuló mobilis diszlokációs övek aránylag keskeny sávján volt intenzív orogénjellegű mozgás, orogénjellegű flis képződés és bázisos magmaműködés kíséretében. Ezáltal a mélyszerkezeti és alépitményi részek annyira stabilizálódtak, hogy a további térszűkítő mozgásoknak már ellenálltak. Ennek folytán a fiatal medenceüledékben gyűrődéses diszlokáció nyomait csak a szávedőkhöz sorolt délzalai mély medencesüllyedés területén ismerünk.

A felépitmény tektogenetikája

A mélyszerkezet és az alépitményi részek felsőkréta-paleogén összetorlódása és stabilizálódása után a neogénban dilatációs feldarabolódás, rögvonulatok alakulása, néhol nagy vulkáni működés, ezzel és ezt követően paleogén-neogén medencék alakulása történt.

A feldarabolódás a Középdunántúli nagyszerkezeti egységben és a Paleogén-medencében már a paleogénben megindult, amit a paleogén vulkáni működés és medencesüllyedés kísért. Nagyobb méretű volt ennél a miocénkori feldarabolódás.

A miocénkori feldarabolódás elsősorban az Északalföldi nagyszerkezeti egység területén volt intenzív, ahol nagyszabású helvét-tortonai vulkáni tevékenységre utaló nyomokat találunk. Az általános nagy neogén medencesüllyedés előtt ennek a nagyszerkezeti egységnek a mélyszerkezeti része, mélyreható törések mentén feldarabolódott. A Duna—Tiszaköz északi felében is van egy nagyobb miocénkori vulkáni vonulat, Dunaújváros—Lajosmizse vonalában, amely északra talán a Cserhát, Mátra tömegéhez kapcsolódik. Az Alföld keleti medenceszegélyén levő kitérés központok gyengébbek, mint az észak-tiszántúliak, úgyszintén a Mecsek—nagykőrösi nagyszerkezeti egységet is viszonylag gyengébb vulkáni működés jellemzi.

A többi alföldi nagyszerkezeti egységen eruptív központokat nem ismerünk, csak távolabbról szórt finomszemű vulkáni törmelékanyag fordul elő. A Dunántúl egyes medenceterületeiről is vannak kisebb helvét-tortonai vulkáni tevékenységre utaló adatok.

A feldarabolódással létrejövő magas és mély rögvonulatok iránya több esetben azonos a nagyszerkezeti egység határain belül és különbözik a szomszédos nagyszerkezeti egységétől. Szembetűnő ez a Kőszeg—mihályi nagyszerkezeti egységen, amelynek mélyszerkezeti magas és mélyvonulatai ÉÉK-DDNY irányúak, míg a vele érintkező Középdunántúli nagyszerkezeti egység alépitményének rögvonulatai ÉNY-DK irányúak. Másfelől viszont a rögvonulatok átmennek és folytatódnak a szomszédos nagyszerkezeti egység területén, ami a konszolidáció utáni bizonyos fokú egységes mozgásról tanúskodik.

A medencealjzat dilatációs töréses feldarabolódásával kapcsolatos helvét-tortonai vulkáni működéssel megindult a neogén medencék epirogén jellegű süllyedése. A medencesüllyedés nagyszerkezeti egységenként különböző időben kezdődött és a süllyedés szakaszai különböző méretűek voltak. Az

általános süllyedés közben az egyes nagyszerkezeti egységek, magas és mély rögvonulatokra való tagolódása folytatódott és ezek mozgása szerint is változó vastagságú üledékképződés történt.

A harmadidőszaki m e d e n c e s ü l l y e d é s nagyszerkezeti egységeinként északról délre való egymásutánai sorrendben történt.

Legelőször a Paleogén medence területén süllyedt le, amelyben Salgótarjánnál 2000 m-t meghaladó oligocén tengeri üledék képződött. A medencesüllyedést paleogén vulkáni működés kísérte. Az oligocén képződmények a neogén medencesüllyedést bevezető helvét-tortonai vulkanizmussal összefüggő rögökre való feldarabolódás idején a stájer orogén szakasszal egyidejűen szintén nagyon erősen összetöredeztek, rögökre tagolódtak. Ennek a kisméretű rögökre való nagyfokú feldarabolódásnak jellemző példáit ismertük meg a mezőkeresztesi és demjéni sűrű fúrási hálózattal.

A Paleogén medence után az Északalföldi nagyszerkezeti egység területe süllyedt nagymértékben. Az Északalföldi nagyszerkezeti egység 1500 m-nél vastagabb helvét-tortonai vulkáni képződményei a miocén végére annyira lesüllyedtek, hogy a területet elöntötte a tortonai-szarmáciai sekély szigettengerág. Ugyanakkor a Délkelet-Alföldi nagyszerkezeti egység a felsőmiocénben még kiemelkedő terület volt, amelyen felsőmiocén tengeri üledékképződés nyomait eddig nem ismerjük.

A Kisalföld északi részén a csehszlovák fúrások szerint vastag miocén üledék képződött, míg a Kőszeg — mihályi nagyszerkezeti egységen csak vékony felsőmiocén képződményeket ismerünk [12].

A Dunántúli Középhegység medencealjzati folytatása a paleogénben kezdett süllyedni. A Bakony-hegység V a d á s z E. és I, á n g S. szerint, a miocénben még nem volt meg mai formájában, csak a stájer orogén szakasztól kezdve a legfiatalabb időkg alakult ki [40, 13]. A Bakony, a Középdunántúli nagyszerkezeti egységnek harmad időszak rögökre való tagolódása folytán létrejött magas rögvonulata.

A Délzalai-medencében nagyon vastag a miocénkori üledék, ami valószínű az ott összefutó nagy diszlokációs övekkel (Rába-vonal, Délalpi-torlódás, Dráva-vonal) kapcsolatos erős süllyedés következménye.

A p l i o c é n b e n a Paleogén-medencének már csak a déli szegélyén van aránylag vékony üledékképződés. Az Északalföldi nagyszerkezeti egység területén általában szintén vékony a pliocén üledékképződés, tehát a nagy miocén süllyedést aránylag már csak kisebb pliocén süllyedés követte. Csak a rögvonulatokra való tagolódás folytán vannak a területén vastagabb pliocén üledékekkel fedett mélyvonulatok a Jászságban és Tiszaháton. A szarmáciai regresszió után a pliocén elején még szárazulat volt a nagyszerkezeti egység területének több része, az alsópannóniai képződmények alsó része hiányzik, magasabb rögvonulatokon esetleg az egész alsópannon kiemelkedik.

A Tiszántúli kristályospala vonulat felett közepes vastagságú pliocén üledék keletkezett, de a rögvonulatokra való darabolódás folytán 1000—2500 m körül ingadozik a pliocén — pleisztocén üledék vastagsága. A rögvonulatokra való tagolódás itt főleg ÉNY-DK irányú törésvonalak mentén történt és ezek a mély és magas rögvonulatok a Tiszántúli kristályospala vonulat területéről átterjednek az Északalföldi nagyszerkezeti egységet szegélyező flisképződmények területére is, ami az idősebb nagyszerkezeti határok elmosódására, a konszolidáció utáni egyöntetű mozgásra utal.

A Délkelet-Alföldi nagyszerkezeti egység csak a pliocénben kezdett süllyedni. Ekkor azonban oly nagymérvű volt a süllyedés, hogy a többi alföldi nagyszerkezeti egységet mind felülmúlta, helyenként 3000 m-nél vastagabb pliocén és fiatalabb üledék képződött rajta.

A Mecsek — nagykovácsi nagyszerkezeti egység magas és mély rögvonulatokra való tagolódása a miocén óta nagymértékű. Ennek folytán változó, de általában csak

közepes vastagságú pliocén üledékképződés jellemzi. A felsőmiocén üledékképződés még csak helyenkint ismert a nagyszerkezeti egység területéről és általában vékony, csak a mélyvonulatok felett vastagabb. A pliocénben 1000–1500 m vastagság-változások is gyakoriak. Némely magas rögvonulatról az alsópannoniai rétegek hiányoznak.

A Középdunántúli nagyszerkezeti egységen a rögökre való darabolódás folytán, a felszín fölé emelkedő magas rögvonulatok miatt nagy területeken nincs pliocén üledék. A Dunántúli Középhegységnek Ny-felé és a délnyugati elhatárolódása mentén kialakuló Dráva-árok felé folytatódó részeit azonban vastag pliocén és fiatalabb üledék fedte el.

A Kőszeg–mihályi nagyszerkezeti egység mélyszerkezeti részén csak kevés újpaleozóos maradvány képviseli az alépitményt, mezozoikumot nem ismerünk a területéről. Itt a neogén medence süllyedése a felsőmiocénben kezdődött és a pliocénben folytatódva nagy méreteket ért, 2000–3000 m vastag üledék képződött.

Az így kialakuló neogén medencékben a medencékítő üledék szerkezetét főleg két tényező határozta meg. Az egyik a laza medence üledék tömörülése, a másik az idősebb medencealjzat rögjeinek viszonylagos mozgása.

Térrövidülés által okozott gyűrt szerkezeti alakulásokat csak a Délzalai-medencének nevezett mélyvonulatból ismerünk. Itt az enyhe redőformák keletkezése összefügg azzal, hogy aránylag szűk, árokszerű területen igen nagy méretű volt a neogén medence-süllyedés. A Délzalai-medence szűk árokszerű mély süllyedésének az okát abban kereshetjük, hogy itt a neogénban is folytatódott a Délzalai-medence mélyszerkezeti részének, a Délalpi torlódás diszlokációs öve mentén az innen északra levő terület mélyszerkezeti részével való összetorlódása. Ez látható Dubay L. szelvényében is [5]. A részben határainkon túli DK-i irányú Dráva-árok menti diszlokációs öv összefut a Délalpi torlódás és Rába-vonal diszlokációs öveivel. A diszlokációs övek találkozásának a hatása az, hogy a Délzalai-mélyvonulat még a neogénben is nagyot süllyedt és ezen a területen a térszűkítő összetorlódó mozgások tovább tartottak és a pannóniai üledéket is enyhén meggyűrtek.

A többi medenceterületünkön a kristályos-mezozóos alaphegységet a kiterjedéséhez képest aránylag vékony neogén üledék fedi. A neogén üledéknek a kiterjedéséhez képest vékony voltát akkor tapasztaljuk, ha torzítás nélküli regionális szelvényeket szerkesztünk. Ennek a vékony üledéknek a szerkezetét a medencealjzat határozza meg. A kristályos–mezozóos medencealjzat azonban már a neogén előtt konszolidálódott és a horizontális nyomóerők gyűrődést okozó hatásától megvédte a reátelepült aránylag vékony neogén üledéket is. Térrövidülés okozta gyűrődések a medencékben (a Délzalaik kivéve) utoljára a szávai orogén szakaszban történtek (az oligocén flis gyűrődése idején), de már akkor is csak azokra a mozgékony diszlokációs övekre korlátozódtak, ahol a nagyszerkezeti egységek érintkeznek. Neogén képződményeinkben ezért nincsenek igazi, térrövidüléssel létrejött gyűrt szerkezetek, a Délzalai-mélyvonulat kivételével.

A stabilizálódott medencealjzat a neogén óta csak folyamatos epirogén jellegű, vertikálisan ingadozó mozgásokat végzett. Ez a mozgás a nagyszerkezeti egységeknek említett regionális mozgásai mellett az egyes rögvonulatoknak és helyi rögöknek a mozgáskülönbségeiben nyilvánul.

A medencealjzat folyamatos vertikális mozgásai többnyire lassúak és a neogén üledékképződéssel egyidejűek. A medencealjzat lassú mozgásai a közben képződő képlékeny üledékben legtöbbször nem vezetnek töréses szerkezeti alakulásokhoz. Ilyeneket csak az üledékképződés utáni nagyobb mozgások helyzen találunk. A medencealjzat lassú mozgásai többnyire csak az üledéket szállító vízáramlásokat befolyásolták s az áramlások munkaképessége szerint a vastagabb és vékonyabb, durvább vagy finomabb üledékképződés helyét határozták meg.

A medencealjzat neogén utáni vertikális mozgásai a neogén üledékben lapos boltokat, teknőket, réteghajlásokat (flexurákat) kofferredő szerű alakulatokat hoztak

létre. A neogén medence aljzatának vertikális mozgásai által létrejött szerkezeti formák felismerhetők a mélyfúrások összesítő földtani szelvényeiből. Ha a szerkezeti formák a neogén üledékképződés valamely szakasza utáni mozgásokkal (az alsópannon után, vagy valamely alsópannon szint után) alakultak ki, a mozgás előtti rétegek vastagsága közel egyforma az utólag képződött kiemelkedés felett és az oldalain is. A mozgás idején képződött rétegek között diszkordanciák, kiékelődési övek, üledék-vastagság különbségek vannak. A mozgás után ismét közel változatlan vastagságú rétegek következnek.

A neogén medenceüledék szerkezetét alakító másik fontos tényező a rétegek tömörülése. A kompaktációs eredetű települt boltozatok és teknők a medencealjzat felszíni formáihoz való idomulással jönnek létre, az újabb rétegek megterhelése folytán. A települt boltozatok jól felismerhetők arról, hogy a neogén üledék egyes rétegeinek vastagsága az alaphegység kiemelkedése felett fokozatosan csökken, (ellentétben a medencealjzat üledékképződés után emelkedő röge fölött képződő boltozattal, ahol a rétegek eredeti vastagsága változatlan). A mélyebb rétegek felboltozódása meredekebb, a fiatalabbak fokozatosan laposabb, diszkordancia nincs a rétegsorban, csak a vastagságuk csökken a felboltozódás helyén.

Kompaktációs boltozat keletkezik minden olyan képződmény kiemelkedése felett, amely a diagenezisen átment, megszilárdult és a rétegerhelésnél szereplő nyomások hatására további lényeges térfogatcsökkenésre képtelen. Ilyen a kréta-paleogén flis, amely a rétegerhelésnél jóval nagyobb hegységképző nyomásoknak volt már kitéve, továbbá a helvét-tortonai vulkáni képződmények, a tortonai mészkő és a pannóniai homokkő összeletek is, amelyek a rétegerhelés nyomásától számottevően nem tömörülnek.

A neogén üledéktakaró szerkezetére jellemző a medencealjzati rögek vertikális mozgásának és a kompaktációnak együttes hatása. A réteg tömörülése elég vastag pelites üledék esetében mindig szerepel. A medencealjzat vertikális mozgása, illetve viszonylagos emelkedés vagy süllyedés nem mindenütt mutatható ki. A medenceüledék helyi szerkezetei tehát lehetnek 1. rétegtömörüléssel, 2. a medence aljzatának lassú vertikális mozgásával és a rétegtömörülés együttes hatásával kapcsolatosak.

A neogén üledék szerkezetét alakító legfiatalabb tényezők hatását a felszín morfológia térképe, a felszín földtani térképe és a neogén medence aljzatának felszíni formáit ábrázoló térkép tükrözi. Azt tapasztaljuk, hogy az Alföld medencealjzatának kiemelkedő magas rögvonalai felett hiányzik, vagy vékony a holocén üledék és sokszor az Alföld mai felszíne is magasabb a medencealjzat kiemelkedései felett. Így Battonya—Tótkomlós környékén tengerszint felett 100—115 m a mai felszín és ennek a magasabb területnek a tengelyiránya pontosan egyezik a Battonya-pusztaföldvári magas rögvonalat irányával. Ugyanígy a Sükösd—jánoshalmi magas rögvonalat felett 170 m-ig emelkedik a mai felszín 85—90 m mai felszínű környezetben, a medencealjzati magas rögvonalat irányával egyezően. Az összefüggés a medencealjzat kiemelkedése és a felszín kiemelkedése közt mindkét esetben kétségtelen.

A medencealjzat és a felszín formái közti összefüggés részben a neogén üledék tömörülésére vezethető vissza. Ahol vastagabb a tömörülésre alkalmas üledék, ott nagyobb a mai felszín süllyedése.

Bár a tömörülés hatása kétségtelen, a medencealjzat vertikális mozgásának is bizonyítékai vannak. Ahol a pleisztocén üledék a 400 m vastagságot is eléri, ott a medencealjzat süllyed. Kompaktációval létrejövő süllyedések kitérésével nem lehet ilyen vastag üledékképződést magyarázni. A kompaktációnak és a medencealjzat vertikális mozgásának együttes hatása a legújabb mozgásoknál is jelentkezik.

A jelenkori mozgásokra utaló nagy földrendések részben a nagyszerkezeti egységek közötti diszlokációs övekkel, részben a magas és mély rögvonalokat elválasztó diszlokációs vonalakkal vannak kapcsolatban.

A Rába-vonalon: Komárom-, Győr-, szombathelyi; a Balaton-paleogén határ-vonalon: a dunaharaszti; a Nagykőrös—pusztamérgesi diszlokációs övön: a kecskeméti élenk szeizmicitású területeket találjuk. A rögvonalatok közötti diszlokációs vonalak vannak az egri, móri, ukki, Pincehely—kaposvári földrengéses területek [4].

A szerkezeti térképen nem jelöljük a felépítmény (neogén) helyi szerkezeteit, mert a medenceüledéknek nincsen a medencealjzattól független, önálló szerkezete. A neogén üledékben a medencealjzati magas rögsei felett ennek emelkedésével okozott, vagy tömörüléses boltozatok, a mély rögsei felett hasonló teknők alakultak. A neogén szerkezetét csak ott kell külön jelölni, ahol eltér a medencealjzattól, mint a Délzalai-medence mélyvonalatában levő enyhe redőformák (Budafa, Lovászi) esetében.

IRODALOM — REFERENCES

1. Balkay B.: A magyarországi földkéreg szerkezete. Geofizikai Közl. 1960. — 2. Bulla B.: Magyarország természeti földrajza. 1962. — 3. Csiky G.: Az Észak-magyarországi szénhidrogénkutatások kőolajföldtani eredményei. Földt. Közl. 1961. — 4. Csomór D.—Kiss Z.: Magyarország szeizmicitása. Geof. Közl. 1962. — 5. Dubay L.: Az Észak-Zalai medence fejlődéstörténete a kőolajkutatások tükrében. Földt. Közl. 1962. — 6. Haáz I.: A földmágnesség függőleges tererősségének izoanomái vonalai az Alföldön. Geof. Int. jelentése. — 7. Horusitzky F.: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. Földt. Int. Évkönyve, 1961. — 8. Jantusky B.: A Velencei-hegység földtana. Geof. Hungarica 1957. — 9. Kertai Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. Földt. Közl. 1957. — 10. Kőrössy L.: A Tiszántúli mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilitásait szemontjából. Bányászati Lapok, 1957. — 11. Kőrössy L.: A Nagy Magyar Alföld fizikai képződményei. Földt. Közl. 1959. — 12. Kőrössy L.: Adatok a Kis-Alföld mélyföldtanához. Földt. Közl. 1958. — 13. Láng S.: A Bakony geomorfológiai képe. Földrajzi Közl. 1958. — 14. Lányi J.: Magyar Kisalföld mélyszerkezete geofizikai mérések alapján. Geof. Közl. 1959. — 15. id. Lóczy L.: Magyarország földtani szerkezete. 1918. — 16. ifj. Lóczy L.: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. Zeitschr. Bulgarische Geol. 1939. — 17. Marinovics D.: Regional review of the Geology and Tectonics of oil bearing Areas in Vojvodina. Report of the Fifth Meeting of the Geol. of the F. P. R. of Yugoslavia 1962. — 18. Pantó G.: Mezoóos magmatizmus Magyarországon. Földt. Int. Évi jelentése, 1961. — 19. Pávay Vajna F.: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. Földt. Közl. 1931. — 20. Pécsi M.: A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszínalkata. 1959. — 21. Posgay K.: Magyarország mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. Geof. Közl. 1962. — 22. Priuz Gy.: Magyarország földrajza. 1942. — 23. Scheffer V. — Kántás K.: A Dunántúli regionális geofizikája. Földt. Közl. 1949. — 24. Scheffer V.: Az Alföld északi részének regionális geofizikai szintézise (Akadémiai doktori ért. 1958.). — 25. Scheffer V.: A Kárpát-medencék néhány regionális geofizikai problémájáról. Geof. Közl. 1962. — 26. Scheffer V.: A „Magyar Közélső tómege” kérdéséhez. Geol. Közl. 1958. — 27. Schmidt E. R.: Geomechanikai tanulmányok a nagytektonika és a bányageológia köréből. Bányászati és Kohászati Lapok 1944. évf. 9—10. sz. — 28. Schmidt E. R.: Geomechanikai szempontok a magyar mezoóos kratoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegység szerkezeti vonásainak értelmezéséhez. Földt. Int. könyve, 1961. — 29. Sümehy J.: Adatok az Alföld földtani felépítéséhez. Földt. Int. vitaulései. 1947. — 30. Szalai T.: A Kárpátok geotektonikai szintézise. Geof. Közl. 1958. évf. — 31. Szádeczky-Károossy E.: Geologie der rumplungarlandischen kleinen Tiefebene. Bánya- és kohómérnöki Oszt. Közl. 1938. — 32. Szepesházy K.: A Magyar Medence aljzatának kristályos közeleti. OKGT jelentés. 1957. — 33. Szepesházy K.: Mélyföldtani adatok Nagykőrös—Kecskeméti területéről. Földt. Közl. 1962. — 34. Szentes F.: Magyarország hegység szerkezeti térképe. Földt. Int. Évi jelentés, 1957—58. — 35. Telegdi Roth K.: Magyarország geológiája. 1929. — 36. Tomor J.: A magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. Bányászati Lapok 1957. — 37. Vadász E.: A Dunántúli hegység szerkezeti alapvonalai. Dunántúli Tudományos Intézet, 1945. — 38. — Vadász E.: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. Ak. Műszaki Tud. Közl. 1954. — 39. Vadász E.: Elemző földtan. 1955. — 40. Vadász E.: Magyarország földtana. 1960. — 41. Vendel M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. der Geol. Ges. Wien, 1958. — 42. Vendel A.: A velencei hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. M. Áll. Földt. Int. Évk. 1914. — 43. Jelentés az 1960. évben Tét környékén végzett reflexiós és refrakciós szeizmikus mérésekről. (Kézirat 1961.) — 44. Jaskó S.: A Darnó vonal. Földtani Int. Vitaulései. 1946.

Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary

DR. L. KŐRÖSSY

In Hungary the knowledge of the geological structure of the basin areas has developed slowly, as they are covered by recent deposits making the exploration most difficult.

The morphotectonic subdivision and the tectogenetic evolution of the basin areas of Hungary are discussed in the paper.

On the territory of Hungary, seven major tectonic units controlled by five main dislocation zones can be recognized.

The geological history of development of the areas included in each particular major tectonic unit is similar. The general patterns of the lower structural stage (pre-Variscian Early Paleozoic and even more ancient crystalline formations), of the second structural stage (Late Paleozoic — Mesozoic rocks, sedimentary phase between the Variscian and Austrian crustal movements) and of the third structural stage (Tertiary rocks) are close. The major tectonic units have been delimited in view of the dislocation zones that can be recognized between them, of the differences in the history of their geological development as well as on the basis of determining divergences in the general patterns of the lower, the second and the third structural stages.

The following major tectonic units may be distinguished in this way:

I. Major tectonic unit of Kőszeg-Mihályi. Its lower structural stage is the extension of the central, crystalline range of the Alps and consists chiefly of rocks metamorphosed on the boundary between the epizone and the mesozone. Its second structural stage locally represents remnants of Late Paleozoic sedimentary rocks. No Mesozoic rocks are known within the area of this unit. The third structural stage is represented by a thin series of Upper Miocene deposits and locally by thick Pliocene strata.

II. Major tectonic unit of Central Transdanubia. Its lower tectonic stage is composed of epizonal metamorphic schists and granite intrusions. The second structural stage is represented by a series of Late Paleozoic and thick Mesozoic deposits of the „Central Mountains” type. The third structural stage shows locally hiatus and elsewhere it is represented by a thick series of Paleogene-Neogene deposits with traces of volcanic activity.

III. Major tectonic unit of Dráva Basin — Mecsek — Nagykőrös. Its lower structural stage consists mainly of mica schists, granites, granite gneisses. More intensely metamorphosed than the rocks making up the corresponding stage of the preceding major tectonic unit. The second structural stage is composed of Late Paleozoic-Mesozoic deposits of the „Mecsek” type differing from the preceding major tectonic unit. The third structural stage is made up of Neogene deposits varying in thickness and exhibiting traces of volcanic activity.

IV. Major tectonic unit of the Bükk Paleogene Basin. Its lower structural stage is mostly unknown, except in the north-western part where the basement includes phyllites and mica schists issuing from the direction of the Vepor. The Late Paleozoic-Mesozoic rocks of the second structural stage are of „Bükk Mountains” type. In the third structural stage of this unit the Paleogene and Miocene marine deposits as well as the igneous rocks play an important role. Pliocene deposits occur only in the southern part being represented by a thin sedimentary complex.

V. Major tectonic unit of Northern Alföld. Its lower structural stage has sunk into unknown depth. The second structural stage also appears to lie at unknown depth, although the remnants of Paleo-Mesozoic rocks in the area of Hajdúszoboszló-Ebes may perhaps represent portions of the second structural stage of this major tectonic unit. In the third structural stage there are very thick Neogene igneous rocks with eruption centres. The Pliocene deposits are relatively thinner.

VI. Major tectonic unit of Tiszántúl crystalline schist range. Its lower structural stage consists of crystalline schists from the deeper mesozone (gneisses, mica schists) which were penetrated by intrusions of alkaline magmas altered to amphibolite. No post-metamorphic magma intrusions are known. Paleo-Mesozoic deposits are only represented by very scarce traces on the margin of the lower structural stage. However, they seem to belong already to the adjacent major tectonic units. The third structural stage is made up of thin Upper Miocene and thick Pliocene deposits. No volcanic eruption centres are known to exist in this area, only some pyroclastic material occurs.

VII. Major tectonic unit of Southern Alföld. Its lower structural stage has partly sunk into unknown depth. It is locally made up of mesozonal and epizonal crystalline schists with metamorphosed magma intrusions. After metamorphism the altered formations were penetrated by granite gneisses, granites and quartz porphyry. The second structural stage is incompletely developed and shows relationships with the Mesozoic of the eastern border of the basin. In the third structural stage only Pliocene rocks forming very thick series are known, while traces of any volcanic activity are lacking.

The major tectonic units are further divided into horst and graben ranges, and the latter, again, to high and deep blocks. The block ranges which could be detected so far are represented in the annexed tectonic map. The directions of the horst and graben ranges vary by major tectonic units.

The primordial dislocation zones delimiting the major tectonic units may be referred to three different types according to the intensity of movement:

1. Zones of structures piled up by stresses which proceeded along nearly vertical planes.

2. Zones of structures thrust over each other along steeply dipping planes of various directions where the subsided unit lies below a sedimentary basin.

3. Dislocation zones formed due to thick detritic sedimentation and its disturbances in persistently labile depressions along overthrust major tectonic units associated with orogenic flysch formations.

The horst and graben ranges within the major tectonic units are separated by dislocation zones of second order, and the high and deep blocks by dislocation lines of third order. Many of these elements can be detected in the basin areas even though our knowledge is not yet complete. The dislocation zones are shown in the annexed map.

The larger dislocation zones are associated with basic magma intrusions, effusions (diabase) of linear arrangement which are known from boreholes for the most part and which, on the other hand, may be traced or assumed to be present on the basis of geomagnetic anomalies.

Tectogenetically, the period between the Austrian and the Savian orogenic movements is important. In the evolutionary period between the Austrian and the Savian orogenic phases, simultaneously with the folding of the Alps, Carpathians and Dinarides, major tectonic units of different history of development up to the Cretaceous underwent an intense complex thrusting. Along the dislocation zones between the major tectonic units, the margins of the latter thrust over each other along steep planes. In the graben-like mobile depression formed above the subsided tectonic unit, the deposition of flysch sediments took place. They became intensively folded. The deep fractures gave rise to intrusions of basic magmas (diabase).

The overthrusts resulted in the stabilization of the basement of the basin regions of Hungary. During additional tectonic evolution this basement resisted the compressional movements. Thus, additional foldings after the Savian movements are almost unknown.

Simultaneously with the Styrian orogenic movements, the dilatational fracturing of the major tectonic units into horst and graben ranges became very intense. The intensity of fracturing into block ranges and of the associated volcanic activity varied by major tectonic units. Especially the fracturing of the major tectonic unit of the Northern Alföld was intense; it was associated with the formation of igneous rocks having thicknesses as large as 1500 m during Helvetian-Tortonian times.

The subsidence of basins during Tertiary took place generally in different moments and manner in the different major tectonic units. In the eastern part of the country the subsidence of the Tertiary basins proceeded from the north to the south in the following order. The principal period of subsidence of the Paleogene basin corresponds to the Middle Oligocene when an over 2000 m thick sedimentary series was formed in this area. During the Lower Miocene the subsidence of this basin section was already more reduced and during the Pliocene it affected only the southern border of the basin. The main period of subsidence of the major tectonic unit of the Northern Alföld set in during Middle — Upper Miocene, while in Pliocene times it underwent but a small-scale sinking. The major tectonic unit of the Tiszántúl crystalline schist range started to sink in Upper Miocene times and was sinking chiefly during the Pliocene epoch. The major tectonic unit of the Southern Alföld was in the Miocene still an elevated land, its principal subsidence set in during Pliocene and Pleistocene, being, however, more intense than in the former areas.

The major tectonic unit of the Dráva Basin — Mecsek Mts — Nagykovács territory was intensely dissected. The graben ranges are overlain here by Miocene — Lower Pannonian basin deposits, while the horst ranges are frequently covered only by Upper Pannonian sediments. In the south-eastern part of the unit in question the second and the lower structural stages are also exposed (Mecsek Mountains).

In the south-eastern part of the major tectonic unit, affected by a thrust fault trending to the north-west, of Central Transdanubia the lower and the second structural stages are similarly exposed to the surface (Transdanubian Central Mountains). Along the

portions which have subsided towards the north-west and south-west are covered by Tertiary basin deposits. Finally, the major tectonic unit of Kőszeg-Mihályi started to sink in the Upper Miocene and underwent a large-scale sinking chiefly during Pliocene times.

Characteristic features of the structure of Neogene deposits are compaction anticlines and synclines adjusting themselves to the morphological patterns of the basin substratum as well as structural deformations caused by vertical movements of the blocks of the latter. The Neogene deposits exhibit folded structures only in the Southern Zala Basin.

An important evolutionary stage in the tectogenetics of the basin areas of Hungary is represented by the complex thrust movements which have taken place in the span of time between the Austrian-Savian orogenic phases. No uniform crystalline massive ("Tisia") formed the basement of the Hungarian basins, but blocks of major tectonic units with different history of development were involved. They were subjected to intense complex thrusting during the folding of the adjacent mountain systems, yet their lability was much more reduced than that of the latter. Intense movement of orogenic character associated with orogenic flysch formation and with activity of basic magmas occurred only in the relatively narrow belt of the mobile dislocation zones that were formed at the contact of blocks of the major tectonic units. Because of this fact, the lower and second tectonic stages became stabilized to such a degree that they could resist any additional compressional stresses. That is why traces of dislocations by folding are known in the recent basin sediments in the area of the Southern Zala deep basin subsidence only related to the Savian folds.

A KÖSZÉN ÖNGYULLADÁSÁNAK ELMÉLETE ÉS BORSODI VONATKOZÁSAI

DR. SOÓS LÁSZLÓ*

Összefoglalás: A kőszén öngyulladása akkor következik be, ha ezen exoterm folyamatnál a hőfejlődés sebessége nagyobb, mint a hőelvezetésé. Az öngyulladás legfőbb oka a kőszén huminanyagának oxidációjára vezethető vissza. Az oxidáció sebessége a hőmérséklet emelkedésével a van't Hoff törvény szerint növekedik. A kőszén hőmérsékletének eredeti emelkedését a kőszénanyag nedvesedése, esetleges mikrobiológiai hatások, a pirit-markazit, valamint a fuzit oxidációja vezetheti be. Az oxidációnál igen nagy szerepet játszik a főleg földtani tényezők hatására bekövetkező aprózódás okozta felületnövekedés. Szerepe lehet a kőszén önoxidációjában, mint katalizátornak, a hamunak is. Az időegységben termelt hőmennyiség kezdetben rendszerint kisebb, de a felmelegedéssel gyorsított reakció következtében növekedik. A kőszén öngyulladásának lehetőségét a létrehozott maximális hőmérséklet szabja meg. Az Ormosbánya II. akna V. telepének kőszénanyagán végzett szénkémiai vizsgálatok alapján kimutattuk, hogy a szürke agyaggal, az ún. „közkövel” két padra osztott V. telep kőszénképződményei főleg láperdői, vagy a lép szegélyéhez közelebb fekvő, kissé mélyülő láperdői képződmények.

Megállapítottuk, hogy az ebben a telepben előforduló melegedés és öngyulladás a huminiteket igen finom eloszlásban tartalmazó sötétszürke növénymaradványos agyagból és közkövből indul ki. Az oxidációs csomók valószínűleg korai képződményként, az oxidációs szegélyek későbbi képződményként a kőszén agyag feletti periblititben jelentkeznek. Közvetlenül a kőszén agyag alatti kőszénben oxidációs csomók nincsenek. A pirit a vizsgált mintákban ép, nem mállott, az V. telep kőszénanyagának öngyulladásában nincsen szerepe.

Az öngyulladás elleni védekezés elvi lehetőségei a következők: csökkenteni a kőszénhez jutó oxigén mennyiségét, csökkenteni a kőszén hőmérsékletét és térfogategységnyi felületét, megakadályozni az aprózódást a töredékes övek szilárdításával, valamint inhibitorokkal csökkenteni az oxidáció mértékét és sebességét. Igen fontos a Szádeczkay által ajánlott hőtermelési görbének az idő függvényében történő meghatározása az öngyulladási veszély maximumának megállapítására.

A kőszén bányászata, szállítása és tárolása közben bekövetkezhető öngyulladás egyike a kőszénipar legfontosabb gyakorlati kérdéseinek.

Régen ismeretes, hogy bomló szerves anyagokban erős felmelegedés, sőt gyulás is lehetséges. A kőszén levegő hatására bekövetkező melegedését és öngyulladását már Theophrasztosz [42] (i. e. 320) és Plinius [25] (i. u. 70) is megfigyelte. Kőszén öngyulladása folytán bekövetkező tűzről a Francia Tudományos Akadémia már 1757-ben hírt adott. A Saar-vidéken levő Dudweiler-i „égő hegyet” 1771 tavaszán Goethe [11] is megnézte. Ismeretesek olyan bányatüzek, melyek évszázadok óta tartottak, így Szászországban Zwickau-nál Planitzban, mely minden leküzdésére irányuló törekvés ellenére három nagyobb periódusban a 16. század elejétől a 19. század végéig, tehát majd 400 évig dúlt [13]. Számos öngyulladás okozta tűz a 19. században hajón történő kőszénzállításokkal kapcsolatos. A német hajótulajdonosok lapjának egyik közleménye alapján 1889–1896-ig 155 kőszénzállító hajón bekövetkező tűzről számolnak be, melynek következtében 40 hajó kiégett, 30 pedig eltűnt.

Érthető, hogy a kőszén öngyulladásának megakadályozására (leküzdésére) a 19. század eleje óta intenzív kutatások indultak meg, melyekből olyan híres kémikusok, mint Berzelius és Liebig is kivették részüket.

Liebig [19]* már 1865-ben megállapította, hogy az öngyulladást (oxidációt) a levegő és víz jelenléte elősegítik.

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Északmagyarországi csoportja és az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület Borsodi csoportja által Ormosbányán rendezett ankéton 1962. okt. 18-án. A kézirat lezárása 1962. dec. 10.

* Liebig: egyébként gyakorlati tanácsokkal is ellátta a hozzáforduló egyik hajóstársaságot (l. a Vegesacker Seeschiffergesellschaft-hoz írott levele 1866-ban).

A kőszén öngyulladásának okát az egyes kutatók a legkülönbözőbb tényezőkre igyekeztek visszavezetni. Nem célunk, hogy az ilyenirányú vizsgálódásokról részletekbe menő ismertetést adjunk, de szükséges, hogy a nagyjából már ismertnek feltételezett jelenségeket röviden összefoglaljuk.

A kőszén, vagy más könnyen oxidálódó anyag öngyulladása akkor következik be, ha ezen exoterm folyamatnál a hőfejlődés sebessége nagyobb, mint a hőelvezetésé. Az öngyulladásnál kémiai, fizikai, esetleg mikrobiológiai és nem utolsósorban földtani folyamatok, illetve ezek együttesen vesznek részt. Előre bocsátandó, hogy az öngyulladásnál az előbb említett tényezők soha nem egyedül, egymástól függetlenül, hanem együttesen, egymást szinte feltételezve hatnak.

A kőszén öngyulladásával kapcsolatos modern tudományos felfogás szerint a kőszén öngyulladásának legfontosabb oka, a kőszénben levő huminanyagok oxidációja. Minthogy az oxidáció felületi jelenség, nyilvánvaló, hogy a felület nagysága alapvetően fontos tényező ezekben a folyamatokban.

Köztudott, hogy a szemcseméretök csökkenésével — tehát az aprózódásnál — a felület igen nagymértékben növekszik, a nagyobb felület pedig nagyobb mértékű, illetve gyorsabb lefolyású oxidációhoz vezet. Így hat tehát a fizikai tényező a kémiai oxidációs jelenségre.

A huminanyagok oxidációja kétségtelenül legfőbb, de nem az egyetlen ok, mert mint látni fogjuk, több tényező együttes hatására van szükség az öngyulladás kiváltódásához.

A szóbajöhető tényezőket az alábbi összeállításban mutatjuk be:

I. Kémiai tényezők

1. pirít-markazit oxidáció;
2. könnyen gyúló gázok gyulladása;
3. a nagyfelületű fuzit oxidációja;
4. mikrobiológiai bomlás;
5. humuszanyagok katalitikus hatása;
6. humuszanyagok (maradékészén) oxidációja;
7. a kőszénfelületen adszorbeált CH_4 és CO_2 kicserélődése O_2 -re;

II. Fizikai tényezők

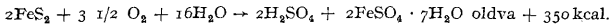
1. felület növekedése:
 - a) földtani tényezők hatására aprózódással;
 - b) mesterséges aprózódás;
 - c) pirít-markazit bomlás;
 - d) humátok kiszáradása;
 - e) agyagásványok duzzadása következtében;
2. a nedvesedés hatására bekövetkező hőmérséklet-emelkedés;

Vizsgáljuk most röviden az előbb felsorolt legfontosabb tényezők hatását az öngyulladás szempontjából.

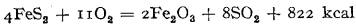
1. A pirít-markazit szerepe. Berzelius [32] óta többen (pl. Grundmann [12] 1861., egy ideig Liebig is, 1866) egyedül a kőszénben finom eloszlásban jelenlevő vasdiszulfid ásványok oxidációjával magyarázták a kőszén öngyulladását. Vadasz E. [43] azonban már 1922-ben rámutatott, hogy piritet egyáltalában nem tartalmazó kőszének öngyulladásának tulajdonképpeni oka a kőszén oxidációjában rejlik. Ismeretesek olyan öngyulladásra feleltébb hajlamos kőszének, melyek praktikusan nem, vagy csak igen kevés piritet tartalmaznak, mint az ausztráliai miocén Victoria lignit. Ugyancsak említést érdemel, hogy Schein [33] szerint az É-Pakisztáni 10% piritet tartalmazó lignit biztonsággal, veszély nélkül tárolható. Szádeczy-Kardoss E. [39] szénkőzettani megfigyelések alapján elsőként mutatott arra, hogy öngyulladásra hajlamos kőszénekben gyakran igen kevés a pirít, illetve a markazit. Gärtner K. [8] magyarországi kőszénfajtákon végzett vizsgálatokkal kimutatta, hogy a pirittartalomnak az öngyulladásban nincs döntő szerepe.

A kőszénben levő pirít szerepét azonban semmi esetre sem lehet teljesen kizárni, mert hiszen a pirít oxidációja exoterm folyamat és mint ilyen, bizonyos hőmennyiséget termel. A kérdés az, elegendő-e a pirít oxidációjakor felszabaduló hőmennyiség ahhoz, hogy a kőszén gyulladást melegegítse. A pirít oxidációját elegendő oxigén és víz jelenlété-

ben a következő reakcióegyenlet fejezi ki:



Víz nélkül pedig a pirit oxigénnel a következőképpen reagál:



A reakcióhőből R i c h t e r s [29] kiszámította, hogy 1% pirit teljes oxidációja minden hővesztés kizárásával és a termelt hő azonnali leadásával is mindössze 72°C-ra melegítené a kőszent. F r a n c i s [23] kőszénben 5% pirittartalom teljes oxidációjával fellépő hőmérsékletet 70°C-ban adja meg. R o m w a l t e r [30] feltételezve, hogy a pirit tényezők közé soroltunk: ti. a pirit oxidációját kísérő felületnövelő aprózódás. Az előbbi reakcióegyenlet szerint képződő ferroszulfát nagyobb térfogatú, mint a kiindulási pirit. A térfogatnövekedés pedig a szénközet töredezését és a szövet fellazulását, egyszóval aprózódását, a fajlagos felület és az oxigén számára hozzáférhető felület megnagyobbodását vonja maga után. A felület növekedése pedig – amint említettük – az organikus anyag oxidációjának mértékét, ill. sebességét növeli.

A R i c h t e r s által kiszámított maximális 72°C ill. a R o m w a l t e r által megadott maximális 120°C kevesebb a gyulás hőmérsékleténél. A pirit-markazit oxidációja tehát nem lehet az öngyulladás legfőbb oka, de bevezetője és elősegítője igen. Megemlítendő még a pirittel kapcsolatban az az öngyuladást elősegítő tényező, melyet a fizikai tényezők közé soroltunk: ti. a pirit oxidációját kísérő felületnövelő aprózódás. Az előbbi reakcióegyenlet szerint képződő ferroszulfát nagyobb térfogatú, mint a kiindulási pirit. A térfogatnövekedés pedig a szénközet töredezését és a szövet fellazulását, egyszóval aprózódását, a fajlagos felület és az oxigén számára hozzáférhető felület megnagyobbodását vonja maga után. A felület növekedése pedig – amint említettük – az organikus anyag oxidációjának mértékét, ill. sebességét növeli.

2. B u r i a n [1] elképzelhetőnek tartja, hogy a kőszén fokozatos melegekedésekor alacsony hőfokú le p á r l á s i g á z t e r m é k e k meggyulladásra idéznék elő az öngyuladást. Melegedő teleprészekben valóban képződhetnek szvélgázok – ez elhagyott vágatokban gyakran érezhető is – ezek azonban S t e i n b r e c h e r [35] szerint inkább a szénporrobbanást segítik elő, mint az öngyuladást. A lepárlási gázok nem okozói az öngyulladásnak, mert a szén kezdeti felmelegedésének nem előidézői.

3. A f u z i t s z e r e p e. A kutatók egyrésze a fuzitot a mesterséges, közismeretlen nagy felületű, erős adszorpcióképeségű faszénhez hasonlítva feltételezte, hogy olyan mértékű oxigénelnyerésre képes, ami végül is gyulladásához vezetne.

L a n g e [18] részletes ilyen irányú vizsgálataiból kitűnik azonban, hogy a fuzit oxigén adszorpció, ill. megkötő képessége á l t a l á b a n a legkisebb a sávfélelések között (a durított egy közel egyforma). Ez következik is abból, hogy a fuzit már maga tipusosan oxidált elegrész. E mellett a fuzit gyulladási hőmérséklete mintegy 60–70°C-al nagyobb, mint a többi kőszénelgyrésze. Megjegyezzük azt is, hogy számos öngyűlékony kőszén, mint a brennbergi, nem tartalmaz fuzitot. Az öngyulladás szempontjából látható, hogy a tiszta fuzit különösebb veszélyt nem jelenthet. Már nem ilyen veszélytelen a piritet finom eloszlásban tartalmazó fuzit, mert az ilyen melegeedésre már inkább hajlamos. A fuzit sem lehet tehát egymagában az öngyulladás okozója.

4. Az öngyulladás okát többen b i o k é m i a i tényezőkre igyekeztek visszavezetni. P o t t e r [26] 1907-ben kimutatta, hogy egyes baktériumfajták a kőszén oxidációját idézik elő. G a l l e [7] 1910-ben kísérletileg igazolta, hogy különböző aerob és anaerob baktériumok, mint a *Bacillus nacraceus*, *subtilis*, *mesentericus* és *pseudosubtilis* bouillon táptalajon – kőszén jelenlétében – 71–84% CH₄ és 5,5–27% CO₂ összetételű gázt termelhetnek. A baktériumműködés a kőszénanyag melegeését jelentheti ugyan, ez azonban semmiesetre sem jelentős és nem okozhat öngyuladást, annál kevésbé, mert intenzív baktériumműködés 60–70°C felett már nem képzelhető el. Hangsúlyozandó,

hogy baktériumvizsgálatok céljaira bizonyíthatóan steril mintát venni kőszénből — bányában — mindeddig nem sikerült. Meg kell azonban említenünk az ilyen jellegű vizsgálatok fontosságát.

5. Az öngyulladás okát egyes kutatók a kőszénhamu katalitikus hatásában keresték: *Sustmann* és *Lahnert* [37] barnakőszén, *Rosin* [31] barnakőszén félkocsz öngyulladása esetében. *Lissner* és *Rammeler* [20] megállapították, hogy káliumsók a kőszén reakcióképességét növelik és a gyulladáspontot csökkentik.

Az előbbieken ismertetett tényezők az öngyulladás elősegítői, bevezetői lehetnek, de az öngyulladásnak nem a legfőbb okozói.

6. Tárgyalásunk során eljutottunk a kőszén öngyulladását okozó legfontosabb — a bevezetőben már említett — kémiai tényezőhöz, ti. a *humuszanyagok oxidációjának* kérdéséhez.

Ismert, hogy az elhalt és felhalmozódott, levegőtől nem teljesen elzárt növényi anyag (tehát a cellulóz, lignin és cukrok) túlnyomóan víz alatt, mikrobiológiai hatásra sötétbarna, folyékony, félfolyékony kolloid anyaggá, a különböző huminsavakból álló ún. humuszá alakul.

Ezeket a huminsavakat *Sven Odén* [38] óta oldhatóságuk alapján a következőképpen osztályozzuk: 1. vízben és alkoholban oldható, sárga színű fulvosavak; 2. vízben nehezen, de alkoholban és lúgokban oldható barnás himatomelánsav; 3. vízben és alkoholban nem, de lúgokban jól oldható feketésbarna humuszsav. A huminsavak a szénülés során polimerizációval egyre inkább oldhatatlan, nagymolekulájú ún. huminanyagokká alakulnak. Az átalakulás utolsó fázisa a már lúgokban sem oldható anyag, melyet maradékszennek nevezünk. A huminsavak — huminanyagok átalakult szénközvetlen termékeit, melyek a kőszénanyag legnagyobb részét teszik ki *Szádeczky-Kardoss E.* nyomán huminiteknek nevezük.

Ismeretes, hogy az előbb említett huminsavak, huminanyag és maradékszen az oxigént jelentékeny hőtermelés közben mohón megkötik. Az oxigén megkötése két folyamatból, adszorpcióból és tulajdonképeni kémiai megkötésből tevődik össze. Ha az oxigén megkötése gyors, és ha a felszabadult hő nem vezetődik el, az említett humuszanyagok gyulladásiig melegedhetnek. Az oxidáció során *Kreulen* [16] szerint a szénülésnél bekövetkező, már említett folyamatok fordítottja áll elő: a kőszénben levő oldhatatlan, vagy nehezen oldható huminitek egyre inkább oldható huminsavakká, tehát humusz-, himatomelán- és fulvosavvá oxidálódnak.

Az oxidáció mechanizmusa bonyolult folyamat. Bevezetője a már említett O_3 -adszorpció, ami annál nagyobb mérvű, mennél nagyobb a felület. A nagyon reakcióképes huminitek azonban az oxigént azonnal kémiaiag is kezdik megkötöni. Ez a tulajdonképeni oxidáció erősen exoterm reakció, a hőmérséklet emelkedését jelenti. A hőmérséklet emelkedésével a *Henry-Dalton* törvény értelmében csökken az adszorpció, viszont a *van't Hoff* törvény értelmében nő az oxidációs reakció sebessége. Ezen utóbbi törvény szerint a hőmérséklet 10°C -al való növelésekor a reakció sebessége 2–3 szorosára növekedik. Ebből az következik, hogy a huminitek, vagyis a kőszén oxidációja 70°C -on mintegy 32-szer gyorsabb, mint 20°C -on. (Példának a pirit-oxidáció hőszínezetéből *Richters* és *Francis* által számított 70°C -os melegedést vettük). Nyilvánvaló tehát, hogy a kémiai értelemben vett oxidáció mellett, az oxigénnek adszorpció útján történő fizikai megkötése csak rövidebb ideig tartó bevezető folyamat.

A kőszén hőmérséklete adott körülmények között természetesen 70°C fölé is emelkedhetik, a reakció annyira gyorsul, hogy 150°C -ról 160°C -ra 1 perc alatt, 160°C -ról 170°C -ra $1/2$ perc alatt, végül 170°C -ról 180°C -ra $1/4$ perc alatt melegedik. Az egyre gyorsuló oxidáció végül is lángjelenséggel kísért gyulladáshoz vezet.

A huminiték öngyülékonyosságát az egyes kutatók különböző reakcióképes vegyületekre igyekeztek visszavezetni. D e n n s t e d t és B ü n z [2] a piridinnel kivonható anyagokban, G l u d [10] a folyékony kénessavval kioldható kátrányképző vegyületekben keresték az öngyulladás okát. E r d m a n n [4] később S t e i n b r e c h e r [36] az öngyülékonyosság okát a huminiték többatomos fenol-magvú vegyületeiben kereste

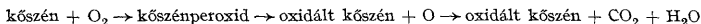
A fenolos -OH csoportok nemcsak a huminsavakban, hanem a huminitékben és a maradékszenben is bőven megtalálhatók. Mennyiségük a szénüléssel csökken. Míg barnakőszénben v a n K r e v e l e n [17] szerint az összes oxigénnek mintegy 10%-át teszik, addig gázláng szenben csak 1,2% van, a sovány kőszén pedig már nem tartalmaz fenolos -OH csoportot.

E r d m a n n említett felfogása a fenolmagvú vegyületek oxidációjával igazolódik: analitikai módszerek mellett azzal is, hogy lúgos közegben az oxidáció hatásosabb és gyorsabb, az oxidált termékek pedig sötétebb színűek, mint a kiindulási anyag. Mindez pedig a fenolos -OH csoportok típusos tulajdonsága.

A kőszén önoxidációjának vizsgálatából kiténik, hogy az oxidáció kezdetekor CO_2 , CO és H_2O képződést nem, vagy csak kis mértékben lehet észlelni, nagyobb mértékű gázfejlődés csak viszonylag később következik be. Ezt a jelenséget E n g l e r [3] úgy magyarázta, hogy az oxidáció kezdetekor a kőszén jelentős mennyiségű molekuláris oxigént vesz fel, mely a súlynövekedésből megállapítható. Hozzátehetjük, hogy az oxigén 2 oxigén atomból álló peroxid alakjában kötődik a kőszénhez, hasonlóan a telítetlen szerves vegyületek peroxidjaihoz. A peroxidok azonban igen bomlékony vegyületek, elbomlásukkor az egyik oxigén a kőszénhez kötődik — oxidált kőszén keletkezik —, a másik oxigén pedig igen reakcióképes, atomos állapotban szabaddá válik és újabb peroxid — oxid képzésben vesz részt. J o n e s és T o w n e n d [15] a peroxidok jelenlétét analitikailag csak nemrégiben tudták igazolni. Kimutatták, hogy a széntárolás ideje alatt a peroxid-tartalom először növekedik, később azonban csökken. A peroxid-tartalom nagy mértékben függ a hőmérséklettől, a maximum 60 C°-nál van, magasabb hőmérsékleteknél a peroxid koncentráció hirtelen lecsökken.

Talán ezzel magyarázható az a jelenség, hogy az öngyulladó kőszén hőmérséklete viszonylag lassú emelkedés után hirtelen erősen emelkedik és begyulladó göcök keletkeznek, ha a fejlődött meleg elég gyorsan el nem vezetődik.

A kőszén oxidációjának előzőekben ismertetett mechanizmusa tehát az alábbi módon érzékeltethető:



Az öngyulladás kérdésének vizsgálata a kémiai módszerek mellett már az 1920-as években szénkőzettani módszerekkel egészítődött ki. W h e e l e r és munkatársai kimutatták, hogy a kőszén sávfeleségei közül a vitrit oxigénelnyelő képessége a legnagyobb (nagyobb mint a duritit vagy fuzitit), így az öngyulladásra is a leghajlamosabb. Ez a megállapítás jól megegyezik az öngyulladásnak előbb kifejtett kőszénkémiai elméletével, mert a vitrit tartalmazza a sávfeleségek között a legtöbb huminanyagot.

P e t r a s c h e c k [24], F e r r a r i [5], S z á d e c z k y - K. E. [39] mikroszkópos vizsgálatok alapján kimutatták, hogy az öngyulladásra hajlamos kőszének vitritjében a repedések mentén keményebb és ridegebb, áteső fényben sötétebb (ráeső fényben világosabb) sávok un. oxidációs szegélyek keletkeznek. Már F e r r a r i is kimutatta, hogy az oxidáció, illetve a bemelegedés rendszerint a vitritből indul ki. S z á d e c z k y magyar barnakőszéneken végzett vizsgálatai alapján az oxidációs szegélyekkel genetikailag analóg utólagos elegyrészt, az un. oxidációs csomókat is kimutatta. Érdekes ellentmondásnak látszott azonban, hogy az oxidációs szegélyek és az oxidációs csomók igen gyakori képződésmények és nem kizárólag az öngyulladásra hajlamos kőszénekben fordulnak elő.

Szádeczky kimutatta, hogy öngyulladás akkor történik, ha az oxidációs szegélyek a barnaköszén repedezése következtében felszerre nagy mennyiségben fejlődnek ki. Ezért az öngyulladásra hajlamos köszénekben legtűnően sok oxidációs képződmény található. Igen sok van a brennbergi köszének nagyrészében és egyes tatabányai köszénekben, így a tatabányai XIV. akna középső padjában és a IX. aknában, tehát olyan köszénekben, amelyek öngyulladásra valóban többé-kevésbé hajlamosak.

Az oxidációs szegélyek és csomók áteső fényben sötétebb színűek, mint a környező huminit. A szegélyek továbbfejlődése bizonyos idő után mintegy 50–60 μ vastagságnál megáll. A magyar barnaköszéneken Szádeczky megfigyelései alapján az oxidációs szegély néhány hónapon belül kifejlődik és tovább már nem szélesedik. Erősebb oxidációnál a szegélyek tovább sötétednek, de nem szélesednek.

Az előbb elmondott jelenségből az a fontos gyakorlati következtetés adódik, hogy a köszén szabad felületén és repedésmenti felszínén létrejött oxidációs szegélyek maguk akadályozzák meg, hogy az oxidáció tovább hathasson befelé. Az oxidációs szegélyek tehát — Szádeczky szóhasználatával — mint védőhártyák óvják a köszén a további oxidációtól. Az oxidációs szegélyek kialakulása a felmelegedési hajlam csökkenését is jelenti.

Ezek után az is nyilvánvaló, hogy melyik köszén válik öngyulladás szempontjából veszélytelenné és melyik marad hosszabb idő után is öngyűlékony. Ha a köszén az oxidációs szegélyek teljes kifejlődése után tovább nem repedezik, vagyis ha újabb szabad felületek nem jönnek létre, úgy az oxidáció és ezzel az öngyulási veszély gyakorlatilag megszűnik. Ha azonban valamely köszénen az adott előfordulási, illetve tárolási viszonyok közt (állandóan) újabb repedések keletkeznek, úgy ezen új felületeken újabb oxidációs szegélyek keletkeznek, az oxidációs hőtermelés és az öngyulladás veszély tehát tovább is fennáll.

A nem repedező köszének önoxidációja gyakorlatilag valóban gyorsan csökken és végül megszűnik. Ha azonban az oxidációs szegélyek folyamatosan eltávolítódnak, pl. a köszén aprózódásával járó műveletek során, úgy az oxidáció tovább folytatódhatik és öngyulladásig vezethet.

Ez a magyar, Szádeczky E. által kidolgozott, az irodalomban úttörő, önoxidációs felfogás lényege.

Az aprózódásnak tehát, melyet a köszén öngyulladásához vezethető fizikai tényezők közé soroltunk, kettős következménye van: 1. növekedik a specifikus felület és 2. állandóan eltávolítódnak az oxidációs védőhártyák. Mindkét jelenség a köszénanyag további oxidációját teszi lehetővé.

A felület növekedésének említett tényezői közül a pirit-markazit bomlásakor keletkező, a piriténél nagyobb térfogatú ferroszulfát hatását már említettük.

A fejtésnél, rakodásnál bekövetkező mesterséges aprózódás kérdése pedig nyilvánvalóan nem szorul bővebb ismertetésre.

A köszén huminitjellegű vegyületeiről ismert, hogy azok nagyrésze irreverzibilis gél és ezért az elvesztett vizet többé nem veszi fel. Ezen gélek kiszáradáskor zsugorodnak és repedeznek. A repedés a fajlagos felület erős növekedéséhez vezet, tehát a köszénanyag további oxidációját készítheti elő.

Viszont a köszén egyéb humuszgélásványai: az ulminit, kollinit, dopplerit, zittavit és a Na-humát Rammler és Jacob [28] szerint lényeges különbséget mutatnak a vízfelvevő-, duzzadóképeség, ill. higroszkóposág tekintetében. Fritzsche [6] szerint az olbersdorfi dopplerit víz hatására történő duzzadása két óra alatt 22%. Az egelni köszén térfogatnövekedése 29%, ez nagy Ca- és Na-humát tartalmára vezethető vissza. Hasonló duzzadóképeségek a köszénben előforduló gázásványok is. A duzzadás a köszénanyagban repedéseket hoz létre és aprózódáshoz: a köszén széteséséhez vezet. Ez elsősorban a szabad levegőn történő tárolásnál következik be. Az említett

humuszgél ásványok a száradáskor éppúgy, mint a huminiték, zsugorodnak és repedeznek, s így újabb oxidációs szegélyképződést, bemelegedést idéznek elő. V a d á s z E. [43] megfigyelése szerint a barnakőszének levegőn színben is elváltoznak, sötétbarna, barna-fekete színt öltenek és víztartalmuk nagysága szerint előbb-utóbb porrá hullanak szét.

Az öngyulladást elősegítő fizikai tényezők közül kétségtelenül legfontosabb a földtani tényezők hatása.

Az öngyulladási hajlamot az előzetes tektonikai nyomás, a földtani tapasztalatok szerint, elősegíti. Erre már N ö t z o l d [22] is utalt. A tektonikai nyomás hatására a kőszén deformálódik és fokozottabb szénülésre válik alkalmassá. S z á d e c k y E. [39] vizsgálatai szerint a szénülés mindaddig nem mehet akadálytalanul végbe, amíg a kőszén ilyen nyomás hatása alatt van. A szénülés gázalakú melléktermékei a CO_2 , H_2O és CH_4 a reakcióteréből így nem távozhatnak, ez pedig a tömeghatás törvény értelmében a szénülést hátráltatja. Ez azt jelenti, hogy a nyomás alatt álló zárt kőszéntelep kevésbé szénült, mint a nyomás alól felszabadult.

Ha azonban a kőszén a nyomás alól felszabadul a bányászkodás által, a visszaszorított — egyébként végbemehető — szénülés rohamosan bekövetkezik, elsősorban a gáztermékek elvezetésére alkalmas szabad felületek, repedések mentén.

Az ilyen erősen gázleadó — egyébként is erősen repedező — kőszének a leadott CO_2 , vagy CH_4 helyett oxigént vesznek fel, ami fokozott bemelegedésükhöz, gyakran öngyulladásukhoz vezet.

Hogy ez valóban így is van, arra mutat az a sístergő hang és önmagától való szétrepedezés is, ami az ilyen kőszének fejtésénél (Brennberg) észlelhető.

Az öngyulladásra hajlamos kőszének képződését az előzetes tektonikai nyomás akkor segíti elő, ha azt nem követi a kőszénanyag fellazulását előidéző töréses tektonikai mozgás, amely a további gázkicszerelődést lehetővé teszi.

Ebből következik, hogy a gyűrődés egymagában a szénülést inkább hátráltatja, mint elősegíti.

S z á d e c k y E. [39] a magyar öngyűlékony kőszeknekél kimutatta az előzetes gyűrődési fázist, így a pécsvidéki liász kőszénben, ahol a rátolásos szerkezet régóta ismert. A brennbergi kemény fényes barnakőszén csiszolataiban igen szép ráncolódott mikrotektonikát észlelt. A Baross-aknai miocén kőszéntelepek közül pedig a legmélyebb, vagyis a legnagyobb nyomás alatt álló Adriányi-telep kőszénét találta öngyűlékonynak.

Az öngyulladásra való hajlam ott a legnagyobb, ahol a nagy nyomáshoz olyan mozgások is járulnak, amelyek nemcsak a kőszén gyűrődését, hanem felaprózódását is okozzák. Ezért jelentkezik az öngyűlékonyság legerősebben az áttolódások, vetődések, általában tektonikai vonalak mentén.

Látjuk tehát, hogy a földtani tényezők hatására nemcsak az aprózódással járó felületnövekedés következik be, hanem a kőszénfelületen adszorbeált CO_2 és CH_4 a fejtéskor fokozott mértékben cserélődik át oxigénre. Mindkét tényező a kőszénanyag öngyulladásához vezet.

A fizikai tényezők között az újabb kutatások bizonyos fokú szerepet tulajdonítanak a kőszén n e d v e s e d é s h a t á s á r a bekövetkező hőmérséklet emelkedésének is.

A nedvesedési hő értéke H o c k [14] szerint legnagyobb a barnakőszénél, fokozódó szénüléssel azonban csökken. L i s s n e r — T h a u [21] adataiból látható, hogy a hidrofíll tulajdonságú lausitzi lágy barnakőszén nedvesedési hője lényegesen nagyobb, mint a hidrofób tulajdonságú brüxi kemény barnakőszéné. Az előbbi nedvesedési hője 23,8 cal/g, a brüxi kőszéné 12,0 cal/g. Bár a nedvesedési hő értéke kicsi, mégis az is az öngyulladást elősegítő tényezők közé sorolható.

Az előbb elmondottakat ö s s z e f o g l a l v a látjuk, hogy az öngyulladás legfőképpen a kőszén huminanyagainak oxidációjára vezethető vissza. Az oxidáció sebessége

a hőmérséklet emelkedésével az említett van't Hoff törvény szerint növekedik. A hőmérséklet kezdeti emelkedését a kőszénanyag nedvesedése, esetleges mikrobiológiai hatások, a pirít-markazit, valamint a fuzit oxidációja vezetheti be. Az oxidációnál igen nagy szerepe van a fizikai, főleg földtani tényezők hatására bekövetkező aprózódás okozta felületnövekedésnek. Szerepe lehet a kőszén önoxidációjában a hamunak is, mint katalizátornak. Az ilyen módon termelt hő a kőszén önoxidációját gyorsítja. Az időegységben termelt hőmennyiség tehát kezdetben rendszerint kisebb, de azután a felmelegedéssel gyorsított reakció következtében növekedik.

A továbbiakban a kőszén sorsa uralkodóan a létrehozott maximális hőmérséklettől függ. Ezt a hőmérsékletet lényegileg két tényező határozza meg: 1. az időegységben térfogategységenként termelt hőmennyiség és 2. a hőkicserélési viszonyok, azaz a hőleadás.

Ha a hőfejlődés sebessége nagyobb, mint a hőelvezetésé, a kőszén a gyulladáspontig melegedik és begyullad.

Rosin [31] kimutatta, hogy az öngyúlékonyság időadat, nem pedig hőmérsékleti adat, mint a gyúlás — és az iniciálhőmérséklet. Az öngyulladás a gyúláshőmérsékletnél levegőn, közönséges nyomáson következik be. Előbbinél alacsonyabb hőmérsékletet jelent az iniciálhőmérséklet, vagyis az a hőfok, aminél a kőszén oxigén atmoszférában magától tovább melegedik a gyúláshőmérsékletig. Az öngyúlékonyság pedig a kőszénnek azon tulajdonságát jelenti, hogy az a gyulladási hőmérsékletig magától felmelegedik.

A gyúlás- és iniciálhőmérséklet nagy mértékben az anyag fizikai tulajdonságaitól: így a szemcsenagyságtól, porozitástól, nedvesség-tartalomtól függ. Irodalmi adatokból kitétni, hogy az iniciálhőmérséklet a fokozódó szénüléssel a fától a tőzegen át a barnakőszénig csökken, majd ettől kezdve lassan növekedik. Így Ferrari [5] szerint a fánál az iniciálhőmérséklet 250°C , Erdmann [4] és Steinbrecher [35] szerint a barnakőszénél $125-160^{\circ}\text{C}$, végül a feketekőszénél Erdmann szerint 210°C felett van. Kreulen meghatározásai szerint az egyes sávféleségek iniciálhőmérséklete a vitritnél 138°C , a duritnál 152°C és a fuzitnál 176°C .

Gebhardt [9] szerint a közép-németországi barnakőszén iniciálhőmérséklete 195°C , a belőle kinyert maradékszené 166°C , a kipreparált huminsavaké 236°C , az extrahált kőszéné 166°C . Ugyanekkor a niederlausitzi kiindulási kőszén iniciálhőmérséklete 155°C , a maradékszené 160°C , a kinyert huminsavaké 272°C , az extrahált kőszéné 148°C .

Igen tanulságosak Gärtner [8] magyar kőszének gyúláshőmérsékleti adatai. Ezek szerint 60 1/óra levegő átvezetéssel

a pécsi feketekőszén	254°C -on	$1^{\text{h}}19'$	alatt gyulladt meg
tatal barnakőszén	250°C -on	$1^{\text{h}}21'$	alatt gyulladt meg
farkasiyuki barnakőszén	218°C -on	$1^{\text{h}}10'$	alatt gyulladt meg
balatonvidéki tőzeg	204°C -on	$57'$	alatt gyulladt meg
somási barnakőszén	198°C -on	$59'$	alatt gyulladt meg
bodajki barnakőszén	196°C -on	$1^{\text{h}}3'$	alatt gyulladt meg
faszén mesterséges	195°C -on	$33'$	alatt gyulladt meg
gyöngyösi lignit	189°C -on	$37'$	alatt gyulladt meg
ormospusztai barnakőszén	186°C -on	$55'$	alatt gyulladt meg
ajkai barnakőszén	180°C -on	$58'$	alatt gyulladt meg

Az öngyulladás okainak, mechanizmusának tárgyalása után külön kell még azzal a kérdéssel foglalkoznunk, hogy a bányatüzek, vagy legalábbis bemelegedések rendszerint miért az agyagos kőszénből, vagy kőszenes agyagból indulnak ki. Az ormsóbányai II. akna V. telepében mutatkozó öngyulladás is rendszerint a sötétszürke növény-maradványos agyagból indul ki. Ennek a jelenségnek hosszú ideig nem sikerült kielégítő magyarázatot adni. A megoldást Szádeczky E. [41] szénkőzettani vizsgálatai adták meg. Szerinte a gyúlékonysági ill. a bemelegedési hajlam azért ezekben a kőzetekben a legnagyobb, mert bennük az önoxidációra leghajlamosabb kőszénélegyrész csoport, a

huminit igen finom eloszlásban, nagy fajlagos felületű, mikroszkópos vékonyságú, hosszú sávok, illetve lencsék alakjában van jelen.

Amikor a bányaművelés hatására a kőzethez jutó nedvesség az agyagos elegyrészeket megduzzasztja és így a kőzetet fellazítja, a vitritsávokhoz, illetve lencsékhez minden oldalról hozzáférhető levegő a nagy fajlagos felületű huminitanyag igen gyors oxidációját és ezzel kapcsolatos bemelegedését eredményezi. A viszonylag kevés huminitanyag azonban egymagában gyorsan kiégne a túlnyomában agyagos kőzethől és így nagyobb tüzet nem okozna. Bányatűzre rendszerint akkor kerül sor, ha a gyorsan bemelegedő égőpala közvetlenül érintkezik a kőszénteleppel. Az égőpala bemelegedése felfokozza a kőszéntelep önoxidációs sebességét és így abban folyamatos égést hoz létre.

Az így kezdődő vagy végbemenő önoxidáció következtében a barnakőszent kísérő kevésbé átalakult kőzetben a fellazuló agyagos és erősen agyagos barnakőszén finom huminites sávjai a laboratóriumba kerülés idején már erősen oxidált állapotban voltak (Ormosbánya, II. akna V. telep felső padjába betelepülő sötétszürke növénymaradványos agyag, 13. sz. minta). Egyik másik huminitlencse sötét pirosas-barnás színnel még áttetsző. Ezek a gyakran csak néhány mikron vastag sávok néha csaknem szabályosan váltakoznak az agyagos sávokkal. Zsugorodási repedéseik humuszkolloidból kivált kollinites vagy dopplerites géljellegre engednek következtetni. A vitritsávok egy része szabálytalanul görbül, ami valószínűleg az üledékanyag egyenetlen zsugorodására vezethető vissza.

Az égőpala és kőszenes agyag oxinitsávjaiiban sokszor rendkívül felhalmozódik a rendszerint finomgömbös szerkezetű pirit.

Az Ormosbánya II. akna V. telep kőszénanyagán végzett szénkőzettani vizsgálatainkat a következőkben foglaljuk össze.

Az V. telep szürke agyaggal, az ún. közkövel két padra osztott kőszén képződményei főleg láperdői, vagy a lép szegélyéhez közelebb fekvő, kissé mélyülő láperdői képződmények. Az alsó pad mintegy 45 cm vastag első kőszén sávja xilites nyomokat tartalmazó, kissé mélyülő láperdői periblinit, kevés aprószemű oxidált huminittel (1. sz. minta). Felette mélyebb lápi, kb. 30 cm vastag, apró törmelékű huminitet tartalmazó agyagos barnakőszén következik. A mélyebb lápnak megfelelően itt sok a pirit (2. sz. minta). Felette 5 cm vastagságú riolituffa-csík után 25 cm vastag, láperdői eredésű egyes xilites periblinites kőszén található. A periblinitben helyenként feltűnően sok a pirit. Oxidáció nincsen (4. sz. minta). Az ezután következő 20 cm vastag kőszenes agyag ismét mélylápi eredésű. A vékony ágmaradványokból és apró huminitszemcsékből álló szerves anyag igen erősen oxidált: oxinitté alakult. Ezen oxinites sávok mentén vastag repedések, levegőjáratok alakultak ki; gyakoriak a keresztrepedések is (6. sz. minta). Az efelett következő mintegy 1 m vastag barnakőszén periblinites jellegű (7, 8, 9. sz. minta), legfelül kevés xilit is megjelenik (9. sz. minta). A legalsó részben oxidációs csomók (7. sz. minta), feljebb 1–2 vékony oxidációs szegély található (8. sz. minta), míg legfelül oxidációnak nincsen nyoma.

A változó vastagságú (0,2–2,0 m) közkö után következő felső pad alján 40 cm vastag egyes periblinites–xilites kőszén következik. A periblinit gyantás, gyűrődéses szerkezetet mutat. Míg a periblinitben oxidációs csomók találhatóak, addig a xilitben nincsenek. Kevés pirit is van (11. sz. minta). A kőszén további 40 cm-ében levő gyantajárat nélküli fenyőből képződött xilites kőszén láperdői eredetre vall. Oxidációs szegély, vagy csomó ezen xilitben nincsen (12. sz. minta). Az erre következő 40 cm vastag, sötétszürke, növénymaradványos agyag vékony ág- és szármagmaradványok mellett aprószemű huminites törmelék tartalmaz. A szerves anyag mindenütt erősen oxidált, az ágmaradványok helyenként egészen megfeketedtek, oxinitté alakultak, sok zsugorodási repedéssel aprózódtak. Az oxinit sávok mellett a zsugorodás következtében széles, szabad levegőjára-

tok alakultak ki. A nagy csomókban található gömbös piriten mállást nem lehet látni (13. sz. minta). Ezen gyakran begyulladó sötétszürke növénymaradványos agyag felett 90 cm vastag kőszén-sáv következik. A sáv alja oxidációs csomókat tartalmazó periblinit (14. sz. minta), felette (az előzőnél) kevesebb oxidációs csomót tartalmazó kevert periblinites-xilites kőszén következik, a mélyülő láperdői jellegnek megfelelően. Feltűnő, hogy az oxidációs csomók itt is a periblinitben és nem a xilitben vannak (15. sz. minta).

A szénközettani vizsgálatok összefoglalása a mellékelt szelvényen látható.

Az V. telepben gyakran található korong és pálca alakú Diatomák.

A szénközettani vizsgálatokból megállapítható

1. Az ormosbányai II. akna V. telepében mutatkozó melegedés és öngyulladás a sötétszürke növénymaradványos agyagból (és közkőből) indul ki;

2. Az oxidációs csomók a szenes agyag feletti kőszénben jelennek meg; közvetlenül a szenes agyag alatti kőszénben oxidációs csomók nincsenek;

3. Az oxidációs csomók a periblinitben valószínűleg korai képződésmintaként jelentkeznek;

4. Az oxidációs csomók a későbbi képződésminták és főleg közvetlenül a kőszenes agyag felett jelentkeznek.

A pirit minden mintában ép, nem mállott, az V. telep kőszénanyagának öngyulladásában nincsen szerepe.

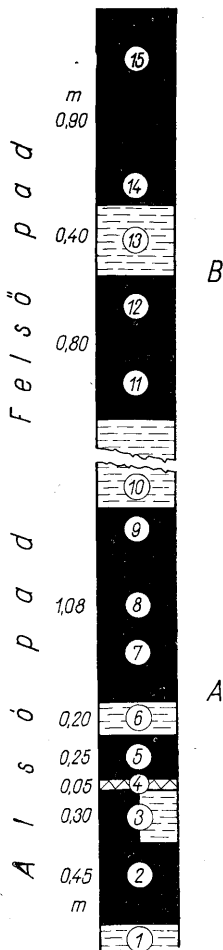
Az eddig elmondottak alapján az öngyulladás elleni védekezésre vonatkozóan a következő lehetőségek adódnak:

1. csökkenteni a kőszénhez jutó oxigén mennyiségét;

2. csökkenteni a kőszén hőmérsékletét;

3. csökkenteni a kőszén térfogategységnyi felületét;

4. megakadályozni az aprózódást, a töredezési övek szilárdításával;



Ormosbánya II. akna V. telepi kétpados frontfejtés szelvénye. Magyarázat: A. alsó pad, B. felső pad. 1. Fekü zöld agyag, 2. Periblinit, 3. Agyagos barnakőszén, 4. Riolittufa, 5. Kevert xilites-periblinites kőszén, 6. Kőszenes agyag, 7. Periblinit, 8. Periblinit, 9. Periblinit (kevés xilittel), 10. Közke (növénymaradványos agyag), 11. Kevert xilites (gyantás) periblinit, 12. Fenyőxilit (*Taxodiales*), 13. Sötétszürke növénymaradványos agyag, 14. Periblinit, 15. Kevert xilites-periblinites kőszén.

Profil des in zwei Bänke geteilten Strebortes im V. Flöz des Schachtes II. von Ormosbánya. Erklärung: A. untere Bank, B. obere Bank. 1. Grüner Liegendton, 2. Periblinit, 3. Tonige Braunkohle, 4. Rhyolithuff, 5. Gemischte Xylit-Periblinitkohle, 6. Köhlenführender Ton, 7. Periblinit, 8. Periblinit, 9. Periblinit (mit kleinem Anteil von Xylit), 10. Zwischenmittel (Ton mit Pflanzenresten), 11. Gemischter xylithaltiger (harziger) Periblinit, 12. Coniferen-Xylit (*Taxodiales*), 13. Dunkelgrauer Ton mit Pflanzenresten, 14. Periblinit, 15. Gemischte Xylit-Periblinitkohle.

5. csökkenteni az oxidáció mértékét és sebességét inhibitorokkal.

Ezek a lehetőségek természetesen a kőszén tárolására is vonatkoznak. Látni fogjuk azonban, mennyivel nagyobb nehézségeket jelent fenti elveknek a bányában történő érvényesítése.

1. A kőszénhez jutó oxigén (levegő) mennyiségét a bányában nyilvánvalóan csak bizonyos határig lehet csökkenteni, ezt a szellőztetési előírások szabják meg;

2. A kőszén hőmérsékletének levezérlésével csökkentése begyulladásra hajlamos teleprészekben nyilván nem képzelhető el, mert ezzel éppen a kőszénanyag még intenzívebb oxidálása következne be.

Elképzelhető lenne inert gázalapl. N_2 -vel, vagy CO_2 -vel történő hűtés. Ez azonban egyrészt igen költséges, másrészt szükségszerűen a szellőztetés fokozását vonná maga után. (A CO_2 nagyobb fajsúlyánál fogva a mélyebb szinteken gyűlné össze).

A hűtés további módja vízzel, vagy vegyszerek vizes oldataival lenne elképzelhető.

3. A kőszén oxigén számára hozzáférhető felületének csökkentése a felület teljes elzárásával elérhető. Ez főleg iszapolással történhet. Azonban az iszapolással kapcsolatosan helyi nehézségek lehetségesek.

4. Az aprózódás megakadályozására, a töredezési övek szilárdítására legújabbban Németországban Schuermann és Lappe [34] epoxygyanta műanyag nagy nyomáson történő bepréselésével folytattak kísérleteket. A kísérletek igen eredményesek voltak, mert nemcsak kielégítő szilárdítást értek el, hanem az oxigén számára hozzáférhető felületet is gyakorlatilag a minimumra csökkentették. Ez a figyelemreméltó eljárás azonban igen költséges volta miatt ipari megoldásként egyelőre szóba sem jöhet. Meg kell ellenben kísérlni szervesetlen szuszpenzióknak a bepréselését.

5. Oxidáció csökkentése inhibitorokkal. Vannak olyan vegyületek, melyek a katalizátorokkal ellentétben, adott kémiai reakció sebességét csökkenteni képesek. Az ilyen anyagokat inhibitoroknak nevezzük. A fenolos-OH csoportok oxidációját különböző ammóniumvegyületekkel lehet csökkenteni. Ilyenirányú kísérletekről nemrégiben számolt be Purss [27], aki biztató eredményeket ért el a tárolásnál bekövetkező öngyulladásí veszély csökkentésében.

Ilyen irányú, némileg sikeres kísérletek folytak Ormosbányán is, amelyeknek tapasztalati kiértékelése kívánatos.

Az öngyulladás elleni — előbbieken ismertetett — védekezési lehetőségekhez Szádeczký E. [39] vizsgálatai alapján járul a „fejtés óta eltelt idő célszerű szabályozása.” Az öngyulladásí veszély jelentkezése az önoxidáció kezdete — gyakorlatilag a kőszénpillérnek első, kutatóvágatok által történt megnyitása — óta eltelt időtől függ. Az öngyulladásí veszély közvetlenül az önoxidáció kezdetén általában kicsi, majd egyre inkább növekszik és egy maximum után lassan csökken.

Ilyen irányú bányatapasztalatok is rendelkezésre állnak. Nötzold [22] szerint az egyik Ruhr-vidéki bányában az első tűz a megnyitás után mintegy 5 hónap múlva szokott jelentkezni.

Szádeczký [39] megállapította, hogy a brennbergi kőszén hőtermelési maximuma, azaz a legnagyobb begyulladásí veszély a kőszén első megbolygatása után mintegy 3–4 hónap múlva jelentkezik. Ugyancsak ő említi Esztó P. azon megfigyelését, hogy a petrozsényi nyugati bánya Gusztáv-mezejében az 1890-es években bányatűzek jelentkeztek, ami miatt a fejtéseket eltömedékelték. Ennek a bányarésznek mintegy 20 év múlva történt újranyitásokor a benthagyott pillérek már tűzveszély nélkül voltak leművelhetők.

Az előbbieket is igazolják tehát, hogy a kőszénnek önoxidációs hőtermelése az idő függvényében közvetlenül megadja az öngyulladásí veszélyt. Nyilvánvaló, hogy az öngyulla-

adás elkerülésére az arra hajlamos kőszenet a feltárás után azonnal le kell fejteni, azaz nem szabad egy vágatot hosszú ideig fenntartani.

Látható, hogy a Szádeczky [39] által ajánlott hőtermelési görbének az idő függvényében különböző viszonyok között történő meghatározása gyakorlati fontosságú a borsodi bányászatban. Ennek az összefüggésnek megállapítása igen egyszerű feladat: a frissen fejttel, állandó külső körülmények közt tartott kőszénrakás hőmérsékletének hosszabb időn át végzett rendszeres méréséből adódik.

Az említett védekezési lehetőségek elsősorban gazdasági vonatkozásúak. Megállapítva azt a kárt, ami a kőszén öngyulladásából a népgazdaságot érheti, azt viszonyítani kell a megvédett terület kőszénének és beépített felszerelésének értékéhez. Ennek figyelembe vételével elméleti és gyakorlati szempontok alapján kell a legmegfelelőbb megelőzési és védekezési módszert kiválasztani, illetve alkalmazni.

IRODALOM — LITERATUR

- I. Burian, O.: Autooxydation und Selbstentzündung der Mineralkohlen. Kohle-Koks-Teer Halle, 1924. p. 40. — 2. Dennstedt, M. u. Bünz, R.: Ztschr. Angew. Chemie 21. 1908. p. 1825—1835. — 3. Engler, H.: Ber. der Deutschen Chem. Ges. 33. 1900. p. 1037. — 4. Erdmann, E.: Die Selbstentzündung der Kohlen unter besonderer Berücksichtigung der Braunkohle. Brennstoff-Chemie 3. 1922. p. 257—259. és 280—281. — 5. Ferrari, B.: Die Entstehung von Grubenbränden nach Untersuchungen auf Kohlenpetrographischen Grundlagen. Glückauf, 74. 1938. p. 765. — 6. Fritzsche, K.: Braunkohlenarchiv 52. 1939. p. 3—44. — 7. Galle, E.: Die Selbstentzündung der Kohlen. Zentralblatt f. Parasitenkunde. 2. Abt. 28. p. 416—473. 1910. — 8. Gärtner, K.: A szénkő öngyulladásáról. Mat. és Term. Tud. Ért. 1929. 46. p. 378—406. — 9. Gebhardt, W.: Braunkohlenarchiv 38. 1932. p. 13—31, 38. — 10. Gluud, W.: Abhandlungen zur Kenntnis der Kohlel. 1917. p. 81. — 11. Goethe: Dichtung und Wahrheit. 2. Teil, 10. Buch. — 12. Grundmann, H.: Ztschr. Berg-, Hütten- u. Salinenwes. 9. Abt. B. — 13. Gumz, W.: Die Umschau 44. 1940. p. 708. — 14. Hock, H.: Braunkohle, 1951. Heft 324—4. — 15. Jones, E. and Townsend, D. T. A.: Nature. London 1945. 155. p. 424. Idézte Pruss W. után Brennstoff-Chemie 41. 1960. p. 15. és 18. — 16. Krevelen, J. W.: Grundzüge der Chemie u. Systematik der Kohlen. Amsterdam, 1935. — 17. van Krevelen, D. W. and Schuyer, I.: Coal science. Amsterdam 1957. p. 217. — 18. Lange, Th.: Lehrbuch der Kohlenpetrographie. Berlin 1935. p. 211. után. — 19. Liebig Justus: Chemische Briefe. Leipzig, Heidelberg. 1865. Neunzehnter Brief p. 165. — 20. Lissner, A. u. Rammler E.: Schriftenreihe des Verlags Technik 63. 1952. p. 5, 15, 19—21. Idézte: Lissner — Thau: Die Chemie der Braunkohle. Halle 1956. p. 128. és 142. után. — 21. Lissner — Thau: Die Chemie der Braunkohle. Halle (Saale) 1956. p. 167. — 22. Nötzold, E.: Erforschung der Selbstentzündung der Kohle auf kohlenpetrographischer Grundlage. Glückauf 76. 1940. p. 381, 393. — 23. Parr, S. W., Kressmann, F. W.: Versuche von Francis. Bull. 24. of the Univ. of Illinois Engineering Exper. Stat. Die spontane Verbrennung der Kohle. Idézte: Burian, O.: Azutooxydation und Selbstentzündung der Mineralkohlen. Kohle-Koks-Teer. Halle. 1924. p. 41. — 24. Petrascheck, W.: Zur Klärung der Begriffe, Steinkohle und der Braunkohlenarten. Braunkohle, 25. 1926. — 25. Plinius: Textkritische Ausgabe von Janus-Mayhoff „Historia naturalis“, libri 37, 6. Bd. Leipzig 1854. — 65. — 26. Potter, M. C.: Bakterien als Agenzien bei der Oxydation von amorpher Kohle. Zentralblatt f. Bakteriologie II, 21. 647—665. — 27. Pruss, W.: Über die Beeinflussung der Autooxydation (Selbstentzündlichkeit) von Kohle durch Ammoniak. Brennstoff-Chemie 41. 1961. p. 14—18. — 28. Rammler, E., Jacob, H.: Freiburger Forschungshäfte, 1951. Heft. 3. — 29. Richters, E.: Dingler's Polytechn. Journ. 190. 1868. p. 398. Ref. Chemiker Zeitung 1904, 945. — 30. Romwalter, A.: Die Rolle der Elementarbestandteile in der Kohlenchemie. Mitt. d. Berg- u. Hüttenm. Abt. Sopron, 1948—1949. Band XVII, p. 8—12. — 31. Rosin, F.: Ursachen und Behebung der Selbstentzündlichkeit von Braunkohlenschnellkoks. Braunkohle, 27. 1928. p. 241, 282. — 32. Safety in Mines Research Establishment: 142. 6. 1957. Idézte W. Pruss után. Brennstoff-Chemie 41. 1960. p. 18. — 33. Schein, H. G.: Brennstoff-Chemie 32. 1951. p. 298—301. — 34. Schuerman, P. und Lappé, F. J.: Das Verfestigen zum Auslaufen neigender Kohle durch Einpressen von Kunstharz. Glückauf, 98. 1962. p. 275—280; — 35. Steinbrecher, H.: Zur Kenntnis einiger Braunkohlenbestandteile und deren Einfluss auf die Explosionsfähigkeit und Entzündbarkeit des Braunkohlenstaubes. Braunkohle, 29. 1930. p. 977. — 36. Steinbrecher, H.: Chem. Fabrik 7. 1934. p. 378—379. — 37. Sustmann, H. u. Lahnert, R.: Über die Zündtemperatur von aschehaltiger und entaschter Braunkohlen und von Braunkohlenhalbkoks, sowie über dessen Adsorptionsvermögen. Brennstoff-Chemie 19. 1938. p. 21. — 38. Sven, O. Odén: Die Huminsäuren. Dresden u. Leipzig, 1922. — 39. Szádeczky-K. E.: A szénkő öngyullása és mállása közetani megvilágításban. Bányászati és Kohászati Lapok, 77. 1944. p. 241, 253. — 40. Szádeczky-K. E.: Über Systematik und Umwandlungen der Kohlegemeinteile. Bányá- és Kohómérnöki Oszt. Kézl. XVII. 1948—49. — 41. Szádeczky-K. E.: Sznkőzetan Budapest, 1952. p. 220. — 42. Theopharastus: Abhandlungen über Steintarn. Übersetzt von C. Schmieder, Freiberg, 1807. — 43. Vadasz, E.: A kőszén öngyulladása. A Műveltség, 1922. I. évf. 5. szám, p. 81.

Theorie der Selbstentzündung der Kohle und diesbezügliche Beobachtungen im Borsoder Kohlenbecken (Nordungarn)

DR. L. SOÓS

Die Selbstentzündung der Kohle findet statt, wenn bei diesem exothermen Vorgang die Geschwindigkeit der Wärmeentwicklung grösser ist, als die der Wärmeabfuhr. Die wichtigste Ursache der Selbstentzündung kann zur Oxidation der Huminstoffe der Kohle zurückgeführt werden. Die Geschwindigkeit der Oxidation nimmt mit zunehmender Temperatur nach dem Gesetz van't Hoff's zu. Die Zunahme der Temperatur der Kohle kann durch die Benetzung der Kohle, durch eventuelle mikrobiologische Einwirkungen, sowie durch die Oxydation des Pyrits-Markasits und des Fusits eingeleitet werden. Bei der Oxydation spielt die Zunahme der Oberfläche die von einer hauptsächlich durch geologische Faktoren verursachten Zerkleinerung herforderufenen wird, eine sehr wichtige Rolle. Auch die Asche scheint, als Katalysator, in der Selbstoxydation der Kohle beteiligt zu sein. Die während einer Zeiteinheit produzierte Wärmemenge ist am Anfang gewöhnlich kleiner, aber infolge der durch die Erwärmung beschleunigten Reaktion nimmt sie schnell zu. Die Möglichkeit der Selbstentzündung der Kohle wird durch die zustandegebrachte maximale Temperatur bestimmt. Auf Grund der am Kohlenmaterial des V. Flözes des Schachtes II von Ormosbánya durchgeführten kohlenpetrographischen Untersuchungen haben wir nachgewiesen, dass die Kohlenbildungen des durch graue Tone, durch das sogenannte „közök“ (Zwischenmittel), in zwei Bänke geteilten V. Flözes hauptsächlich Bildungen vom Sumpfwald, oder die eines dem Rand des Sumpfes näher gelegenen, ein wenig eingesunkenen Sumpfwaldes darstellen.

Wir haben festgestellt, dass die in diesem Flöz vorkommende Erwärmung und Selbstentzündung von den Pflanzenreste führenden, dunkelgrauen Tonen und dem Zwischenmittel, welche die Huminite in einer sehr feinen Verteilung enthalten, ausgehen. Die oxidierten Knollen treten, wahrscheinlich als eine Frühbildung und die Oxydations säume, als eine spätere Bildung, in dem oberhalb der kohlenführenden Tone vorhandenen Periblinit auf. In der unmittelbar unter den kohlenführenden Tonen liegenden Kohle gibt es keine Oxydationsknollen. Der Pyrit ist in den untersuchten Proben unversehrt, unverwittert und hat keine Rolle in der Selbstentzündung der Kohle des V. Flözes.

Die prinzipiellen Schutzmassnahmen gegen die Selbstentzündung sind die folgenden: Verminderung der Menge des der Kohle zugeführten Sauerstoffes, Herabsetzung der Temperatur der Kohle und Einschränkung ihrer Oberfläche pro Volumeneinheit, Verhinderung der Zerkleinerung durch Verfestigung der Bruchzonen, sowie Verminderung des Masses und der Geschwindigkeit der Oxydation. Die Bestimmung der von Szádeczky vorgeschlagenen Wärmeproduktionskurve als Funktion der Zeit ist für die Festsetzung des Maximums der Selbstentzündungsgefahr äusserst wichtig.

AZ ÉSZAKKELETI MÁTRA FÖLDTANI ÉS KÖZETTANI VIZSGÁLATA

DR. KUBOVICS IMRE*

(VII.—X. táblával)

Összefoglalás: A mátrai helvét-tortonai nagy andezitvulkánosság első terméke az egész hegységben elterjedt alsó andezittufa, mely földtanilag és rétegtanilag a helvét üledékciklus zárótagjának tekinthető. A fedő alsótortonai középső riolittufától kiemelkedéssel járó kérgszerkezeti mozgások és lepusztulási időszak választja el. A riolittufa részben a denudált térszínre és az áthalmazott andezittufára rakódott le. Felette 1–2 m vastagságú andezittufa és biotitos dácittufa települ. A vulkáni összlet legfiatalabb tagját a hiperszténandezit és a teléres szubvulkáni kifejlődésű hipersztén-karboandezit képviseli. A telér- és lávakőzet szövete között fokozatos átmenet van, ami elsősorban az alpanyagbeli plagioklász és piroxénszemcsék méretének a csökkenésében nyilvánul meg. Ez — egyéb tényezőkkel összhangban — arra utal, hogy a vulkáni csatornarendszerként felfogható északkeletmátrai telérek szolgáltatták az andezittakaró anyagának jelentős részét. Az ismertett tufaszintek az egész hegységben megtalálhatók, segítségükkel a kitérés sorrend megbízhatóan rögzíthető.

Bevezetés

1958-ban Szádeczky-Kardoss E. akadémikus irányításával megkezdett nyugatmátrai földtani-geokémiai vizsgálatok során világossá vált, hogy a hegység földtani-vulkanológiai felépítése, a vulkáni kitérés sorrendje csak az üledékes-peremi kifejlődések részletes elemzése alapján tisztázható. Ezért vizsgálataimat 1959-ben a mélyebb földtani helyzetű ÉK-i Mátrára is kiterjesztettem.

A térképezett terület (1. ábra) földtanilag és részben geomorfológiailag is átmeneti jellegű a bükkhegységi típusú kifejlődés felé. Ebből eredően e terület mind a mátrahegységi, mind a bükkhegységi kutatók figyelmét rendszerint elkerülte. A régi leírások túlnyomó része a recski ércbányászatra, a kőolajkutatásokra és a parádi üdülőtelep-környéki kőzetekre vonatkoznak. A jelzett szűkebb terület földtani-közettani vizsgálatával főleg Noszky J. [16], Rozlosznik P. [23], Schréter Z. [24] és Kiss J. [6, 7] foglalkozott.

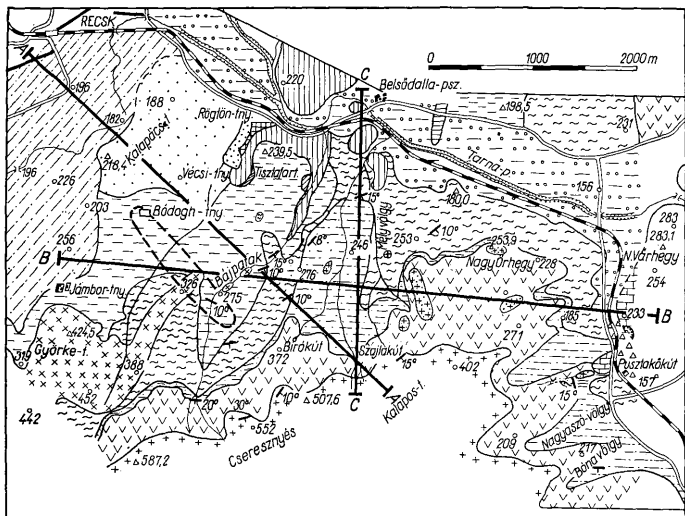
Az ÉK-i Mátra rétegtani felépítése

A Mátra legidősebb felszíni képződményei (triász, kréta) a hegység ÉK-i részén vannak. Korjelző ösmaradványokat nem tartalmaznak, ezért rétegtani besorolásuk csak a bükkhegységi analógiák alapján lehetséges [2, 6, 24]. Az oligocén és alsómiocén képződmények a környékbeli (Bükkszék stb.) és a miklósvölgyi kőolajkutató fúrások anyagainak részletes mikropaleontológiai vizsgálatából ismertek. A vulkáni összlet tagolása pedig a jelenlegi mátrahegységi vizsgálatok egyik célkitűzése. A terület rétegtani felépítését az eddigi adatok alapján az alábbiakban foglalhatjuk össze (I. táblázat).

Mezozóos képződmények

Korszerű vizsgálatuk eredményei Schréter Z. és Kiss J. idevonatkozó dolgozatában megtalálhatók, ezért részletes tárgylásuktól eltekintek. A mezozóos képződményeket triászidőszaki üledékes és krétaidőszaki (?) magmás (diabáz) kőzetek képviselik.

* Előadta a Geokémiai Bizottság 1960. V. 2-i szakülésén. Kézirat lezárva 1963. III. 9-én.



1. ábra. Az ÉK-i Mátra földtani térképe. Jelmagyarázat: 1. Vörös és sötét agyagpala (triász), 2. Vörös radioláriás kovapala (triász), 3. Sötét mészkő és szericites kvarcpala (triász), 4. Triász anyag lejtőtörmelék, 5. Diabáz (kréta?), 6. Sötét agyagmárga (rupéli), 7. Növénymaradványos homokkő (akvítáni?), 8. Tarka agyag (burdigalái), 9. Alsó riolitufa (burdigalái), 10. Homokkő- és slirösszet (helvétii), 11. Alsó andezittufa (helvétii), 12. Középső riolitufa (tortonai), 13. Karboandezit (tortonai), 14. Kürtő- vagy takaróandezitmaradványok (tortonai), 15. Takaróandezit (tortonai), 16. Teraszkavics és terasz-homok, 17. Alsó riolitufa feltételezett kiterjesztési helye, 18. A szelvények iránya

Рис. 1. Геологическая карта СВ-ной части гор Матра. Легенда: 1. Красные и серые глинистые сланцы (триас), 2. Красные кремнистые сланцы с радиолариями (триас), 3. Серые известняки и серицито-кварцевые сланцы (триас), 4. Осыпь с триасовым материалом, 5. Диабазы (мел?), 6. Серые глинистые мергели (рупельский ярус), 7. Песчаники с растительными остатками (аквитанский ярус?), 8. Пестрые глины (бурдигальский ярус), 9. Нижние риолитовые туфы (бурдигальский ярус), 10. Песчаниково-шлировая толща (гельветский ярус), 11. Нижние андезитовые туфы (гельветский ярус), 12. Средние риолитовые туфы (тортонский ярус), 13. Карбоandezиты (тортонский ярус), 14. Остатки жерловых или покровных андезитов (тортонский ярус), 15. Покровные андезиты (тортон), 16. Тeraszkavics и терасz-пески, 17. Предполагаемое место извержения нижних риолитовых туфов, 18. Направление разреза

Legidősebb tagnak a vörös és a sötét mészkő tekinthető (alsóladini), amely település csak a Miklós-völgy alsó szakaszán látható (Tisztatartó – Miklós-völgy). Vastagsága mindössze néhány deciméter. Törmeléként a bájpataki diabázterületen is megtalálható. K i s s J. a darnóhegyi diabázból ökolnyi-fejnyagságú példányokat gyűjtött. Mindez arra vall, hogy a diabáz az északi területen e ladini mészkövet áttörte; délebbre a peremi területen már mélyebb helyzetű és megrekedt a mészkő, valamint a pala alatt. Fölötte néhány dm sötét, majd kb. 40–50 m vörös színű agyagpala van. S c h r e t e r Z. szerint az agyagpalára vöröses radioláriás kovapala települ. Az ÉK-i Mátrában ezzel a triász rétegsor lezárul. A K-i peremen azonban a kis- és nagyvárhegyi, uralkodóan sötét,

Az ÉK-i Mátra rétegtani beosztása

I. táblázat

Sorrend	Képződmény	Émelet	Kor időszak
1.	Lősz Teraszkavics és teraszhomok		pleisztocén
2.	Vulkáni összlet	tortonai helvétii	
3.	Homokkő- és slirösszlet	helvétii	
4.	Alsó riolittufa Osztreás konglomerátum Tarka agyag Növénymaradványos csillámos homokkő	burdigalái akvitáni(?)	miocén
5.	Szürke homokos agyagmárga	rupéli	oligocén
6.	Diabáz és változatai		kréta?
7.	Sötétszürke fekete és szaruköves mészkő Szürke mészkő és szerices kvarcpala Vörös radioláriás kovapala Vörös és szürke agyagpala Vörös és szürke mészkő	ladini	triász

helyenként oolitos mészkő, valamint a közbetelepült szerices kvarcpala fedőjét alkotó szürke, sötétszürke, bitumenes és szaruköves mészkő a Nagyvárhely folytatásaként egy kis rögben a Mátra területén is megtalálható.

A mátrai diabáztómeget (1. ábra) ásvány-közettanilag megegyezik a Kiss J. által részletesen vizsgált darnóhegyi és nagyrezoldali diabázváltozatokkal. Valószínű, hogy földtanilag némileg mélyebb helyzetű, amit a miklósvölgyi feltárás mészkő- és agyagpala fedője is igazolhat. Kora vitatható. A földtani és ásvány-közettani jellegek — hólyagüreges melafiros és spilitosedett változatok, epidot-szerpentin-prehnitfészkek — arra utalnak, hogy nagy nedvességtartalmú üledékes környezetben merevedtek meg [6, 12], így a mellékközettanként szereplő triász agyagpala és a diabáz keletkezése között nem lehetett nagy korkülönbség [35]. Ennek alapján valószínű, hogy krétánál idősebb, esetleg a bükkhegységi középsőtriász bázisos magmatizmus [17, 35] közvetlen folytatásaként alakulhatott ki. A magmatizmust kiváltó tektonikai mozgások okozhatták e területen a triász tenger végleges visszahúzódását.

Oligocén

Az oligocén képződményeket a rupéli szürke agyagmárga és homokos változatai képviselik. Megbízhatóan igazolható katti képződményeket a jelzett területen nem ismerünk, ami utólagos, esetleg oligocén végi lepusztulásból adódhat.

Miocén

A Mátra hegység ÉK-i részét is túlnyomóan miocén összlet alkotja. Az üledékes kőzeteket homokkő (helyenként alárendelten konglomerátummal), homokos agyag és agyagmárga (slir) a vulkáni képződményeket riolittufa, dácittufa, változatos kialakulású andezittufa és piroxénandezit képviseli.

A rupéli finomhomokos agyagmárgára vékonypados, (20–30 cm) sárga muszkovit-dús homokkő települ. Viszonylag jó feltárásban csak néhány helyen (Csevicepatak és

a Miklós-völgy alsó szakaszán) látható, de a talaj bizonyos jellegeiből (sárga színe, a kvarcsczemcsék mérete) nagyobb elterjedésére következtethetünk. Valószínű, hogy a rupéli agyagmárga fedőjeként a Csevicepatak – Jámportanya – Györkepatak közötti területen is megvan. A kvarcsczemcsék mérete változó, uralkodóan 1–2 mm (egyes padokban 0,2–0,3 mm), de a Miklós-völgy jobb oldalán konglomerátumos kifejlődés is észlelhető (0,5–1 cm \varnothing kvarcsczemcsékkel). Földtani helyzete és települése a rossz feltárási viszonyok miatt nem tisztázható. A homokkő ásványos összetétele: kvarc, muszkovit, kissé kloritos biotit, szericités plagioklász, kevés mikroklin és helyenként (Csevicepatak) viszonylag nagymennyiségű kalcit. Erősen limonitos. A földpáttartalom alapján kissé arkózás homokkőnek minősíthető. Egyes padjai – mind a Csevicepatakban, mind a Miklós-völgyben – limonitos, növénymaradványokat és 2–4 cm lapos, többnyire lencsealakú agyagkavicsokat tartalmaznak. Hasonlóan agyagzárványos – de növénymaradványok nélküli – homokkővet észlelt Rozlozsnik P. Mátraballa környékén, melyet földtani helyzete a „kiscelli” agyag és a homokkő kapcsolata alapján a felsőoligocénba sorolt. Kőzettanilag azonban lényeges különbség mutatkozik a két képződmény között. A Mátraballa környéki kifejlődés finomszemcsésű agyagos homokkő (átlagos szemcseméret 0,1 mm). Ásvány-kőzettani és üledékföldtani jelek alapján inkább a fenti képződményre települő konglomerátumos homokkővel azonosítható. Ezt az összletet id. Noszky J. a felsőoligocénba, Schréter Z. a miocénba sorolta.

A csevicepataki – miklós-völgyi konglomerátumtartalmú homokkő a mátraballaihoz hasonlóan sekélyvízű, partközeli, ingadozó térszerű képződmény. Rétegtani, üledékföldtani és ásványkőzettani jelek alapján az ipolytarnóci és az egri kifejlődésre emlékeztet [3. 5. 35]. Ennek megfelelően az akvitáni, esetleg a burdigálai emeletbe sorolható.

A Tisztafartető ÉNy-i oldalán (a Miklós-völgy végén) a diabáz 1–2 m vastagságú tarka agyag borítja. Valószínű, hogy a Miklós-völgy végén e képződmény fedí a növénymaradványos homokkővet is.

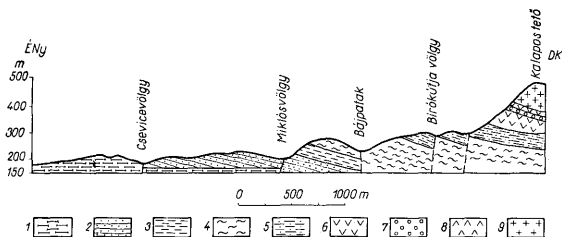
A burdigálai alapkonglomerátum egykori jelenlétét az id. Noszky J. és Rozlozsnik P. által részletesen ismertetett györkepataki 50–60 cm vastagságú osztás pad jelzi.

Az északmagyarországi miocén vulkánosság első terméke a burdigálai emeletbe sorolt alsó riolittufa. Kiterjedése a Mátra területét meghaladja, éppen ezért nem tekinthető a nagy andezitvulkánosság bevezető ciklusának. Több, egymástól helyileg távoleső kitörési központból származik, amit a térbelileg eléggé eltérő anyagi (kémiai és szemnagysági) összetétele is igazol. Fekvőjét – az ÉK-i Mátra miocéneleji egyenlőtlen és változatos térszínének megfelelően – különböző korú és kifejlődésű képződmények alkotják (triász agyagpala-kovapala, diabáz, növénylenyomatot homokkő). Lehetséges, hogy helyenként közvetlenül a rupéli agyagon fekszik (1. ábra). Vastagsága Rozlozsnik P. szerint kb. 85 m. Egyes, különösen málottabb változatai a középső riolittufára emlékeztetnek. Az elkülönítést nehezíti, hogy a miocén tenger partszegélyét alkotó mezozoos képződményeken és azok szegélyén az üledékhiány, ill. a miocén üledékek kis vastagsága miatt a két riolittufa szintben is közel került egymáshoz. Ebből adódhat, hogy a Bájpatákban Schréter Z. a két képződmény érintkezését tételezte fel [24]. Mezősi J. pedig a két kifejlődést egységesen szárazföldi középső riolittufaként (helvétii v. tortonai) térképezte [15]. A rétegtani felépítés (2. ábra) a kémiai, valamint az ásvány-kőzettani összetétel (nagy horzsakövek, esetleg magmás kőzetzárványok) alapján azonban megbízhatóan elkülöníthetők. Még a Bájpaták alsó szakaszán is világosan látható, hogy a két piroklasztikum között – a partszegélyi jellegnek megfelelően – vékony homokkőösszlet és andezittufa van.

Az alsó riolittufa többnyire rétegtelen, Schréter Z. szerint Kisterenye – Nagybátony környékén az alsó rész homokkőszzerű tengeri képződmény [25]. Az ÉK-i Mátrá-

ban (Tisztafartető Miklós-völgy felőli oldalán) a növénylenyomatos homokkő feletti riolittufa alsó része részben szenesedett növénymaradványokat tartalmaz. Rozlózsnik P. levélenyomatokat és kovásodott fatörzseket is talált [23]. Ez igazolja, hogy a kiszórt vulkáni anyag alsó része e területen is vízbe hullott, majd fokozatosan szárazföldivé vált. A vízi lerakódást bentonitos lencsék és zsinórok is megerősítik (Kiss J. [6]). Ebből következőleg, a transzgressziót jelző fedő homokkő-, slirsorozat — Vadász E. megállapításának megfelelően [35] — feltétlenül új üledékciklust jelent.

A riolittufa ásványos összetételét id. Noszky J. és Kiss J. vizsgálataiból ismerjük [14, 16, 6]. Lényeges elegyrészei: kvarc, földpát (kevés szanidin, savanyú-neutrális plagioklász) és biotit.



2. ábra. A-A. Földtani szelvény Recsk és Kalapos-tető között: Jelmegegyeztetés: 1. Szürke agyagmárga (rupéli). 2. Növénymaradványos homokkő (akvitáni?). 3. Alsó riolittufa (burdigalái). 4. Homokkő- és slirsorozat (helvét). 5. Alsó andezittufa (helvét). 6. Középső riolittufa (tortonai). 7. Középső andezittufa (tortonai). 8. Biotitos dácittufa (tortonai). 9. Takaróandezit (tortonai)

Рис. 2. A-A. Геологический разрез между с. Речк и холмиком Калашотетё: Легенда: 1. Серые глинистые мергели (рупельский ярус), 2. Песчаники с растительными остатками (аквитанский ярус?), 3. Нижние риолитовые туфы (бурдигальский ярус), 4. Песчанниковая и шпирсовая толща (гельветский ярус), 5. Нижние андезитовые туфы (гельветский ярус), 6. Средние риолитовые туфы (тортонский ярус), 7. Средние андезитовые туфы (тортонский ярус), 8. Биотито-дацитовые туфы (тортонский ярус), 9. Поташные андезиты (тортонский ярус)

A kőzet kémiai összetételét és az ásványos összetétel százalékos megoszlását döntően két tényező befolyásolja: 1. A horzsakő mérete és mennyisége. 2. A kőzetzárványok jellege és mennyisége.

1. A horzsakő mérete és mennyisége tekintetében jelentős különbség észlelhető.

A Kisterenye és Nagybátony környéki alsó riolittufa 0,5–1 cm-es horzsakőanyagával szemben a fenti terület nagyobb részén 4–5 cm az uralkodó. Sőt, helyenként 10–15, ritkábban 30–35 cm-es bombák is találhatóak. Jellemző, hogy rendszerint sok kvarcot, szanidint és biotitot tartalmaz [11].

2. Az alsó riolittufában üledékes és magmás eredetű kőzetzárványok egyaránt megtalálhatók. A zárványok ásvány-kőzettani vizsgálata alapján [11] az ÉK-i Mátra mélyebb szintjeinek földtani felépítésére vonatkozólag az alábbi következtetéseket vonhatjuk le:

a) A homokkő- és agyagzárványok a felszíni, valamint a miklós-völgyi kőolajkutató fúrásokban észlelt oligocén kifejlődést tükrözik.

b) A dácit- és andezitzárványok a lahocai andezit előtti, sőt a magmatitzárványok nagyobb fokú kontakt átalakulásából következőleg az oligocén előtti korát, továbbá a vulkáni működés nagyobb kiterjedését igazolják.

c) A szulfidos andezitzárványok eloszlása esetleg egy mélyebb szintbeli ércesedést jelölhetnek. E zárványok legnagyobb gyakorisága a lahócai ÉNy-DK-i érces szerkezeti vonal [18] csapásába esik, ami a fenti feltételezést megerősíti.

d) A horzsakő és zárványok mérete, eloszlása és együttes megjelenése alapján az alsó riolittufa egyik kitérés központját a Bódogh-tanya — Bájpaták közötti szakaszon a fenti szerkezeti vonal folytatásában rögzíthetjük (1. ábra). — A szávai orogenezist követően az ÉK—DNy-i irányú kompressziós szerkezeti övre merőlegesen a torlódás következtében diszjunktív mozgás alakulhatott ki (óstájer), amely B a l k a y B. magmatektonikai vizsgálatainak megfelelően [1] létrehozhatta a vulkáni kitérés feltételeit. A kitérés a földtani felépítésből következőleg nedves környezetben, közvetlenül a tenger lefűződése után, esetleg közben történt. Ezért a fentjelzett tektonikai öv mentén nagy mennyiségű víz szivároghatott a mélybe, ami elősegíthette a differenciációt, a savanyú magma fokozottabb kialakulását, a vízgőz nagy nyomása pedig a heves kitérést, amit a horzsakő túlsúlya is igazol. Mindez jelentősen lecsökkenthette a magma hőmérsékletét és a megmerevedés hőfokát. Erre utal az oligocén homokkő- és agyagzárványok gyenge átalakulása is.

A Cserháthaláptól Dubicsányig, ill. Dövényig nyomozható, kitűnő vezetősíntül szolgáló alsó riolittufa [35] pontos kora mindmáig vitatott. A legtöbb zavar a növénymaradványok alapján történő kormeghatározásból adódik. Ez legjobban R á s k y K. vizsgálataiban tükröződik, aki az ipolytarnói alsó riolittufa flóráját burdigalainál idősebbnek, a mélyebb földtani helyzetű, az alsó riolittufa alatti egri összlet flóráját pedig a fentnél fiatalabbnak, a riolittufa feletti salgótarjáni kőszénösszlet flórájához hasonlónak és azzal egykorúnak (burdigalai) tartja.

A kezdetben tengeri, később szárazföldi alsó riolittufát az északkeletmátrai földtani megfigyelések alapján a burdigalai emelet zárótagjának tekinthetjük. A burdigalai és helvétii emelet a vulkáni kitérést is okozó tektonikai mozgásokkal határolható el. Ezt megerősíti V a d á s z E. szintézise is, mely szerint a fokozatos tengerelöntést jelző salgótarjáni—borsodi barnakőszén-rétegszlet mindenütt jól megkülönböztethető földtörténeti szakasz, tehát mindenképpen új üledékciklust jelez [35].

Az alsó riolittufára települő helvétii transzgressziós homokkő- és slirösszletet S c h r é t e r Z. két részre tagolja:

a) A sárga homokkőből álló cardiumos-corbulás, valamint a felette következő b) homokkő és agyag váltakozásából álló chlamyos és felső slir rétegsoporra.

Az új ciklust jelentő helvétii üledékképződés S c h r é t e r Z. és K i s s J. megállapításának megfelelően [25, 6] homokos, helyenként (Miklós-völgy és Bájpaták között) konglomerátumos kifejlődéssel kezdődött. A fenti konglomerátumból származtatható a tisztafartetői mezozoós képződményeken és alsó riolittufán található nagy mennyiségű kvarcavics. K i s s J. a miklós-völgyi homokkőben kőszénlecséket, kőszénzinórokat és egyszikű növénylenyomatokat észlelt. Vizsgálatai szerint a homokkő a parti kifejlődésnek megfelelően erősen osztályozott, egymaximumos eloszlási görbét ad. Az uralkodó kvarc mellett kevés muszkovitot, kloritosodott biotitot, földpátot, (plagioklász és kevés mikroklint), helyenként calcitot és — a növénylenyomatos homokkővel ellentétben — 2—3% glaukonitot tartalmaz. A glaukonit esetleg a katti homokkőből való származásra utalhat. Legnagyobb vastagsága keleten (Farkasgerinc, Nagyörhegy stb.) van. Felfelé az agyagos közbetelepülések gyakoribbak és vastagabbak, végül szürke, ősmaradványokban gazdag homokos agyagba-agyagmárgába megy át. Ez a kifejlődés É-on és K-en hiányzik, vagy jelentéktelen, ami a mezozoós rögök állandó partszegélyét igazolja. Felfele, a Nagylipót környéki megfigyeléseknek megfelelően [8] a helvétii tenger végleges regresszióját jelző, néhány m vastagságú sárga vagy szürke csillámos homokkő települ, melyben helyenként (a Miklós-völgy jobboldali mellékágának felső szakaszán) már a nagy mátrai vulkánosságot bevezető alsó andezittufa nyomai is megtalálhatók.

A helvétii üledékes összlet több szintjében 10–50 cm vastagságú, kiékelődő, helyenként homokos, egyenlő szemcseméretű horzsaköves riolittufa van. Jellegeből és földtani helyzetéből következőleg — az eddigi felfogással ellentétben — nem valószínű, hogy elsődleges vulkánai termék, inkább a közeli mezozoós képződményekből áthalmozott, lepusztított alsó riolittufa származékának tekinthető.

Összefoglalásképpen megállapítható, hogy a homokkal, helyenként konglomerátummal kezdődő, agyagos kifejlődéssel folytatódó és homokkal, ill. andezittufával záródó helvétii üledékképződés egységes, folyamatos, megszakítás nélküli lezárt üledékciklust képvisel.

Helvétii — tortonai vulkánii összlet. A keleti-északkeleti Mátra vulkánii összlete viszonylag egyszerű felépítésű. Az egymásraterelődő, jól tanulmányozható tufaszintek kitűnő összehasonlítható alapot szolgáltatnak a belső, bonyolultabb részek felépítésének és kitérés sorrendjének a tisztázásához. A vulkánii összleten belül — a peremi kifejlődések tanulmányozása alapján — az alábbi sorrend állapítható meg (II. táblázat)

A helvétii-tortonai vulkánii összlet kitérés sorrendje

II. táblázat

Sorszám	Képződmény	Emelet
a	andezittakaró és andezittelérek	tortonai
b	Középső andezittufa II. Biotitos dácittufa Középső andezittufa I.	
c	Középső riolittufa	
d	Alsó andezittufa	
		helvétii

Alsó andezittufa. A helvétii regressziót jelző homokkőre a nagy mátrai vulkánosságot bevezető rétegzett andezittufa települ. (A Nagypaska környéki előfordulására már Noszky J. is utalt [15]). A középső riolittufa fekvőjeként változó vastagságban az egész hegységben megtalálható, sőt a Sirok-egerbaktai országút mentén feltárt, de részletesebben még nem vizsgált andezittufa is az alsó összletet képviseli. A kitérés helye nem állapítható meg (ÉNy-i Mátrában azonban a tufaösszleten belül kiterjedt lávaárak is vannak. Tari, Csevice-völgy, Ágasvár, Remete-hegy).

Közet-tani-földtani alapon két szintre tagolható a) finomszemcséjű, többnyire sárga, zöldessárga, szürke tufa (alsó szint) és b) uralkodóan 0,5–1,5 cm-es fehéres-sárga és szürke-sötétszürke „horzsakőlapillik”-ből álló tufás agglomerátum (felső szint).

A két szint mindenütt jól elkülöníthető, különböző, de szorosan egymást követő kitérésekből származhatnak. Az alsó és jelentős részben a felső szint is, vízben rakódott le, amit a Tar környéki (Ny-Mátra) növénymaradványok is igazolnak [10]. Az alsó rész gyakran homokos kifejlődésű. A felső szint helyenként finomszemcsés tufával váltakozik, ami a tengerszint ingadozásából, ill. áthalmozásból adódik.

A két szint kémiai összetétele, annak ellenére, hogy a felső rész „horzsaköves”, csaknem teljesen azonos (III. táblázat)

Az ásványos összetétel, kisebb helyi jellegű eltérések kivételével, azonos. Nagyobb különbség a szövetségben az üveges anyag és a fenokristályos elegyrészek arányában van. Az áthalmozás során az eredeti összetétel lényegesen megváltozott.

a) Az alsó szint többnyire kissé bontott, gyakran nontronitos, kissé kloritos, másutt limonitos. Ennek következtében a fenokristályos ásványok — elsősorban a színes szilikátok — mennyisége jelentősen lecsökkent. Lényeges elegyrészei: a földpát és piroxén. Ezen kívül kevés kvarcot, még kevesebb biotitot és helyenként 1–2% kalcitot is tartalmaz. A földpát (0,1–0,3 mm) andezines-labradoritos összetételű és rendszerint ép.

A piroxén uralkodóan 0,2–0,4 mm-es hipersztén, ritkábban augit. A hipersztént gyakran a c-tengellyel párhuzamosan rostos basztit övezi. Az átalakulás mindig a szemcseszegélyén az (110) szerinti hasadások mentén kezdődik és fokozatosan halad befelé (VII. tábla, 1.). Gyakori a teljes átalakulás. A mátrai piroxénandezitek hiperszténjeinek basztitosodását (Monostorpaták, Gyöngyöstől É-ra) elsőként Mauritz B. írta le [14].

Az alsó andezittufa kémiai összetétele
Elemző: dr. Simó B. és Kovács B.-né

III. táblázat

	1 %	2 %
SiO ₂	54,09	53,63
TiO ₂	0,79	0,85
Al ₂ O ₃	16,16	14,55
Fe ₂ O ₃	7,75	6,77
FeO	0,86	0,95
MnO	0,09	0,10
MgO	1,22	1,81
CaO	4,43	5,09
Na ₂ O	1,56	1,42
K ₂ O	0,68	0,94
H ₂ O ⁺	4,56	4,60
H ₂ O ⁻	8,02	8,36
P ₂ O ₅	0,04	0,15
W ₂	0,20	0,52
Összesen	100,45	100,34

1. Alsó andezittufa alsó szintje, Nagyörhegy, K-Mátra

2. Alsó andezittufa felső szintje (tufás andezitagglomerátum) Nagyörhegy, K-Mátra

A fenti ásványokon kívül — helyileg változó mennyiségű — átlagban 1–2% 0,5–1 mm-es andezitlapillit is tartalmaz. A fenokristályok és andezitlapillik együttes mennyisége átlagban 30–40% (IV. táblázat).

b) A felső tufás agglomerátumos szint 80–85%-a (plagioklászos) „horzsakő” és átalakulási terméke. Üvegtelepedési folyamata rendszerint jól megfigyelhető. Az andezitlapillik lényegesen gyakoribbak, mint az alsó szintben (10–15%). Ennek jelentős része oxiandezit. Méretük uralkodóan 0,5–5 mm. A fenokristályok mennyisége elenyészően kevés. A plagioklászok az alsó szinthez hasonlóan andezines-labradoritos összetételűek. A hipersztén helyenként (Órhegy) ép, másutt (Bájpatak, Miklós-völgy stb) az „alapanyagal” együtt kloritos, ill. basztitos vagy teljesen hiányzik.

c) Az áthalmazott összleten belül mutatkozik a legnagyobb változatosság. A szálítás, az áthalmazás során, az anyag osztályozódott, a szemcseméret és az ásványos összetétel jelentősen megváltozott. Három jellegzetes kifejlődés különíthető el: 1. agyagos, 2. andezittörmelék és 3. piroxén. Az agyagos kifejlődés az 1–2% 0,08–0,16 mm-es földpátokon és a 0,1% körüli hiperszténeken kívül egyéb mikroszkópos méretű elegyrész nem tartalmaz. Kissé karbonátos (0,3–0,4%). Az andezittörmelék kifejlődés uralkodóan (50–60%) 0,2–0,5 mm-es kerekded andezitszemcsékből, 20–30% plagioklászából és kb. 5–10% magnetitből áll. Piroxént nem, vagy alig tartalmaz (VII. tábla, 2.).

A harmadik kifejlődés erősen osztályozott, uralkodóan 0,2–0,5 mm-es kissé koptatott plagioklászföldpát és piroxénzemcsék alkotják. A leggyakoribb színes elegyrész az ép hipersztén, ritkábban pigeonit. Az augit némileg kevesebb és többnyire kissé bontott. A mikroszkópi képe homokkőre emlékeztet (VII. tábla, 3.). A piroxén (30–50%) hullámozgásra, torlatszerű felhalmozódásra utal. Ennek tulajdonítható az andezittörmelék változat kialakulása is.

A fenti három kőzetváltozat – különböző átmenetekkel – a pusztaköküti Nagyaszóban egy szelvényen belül kimutatható. Legelterjedtebb a piroxéndús kifejlődés. Többnyire ez alkotja az agglomerátumos szint közbetelepüléseit is (Miklós-völgy jobboldali mellékága).

A fenti kőzetek ásványos összetételét a IV. táblázat foglalja össze.

Az alsó tufaszint ásványos összetétele

IV. táblázat

Ásványos összetétel	1 %	2 %	3a %	3b %
Kloritos agyagos horzsaköves anyag	65,0	84,6	15,0	32,0
Plagioklászöldpát	29,0	1,6	23,0	28,0
Piroxén	3,4	0,3	—	35,0
Kvarc	0,6	—	—	—
Opak elegyrészek	—	1,0	7,0	2,0
Andezitlapilli	2,0	12,5	55,0	3,0
Összesen	100,0	100,0	100,0	100,0

1. (267b) Alsó andezittufa alsó szintje. Kalapostetőtől É-ra.

2. (266a) Alsó andezittufa felső szintje (tufás agglomerátum) Bájpaták

3a (314d) Alsó andezittufa áthalmazott összelete (andezitkavicsos kifejlődés) Pusztaköküt, Nagyaszó

3b (314e) Alsó andezittufa áthalmazott összelete (piroxénes kifejlődés) Pusztaköküt, Nagyaszó

A fenti adatok a kőzetek nagy változatossága miatt csak megközelítő értéknek tekinthetők.

Vastagsága változó. Az É-i és ÉK-i peremen a jól megállapítható eredeti vastagság 20–40 m. Keleten, Pusztaköküt és Tarnaszentmária környékén (a Nagyaszóban és a Bóna-völgyben) átlagban 60–80 m. E területen a kifejlődése is eltérő. Uralkodóan 3–4 mm-es szemcséből áll. Sárga, sárgászöld színű, gyengén rétegzett, a két szint nem különíthető el. A földtani és ásvány-kőzettani jelek az összetétel áthalmazott voltát mutatják. Ezzel szemben a hegység központjában, a Kútfontól (Mátraháza—parádi út) melletti növénymaradványos homokkő felett mindössze 1–2 m vastagságú. Sőt P e s t h y L. szóbeli közlése szerint lehetséges, hogy Kékes környékén egy-két ponton teljesen hiányzik. Ezek az adatok egyértelműen arra utalnak, hogy a hegység központi része az első jelentősebb miocénkorú andezitvulkánosság után – valószínűleg a Darnó-vonal mentén megújult újstájer mozgásokkal kapcsolatban – kiemelkedett. Ez válthatta ki a központi terület későbbi erőteljes vulkáni tevékenységét is. A kiemelkedett területről lepusztult andezittufa a keleti és esetleg a nyugati peremen halmozódhatott fel. A siroki vasútállomástól délre (a Nagyvárhegygel szemben) az áthalmazott andezittufára homokkő települ, jelezvén, hogy a lepusztulás helyenként a helvétii üledékes összletre is kiterjedt. A középső riolituffa már a denudált térszínre és részben az áthalmazott andezittufára rakódott le. Lehetséges, hogy az egész Mátra-hegység délies dőlésén belül e területen mutatkozó keleti lejtés is az andezittufa kitérése után kialakult térszíni viszonyokból adódik.

A fenti adatok alapján az alsó andezittufát kiemelkedéssel járó kéregszerkezeti mozgások és viszonylag hosszú lepusztulási időszak választja el a fedő középső riolituffától. Földtanilag és rétegtanilag egyaránt szorosan összefügg az előző nagy üledékképződési ciklussal, ezért ennek zárótagjaként a helvétii emeletbe helyezendő.

Középső riolituffa. Az alsó andezittufára mindenütt a kőzetanilag kissé változatos, dácitos összetételű, „középső riolituffa” települ. Első részletesebb leírása M a u r i t z B. és id. N o s z k y J. műveiben található. Újabbán ásvány-kőzetanilag és közetkémiaiilag V a r g a Gy. írta le dácittufa néven. Vizsgálatai tisztázták a riolituffa és a közelmúltban megismert dácit (P e s t h y L., V a r g a Gy.) genetikai kapcsolatát

[36]. Vastagsága az ÉK-i Mátrában általában 50–80 m. Rétegzetlen, túlnyomóan száraz földi felhalmozódás. (V a r g a Gy. által ismertetett vízi lerakódás helyi jellegű lehet. A nagy mennyiségű 0,5–1 cm horzsakőtől fehér, sárgásfehér, ritkábban (Nagyörhegy, Kalapostető, Bóna-völgy) szürke, esetleg sötétszürke színű. V a r g a Gy. részletes tanulmánya után csak néhány sajátos kifejlődést — a) a horzsaköves-szuromköves; b) sávos-szferulitos; és c) kovásodott riolituffat — említek.

a) A bónavölgyi és — részben a kalapostetői — riolituffában a 0,5–2 cm-es összepréselt, összelapított horzsakő és horzsaköves szuromkőlapillik teljesen „orientáltan” rendeződtek el (VII. tábla, 4.). A kőzet sávosnak, ill. préseltnek látszik. Ásványos összetétele: savanyú és neutrális plagioklász (oligoklász-andezin, ritkábban labradorit), biotit, amfibol és kevés kvarc. A biotit az erős és sötét pleokroizmus alapján lepidomelános összetételű. Egy része teljesen felemésztdött (rezorbeálódott) — sokszor csak a magnetit-halmaz jelzi egykori jelenlétét — a nagyobb része azonban teljesen ép (VIII. tábla, 1.). Az amfibol gyakran töredezett.

b) A miklősvölgyi riolituffa alsó részén látható, kb. 4–8 mm-es vastagságú sötét sávok a mikroszkópi vizsgálat szerint szferolithalmazokból (VIII. tábla 2.) állanak. Ásványos összetétele a fentivel megegyezik (V. táblázat).

A lapított és elnyúlt horzsakövek, valamint horzsaköves szuromkövek arra utalnak, hogy a vulkáni anyag izzó, félig folyós állapotban rakódott le. A szferulitos sávok az anyag utólagos megolvadását és gyenge átkristályosodását, a felemészttet és átalakult biotitok pedig a felmelegedett anyag hőhatását „magmás rezorpció”-ját jelenthetik. Az ép biotitok feltehetően másodlagos keletkezésűek. Az ismertetett bélégek alapján a kőzet jellegzetes ignimbritlek minősíthető.

c) A tarnaszentmáriai Mély-völgy végén erősen kovásodott riolituffa van. A kovásodás következtében a horzsakő eltűnt, az anyag teljesen riolit-jellegűvé vált. Ásványos összetétele: savanyú plagioklász, kvarc és biotit. M a u r i t z B. szerint a tuffában található kovásodott „concreciók” tridimitet is tartalmaznak.

A középső riolituffa
ignimbrites kifejlődésének ásványos összetétele

V. táblázat

	Középső riolituffa (Ignimbritlek) Miklősvölgy %	Középső riolituffa (Ignimbritlek) Kalapostető %
Horzsakő-szuromkő	86,4	87,7
Földpát	9,0	9,0
Kvarc	0,6	0,7
Biotit	4,0	2,0
Amfibol	—	0,6
Összesen	100,0	100,0

A tufa anyagát M a u r i t z B. a tarnaszentmáriai riolituffa és a deméndi, valamint kisgyőri riolit azonos kémiai összetétele és földtani kapcsolatuk alapján a Bükk-hegységéből, id. N o s z k y J. pedig — S c h a f a r z i k F. nyomán — a déli szárazulatok törései mentén feltételezett riolitvulkáni működésből származtatja. V a r g a Gy. a K-i Mátra D-i lejtőjén nagy méretű dácitvulkáni centrumot (összerokadt kalderával) tételez fel. A dácitot és a tuffat egyaránt ebből származtatja. Kétségtelen, hogy a fentebb ismertetett ignimbritlek és területi eloszlása közeli, keletmátrai kitérést igazol, de a Cserhátban, Mátrában, Bükkben és a Tokaji hegységben egyaránt elterjedt — keleten lényegesen

vastagabb — riolituffaösszlet nem származtatható egyetlen kitérés központból. A nyugat-mátrai tapasztalatok alapján a Mátra-hegység területén belül is több kisebb-nagyobb kitérés centrummal számolhatunk.

Középső andezittufa és biotitos dácittufa A középső riolituffára 1–2 m vastagságú ún. középső andezittufa települ. A terület fedettsége és kis vastagsága miatt összefüggően nem nyomozható, de néhány jellegzetes feltárása (Órhegy-Kispaskai gyümölcsös kert, Gazoskő—Cseresznyés tető É. old.) alapján egységes szintnek tekinthető. Ezzel teljesen azonos földtani helyzetű andezittufa a Ny-i Mátrában elterjedt. Többnyire sárga, sárgás szürke — szürke színű. Az alsó andezittufa alsó szintjénél lényegesen nagyobb szemcséjű. 15–20%-át 3–5 mm közötti részleg alkotja. Anyagának általában 40–50%-a andezitlapilli. Fenokristályos ásványt alig tartalmaz. Átlagos összetételét a VI. táblázat mutatja

A középső andezittufa átlagos ásvány-kőzettani összetétele

VI. táblázat

	%
Andezitlapilli	45,0
Plagioklász	1,7
Piroxén	3,0
Amfibol	0,3
Opak elegyrészek	4,0
Átalakulási termék	46,0
Összesen:	100,0%

Az utólagos átalakulás következtében az andezitlapilli-mennyiség erősen ingadozik. A plagioklász andezin-labradorit, a piroxén hipersztén és kevés augit.

Helyenként (Órhegy—Kispaskai gyümölcsös) a tufa felső része téglavörös oxiklorovulkanitos jellegű. Az átalakulás első fázisaként lúgos oldatok hatására az üveges anyag és az andezitlapilli feloxidálódott. A fokozottabb kimosás következtében a vörös (limonitos-hidrohematitos) szemcsék körül zöld, kloritos udvar keletkezett. Az ellenállóbb piroxének átalakulása csak ebben a szakaszban kezdődött, amit a többé-kevésbé ép hipersztén szemcsék zöld basztitszegélye igazol. A kloritos-serpentin rész helyenként uralkodóvá válik. A fenti átalakulás teljesen megyegyezik a Szádeczy-Kardoss É. által leírt oxí- és klorovulkanitosodási folyamattal [26].

A középső andezittuffára mindenütt szürkés zöldes fehér, finomszemcséjű 1–2 m vastagságú biotitos dácittufa települ. A térképezett területen kívül is több ponton megtalálható (Hangács-tető D-i oldala, Ny-Mátra). Ásvány-kőzettani összetétele: 70–80% 0,5–1,5 mm-es horzsakő (többnyire erősen bontott). Fenokristályos ásványként: plagioklász, biotitot, továbbá nagyon kevés amfibolt és kvarcot tartalmaz. A plagioklász gyakran erősen zónás (oligoklász-labradorit). A biotit lényegesen világosabb, mint az előző szintekben.

A biotitos dácittufa felett helyenként ismét andezittufa következik, amely a jelenlegi adatok szerint egységes szintként nem nyomozható.

Az ismertetett tufaszintek az egész hegység területén kimutathatók. Rétegtani helyzetük változó, mert a fenti sorrendet a Közép- és Nyugat-Mátrában kiterjedt lávaárak szakítják meg. Ebből adódik különleges szerepük és ez teszi indokolttá a részletes tanulmányozásukat. Segítségükkel ugyanis a kitérés sorrend megnyugtatóan tisztázható.

Andezittakaró és andezittelérek. A biotitos dácittuffára települő D-i DK-i dőlésű andezittakaró a térképezett terület peremére esik, ezért teljességre nem törekedhettem. Vizsgálata elsősorban a genetikai kapcsolat tisztázását célozza.

Az andezittelérek területi eloszlásuk, földtani és ásvány-kőzettani jellegük alapján két csoportba oszthatók: a) györketetői és b) farkashegyi telérekre. A györketetői csoport

részben egymást keresztező telérekből áll. Településük földtani helyzetük az erős fedettség miatt nehezen tisztázható. Jelentős részük különböző mélységben megrekedt szubvulkáni alakulat. Ennek egyik jellegzetes példája a Bájpaták középső szakaszán látható, ahol az alsó riolitufa alatt megrekedt andezit lakkolit szerű kialakulásnak látszik (4. ábra). A csapásként összeköthető kibúvások és az ásvány-kőzettani jelek alapján azonban telérnek minősíthető és a fenti csoporthoz csatolható. A Györketető valószínűleg lakkolit szerűen kiszélesedő telérszakasz. A Farkas-hegyi csapásirányban nyomozható andezit földtani helyzete kissé bizonytalan. Szövede és a györketetői megfigyelések alapján azonban telérnek tekinthető. Ásvány-kőzettanilag teljesen megegyezik a folytatásába eső kalapostetői és a K-re — DK-re eső nagyőrhegyi—őrhegyi andezittel. Ennek alapján az utóbbi, elszigetelt kis foltok (1. ábra) takaró- (esetleg részben kisebb kürtő-) maradványok.

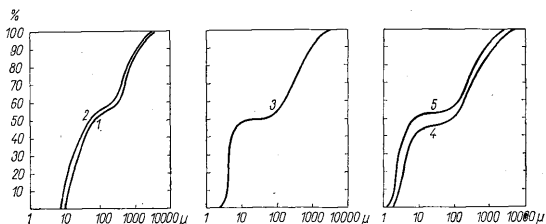
A takaró- és telérkőzetek ásványos összetétele többnyire egységes. A labradoritos ritkábban bytownitos plagioklászok mellett jelentős (gyakran 20—30%) piroxén tartalmaznak. A két lényeges elegyrész az alapanyagban is közl azonos mennyiségben szerepel. A plagioklászok nagyrészen többszörösen összetett (inverz) zónásság látható. Az alapanyaggal azonos ásványos összetételű zárványok a zónás plagioklászokban övesen helyezkednek el (VIII. tábla 3.), vagy a földpát magját alkotják (VIII. tábla, 4. — és X. tábla 2.). Hasonlóan alapanyagzárványos plagioklász említ M a u r i t z B. a parádi-recski biotit-amfibólandezitekéből [14]. Ez egyértelműen a plagioklászok szakaszos, a kiömlés utáni továbbnövekedésére, ill. új porfiros elegyrészek keletkezésére utal, ami alátámasztja Sz á d e c z k y - K a r d o s s E.-nek az „alapanyag-kiszorításos” szövet kialakulására vonatkozó megállapítását [27, p. 400]. A györketetői telérekben gyakori bázisos (bytownit-labradorit) plagioklászalmazatok szabályosan, többnyire gyöngysorszerűen elhelyezkedő, 5—80 μ -os izotróp szemcséket a szín, fénytörés, hasadás és a jellegzetes átalakulás (brucitosodás) alapján periklászoknak minősíthető ásványokat tartalmaznak (IX. tábla 1.). Ezzel teljesen azonos kialakulást észlelt M a u r i t z B. a Györketető—Nagyvárhegy vonalától délre a kalapostetői, torzompataki, kőveni, öreghegyi és veseragyagi andezitben. Ez az összefüggés feltétlenül genetikai kapcsolatra, azonos üledékes alépitményre utal. Keletkezésük agyagos dolomit beolvasztásával magyarázható. A gyakran fészkes kifejlődésű piroxén többnyire hipersztén, ritkábban augit. Egyes piroxénkristályok a negatív optikai jelleg megtartása mellett (hipersztén), gyengén zónás kioltásúak, ami Ca-beépülésből adódhat. A kémiai összetétel fokozatos eltolódását a hipersztének gyakori augitkoszorú is igazolja (IX. tábla, 2.). Az alapanyag piroxénje már túlnyomóan augitos összetételű. Mennyisége — sokszor egy csiszolaton belül is — erősen változik, a porfiros piroxének arányának növekedésével csökken. Valószínűleg a magnetit-tartalommal is összefüggésben van.

A györketetői andezittelérek helyenként jelentős mennyiségű karbonátot (kalcit, sziderit) tartalmaznak (VII. táblázat). A jobban feltárt, hasonló kifejlődésű pálbikki, csákánykői stb. karboandeziteket L e n g y e l E. [13] és P e s t h y L. [21] részletesen vizsgálta. Ezért, csak a teljesség kedvéért, kiegészítésképpen említek egy-két sajátos jelenséget.

A karbonát többnyire fészkes vagy sugaras kialakulási. Környezetük — plagioklászföldpátos, gyakrabban kalcedonos-piroxénos — arra utal, hogy a megmerevedés utolsó állapotában, az alapanyag „kiszorítása” útján keletkeztek. A kiszorított földpátlécek Ca-tartalmának megkötése (CaCO₃) után visszamaradt alkálidús anyagból, savanyú plagioklász (albit-oligoklász) keletkezett. Fokozottabb átalakulás esetén az alkáliák eltávoztak és a kovaanyag a kiszorított földpát helyén kalcedonként kivált (IX. tábla, 3.). A karbonát-kalcedonfészkeket rendszerint piroxénkoszorú övezi, jelezvén, hogy a földpátlécek kiszorításával az ellenállóbb piroxén százalékos aránya jelentősen megnövekedett (IX. tábla 4.).

A karbonáttartalom a györkei telérekre korlátozódik, de mennyisége ezen belül is erősen változik, ami valószínűleg a fedettség mértékével függ össze. Keletkezését — az ismertetett sajátságok alapján — a mélyebb üledékes kőzetek transzaporizációs (CO_2) hatásával magyarázhatjuk.

A telér- és takaróandezit ásványos összetételében (a karbonáttartalom kivételével) a porfirós elegyrészek és az alapanyag arányában nincs lényeges különbség (VII. táblázat). Nagyobb változatosság az alapanyag kristályosságai fokában a földpátlécek és piroxén-szemcsék arányában mutatkozik (3. ábra). E tekintetben még a telérkőzeteken belül is



3. ábra. A telér- és takaróandezitek szemcseméreti görbéi: 1. Karboandezit, Miklós-völgy jobboldali ága, 2. Piroxénandezit, Györketető, 3. Piroxénandezit, Cseresznyés-Gazoskő, 4. Piroxénandezit, Gazoskő, 5. Piroxénandezit, Kalapostető

Рис. 3. Гранулометрические кривые жильных и покровных андезитов: 1. Карбоandezит, правое отклонение долины Миклошвель, 2. Пироксеновые андезиты, Дёркететё, 3. Пироксеновые андезиты, Черешнеш—Газошкё, 4. Пироксеновые андезиты, Газошкё, 5. Пироксеновые андезиты, Калапостетё

jelentős eltérés észlelhető. A mélyebb szintek és vastagabb telérek alapanyagának túlnyomó része $100-10 \mu$, a vékonyabb telérrészekben és a felsőbb szintekben $10-1 \mu$ között van (a Bájpatokban üveges). A telér- és lávakőzetek szövete között fokozatos átmenet van, ami elsősorban az alapanyagbeli plagioklász és piroxén-szemcsék méretének a csökkenésében nyilvánul meg. A fokozatosság K-felé (Cseresznyéstető—Gazoskő—Kalapostető) a takaróandeziten belül is kifejezésre jut (X. tábla, 1-4). A szövet helyenként orientáltabbá válik.

A telérandezit és takaróandezit ásvány-kőzettani összetétele

VII. táblázat

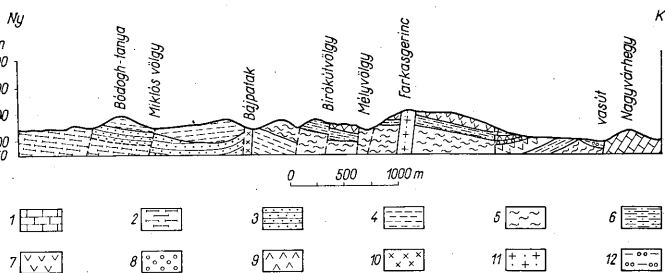
	Porfirós elegyrészek				alapanyag			Porfirós elegy + alapanyag össz.
	Plagioklász %	piroxén %	karbonát %	Össz. %	plagioklász %	piroxén %	Össz. %	
1. Karboandezit. Miklós-völgy jobboldali ága	34,9	11,8	2,5	49,2	28,5	22,3	50,8	100,0
2. Piroxénandezit, Györketető	41,0	2,4	—	43,4	31,8	24,8	56,6	100,0
3. Piroxénandezit. Cseresznyés-Gazoskő	47,2	1,2	—	48,5			51,5	100,0
4. Piroxénandezit. Gazoskő	46,8	0,5		47,3			52,7	100,0
5. Piroxénandezit. Kalapostető	26,6	26,2		52,8			47,2	100,0

Kalapostétőtől kezdődően az alapanyag piroxéntartalma is jelentősen lecsökken, ezzel arányosan növekszik a porfirós piroxének — valamint részben a magnetit — mennyisége (VII. táblázat és X. tábla, 1–4). Ezek az adatok — továbbá a fent ismertetett periklászos plagioklászalmazatok — egyöntetűen igazolják, hogy a vulkáni csatornarendszerként felfogható györkei és részben a farkashegyi telérek szolgáltatták az andezittakaró anyagának jelentős részét. A kisebb ellenállású helyeken (délebbre) feltörték a felszínre, — ez levezette a fölös energiát — a nagyobb ellenállású részekben (északabbra) pedig megrekedtek szubvulkáni mélységben.

Az andezittelérek és az andezittakaró a vulkáni összlet legfiatalabb tagját képviselik. Mátrahegységi viszonylatban valószínűleg a középső andezitscsoport felső részével, esetleg a felsőcsoport alsó szintjével azonosíthatók.

Tektonikai viszonyok

Szádeczky-Kardoss E. szerint a mátrai vulkáni működés négy szerkezeti irány mentén történt: 1. ÉK-DNy varisztid irány (déli rész), 2. K-Ny (205–285°) és erre merőleges irány (Cserháti telérek) 3. 150–330° és erre merőleges törérendszer

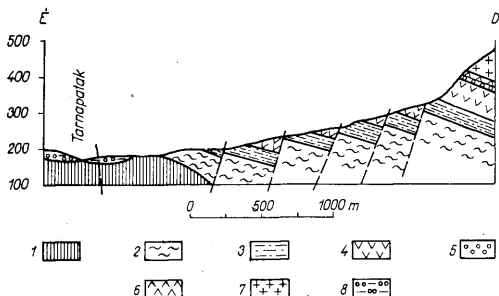


4. ábra. B-B) Földtani szelvény Bódogh-tanya és Nagyvárhegy között. Jelmagyarázat: 1. Szürke mészkő és szericites kvarcpala (triász), 2. Szürke agyagmárga (rupéli), 3. Növénymaradványos homokkő (akvítáni?), 4. Alsó riolittufa (burdigalái), 5. Homokkő- és slirösszlet (helvétí), 6. Alsó andezittufa (helvétí), 7. Középső riolittufa (tortonai), 8. Középső andezittufa (tortonai), 9. Biotitos dacittufa (tortonai), 10. Karboandezit (tortonai), 11. Kürtő- vagy takaróandezitmaradványok (tortonai), 12. Teraszkavics és teraszhomok.

Рис. 4. B-B) Геологический разрез между хутором Бодог и горой Нальвархель. Легенда: 1. Серые известняки и серицитоварцевые сланцы (триас), 2. Серые глинистые мергели (рупельский ярус), 3. Песчаники с растительными остатками (аквитанский ярус?), 4. Нижние риолитовые туфы (бурдигальский ярус), 5. Песчанико-ширловая толща (гельветский ярус), 6. Нижние андезитовые туфы (гельветский ярус), 7. Средние риолитовые туфы (тортонский ярус), 8. Средние андезитовые туфы (тортонский ярус), 9. Бiotито-дацитовые туфы (тортонский ярус), 10. Карбоandezиты (тортонский ярус), 11. Остатки жерловых или покровных андезитов (тортонский ярус), 12. Террасовые гальки и пески

(Salgótarjáni barnakőszénterület), 4. 30–210° irányú diszlokációs öv (Darnó-vonal) [28]. K iss J. szerint az utóbbi mentén két nagy mértékben különböző tektonikai egység, a gránitmagvú kristályos alaphegység és az újpaleozoos-mezozoos bükkhegységi rendszer érintkezé egymással. ÉK-i Mátrában lényegében két egymásra közel merőleges szerkezeti irány mutatható ki ÉÉK-DDNy (Darnó-v.) és KDK-NyDNy. Az ausztriai orogén mozgásokkal kialakult darnóvonal (P a n t ó G.—B a l o g h K.) mentén, ill. vele párhuzamo-

san megújult tektonikai mozgások a fiatalabb üledékes és vulkáni kőzetekben is kimutathatók. Ezt az irányt követik részben a györkei telérek és a terület legjellegzetesebb völgyei, a Miklós-völgy, Bájpaták (1, 2. ábra). Legszembetűnőbb megnyilvánulása a Mély-völgyben észlelhető, ahol az alsó andezittufa és a kiemelt helyzetű farkashegyi helvétii homokkő (fekvő) között kb. 90–100 m-es szintkülönbség mutatkozik (4. ábra), tovább K-felé



5. ábra. C—C) Földtani szelvény Tarnapatak és Szajlakut között. Jelmagyarázat: 1. Diabáz (kréta?) 2. Homokkő- és sliroszlet (helvétii), 3. Alsó andezittufa (helvétii), 4. Középső riolittufa (tortonai), 5. Középső andezittufa (tortonai), 6. Biotitos dácittufa (tortonai), 7. Takaróandezit (tortonai), 8. Terraszkvacics- és terraszhomok

Рис. 5. С—С) Геологический разрез между рекой Тарна и Сайлакутом. Легенда: 1. Диабазы (мел), 2. Песчанико-ширировая толща (гельветский ярус), 3. Нижние андезитовые туфы (гельветский ярус) 4. Средние риолитовые туфы (гортонский ярус), 5. Средние андезитовые туфы (гортонский ярус), 6. Бiotито-дацитовые туфы (гортонский ярус), 7. Покровные андезиты (гортонский ярус), 8. Террасовые гальки и пески

ismét fokozatos lezökkenés észlelhető. Ez az irányzat a középső riolittufában is kifejezésre jut. A Remete-hegy környékén 400–450 m tszf-i magasságban kezdődő D-i DK-i dőlésű tufa a K-re eső Pusztakőkutnál 200 m alá lehúzódik. A KÉK-NyDNY-i szerkezeti vonal mentén alakult ki az andezittakaró meredek É-i pereme. Az É-i irányú fokozatos leszakadást az alsó andezittufa és középső riolittufa földtani helyzete, a két képződmény többszörös ismétlődése mutatja (5. ábra). A fenti két szerkezeti irány határozta meg az ÉK-i perem erős lepusztulását és a mai morfológia kialakulását.

TÁBLAMAGYARÁZAT — ЛЕГЕНДА К ТАБЛИЦАМ

VII. tábla — таблица VII.

1. Basztitos hipersztén (alsó andezittufa összlet alsó szintje (Kalapostető-Mélyvölgy.) // N. Nagyítás: 108 ×
Баститизирующие гипертен (нижний горизонт нижней толщи андезитовых туфов) Калаштетё-Мельвельдь. //N. Увеличение: 108 ×
2. Andezittörmelék tufa (alsó andezittufa összletből) Pusztakőkút, Nagyaszó-völgy. //N. Nagyítás: 54 ×
Туфы с обломками андезита (из нижней толщи андезитовых туфов) Пустакёкут, Надьасовельдь. //N. Увеличение: 54 ×
3. Piroxéno andezittufa (alsó andezittufa összletből) Pusztakőkút, Nagyaszó-völgy. //N. Nagyítás: 54 ×
Пироксено-андезитовые туфы (из нижней толщи андезитовых туфов) Пустакёкут, Надьасовельдь. //N. Увеличение: 54 ×
4. Lapított horzszakó (középső riolittufából). Pusztakőkút, Bóna-völgy. //N. Nagyítás: 54 ×
Сплюснутая пемза (из средних риолитовых туфов) Пустакёкут, Бонавельдь. //N. Увеличение: 54 ×

VIII. tábla — таблица VIII.

1. Felemészített és ép biotit (középső riolittufából). Pusztakökút, Bóna-völgy. // N. Nagyítás: 54 ×
Разрушенный и цельный биотит (из средних риолитовых туфов). Пустакёкút, Бонавельд. // N. Увеличение: 54 ×
2. Szferulithalmaz a középső riolittufában. Miklós-völgy felső szakasza. // N. Nagyítás: 108 ×
Всклупение сферолита в средних риолитовых туфах. Верхний участок долины Миклошвельд. // N. Увеличение: 108 ×
3. Zárványos plagioklász piroxénandezitből Kalapostetőtől K-re. // N. Nagyítás: 108 ×
Плагиокласз с включениями из пироксенового андезита восточнее Калапоштете. // N. Увеличение: 108 ×
4. Alapanyagzárványos plagioklász piroxénandezitből. Cseresznyéstető-Gazoskő. // N. Nagyítás: 108 ×
Плагиокласз с включениями основной массы из пироксеновых андезитов. Черешнестете—Газошкё. // N. Увеличение: 108 ×

IX. tábla — таблица IX.

1. Periklász-tartalmú plagioklászhalmaz (karboandezitből). Miklós-völgy felső szakasza. // N. 108 ×
Гнезда плагиокласза с перикласзом (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклош. // N. Увеличение: 108 ×
2. Augitkoszorús hiperstén (karboandezitből). Miklós-völgy felső szakasza. + N. Nagyítás: 54 ×
Гиперстен с авгитовым венцом (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклошвельд. + N. Увеличение: 54 ×
3. Kalcedon-karbonát (karboandezitből) Miklós-völgy felső szakasza. + N. Nagyítás: 108 ×
Хальцедоновый карбонат (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклошвельд. + N. Увеличение: 108 ×
4. Kalcedonos karbonát-fészek piroxénkoszorúval (karboandezitből) Miklós-völgy felső szakasza. // N. Nagyítás: 54 ×
Гнезда хальцедонового карбоната с пироксеновым венцом (из карбоандезита). Верхний участок долины Миклошвельд. // N. Увеличение: 54 ×

X. tábla — таблица X.

1. Piroxénandezit. Györketető. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Деркетете. // N. Увеличение: 54 ×
2. Piroxénandezit. Cseresznyéstető-Gazoskő. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Черешнестете—Газошкё. // N. Увеличение: 54 ×
3. Piroxénandezit. Gazoskő. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Газошкё. // N. Увеличение: 54 ×
4. Piroxénandezit. Kalapostető. // N. Nagyítás: 54 ×
Пироксеновый андезит. Калапоштете. // N. Увеличение: 54 ×

IRODALOM — ЛИТЕРАТУРА

1. Balkay B.: Adatok Magyarország neozoos magmatektonikájához. MTA Geokém. Konf. munk. Budapest, 1959. — 2. Balogh K.: Az észak-magyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. 90. 1950. — 3. Bartkó L.: A salgótarjáni barnaköszén-medence ÉNy-i részének földtani viszonyai. MÁFI. Évi Jel. 1948. évről, 1952. — 4. Franzénau A.: Hevesmegyei agyagok. Földt. Közl. XXV. 1895. — 5. Herrmann M. — Emsz K.: Az ipolytarnóci alsó-miocén glaukonitos homokkő. Ann. Mus. Nat. Hung. 33. 1940. — 6. Kiss J.: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnóhegyen. Földt. Közl. 88. 1. 1958. — 7. Kiss J.: A darnóhegyi neogén üledékközzetani vizsgálata. Földt. Közl. 1. 88. 2. 1958. — 8. Kiss J.: A new ore occurrence in the environment of Nagyalya, Nagylipót and Aranybányafolyás Mátra Mountains, NE Hungary. Ann. Univ. Scient. Bp. Sec. Geol. III. 1960. — 9. Kiss J.: Parádúrdó környéki ércesedés. Földt. Közl. 84. 1954. — 10. Kubovics I.: Jelentés az ÉNy-i Mátrában végzett földtani térképezésről. Kézirat. — 11. Kubovics I.: A mátrai alsó riolittufa zárványainak ásványközettani vizsgálata. Kézirat. — 12. Lengyel E.: Titan-vanádium-vasérckoncentráció a bükkhegységi gabbró-peridotit vonulatában. — 13. Lengyel E.: A pálbikki andezit közzetani vizsgálata. Földtani társulati előadás, 1962. — 14. Mauritz B.: A Mátra-hegység eruptív kőzetei. Math. és Természet. tud. Közl. 30. 1909. — 15. Mezősi J.: Jelentés a Reck, Tarnaszentmária, Kislána és Domoszló környékén végzett földtani felvételeiről. MÁFI Évi Jel. 1949-ről, 1952. — 16. Noszky J.: A Mátra hegység geomorfológiai viszonyai. Debrecen, 1927. — 17. Pantó G.: Az eruptívumok helyzete Diósgyőr és Bükkzentkereszt között. Földt. Közl. 81. 1951. — 18. Pantó G.: Bányaföldtani felvétel Reck és Parád környékén. MÁFI. Évi Jel. 1949. évről, 1952. — 19. Pantó G.: Az ignimbrít-kredés. Magy. Tud. Ak. Műsz. Oszt. Közl. XXIX. 1-4. 1961. — 20. Pantó G. — Pöldváriné Vogl M.: Nátrongabbró a Bódva völgyben. Földt. Int. Évk. 39. 1950. — 21. Pesthy L.: Észak-mátrai karboandezitek ásványközettani vizsgálata (Kézirat). — 22. Rásky K.: The fossil flora of Ipolytarnóc. Journ. of Pal. 33. 1959. — 23. Rozložník P.: Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán. Parád, Reck és Mátrabála községek között. MÁFI. Évi Jel. 1933-35 évről, 1939. — 24. Schréter Z.: A Mátrától ÉK-re eső dombvidék földtani viszonyai. MÁFI. Évi Jel. 1948. évről, 1952. — 25. Schréter Z.: Nagybátony környékének földtani viszonyai. MÁFI. Évi Jel. 1933-35. évről, 1940. — 26. Szádeczky-Kardoss E.: A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földt. Közl. 88. 1. 1958. — 27. Szádeczky-Kardoss E.: A magmás kőzetek új rendszerének elvi alapjai. MTA. Műsz. Oszt. Közl. XXIII.

1959. — 28. Szádeczky-Kardoss E. — Vidacs A. — Varró K.: A Mátra hegység harmadkori vulkánossága. MTA Geokémiai Konf. 1959. — 29. Szádeczky-Kardoss E. — Pethy L.: Eljárás a magmatitok szövetének exakt kiértékelésére. MTA Geokémiai Konf. 1949. — 30. Székely A.: A Tarna-völgy geomorfológiája. Földt. Ért. 1958. — 31. Székely A.: A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. Kézirat (Kandidátusi dissz.) — 32. Szentes F.: Jelentés az 1934—35. évben a Mátra északi oldalán végzett földtani felvételről. MÁFI Evi Jel. 1933—35. évről, 1939. — 33. Telegi Róth K.: A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. Földt. Int. Evk. 40. 1957. — 34. Varró K.: A Reseki Lahóca felépítése és kora. Kézirat. — 35. Vadasz E.: Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Bp. 1960. — 36. Varga Gy.: A Mátra-hegységi dácit és dácitufa genetikai összefüggéseinek vizsgálata. Földt. Közl. XCII. 4. 1962.

Геологическое и петрографическое изучение северо-восточной части гор Матра

Д-р И. КУБОВИЧ

Наиболее древние геологические образования, обнажающиеся в северо-восточной части гор Матра, представлены среднетриасовыми (ладинскими) осадочными породами (красные известняки, красные и серые глинистые сланцы, красные кремнистые сланцы с радиолариями, серые и темносерые кремнистые известняки), а также разновидностями диабазов. Геологические и минерало-петрографические характеристики массива габброидных магматитов — спилитизированные разновидности с пузырьчатыми полостями — мелафирами, гнезда эпидота, серпентина и пренита — указывают на то, что рассматриваемый массив застыл в осадочной среде с высокой влажностью [6,12]. Таким образом разница по возрасту образования вмещающих триасовых глинистых сланцев и диабазов не могла быть большой [35]. На основании этого кажется вероятным, что рассматриваемый массив образовался в домеловое время и возможно как непосредственное продолжение магматизма основного состава, происшедшего в горах Бюкк в среднетриасовое время [17,35]. Окончательная регрессия триасового моря с данной территории могла быть обусловлена тектоническими движениями, вызвавшими магматическую деятельность.

После долгого перерыва в осадконакоплении первые осадочные образования на поверхности представлены серыми рупельскими глинистыми мергелями и их песчанистыми разновидностями, а также налегающими на них песчаниками с растительными остатками (аквитанский ярус?), в то время как первые вулканические продукты представлены так называемыми нижними риолитовыми туфами, которые могут рассматриваться как заключительный член бурдигальского яруса. Заключенные в туфах магматические породы — биотитовые дациты и амфиболо-биотитовые андезиты — указывают на вероятность много оспариваемого образования Лахоцского андезита в домиоценовое время, или же ввиду более сильного по сравнению с олигоценовыми песчаниковыми и глиняными включениями контактового метаморфоза вышеупомянутых включений можно предположить, что они древнее олигоцена.

Гельветские отложения, начинающиеся песками и местами конгломератами, продолжающиеся глинистыми фациями и заканчивающиеся песками или андезитовыми туфами, представляют собой единый, непрерывный, завершённый седиментационный цикл. Налегающие на регрессионные песчаники андезитовые туфы могут быть приняты за вводный цикл интенсивного андезитового вулканизма гор Матра. От средних риолитовых туфов кровли они отделяются движениями земной коры, связанными с поднятием, и сравнительно продолжительным периодом денудации. Этот цикл геологически и стратиграфически тесно связан с предыдущим крупным седиментационным циклом; поэтому как заключительный член последнего он может быть отнесен к гельветскому ярусу. Средние риолитовые туфы отлагались уже на денудированной, размытой поверхности и частично на перееотложившихся андезитовых туфах. Они представляют собой большей частью континентальное образование. Над ними следуют андезитовые туфы равномощности (2—3 м), а затем биотито-дацитовые туфы аналогичной мощности. Наиболее молодой член вулканической толщи на рассматриваемой территории представлен авгитовыми гиперстеновыми андезитами и жильными-субвулканическими авгито-гиперстено-карбондеситами. В минеральном составе жильных и лавовых пород (кроме содержания карбонатов), а также в соотношении порфировых примесей к основной массе не обнаруживается существенное различие (см. рис. 3). Между текстурами вышеупомянутых двух образований наблюдается постепенный переход, что проявляется прежде всего в уменьшении размеров плагиоклазовых и пироксеновых зерен в основной массе. Такой постепенный переход обнаруживается и в пределах лавовых пород (эффузивов). Все эти дан-

ные единогласно свидетельствуют о том, что значительная часть материала андезитового покрова была доставлена жилами Северовосточной Матры, которые могут рассматриваться как система вулканических каналов. В местах более сокращенного сопротивления они вырывались на дневную поверхность, тем самым освобождая излишек энергии, в то время как в местах более сильного сопротивления они застряли в субвулканических глубинах.

Рассматриваемые туфовые горизонты встречаются на всей территории гор Матра и позволяют удовлетворительно определить порядок последовательности извержений.

A TÖRÖKBÁLINTI „PEKTUNKULUSZOS HOMOK” KORA ÉS AZ OLIGOCÉN-MIOCÉN HATÁRKÉRDÉS

DR. BÁLDI TAMÁS*

Összefoglalás: A középsőoligocén „kiscelli agyag”-ból üledékfolytonossággal kifejlődő „pektunkuluszos homok” boreális eredetű faunája a kasseli és Bad-tózi faunához áll legközelebb, kora felsőoligocén, és idősebb a DNy-franciaországi típus-akvitáninál. A „pektunkuluszos összet” legmagasabb rétegeiben található puhatestűek az egrihez és kovácovíhoz közelálló, mediterrán-boreális eredetű fauna képét mutatják, mely – a már nagyobb számú miocén elem mellett még túlsúlyban levő oligocén formák alapján – szintén a felsőoligocénbe, annak legfelső szintjébe tartozik. A 200 m vastag „pektunkuluszos összet”-re üledékhézag nélkül települ a „budafoki nagypektenes durva homok”, melynek atlanti-mediterrán eredetű faunája teljesen alsómiocén képű, és megfelel a DNy-franciaországi teljes alsómiocénnek. A rupélitől egészen a helvétii emeletig nagy egészében regresszív tapasztalható viszonylag éles üledékföldtani és faunisztikai változással az oligocén-miocén határon.

Az ÉNy-i Magyar Középhegységben elterjedt „pektunkuluszos homok” típusának a régóta ismert, ősmaradványgazdag törökbálinti kifejlődést szokták tekinteni.

A törökbálinti „pektunkuluszos homok” korát első leírója, Hofmann K. [13] felsőoligocénnek („Mayer K. aquitaniai emeletje”) minősítette. Később Fuchs Th. [12] egyetértetett megállapítással, azonban helytelenítette az „aquitaniai” név használatát nemcsak a „pektunkuluszos homok”-ra, hanem valamennyi felsőoligocén képződményre. Szerinte ui. a Mayer által akvitáninak nevezett Bordeaux-környéki üledékek fiatalabbak, mint a kasseli és a törökbálinti rétegek, tehát az utóbbiakra a „kattiai” új elnevezés bevezetését javasolta. Így a „katti-akvitáni” vitákban a törökbálinti faunának nem csekély szerep jutott.

A hivatkozások és viták során felmerült problémák a következőképp csoportosíthatók. 1. Igaza volt-e Fuchs-nak abban, hogy a kasseli rétegek idősebbek az akvitáni sztratotípusnál (értve ezen az 1959 évi neogén-konferencia által megjelölt sztratotípusokat)? Erre a különböző irányú vizsgálatok bizonyító ereje alapján csaknem általános az igenlő válasz. 2. Helyes volt-e Hofmann és Fuchs korrelációja, melynek alapján a törökbálinti rétegeket a kasseli felsőoligocénnel mondták ki egyidősnek (a felső oligocén sztratotípusának nem Törökbálintot, hanem Kasselt tartják)? Ezt elfogadták: Koch A., Böckh H., Schafarzik F., Kulcsár K., Noszky J. sen., Földvári A., Majzon L., Horusitzky F., Vadász E., Bartkó L., Cs. Meznerics I. 1961-ben, Senes J. 1956-ig, Merklin R. L., Čechovič V.. Kétségbevonták, és a törökbálinti faunát alsómiocénnek (ill. ilyen értelemben akvitáninak) vélték: Cs. Meznerics I. 1956-ban, Senes J. 1956-tól, Szóts E., Cicha I. 3. Egyidős-e az egri és törökbálinti fauna (Cs. Meznerics I., Senes J.), vagy az egri fauna valamivel fiatalabb, mint a törökbálinti (Telegdi-Roth K., Noszky J. sen.), illetve az egri fauna már az alsómiocénbe tartozik-e, míg a törökbálinti felsőoligocén (Gaál I. Horusitzky F.)? 4. A törökbálinti rétegeket fedő „nagy-pektenes durva homok” is még a felsőoligocénhez sorolandó-e (Noszky J. sen.), vagy pedig az alsómiocén akvitáni (Horusitzky F.) illetve burdigalai (Cs. Meznerics I., Schréter Z., Vadász E., Bartkó L.) emeletébe tartozik-e? 5. A rupéli és helvétii között a korábbi általános

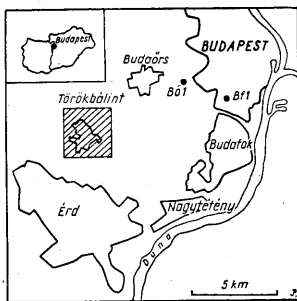
* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani Szakcsoportja 1963. január 9-i előadósülésén.

felfogásnak megfelelően három emelet különböztethető-e meg (katti, akvitáni, burdigalai), vagy pedig csak kettő (egyetlen emelethől álló felsőoligocén és egy emeletre osztható alsó-miocén)? Az utóbbi felfogást — melyet mi is magunkévá tettünk — képviseli Böckh H., Schafarik F., Schréter Z., Szóts E., Cs. Meznerics I. és egyre több külföldi kutató.

Megjegyzendő, hogy a fenti problémák tárgyalásánál mindössze Hofmann idestova évszázados faunalistájára hivatkoztak, mivel a törökbálinti puhatestű fauna újvizsgálata mostanáig nem történt meg. (A fauna ábrákkal kísért leírását I. Báldi [6].)

Települési és üledékföldtani adottságok

A törökbálinti „pektunkuluszos homok” fekvője a „kiscelli agyag” fáciesében kifejldött foraminiferás agyagmárga (törökbálinti téglagyár: 2. ábrán a T₂₁-es és T₂₂-es észlelési pont), Nyirő R. [19] vizsgálatai szerint a Majzon L. által felismert szintek közül az „utolsó Clavulinoideses (rupéli I.)” és legfelső szakaszán a „*Discorbis ambiguus* (rupéli O.)” szintek felel meg. A Törökbálint 1. sz. fúrás szerint a foraminiferás agyagmárga megszakítatlan üledékképződéssel megy át a „pektunkuluszos öszlet”-be (Vitális S. [23]).



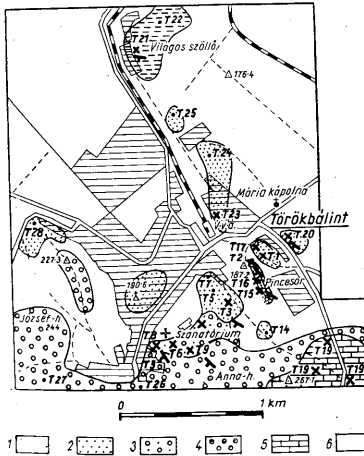
1. ábra. Törökbálint távolabbi környéke. Bö I = Épülő új műút bevágása, Bf I = Budafok, Pacsirta-hegy

Abb. 1. Weitere Umgebung von Törökbálint. Bö I = Einschnitt der sich im Bau befindlichen neuen Chaussee, Bf I = Budafok, Pacsirta-Berg

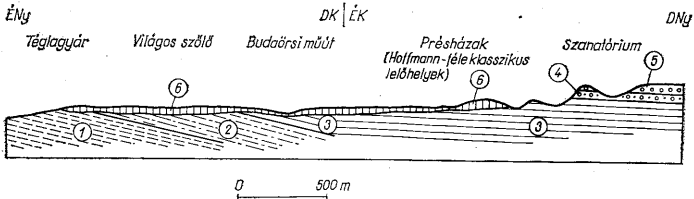
A „pektunkuluszos homok” fedője a budafoki típusú „nagy-pektenes durva homok”, melyet legutóbb a Szanatórium feletti park szélén (T 9), valamint a templom felett elterülő erdőben (T 6) Törökbálinton is megtaláltunk *Chlamys gigas*-szal, *Anomia ephippium*-mal és Balanusokkal. A két képződmény érintkezése felszíni feltárásban a budafoki Pacsirtahegyen (Bf I) tanulmányozható, ahol a „pektunkuluszos homok” és a „nagy-pektenes rétegek” között nincs erőzios- és szögdiszkordancia (ugyanaz volt korábban Schafarik F. és Földvári A. megfigyelése is).

A 200 m vastag „pektunkuluszos öszlet” agyagos aleurit, aleuritos finom homok és homokos agyag változó rétegeiből áll, szórványosan durvábbszemű, néha apró kavicsos homokpadok közbetelepülésével. A karbonáttartalom a 10%-ot sem igen éri el,

A homokszemcsék anyagában B o n d o r I. [8] szerint a „könnyű ásványok” között a kvarc, kvarcit és muszkovit uralkodik, míg a „nehéz ásványok” sorában leggyakoribb a gránát (14–57%), az amfiból és glaukofán (1–45%), a magnetit (11–20%), és az apatit (4–6%), gyéribb a biotit, klorit, rutil, tremolit, disztén, cirkon, turmalin, sztaurolit. Ezek az ásványok B o n d o r szerint bázisos, metamorf eredetre és ezért É-ről való származásra utalnak (nem DNY-i, mint korábban gondolták).



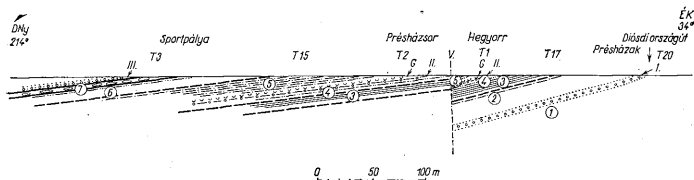
2. ábra. A törökbálinti lelőhelyek környékének földtani térkép vázlata. T 1, T 2, stb. = Feltárások sorszáma, x = Kőületlelőhely, 1. Rupéli, 2. Felsőoligocén, 3. Alsómiocén, 4. Helvét, 5. Szarmata, 6. Kvarter
Abb. 2. Geologische Kartenskizze der Umgebung der Fundorte bei Törökbálint. T 1, T 2 usw. = Laufende Nummer der Aufschlüsse, x = Fossilfundort, 1. Rupel, 2. Oberoligozän, 3. Unteroligozän, 4. Helvet, 5. Sarmat, 6. Quartär



3. ábra. Vázlatos szelvény a törökbálinti téglagyár és szanatórium között. Jelmagyarázat: 1. „Kiscelli agyag” (rupéli), 2. „Schizasteres, slirszerű, agyagos aleurit” (felsőoligocén), 3. „Pektunkuluszus 'szlet” (felsőoligocén), 4. Budafoki típusú „nagy-pektenes durva homok” (alsómiocén), 5. Folyami kavics kovásodott fatörzsekkel (helvét)

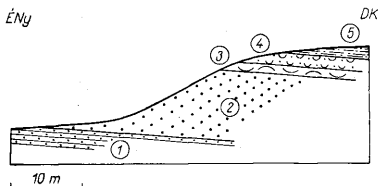
Abb. 3. Schematisches Profil zwischen der Ziegelei und dem Sanatorium bei Törökbálint. Zeichen-erklärung: 1. „Kisceller Ton” (Rupel), 2. „Schlierähnlicher, toniger, schizasterführender Aleurit” (Oberoligozän), 3. „Pectunculussandkomplex” (Oberoligozän), 4. „Grober Sand mit grossen Pectiniden-vom Budafoker Typus (Unteroligozän), 5. Fluviatiler Schotter mit verkieselten Baumstämmen (Helvet’).

A „pektunkuluszos összet” legmélyebb része kissé agyagosabb, felületesen még a „kiscelli agyag”-ra emlékeztet, de ráillenék a „katti slir” megjelölés is. Agglutinált formákban gazdag Formainifera-faunája Nyirő R. [19] szerint teljesen elüt a „kiscelli agyag”-étól. Makrofaunában igen szegény, két feltárása közül (T 25, Bö 1) a Budaörs mellett új műút bevágásában (Bö 1) sok *Schizaster felvarius acuminatus* volt gyűjtendő.



4. ábra. Szelvény a törökbálinti kővületes rétegek felszíni kibukkanásai alapján a domborzat és a kvarter elhagyásával. Jelmegegyeztetés: 1. Durva homok aprókavicsos betelepüléssel, 2. Pleurotomás aleurit, 3. *Varicorbula-cinnamophyllum* agyagos aleurit, 4. Kagylós finom homok közbetepült glycymeridás paddal, 5. Turrítellás agyagos aleurit, 6. Agyagos finom homok, 7. Ua. méteres kongréciók; I, II, III. Glycymeridás-osztréás pad, G. Lumacella

Abb. 4. Profil auf Grund der Ausbisse der fossilführenden Schichten von Törökbálint mit Weglassung des Reliefs und des Quartärs. Zeichenerklärung: 1. Grober Sand mit feinschottriger Einlagerung, 2. Pleurotomenführender aleuritischer Ton, 3. Toniger Aleurit mit *Varicorbula* und *Cinnamophyllum*, 4. Feiner Muschelsand mit eingelagerter glycymeridenführender Bank, 5. Turritelnenführender toniger Aleurit, 6. Toniger Feinsand, 7. desgleichen mit cca 1 m grossen Kongregationen; I, II, III. Glycymeriden- und ostreenführende Bank, G. Lumacelle

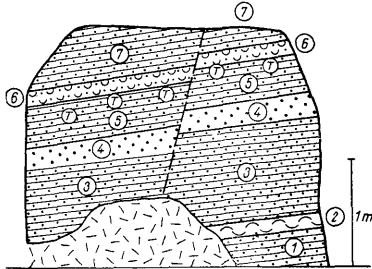


5. ábra. A T 1 lelőhely (domboldal a volt HÉV állomástól DK-re, a présházaknál levő árkok, levágások, útbevágás) részletszelvénye. Jelmegegyeztetés: 1. *Varicorbula-cinnamophyllum* agyagos aleurit: kis fészkekben sok *Varicorbula gibba*, igen kevés *Dentalium*, *Flabellipecten*, *Angulus*, *Cinnamophyllum* és *Sequoia* lenyomatok, 2. Kővületeszegeny aleurit, 3. Durvább szemű vékony homokpad a *Glycymeris latiradiata obovatoidea*, *Ostrea gigantea callifera*, *O. cyathula* lumacellájával, kevesebb *Pitar polytropia*, *Cyprina islandica rotundata*, *Mytilus* cf. *aquilanicus*, *Anomia ephippium*, *Globularia* n. sp., *Natica tigrina*, *Polinices catena achatensis*, cápafogak, 4. Finom homok egyed és fajgazdag faunával, melyben uralkodik a *Pitar beyrichi*, *Laevicardium cyprinum*, *Cardita orbicularis* n. subsp., *Chlamys incomparabilis* (= *textus*), *Nucula laevigata*, *N. comta*, *Angulus nysti* n. subsp., *Laevicardium tenuissulcatum*, *Turricula regularis*, *Dentalium fissura*, *Turris duchasteli*, *Drepanocheilus speciosus*, 5. Turrítellás agyagos aleurit, fészkekbe tömörülten sok *Turritella venus*, gyéren *Turris duchasteli*

Abb. 5. Teilprofil des Fundortes T 1 (Hügellehne SO-lich von der ehemaligen Vorortbahn-Station bei den Kellerhäusern). Zeichenerklärung: 1. Varicorbula-cinnamophyllum-führender toniger Aleurit: in kleinen Nestern viele Individuen der *Varicorbula gibba*, sehr wenige Exemplare von *Dentalium*, *Flabellipecten*, *Angulus*, *Cinnamophyllum*- und *Sequoia*-Abdrücke, 2. Fossilreicher Aleurit, 3. Gröberkörnige, dünne Sandbank mit Lumacelle von *Glycymeris latiradiata obovatoidea*, *Ostrea gigantea callifera*, *O. cyathula*, einige Vertreter von *Pitar polytropia*, *Cyprina islandica rotundata*, *Mytilus* cf. *aquilanicus*, *Anomia ephippium*, *Globularia* n. sp., *Natica tigrina*, *Polinices catena achatensis*, Haifischzähne, 4. Feiner Sand mit an Arten und Individuen reicher Fauna, in welcher folgende Formen vorherrschen: *Pitar beyrichi*, *Laevicardium cyprinum*, *Cardita orbicularis* n. subsp., *Chlamys incomparabilis* (= *textus*), *Nucula laevigata*, *N. comta*, *Angulus nysti* n. subsp., *Laevicardium tenuissulcatum*, *Turricula regularis*, *Dentalium fissura*, *Turris duchasteli*, *Drepanocheilus speciosus*, 5. Turritelnenführender toniger Aleurit, viele Individuen von in Nestern konzentrierten *Turritella venus*, einige Exemplare von *Turris duchasteli*

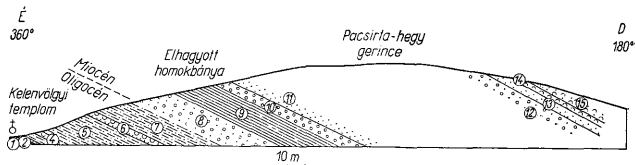
A nevezetes „törökbalinti fauna” a „pekturkuluszos rétegösszlet” m é l y e b b - köz é p s ő s z i n t t á j á b ó l s z á r m a z i k (T 1, T 2, T 3, T 16, T 17, T 18, T 20). A lelőhelyek települési helyzetét a 4. ábra mutatja.

E szinttáj mikrofaunájában, mely mindvégig tengeri jellegű, az *Almaena osnabrugensis*, *Robulus inornatus* és a *Globigerinák* a leggyakoribbak. A 62 fajból álló, ugyancsak



6. ábra. A T2 feltárás (elhagyott présház pincéje a T 1-től D Ny-ra húzódó pincesor elején) részletszelvénye. J e l m a g y a r á z a t: 1. Sárgásbarna, laza, finom homokkő, 2. Kissé durvább szemű homok glycymeridás-osztreás lumasellával, 3. Sárgásbarna, laza, finom homokkő, 4. Szürke homok *Pitar beyrichi*-vel és *Cyprina islandica rotundata*-val, 5. Barna agyagos aleurit *Dentalium-Pholadomya-Pirula concinna-Turris laticlavata*-faunával, felső részén turritellás lencsékkel (T), 6. Finom homok *Pitar beyrichi-Laevicardium cyprum* faunával, 7. Sárgásbarna finom homok

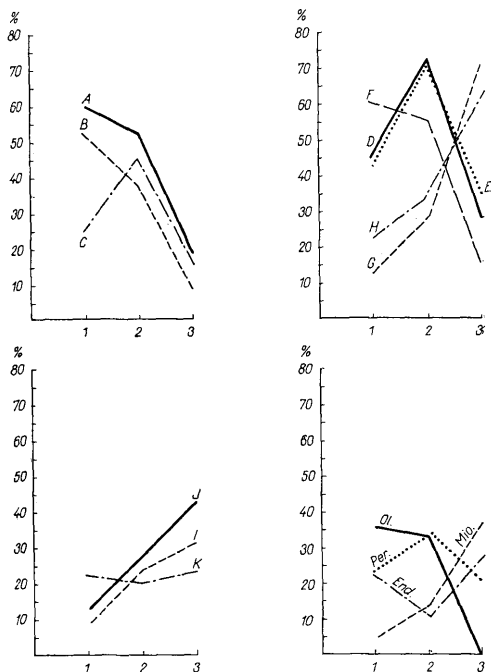
Abb. 6. Teilprofil des Aufschlusses T 2 (Keller des verlassenen Kelterhauses im ersten Abschnitt der SW-lich von T 1 sich hinziehenden Kellerreihe). Zeichenerklärung: 1. Gelblich-brauner, lockerer, feiner Sandstein. 2. Ein wenig grobtkörniger Sand mit Glycymeriden-Ostreen-Lumachelle, 3. Gelblich-brauner, lockerer, feiner Sandstein, 4. Grauer Sand mit *Pitar beyrichi* und *Cyprina islandica rotundata*, 5. Brauner, toniger Aleurit mit *Dentalium*, *Pholadomya*, *Pirula concinna*, *Turris laticlavata* und mit turritellenführenden Linsen in seinem oberen Teil (T), 6. Feiner Sand mit *Pitar beyrichi* und *Laevicardium cyprum*, 7. Gelblich-brauner feiner Sand



7. ábra. A budafoki Pacsirta-hegy (Bf 1) szelvénye. J e l m a g y a r á z a t: 1. Homokos agyag, 2. Sárgai durvaszemű, laza homokkő szenedett növénynyomokkal, fás barnakőszéncsikokkal, 3. Finom homok, 4. Glycymeridás-cerithiumos „marin-brakk” fauna finom homokban, 5. Szürke aleuritos agyag, 6. U a. gyenge megtartású ósmaradványokkal, 7. Aleuritos agyag és agyagos finom homok váltakozó összelete, 8. Molluskás aprókavicsos durva homok, 9. Finomrétegezett, növénynyomos, palás agyagos finom homok, 10. Osztreás, nagy-pektenes homokos kavics, konglomerátum, 11. Konkreció, pektenes finomhomok, 12. Homokos kavics, 13. Nagy-pektenes (*Chlamys gigas*) durva homok, 14. *Glycymeris fichteli* és *Chlamys gigas*-ból álló „kagylokövezet” (Organismenpflaster), 15. Anomiás durva homok

Abb. 7. Profil (Bf 1) des Pacsirta-Berges bei Budafok. Zeichenerklärung: 1. Sandiger Ton, 2. Gelber, grobkörniger, lockerer Sandstein mit verkolhten Pflanzensternen und Lignitstreifen, 3. Feiner Sand, 4. Glycymeriden-Cerithien-führende „marinebrackische” Fauna in feinem Sand, 5. Grauer aleuritischer Ton mit Fossilien vor sehr schlechter Erhaltung, 7. Wechselfolge von aleuritischen Tonen und tonigen feinen Sanden, 8. Feinschottriger, grober Molluskensand, 9. Feingschichtete, schieferig-toniger, feiner Sand mit Pflanzensternen, 10. Sandiger Schotter und Konglomerat mit Ostreen und grossen Pectiniden, 11. Pectinidenführender feiner Sand mit Konkretionen, 12. Sandiger Schotter, 13. Grober Sand mit grossen Pecten (*Chlamys gigas*), 14. „Organismenpflaster” aus Resten von *Glycymeris fichteli* und *Chlamys gigas*, 15. Anomienführender grober Sand

nyílttengeri puhatestű fauna (I. I. táblázat) változatos biofáciések között oszlik meg a látszólag egyhangú üledékben. E biofáciésekről, és azok egymásutánjáról adnak képet az 5. és 6. ábrán közölt részletszelvények. A puhatestűekhez szórványosan még gerinces.



8. ábra. A törökbálinti és budafoki faunák összehasonlítása néhány fontosabb oligocén és miocén faunával, a közös fajok százalékarányának feltüntetésével. Jelmegegyarázat: 1. Törökbálint, 2. Pacsirta-hegy, 4. sz. réteg, 3. Pacsirta-hegy, 8. sz. réteg; A = boreális felsőoligocén, B = boreális rupéli, C = mediterrán és atlanti felsőoligocén; D = Eger, E = Kovačov, F = bajor molassz felsőoligocénje (Bad Tölz, stb.), G = Gauderndorf-Eggenburg-Loibersdorfi rétegek, H = Kaltenbachgraben (alsómiocén), I = Aquitáni-medence akvitáni sztratotípus, J = Aquitáni-medence burdigali sztratotípus, K = boreális alsómiocén (vierländer Stufe). Ol = oligocén fajok (az oligocén felső határát schol sem lépik át), Mio = miocén fajok (a miocén alsó határánál mélyebben nem találhatók), Per = perzisztens fajok, End = endemikus fajok (csak a Paratethysben)

Abb. 8. Vergleichung der Faunen von Törökbálint und Budafok mit einigen wichtigeren oligozänen und miozänen Faunen, mit Anführung des Prozentsatzes der gemeinsamen Arten. Zeichenklärung: 1. Törökbálint, 2. Pacsirta-Berg, 4. Schicht, 3. Pacsirta-Berg, 8. Schicht; A = boreales Oberoligozän, B = boreales Rupel, C = mediterranes und atlantisches Oberoligozän, D = Eger, E = Kovačov, F = Oberoligozän der bayerischen Molasse (Bad Tölz usw.), G = Gauderndorfer-Eggenburger-Loibersdorfer Schichten, H = Kaltenbachgraben (Untermiozän), I = Aquitanisches Becken, Stratotypus des Aquitan, J = Aquitanisches Becken, Stratotypus des Burdigal, K = boreales Untermiozän (Vierländer Stufe). Ol = oligozäne Arten (sie übertreten niegens die obere Grenze des Oligozän), Mio = miozäne Arten (sie sind unterhalb der unteren Grenze des Miozän nicht zu finden), Per = persistente Arten, End = endemische Arten (nur in der Paratethys)

II. Táblázat. A „pektunkuluszos homok” legmagasabb szinttájának, a budafoki Pacsirta-hegy 4 sz. rétegének puhatestű-faunája, az egyedszám és a legfontosabb elterjedési adatok feltüntetésével. Jel magyarázat: ugyanaz, mint az I. táblázathoz.

Tabelle II. Molluskenfauna des höchsten Abschnittes der „Pectunculussande”, und zwar der 4. Schicht des Pacsirta-Berges bei Budafok, mit Anfängerangaben über die Verbreitung und die Individuenzahl der einzelnen Arten. Zeichenklärung: dieselben wie für die Tabelle I.

	E	1	2	3	4	5	6	7	8
1. <i>Nuculana anticephalata</i> (Telegdi-Roth, 1914)	3								+
2. <i>Arca diluvii speyeri</i> (Semper, 1861)	2	+	+	×	×	+	×	×	
3. <i>Glycymeris pilosa lunulata</i> (Nyst, 1836)	7			×	+				
4. <i>G. latradiata</i> ex aff. <i>obovata</i> es Báldi, 1962	37								+
5. <i>Pecten arcuatus</i> (Brocchi, 1814)	19			+					
ex aff. <i>vezanensis</i> Oppenheim, 1903	1			×			+	+	
6. <i>Flabellipecten burdigalensis</i> nov. subsp.	1			×			+	×	+
7. <i>Anomia ephippium</i> Linnaeus, 1758	2	+	+	+	+	+	+	+	
8. <i>Ostrea cyathula</i> Lamarck, 1806	9	+	+	+				×	
9. <i>Crassatella carcarenensis</i> Michelotti, 1847	4		+					+	
10. <i>Phacoides columbella</i> (Lamarck, 1818)	4			+	+		+	+	
11. <i>Laevicardium tenuisulcatum</i> (Nyst, 1836)	1	+	+	+				+	
12. <i>Pitar splendida</i> (Merian in Deshayes, 1860)	1	+	+	+		+		×	
13. <i>Varicorbula carinata</i> (Dujardin, 1837)	11	+	+	+	+	+	+	+	
14. <i>V. gibba</i> (Olivi, 1792)	8	+	+	+	+	+	+	+	
15. <i>Pholadomya puschi</i> Goldfuss, 1837	2	+	+	+	+	+	+	+	
16. <i>Turritella venus d'Orbigny</i> , 1852	11	+	+	+	+	+	+	+	
17. <i>Pirenella plicata</i> (Bruguière, 1792)	14	+	+	+	+	+	+	+	
18. <i>Tympanotonus margaritaceus</i> (Brocchi, 1814)	16	+	+	+	+	+	+	+	
19. <i>Calyptraea chinensis</i> (Linnaeus, 1758)	1		+	+	+	+	+	+	
20. <i>Natica nigra</i> DeFrance, 1825	2			+	+	+	+	+	
21. <i>Polinices catena</i> cf. <i>achatisensis</i> (Récluz in Kon. 1837)	2		o	o	o	o	o	o	
22. <i>Ampullina crassatina</i> (Lamarck, 1804)	2	+							
23. <i>Babylonia</i> cf. <i>eburnoides</i> (Matheron, 1842) s.l.	1						+	+	
24. <i>Ancilla canalifera</i> (Lamarck, 1802)	1	+	+	+	+	+	+	+	
25. <i>Volutidites proxima</i> Sacco, 1904	1		+	+					
26. <i>Athleta varispina</i> (Lamarck, 1811)	2			+	+		+	+	
27. <i>Turricula regularis</i> (de Koninck, 1838)	2	+	+	×	×	+	+	+	
28. <i>Terebra</i> ex aff. <i>fusca</i> (Brocchi, 1814)	1			×	×	×	×	×	
29. <i>Cylichna lineata</i> (Philippi, 1843)	1		+						

maradványok is társulnak: cápafogak (*Odontaspis acutissima* és *O. cuspidata*), rájafog (*Myliobatis* sp.), továbbá Koch [16] szerint egy *Halitherium* sp. bordája. A T 2 lelőhelyről egy *Cirripedia*-(?*Lepas*) féle scutumra került elő.

Végül a „pektunkuluszos öszlet” legmagasabb rétegei a budafoki Pacsirta-hegyen vannak feltárva, ahol a „nagy-pektenes homok” rátelepülése is megfigyelhető. Itt a 4. rétegből, mely még a „pektunkuluszos öszlethez” tartozik, 29 fajból álló puhatestű fauna került elő (I. II. táblázat), mely a glycymeridás-ösztreás biofáciásban fejlődött ki, azonban igen sok *Pirenella plicata*-t és *Tympanotonus margaritaceus*-t tartalmaz, ami csökkentsősvízi, partközeli hatásokra utal. A 8. réteg Mollusca-faunája (I. III. táblázat), mely nagy termetű szép kagylókból (*Laevicardium kübecki*, *Pitar schafferi*, *Glycymeris fichteli*) és csigákból (*Turritella terebralis*, *Athleta ficulina*, *Galeodes cornuta*, *Tudicula rusticula*) áll, már a „nagy-pektenes öszlet” legalsó tagjához tartozik. A pacsirta-hegyhez hasonló volt a budafoki Nagyárok ma már teljesen eltemetett szelvénye.

Korreláció a puhatestű-fauna alapján

A „pektunkuluszos öszlet” mélyebb részéből gyűjtött törökbálinti fauna az Északi-tenger medencéjének a felsőoligocén faunáihoz (Kassel, Doberg bei Bünde, Niederrhein) áll legközelebb. A Paratethysen belül legnagyobb rokonság a bajor molass Bad-tölzi típusú faunájával mutatkozik, melyet Hölzl [14] felsőoligocénnek tart. Valamivel kevesebb közös fajt találunk az egri és kovácsi faunában. Épp az utóbbiakban már szép számmal jelentkező miocén fajok hiányoznak Törökbálintról, tehát az eltérés

III. Táblázat. A „nagy-pektenes öszlet” legalsó rétegének (Budafok Pacsirta-hegy 8. sz. réteg) puhatestű-faunája, az egyedyszám és a legfontosabb elterjedési adatok feltüntetésével. J e l m a g y a r á z a t: ugyan-
az, mint az I. táblázathoz.

Tabelle III. Molluskenfauna der untersten Schicht des „Komplexes mit grossen Pectines” (Schicht Nr. 8. des Pacsirta-Berges bei Budafok) mit Anführung der Individuenzahl und der wichtigsten Verbreitungsangaben. Z e i c h e n e r k l ä r u n g: dieselben wie für die Tabelle I.

	E	1	2	3	4	5	6	7	8
1. <i>Arca fichteli</i> Deshayes, 1852	7			+	+		+	x	
2. <i>A. mollensis</i> Mayer, 1868	1								+
3. <i>Glycymeris fichteli</i> (Deshayes, 1852)	6								+
4. <i>P. pilosa deshayesi</i> (Mayer, 1868)	2	x	x	+	+	+	+	+	
5. <i>Crassostrea gryphoides</i> (Schlothheim, 1813) ex aff. <i>C. aginensis</i> (Tournoeuer, 1880)	3			+	+		+	+	
6. <i>Polymesoda brongniarti</i> (Basterot, 1825)	2	x	+	+	+	x	+	+	
7. <i>Diplodonta rotundata</i> (Montagu, 1803)	2		+	+	+	+	+	+	
8. <i>Cardium moeschianum</i> Mayer, 1861	3								+
9. <i>Laevicardium tenuisulcatum</i> (Nyst, 1836)	1	+	+	+		+		x	+
10. <i>L. kübbachi</i> (Hauer, 1847)	3								+
11. <i>Ringicardium hoernesianum</i> (Grateloop in sched.)	1								+
12. <i>Pitar schafferi</i> Kautsky, 1936	1								+
13. <i>P. islandicoides</i> (Lamarck, 1818)	3			+	+		+	+	
14. <i>P. cf. lilacinoides</i> (Schaffer, 1910)	4								o
15. <i>P. raulini</i> (Hörnes, 1870) ex aff. <i>P. subnitidula</i> (d'Orbigny, 1852)	1			x			x		+
16. <i>Venus burdigalensis</i> (Mayer, 1858)	2			+	+		+		+
17. <i>Paphia benoisti praecedens</i> Kautsky, 1936	1								+
18. <i>P. declivis</i> (Schaffer, 1910)	3								+
19. <i>Dosinia cf. exoleta</i> (Linnaeus, 1758)	1			o	o		o	o	
20. <i>Arcopagia subelegans</i> (d'Orbigny, 1852)	1			+	+		+	+	+
21. <i>Gastrana fragilis</i> (Linnaeus, 1758)	1			+	+		+	+	+
22. <i>Turritella terebralis</i> Lamarck, 1822 s. str.	11			+	+		+	+	+
23. <i>T. terebralis gradata</i> Menke in Hörnes, 1856	2			x	x		x	x	+
24. <i>T. terebralis inaequicingulata</i> Hölzl, 1958	1			x	x		x	x	+
25. <i>T. vermicularis</i> (Brocchi, 1814) s. str.	1			+	+		+	+	+
26. <i>Protoma cathedralis paucicincta</i> Sacco, 1895	2			x	+		x	+	+
27. <i>P. cathedralis</i> ex aff. <i>quadricincta</i> Schaffer, 1912	2			x	x		x	x	+
28. <i>Tymparotomus margaritaceus</i> (Brocchi, 1814)	5	+	+	+	+		+	+	+
29. <i>Xenophora deshayesi</i> Michelotti, 1847	5		+	+	+		+	+	+
30. <i>Natica tigrina</i> DeFrance, 1825	5		+	+	+		+	+	+
31. <i>Polinices olla</i> (de Serres, 1829)	3		+	+	+		+	+	+
32. <i>Phalium subsulcosum</i> (Hoernes & Auinger, 1879)	2								+
33. <i>Ficopsis burdigalensis spinulosa</i> (Grateloop, 1840)	2			+			+	+	
34. <i>Pirula cingulata</i> Bronn in Hörnes, 1856	3			+	+		+	x	
35. <i>Pirula condita</i> Brongniart, 1823	3		+	+	+		x	+	
36. <i>Murex partschii</i> Hörnes, 1856	1			+	+		+	+	
37. <i>Babylonia eburnoides</i> (Matheron, 1842)	3			+	+		+	+	
38. <i>Galeodes cornuta</i> (Agassiz, 1843)	3			+	+		+	+	
39. <i>Ancilla glandiformis</i> (Lamarck, 1810)	8		+	+	+	+	+	+	
40. <i>Olivella clavula</i> (Lamarck, 1810)	3			+	+		+	+	
41. <i>Tudicula rusticula</i> (Basterot, 1825)	3			+	+		+	+	
42. <i>Athleta ficulina</i> (Lamarck, 1811) s. str.	3		+	+	+		+	+	

kronológiai jelentőségű. A törökbálinti fajok 35%-a egész Európában ismeretlen az oligocénnél fiatalabb rétegekből, és a genuszok között is van egy, a *Dosiniopsis*, mely K o r o b k o v szerint a paleogénre korlátozódik. Ezzel szemben a jellegzetes miocén fajok a faunának mindössze 4,8%-át teszik ki. Ilyen faunát semmi esetre sem tarthatunk miocénnek. Igazolttnak látjuk tehát H o f m a n n és F u c h s korrelációját, melynek értelmében — a nevezéktani megjelöléstől („katti” vagy „akvitáni”) függetlenül — a törökbálinti fauna kora felsőoligocén, és idősebb az Aquitáni-medence akvitáni és burdigalai emeleténél. Az a feltevés sem állja meg helyét, hogy a Bordeauxi-medence miocén jellegű akvitáni és a Paratethys oligocén elemekben gazdag katti faunája — ösföldrajzi összeköttetés híján — egy időben egymás mellett élhetett. A DNy-franciaországi rétegsorban is minden jel szerint megvan a törökbálinti jellegű faunák akvitáninál idősebb, felsőoligocén megfelelője („faluns bleus”: Peyrère, stb.).

A „pektunkuluszos öszlet” legmagasabb rétegeinek faunája (Pacsirta-hegy 4. réteg) az egri és kovácvói faunához áll legközelebb. A hasonlóság oly nagy (72%), hogy az előbbiben az egri fauna Budafok—törökbálinti megfelelőjét kell látnunk. Az egri és kovácvói molluszkák egyaránt egy viszonylag vastagabb felsőoligocén rétegsor magasabb szintjében találhatóak [4, 21], ami érthetővé teszi a „pektunkuluszos rétegek” felső szakaszával való rokonságot. Az Egerre és Kovácvóra jellemző „határfauna”-jelleg a Pacsirta-hegyi „pektunkuluszos” faunában is megmutatkozik (14% miocén elem), azonban az oligocén fajok túlsúlya (34%) alapján a Pacsirta-hegyi 4. réteget még szintén felsőoligocénnek tartjuk.

A „nagy-pektenes öszlet” legalsó rétegéből (Pacsirta-hegy 8. réteg) származó fauna már teljesen miocén képű, egyetlen típusos oligocén formát sem tartalmaz. Igen közel áll a Külsőalpi-medence és a bajor molassz (Kaltenbachgraben) burdigalainak tartott faunáihoz, továbbá az Aquitáni-medence alsómiocénjéhez. Alsómiocén kora vitathatatlan, és ismét csak nevezéktani kérdés marad, hogy az egymástól elválaszthatatlan akvitáni és burdigalai sztratotípusok nevei közül melyiket tartjuk meg. C s . M e z n e r i c s [10] a burdigalai név megtartását javasolta.

A Glycymeridák statisztikai módszerekkel végzett vizsgálata a fentiekhez teljesen hasonló rétegtani eredményekre vezetett (Báldi [5]).

Az előbbiekből az is kiténik, hogy a „pektunkuluszos homok” (ideértve még a valamivel fiatalabb arculatú Pacsirta-hegy 4. réteg faunáját is) egyetlen, legfeljebb csak szintekre tagolható felsőoligocén emeletnek, a „nagy-pektenes öszlet” pedig szintén egyetlen, egységes alsómiocén emeletnek felel meg. A korábbi hármas tagolással szemben tehát a rupéli és helvétii emelet között az általunk vizsgált területen is csak két emelet különböztethető meg, és nemzetközi megállapodásra vár, hogy az egységes felsőoligocén (katti vagy akvitáni) és alsómiocén (akvitáni vagy burdigalai) milyen elnevezést kapjon

Ősföldrajzi és őskörnyezeti változások a felsőoligocén és alsómiocén folyamán

A törökbálinti és pacsirtahegyi faunák ősföldrajzi eredetének vizsgálatánál az alábbi adatokból indulunk ki:

	Boreális %	Atlanti %	Medi- terrán %	Ende- mikus %
Pacsirtahegy 8.	19	54	52	31
Pacsirtahegy 4.	55	45	62	10
Törökbálinti	64	26	35	18

A felsőoligocén elején igen erős boreális, a felsőoligocén vége felé vegyes: mediterrán-boreális, az alsómiocén elején pedig csaknem kizárólagosan atlanti-mediterrán befolyás érvényesült a Budafok—törökbálinti tengeri faunák összetételében.

A felsőoligocén eleji erős északi hatás — a rupélit nem számítva — egyedülálló a Paratethys történetében. Az atlanti és mediterrán befolyás sokkal alárendeltebb volt, így aligha tételezhető fel, hogy a boreális fauna az Atlanti-óceánon és a Földközi-tengeren át jutott volna el a Paratethysbe. Az Északi-tengerrel való közvetlen összeköttetés lehetőségének gondolatát — szemben Rutsch [20], Seneš [21] és Anderson [1] tagadó álláspontjával — tehát aligha vethetjük el. Az összeköttetés földrajzi helyzete

azonban nyitott probléma marad, mivel R u t s c h [20] szerint a Rajna-völgyét át már a középsőoligocénben sem lehetett kapcsolat, az Északi-tenger pedig A n d e r s o n [1] szerint nem terjedt keletebbre és délebbre Cilleborg—Sternberg—Cottbus—Kassel vonalánál. Ez az utóbbi körülmény teszi valószínűtlenné a K-Paratethys közvetítő jellegét is, a mellett, hogy a K-Paratethys fejlődése már az oligocénben is eltért a Ny-Paratethysétől (szolenovi horizont közbeiktatódása), és számos endemikus elemet (*Cardium levinae*, *Corbula helmerseni*, stb.) tartalmazott. Nem hanyagolható azonban el a magyarországi felsőoligocén és a bajgubeki horizont faunájának M e r k l i n [18] által hangsúlyozott nagyfokú hasonlósága.

A pacsirta-hegyi 4. réteg lerakódása idején sok mediterrán forma társult az északi fajkhoz, ami arra utal, hogy a felsőoligocén végén szabad tengeri út nyílhatott a Földközi-tenger felé is. Ez az út É-Horvátországon és É-Szlovénián át vezethetett a bellunoi területre (v. ö. S e n e š [21]). A felsőoligocén vége felé tehát a Paratethys egyidejű összeköttetésben állhatott a Földközi-tengerrel és az Északi-tengerrel.

Végül az alsómiocénben (Pacsirta-hegy 8. réteg faunája) végérvényesen m e g s z a k a d t a z é s z a k i k a p c s o l a t, és a Földközi-tenger felől új, atlanti és mediterrán fauna özönlött be az itt rekedt kevés boreális reliktum mellé.

Az Északi-tengertől való elzáródás és a fokozódó mediterrán befolyás é g h a j l a t i v á l t o z á s b e n y o m á s á t k e l t h e t i: hűvösebb felsőoligocén klíma trópusiba fordulását az alsómiocén elején. Tény, hogy a törökbálinti faunában a túlsúlyt alkotó mediterrán-szubtrópusi formák mellett feltűnik egy-két arktikus eredetű nemzetség (*Cyprina*, *Astarte*, *Neptunea*, *Bonellitia*) is. Azonban a Budafok—törökbálinti felsőoligocén és alsómiocén faunák látszólagos klímajellegbeli eltérései egyrészt nem olyan jelentősek, másrészt pedig jól magyarázhatók az oligocén-miocén határon bekövetkezett gyökeres ösföldrajzi és tengermélység változásokkal is, amihez még hozzátehetjük, hogy egyöntetű vélemény szerint (legutóbb G ö r g e s és A n d e r s o n) az Északi-tenger éghajlata a felsőoligocénben mediterrán-szubtrópusi volt (tehát nem a jelenkori értelemben vett boreális).

A törökbálinti biofáciések ökológiai jellege arra enged következtetni, hogy a felsőoligocénben a self közepes és kis mélységű, nyílt tengeri viszonyai (20—100 m) állandósultak a vizsgált területen. Több esetben rokonvonások fedezhetők fel egyes jelenkori biofációkkal ill. „közösségekkel” (community). Így a *Glycymeris—Ostrea* együttes megfelelője ma is megtalálható a Mexikói-öböl selfjének középső részén (R. H. P a r k e r szíves levélbeli közlése), a pitáriás-laeivardiumos biofácies a „Venus”-, a turritellás fácies az „Amphiura-közösség”-gel mutat rokonságot. A kagylóteknők beagyazódási módja általában gyenge, csak rövid időre felerősödő vízmozgásról tanúskodik (a kettős teknők mellett gyakori az „alul domború” helyzetben beagyazódott izolált teknő). A lumasella (így a glycymeridás padok) mindig durvább szemű homokban található, ami a vízmozgás felélénkülése mellett az üledékképződés időleges lassulását jelzi.

A nyílt tengeri jelleg megszűnése már a felsőoligocén vége felé bekövetkezett. Ezt bizonyítja a partközeli, csökkentsésvízi hatásokra utaló Pirenellák és Tympanotonusok tömeges megjelenése a Pacsirta-hegy 4. rétegében.

A tengerparti, partközeli viszonyok az egész alsómiocént jellemzik: sekélytengeri (legfeljebb 40 m mélységben keletkezett) pektenes rétegek váltakoznak tengerparti ancillás-olivellás homokkal, a „wattok”-ra jellemző finomrétegzett üledékekkel, a rendes vagy kissé magasabb sótartalmú öblök anómiás-osztreás padjaival, balanuszos rétegeivel, a szigetengerek szorosaira emlékeztető erős vízáramlásra valló üledékek „kagylókövetével” („Organismenpflaster”).

Az alsómiocén végén további eltolódás történt a szárazföldi jelleg felé, amennyiben uralkodóvá válnak a csökkentsósvízi lagunák *Crassostrea*-padjai, mígnem az előnyomuló folyódeiták ezeket az öblöket is feltöltötték, és a felsőhelvétiben szárazföldi, folyami kavicsot hagytak hátra (Báldi [3]). Nagy vonásokban tehát a rupéltól egészen a helvétii emelet végéig regresszió észlelhető a vizsgált területen.

Az oligocén-miocén határ helyzete

A Pacsirta-hegyi feltérásban a 4. réteg puhatestű faunájának idősebb fejlődési szakaszt mutató, paleogén jellege és a 8. réteg Molluszkáinak miocén együttese lehetővé teszi, hogy az oligocén-miocén határt e két réteg között vonjuk meg. A Budafok—törökbálinti területen ez a határ szerencsés módon egybeesik a legjelentősebb üledékváltozással (a finom szemcséjű üledéket durvatörmelékessé váltja fel), fontos ösföldrajzi változással (boreális hatás megszűnté, atlanti jellegek feltűnése) és a már felsőoligocén végén beköszönő, de ettől kezdve állandósuló, partközeli, tengerparti környezet kialakulásával. Ezek, az időben nagyjából egybeeső jelenségek, a szávai orogenezis főfázisának hatását tükrözik.

IRODALOM — ILLITERATUR

1. Anderson, H.—J.: VI. zusammenfassende Berichte über die Schichtenfolge im Nordseebecken seit dem Ober-Oligozän. Gliederung und paläogeographische Entwicklung der chattischen Stufe (Oberoligozän) im Nordseebecken. *Meyniana*, 19, 1961, p. 118—146. — 2. Baráthó, L.: A nógrádi barnaköszönterület földtani vizsgálata (Kand. Dissz. Budapest, 1961—62, in Manuscript). — 3. Báldi, T.: Paläoökologische Fazies-Analyse der burdigali-helvetischen Schichtreihe von Budafok in der Umgebung von Budapest. *Annal. Univ. Sci. Budapestensis de R. Eötvös nom.*, Sect. Geol., 2, 1959, p. 21—38. — 4. Báldi, T.—Kecskeméti, T.—Nyirő, M. R.—Drooger, C. W.: Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgebung von Eger (Nordungarn). *Annal. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 53, 1961, p. 67—132. — 5. Báldi, T.: Glycymeris s. str. des europäischen Oligozäns und Miozäns. *Annal. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 54, 1962, p. 85—153. — 6. Báldi, T.: Die oberoligozäne Molluskenfauna von Törökbálint. *Annal. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 55, 1963, — 7. Bogsch, L.: Einige prinzipielle und praktische Fragen der Erdgeschichtlichen Grenzen auf Grund der egerer Fauna. *Annal. Univ. Sci. de R. Eötvös nom.*, Sect. Geol., 5, 1962, p. 11—23. — 8. Bondor, L.: Mineralogische-petrographische Untersuchungen an oligozänen und miozänen Schichten der Umgebung von Budafok und Törökbálint. *Annal. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 55, 1963, — 9. Csépreghy—Meznerics, I.: Stratigraphische Gliederung des ungarischen Miozäns im Lichte der neuen Faunauntersuchungen. *Acta Geol.*, 4, Budapest 1956, p. 183—206. — 10. Csépreghy—Meznerics, I.: Das Problem des „Chatt“-Aquitan in wissenschaftsgeschichtlicher Beleuchtung. *Annal. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 54, 1962, p. 57—71. — 11. Földvári, A.: Adatok a Bia-tétényi plató oligocén-miocén rétegeinek stratigráfiájához (Beiträge zur Stratigraphie der oligocén-miocén-Schichten des Plateaus von Bia-Tétény). *Annal. Mus. Nat. Hung.*, 26, 1929, p. 35—59. — 12. Fuchs, Th.: Harmadkori kővületek Krapina és Radoboj környékének széntartralmú miocén-képződményeiből, és az úgynevezett „Aquitaniai emelet” geológiai helyzetéről (Tertiaerfossilien aus den kohlenführenden Miozänabagerungen der Umgebung von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sogenannten „Aquitanischen Stufe“). *Magy. Földt. Int. Évk.*, 10, 1893, p. 145—157. — 13. Hofmann, K.: Die geologischen Verhältnisse des Offen-Kovácsier Gebirges. *Mitth. aus dem Jahrb. d. k. ungar. geol. Anst.*, 1, 1872, p. 149—235. — 14. Hölzl, O.: Die Molluskenfauna der oberbayerischen marinen Oligozänmolasse zwischen Inr und Inn und ihre stratigraphische Auswertung. *Geol. Bavarica*, 50, 1962, pp. 275. — 15. Horusitzky, F.: A kárpát-medencei alsó miocén földtörténeti tagozódása és ösföldrajzi kapcsolatai. *Besz. a Földt. Int. vitáilésének Munkálatairól*, 1940, p. 2—15. — 16. Koch, A.: Újabb földtani és öslenyati megfigyelések a Budai hegységben (Neuere geologische und paläontologische Beobachtungen im Budaer Gebirge). *Földt. Közl.*, 41, 1911, p. 545—551. — 17. Majzon, L.: Magyarországi paleogén Foraminiferaszintek (Paleogene Foraminifera horizons of Hungary). *Földt. Közl.*, 90, 1960, p. 355—362. — 18. Merklin, R. L.: Horizontú szrednye-i bjerchuyoligocénovuch otlozsenyj juga SzSzsZr. *Dokl. Akad. nauk SzSzsZr.*, 144, 1962, p. 420—423. — 19. Nyirő, M. R.: Beiträge zur oligozänen Foraminiferenfauna von Törökbálint. *Annal. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 55, 1963, — 20. Rutsch, R. F.: Zur Palaeogeographie der subalpinen Unterer Meeresmolasse (Rupelien) der Schweiz. *Bull. Ver. Schweiz. Geol. und Ing.*, 28, 1962, p. 13—24. — 21. Senes, J.: A Nyugati-Kárpátok ösföldrajzi fejlődése a miocénben (Die palaeogeographische Entwicklung der Westkarpaten im Miozän). *Földt. Közl.*, 91, 1961, p. 147—161. — 22. Vadász, E.: Magyarország földtana Ed. 2, Budapest, 1960, pp. 646. — 23. Vitális, S.: Jelentés a törökbálinti r. sz. furásról (Budapest, 1941, in Manuscript). — 24. Zöbelein, H. K.: Über die chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozän(Miozän) Palaeogen(Neogen) in Westeuropa. *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien*, 52, 1960, p. 245—265.

Das Alter der „Pectunculussande“ von Törökbalint und die Frage der Oligozän-Miozän-Grenze

DR. T. BÁLDI

Die Fauna der „Pectunculussande“, die sich vom mitteloligozänen „Kisceller Ton“ durch eine kontinuierliche Sedimentation entwickeln, ist borealen Ursprungs und steht der oberbayrischen Molasse —, Fauna von Bad Tölz sowie der Fauna von Kassel in Norddeutschland am nächsten. Sie entspricht ihrem Alter nach dem Oberoligozän und ist älter als die des typischen Aquitaniens in SW-Frankreich. Die Fauna der obersten Schichten des „Pectunculuskomplexes“ zeigt Anklänge an eine sehr enge Verwandtschaft mit der Fauna von Eger und Kováčov und weist eine Mischung mediterraner und borealer Arten auf. Auf Grund der — nebst den bereits in einer grösseren Zahl vorhandenen miozänen Elementen — noch überwiegenden oligozänen Formen muss ihr Alter ebenfalls ins Oberoligozän gestellt werden. Den 200 m mächtigen „Pectunculuskomplex“ überlagert ohne eine Sedimentationslücke der „grobe Sand von Budafok mit grossen Pecteniden“, dessen Fauna atlantischen-mediterranen Ursprungs bereits ein vollkommen untermiozänes Gepräge trägt und der dem vollständigen Untermiozän in SW-Frankreich entspricht. Vom Rupel an bis zum Helvet ist im grossen und ganzen eine Regression mit einer verhältnismässig scharfen sedimentologischen und faunistischen Änderung an der Oligozän-Miozän-Grenze zu beobachten.

A MAGYARORSZÁGI SZENON KÉPZŐDMÉNYEK SZINTEZÉSE FORAMINIFERÁK ALAPJÁN

DR. SIDÓ MÁRIA

Összefoglalás: A dolgozat a magyarországi szenon emelet képződményeinek Foraminifera vizsgálatáról és rétegtani értékeléséről rövid összefoglalást nyújt.

Részletes anyagvizsgálattal a szenon emelet különböző fáciesiből 25 család 150 nemzetségre tartozó 391 Foraminifera fajt lehetett felismerni.

A vizsgált képződmények, a jellemző fajok és társulások alapján az eddigi felfogástól eltérően 5 alemeletbe sorolhatók. Az alemeletek további 25 foraminiferás szintre bonthatók. A biosztratigráfiai tagolást, a különböző faunatársulások, fáciesek törvényszerűségét a Foraminifera morfológiai, ökológiai, társulástani viszonyainak értékelése alapján lehetett elvégezni.

Az alapszelvényekben rögzített foraminiferás szintek alapján jellemezhetők és párhuzamosíthatók a hazai szenon képződményeink, valamint az ősföldrajzi kapcsolatok is kimutathatók.

A távlati földtani kutatási terv keretében szükségessé vált az ország kréta képződményeinek átfogó rétegtani, őslélektani vizsgálata. Ennek értelmében a Magyar Állami Földtani Intézet Igazgatósága megbízott a szenon képződményeinek Foraminifera vizsgálata alapján történő finomrétegtani értékelésével.

Szakembereink közül H a n t k e n [1884] és M a j z o n [1956, 1961] foglalkoztak a hazai szenon képződmények Foraminiferaival. Munkájuk azonban az egész magyarországi szenonra vonatkozó részletes anyagvizsgálatra és teljes őslélektani és rétegtani összefoglalásra nem terjedt ki.

A mikropaleontológiai vizsgálatokat rétegtani egységek és területegységekként külső feltárások és mélyfúrások szerint végeztem el.

Területenként megkülönböztettem és párhuzamosítottam egymással a zalai olajvidék, a D-i és É-i Bakony, a nagyalföldi és a Bükk-hegységi szenon képződményeket, azoknak felszíni előfordulásait és mélyfúrásban harántolt szelvényeit.

A munka során pontos földtani, főleg mélyfúrás szelvényekkel, minél exaktabb vizsgálatokkal, a korszerű anyagvizsgálat módszereivel Foraminifera alapján jellemeztem és tagoltam a szenon emelet különböző képződményeit. Biosztratigráfiai tagolást, az alemeletekre és szintekre való beosztást, a különböző faunatársulások, fáciesképek törvényszerűségét, a Foraminifera morfológiai, ökológiai, társulástani és dominancia viszonyainak értékelése alapján végeztem el. A finom rétegtant, ahogy ezt az összefoglaló táblázat mutatja, az egyes egyed és fajszámra változó Foraminifera alapján állítottam fel.

Vizsgálataim kiindulása az alapszelvényeknek minősített sümegi 1. 2. sz. és a bakonypölsökei 1. sz. fúrások részletes feldolgozása volt. Az alapszelvényekben rögzített foraminiferás szintek a vizsgált többi fúrás és külszíni feltárás szelvényeiben is kimutathatók voltak. Vagyis a foraminiferás szintekkel lehetővé vált további területeken is az egyes fúrások és külszíni feltárások képződményeinek párhuzamosítása, rétegtani beosztása, részletesebb szintezése.

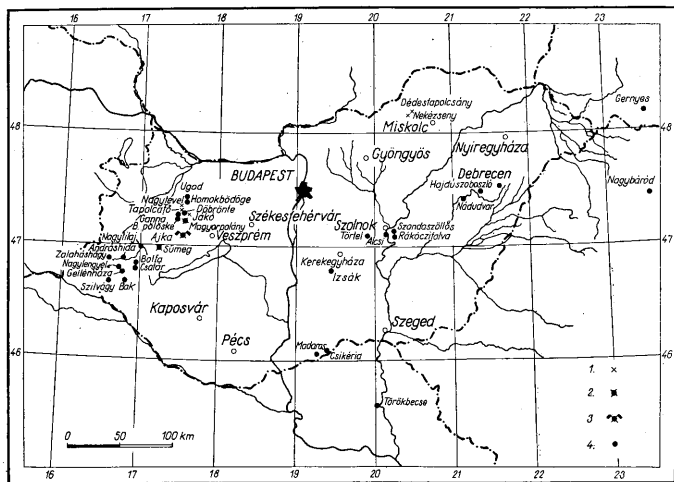
A vizsgálatok céljára rendelkezésre állt 34 mélyfúrás és több külszíni és bányabeli feltárás, mintegy 2500 mintájának anyaga. Ezek részletes vizsgálataival, a szenon emelet különböző fáciesiből 25 család 150 nemzetségre tartozó 391 Foraminifera fajt lehetett fölismeri.

A vizsgált képződmények a jellemző fajok alapján 5 alemeletbe sorolhatók. Az alemeletek további finomítással 25 szintre és 47 alszintre bonthatók.

Vizsgálati eredmények

A külszíni feltárásokban és mélyfúrásokban a szenon rétegsor üledékhézaggal a turonra, az alsókrétára, vagy a júra és a triász képződmények egyenetlen térszínére települt. A nagy vastagságú szenon rétegösszet a mediterrán régióhoz tartozó epikontinentális jellegű kifejlődés.

A medencealjzat feltöltésével nagyjából lépést tartó süllyedés mellett rakódtak le a szenon emelet különböző elemeiteiben a felsőkoniacitól? — a maesrichtig bezárólag



1. ábra. A magyarországi szenon képződmények lelőhelyei: 1. Külszín, 2. Külszín és mélyfúrás, 3. Fúrás és bányafeltárás, 4. Mélyfúrás

Abb. 1. Fundorte der Senonbildungen Ungarns: 1. Oberflächenaufschlüsse, 2. Oberflächenaufschlüsse und Tiefbohrungen, 3. Bohrungen und Bergbau-Aufschlüsse, 4. Tiefbohrungen

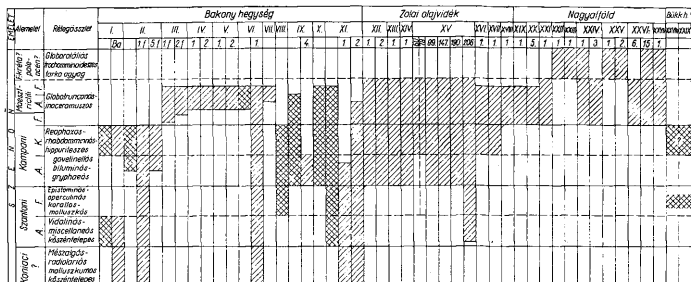
a különböző kifejlődésű és vastagságú képződmények, változatos (édesvízi, csökkent-sóvízi és tengeri: a lagunáris, szublitóralis, zatóny, neritikus, pelágikus és a regressziós-transzgressziós, ingressziós) kifejlődésekben.

A külszíni és mélyfúrási adatok alapján a régi és újabb nézeteket figyelembe véve a Foraminifera-vizsgálatok eredményei alapján a magyarországi szenon emelet rétegösszlete a következő rétegsorokra tagolható:

1. Szárazföldi tarkaanyag, homok, homokkő, konglomerátumos összlet,
2. Kőszéntelepés csoport,
3. Alsó márga csoport, mely egyenlő a korallós-molluskumos összlettel,
4. Középső márga csoport, mely a gryphaeás összetetnek felel meg,
5. Hippuriteszes mészkőösszlet,
6. Felső márga, globotruncánás inoceramuszos összlet,
7. A kérdéses felsőkréta — paleocén határképződmény a globorotális — trochaminoideszes tarkaanyag összlet.

1. A szárazföldi tarkaagyag, homok, homokkő, konglomerátumos összet rendszerint a triász vagy alsókréta rétegek egyenetlen térszínére települt. Fedőjében rendszerint a szenon köszénteleges összetletet találjuk. Vastagsága változó. Kora szervesmaradványok hiányában nem rögzíthető pontosan. Települési helyzete szerint a szenon emelet kezdete vagy a turo-szenon emelet határára esik.

2. A köszénösszlet a tengerelnyomásulását jelzi, a szenon emelet üledéksorának legmélyebb tagja. Faunával és flórával igazoltan édesvízi képződményekkel indult, majd édes- és csökkentsővízi képződmények váltakozásával partmenti tengeri kifejlődésekkel zárult. Fekvőjében rendszerint a szárazföldi képződmények fedőjében az alsó



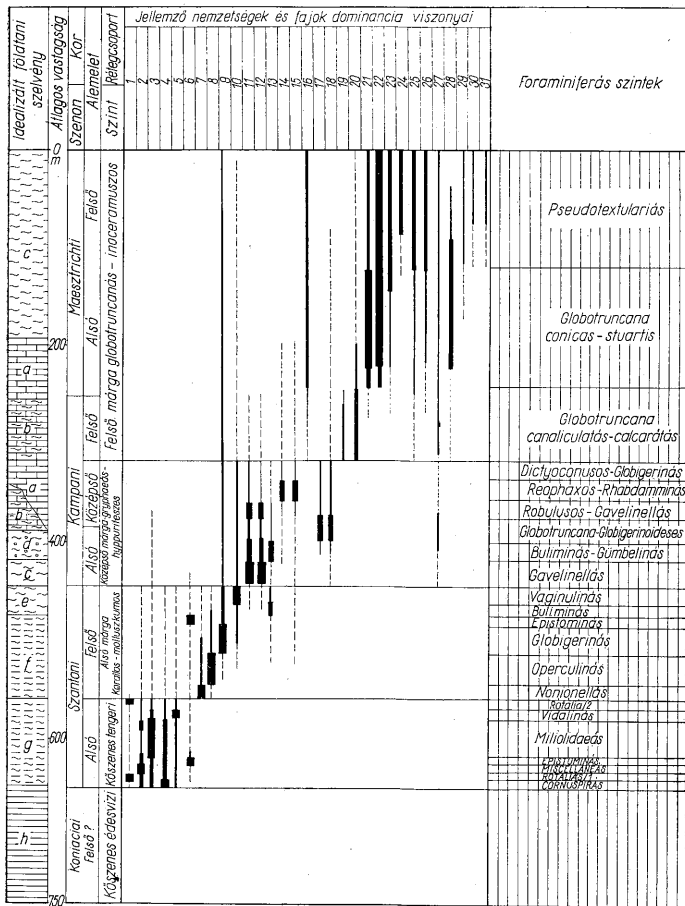
2. ábra. A magyarországi szenon képződmények elterjedése. 1. Külszíni előfordulás, 2. Fúrásból ismert előfordulás, I. Ajka, II. Homokbödöge 1, 5 sz. f., III. Bakonypölöske 1, 2. sz. f., IV. Ganna 1, 2. sz. f., V. Dóbrónte 1, 2. sz. f., VI. Magyarpolány 1 sz. f., VII. Nagytevel, VIII. Bakonyjákó, IX. Ugod 4. sz. f., X. Tapolcafé, XI. Sümeg 1, 2. sz. f., XII. Bak 1, 2. sz. f., XIII. Csátár 1. sz. f., XIV. Gellénháza 1. sz. f., XV. Nagylengyel 60, 70, 99, 147, 190, 206 sz. f., XVI. Szilvágy 1. sz. f., XVII. Andrásida 1. sz. f., XVIII. Nagytillaj 1. sz. f., XIX. Madaras 1 sz. f., XX. Csikéria 5. sz. f., XXI. Izsák 1. sz. f., XXII. Törtel 1. sz. f., XXIII. Alcsi 1. sz. f., XXIV. Rákóczifalva 1, 3. sz. f., XXV. Szandaszőlös, 1, 2. sz. f., XXVI. Nádudvar 6, 15. sz. f., XXVII. Debrecen 1. sz. f., XXVIII. Nekézseny, XXIX. Bántapolcsány

Abb. 2. Verbreitung der Senonbildungen Ungarns: 1. Vorkommen an der Oberfläche, 2. Aus Bohrungen bekannte Vorkommen, I. Ajka, II. Homokbödöge Nr. 1, 5, III. Bakonypölöske Nr. 1, 2, IV. Ganna Nr. 1, 2, V. Dóbrónte Nr. 1, 2, VI. Magyarpolány Nr. 1, VII. Nagytevel, VIII. Bakonyjákó, IX. Ugod Nr. 4, X. Tapolcafé, XI. Sümeg Nr. 1, 2, XII. Bak Nr. 1, 2, XIII. Csátár Nr. 1, XIV. Gellénháza Nr. 1, XV. Nagylengyel Nr. 60, 70, 99, 147, 190, 206, XVI. Szilvágy Nr. 1, XVII. Andrásida Nr. 1, XVIII. Nagytillaj Nr. 1, XIX. Madaras Nr. 1, XX. Csikéria Nr. 5, XXI. Izsák Nr. 1, XXII. Törtel Nr. 1, XXIII. Alcsi Nr. 1, XXIV. Rákóczifalva Nr. 1, 3, XXV. Szandaszőlös Nr. 1, 2, XXVI. Nádudvar Nr. 6, 15, XXVII. Debrecen Nr. 1, XXVIII. Nekézseny, XXIX. Bántapolcsány

márga molluszkumos-korallos rétegösszlete található. Vastagsága igen változó. A köszénösszlet közzettanilag és faunisztikailag is nagyon változatos kifejlődésű. A rétegsorban agyag, kőszenes agyag, kőszénpala, paláskőszén, barnakőszén, agyagmárga, mészmárga, homokkő rétegek váltakoznak. Az összetletnek gazdag ősmaradvány társaságában korjelző és fáciesjelző szereppel Foraminiférák, Ostracodák, Bryozoák, Molluszkák és növénymaradványok vesznek részt.

A mindenre kiterjedő anyagvizsgálat szerint az összetlet édesvízi alsó és csökkentsővízi és tengeri kifejlődésű felső szakaszra tagolható.

Részletes foraminifera- és makrofauna-vizsgálatok alapján a kőszenes összetlet csak a szenon emeleten belül képződhetett. Az összetlet tengeri szakaszát a Miliolidae, Ophthalmitidae, Nummulitidae és Rotaliidae családba tartozó, fajszámra szegényebb, de egyedszáma nézve gazdagabb és változó együttesek jellemzik. Rétegtanilag fontos faj a *Vidalina hispanica* Schl., mely a kőszenes összetletben dominál, de szórványosan még a molluszkumos-korallos összetletben is megfigyelhető.



A Foraminifera-együttes életviszonyai szerint a kőszenes ősszlet felső szakasza partszegélyi, sekélytengeri kifejlődés. A plankton formák hiányzanak, aminek oka a tenger zártabb, öbölserű jellege lehet. A változó fauna-szintek a CaCO₃-tartalom változása, a sótartalom ingadozása és az üledékanyag szemcsenagyság változására vezethetők vissza, azonos életkörülmények között. Uralkodók a meszházú fenéklakó nemzetségek képviselői a Miliolidae család különböző génuszai továbbá a Cornuspirák, Vidalinák, Miscellaneák, Epistominák stb., melyek életkörülményei normál sótartalmú tengervíz, 16–28 C°-közötti hőmérsékletet és körülbelül 10–90 m-es tengermélységet igényelnek. Kiugró mérszartalomra utalnak a cornuspirás, miliolidaeás szintek nagyalakú formái. Figyelemre méltó jelenség a kőszénösszlet szakaszán a faunaszintek visszatérően ismétlődő jellege.

A kőszénösszlet tengeri felső szakasza a *Vidalina hispanica* Schll., *Miscellanea hungarica* M a j z., *Cornuspira senonica* D u n., jellegzetes szantoni faunaelemek alapján az idevonatkozó irodalmi ismeretek szerint az alsósztantoni alemeletbe sorolható.

Az alsósztantoni alemelet Foraminifera-társulás és dominancia viszonyok alapján 7 szintre, ún. a cornuspirás, rotaliás₁, miscellaneás, epistominás, miliolidaeás, vidalinás, rotaliás₂ szintekre volt felbontható. Tengeri jellegének kidomborításával összevontan miscellaneás-vidalinás-miliolidaeás rétegösszletnek nevezhető.

A kőszénösszlet tengeri szakasza, az eddig ismert területeken kívül, a zalai olajvidék mélyfúrásaiban is kimutatható Foraminiferák alapján.

3. Az alsó márga molluszkumos-korallos ősszlet a kőszénösszletből üledékfolytonossággal fejlődött ki, a kőszéntelep és kőszénnyomos rétegek hiányával. Foraminifera-faunája új elemekkel mutatkozik. Itt lépnek fel először a Nonionidae, Globigerinidae, Buliminidae, Lagenidae család képviselői, valamint az *Operculina* genusz képviselőjeként az *O. baconica* új faj is. Utóbbi csak ebben az ősszletben található. Az alatta levő ősszlettel kis példányszámmal közös faunaelem még a *Vidina hispanica* Schll. és *Miscellanea hungarica* M a j z. szantoni emeletre jellemző fajok.

Ebben a faunatársulásban is még a fenéklakó, de már nemcsak litorális zónára utaló fajok az uralkodók. A plankton alakok, a Globigerinidae család képviselői, csak az ősszlet középső szakaszán jelentkeznek. Az újonnan fellépő nemzetségek és fajok életfeltételei az előző ősszlet faunatársaságához viszonyítva egy mélyebb (90–300 m), ennek megfelelően kisebb hőmérsékletű (15–18 C°), állandó sótartalmú és rétegenként változó CaCO₃-tartalmú életkörülményekre utalnak.

Az új faunaelemek fellépése alapján ez a rétegösszlet a felsősztantoni alemeletbe sorolható.

A faunatársulás és dominancia viszonyok alapján a komplexumon belül 6 foraminiferás szintet vélek elkülöníthetőnek: A nonionellás-, operculinás-, globigerinás-, epistominás-, buliminás- és vaginulinás szinteket, melyek még részletesebben további 9 alszintre tagolhatók.

←
3. ábra. A magyarországi szenon biosztratigráfiai tagolása
Magyarázat: 1. *Rotalia cretacea*, 2. *Miscellanea hungarica*, 3. *Miliolidae* div. gen., 4. *Cornuspira* div. sp., 5. *Vidalina hispanica*, 6. *Epistomina supracretacea*, 7. *Nonionella* div. sp., 8. *Operculina baconica* n. sp., 9. *Globigerina cretacea*, 10. *Vaginulina cretacea*, 11. *Gavelinella costata*, 12. *Gavelinella pertusa*, 13. *Bulimina murchisoniana*, 14. *Rhabdammina* div. sp., 15. *Reophax* div. sp., 16. *Stensioina* div. sp., 17. *Globotruncana globigerinoides*, 18. *Globotruncana marginata*, 19. *Globotruncana calcarata*, 20. *Globotruncana canaliculata*, 21. *Globotruncana stuarti*, 22. *Globotruncana conica*, 23. *Globotruncana contusa*, 24. *Globotruncana mayronensis*, 25. *Bolivinoidea draco*, 26. *Bolivina incrassata*, 27. *Gümbelina globulosa*, 28. *Gümbelina striata*, 29. *Pseudotextularia elegans*, 30. *Pseudotextularia varians*, 31. *Ventilabrella egeri*.
a) Mészke, b) Mészvár, c) Márga, d) Gumós márga, e) Homokos márga, f) Agyagmárga, g). Kőszénnyomos agyag, h) Kőszéntelep

Abb. 3. Biostratigraphische Gliederung des ungarischen Senon
Zeichenerklärung: 1–31. siehe im ungarischen Text.
a) Kalkstein, b) Kalkmergel, c) Mergel, d) Knollenmergel, e) Sandiger Mergel, f) Tonmergel, g) Ton mit Kohlen Spuren, h) Kohlenflöz

Ennek a rétegösszletnek jellegzetességét a Foraminifera-társaság adja meg, ezért indokolt az eddigi elnevezést kiegészítve nonionellás—operculinás—globigerinás—molluszkumos—korallós alsó márga elnevezést használni.

Az alsó márga összlet az ismert bakonyi szelvényeken kívül a zalai mélyfúrásokból és a bükkhegységi szenon összletből is kimutatható.

4. A gryphaeás középső márga összlet ugyancsak üledékfolytonossággal fejlődött ki az alsó márga molluszkumos—korallós összletből. Fedője nem egységes, helyenként lehet hippuriteszes mészkő (Zala), másutt a globotruncanás felső márga összlet (Bakony). Uralkodó kőzete az előbbi összlettel ellentétben márga. Foraminifera-faunáját az alatta levő összlettől a *Globotruncana* és *Gavelinella*-félék fellépése különíti el. Makrofaunáját a Gryphaeák tömeges előfordulása jellemzi.

Foraminifera-együttese az előző összlethez viszonyítva nem jelez lényeges életkörülmény változást, a formák itt is sekély- és nyílttengeri fáciest jeleznek. A plankton és bentosz életmódú alakok aránya nagyon megváltozott, az előbbi faj és egyedszáma növekedett. A meszházú fenéklakó formák mellett még nagy szerephez jutnak az agglutinált házú nemzetségek, főleg a Textulariidae, Valvulinidae család képviselői. A magyarországi szenon emeletben a *Globotruncana* nemzetség ebben az összletben lép fel először, de még csak szórványosan, kevés fajjal a *Gl. globigerinoides*, *Gl. linnaeana* és a *Gl. marginata* fajok egy-két példányával.

Ezt a rétegösszletet a *Globotruncana globigerinoides* faj alapján, mely a vonatkozó irodalom szerint (Brotzen [6], Hofker [15], Hiltermann és Koch [13], Wicker [29]) a felsőkampani-maesztrichti alemeletben már hiányzik, az alsókampani alemeletbe tartozónak minősítjük.

A Foraminifera-társulás és dominancia viszonyok alapján gavelinellás-, buliminás-, gümbelinás- és a *Globotruncana globigerinoides*-szinteket különböztettük meg, további 7 alszintre bonthatósággal.

Mínt hogy ennek az összletnek is Foraminifera-társaság adja meg a jellegét, indokolt a dominánsan fellépő Gryphaeák ellenére is az összletet gavelinellás—buliminás—*Gl. globigerinoides*-es—gryphaeás középső márga összletnek nevezni.

A rétegösszlet foraminiferákkal a zalai és bakonyi területen nyomozható.

5. A hippuriteszes mészkőösszlet fekéje nem mindenütt tisztázott kérdés (Bakony). A zalai olajvidéken a gryphaeás összletből fokozatos átmenettel fejlődött ki. Feltehető, hogy a Bakonyban a gryphaeás márgának heteropikus fáciése, mivel eddigi megfigyeléseink szerint csak egymás mellett voltak észlelhetők és sohasem egymás fölött.

A nagy vastagságú, egyöntetűnek látszó biogén és kemogén mészkő kifejlődés, a Pachyodonta-félék tömeges megjelenésével, jellegzetes sekélytengeri zátonyfácies. Foraminifera-társasága szegényes, nem nagyon jellegzetes, de mégis eltér az alatta és fölötté fekvő rétegösszlet faunaképétől. Mészkőfáciest jelző formái a nagy alakú *Dicyclina* és *Dictyoconus*-félék, melyek CaCO_3 -ban gazdag, aránylag melegebb tengervízre utalnak. A márgás kőzetelepüléseket az agglutinált házú formák, a *Reophax*-, *Rhabdammina*-, *Glomospira*-félék jelzik. A kizárólag agglutinált házúakból álló együttes hidegebb fenékáramlatokra utal.

A rétegösszlet korát nem annyira a faunaképből, mint inkább a földtani települési viszonyokból a középsőkampani alemeletben rögzíthetjük gavelinellás-, robuluszos-, reophaxos-, rhabdamminás- és dictyoconusos—globigerinás szintek megkülönböztetésével. A mészkőösszletet és jellemző szintjeit a zalai és bakonyi területről ismerjük.

6. Globotruncanás—ioceramuszos felső márga összlet a magyarországi szenon emelet legfelső és legnagyobb vastagságú képződménye. Kőzetanyaga túlsúlyban márga. Általában a hippuriteszes mészkőre (Zala), ritkábban a gryphaeás középső márga össz-

letre települt (Bakony), a leggazdagabb, legváltozatosabb Foraminifera-együttessel. A makrofauna társasága is az Inoceramus-félékkel, a Cephalopodákkal (*Pachydiscus neubergicus*) és Echinoideákkal igen jellemző. Foraminifera-faunájában sok új fajjal uralkodnak a plankton formák, az alsó összlethez viszonyítva a fenéklakó meszes és agglutinált háziak is igen nagy faj és egyedszámban először fellépő alakokkal (*Heterostomella*, *Stensiöina*, *Bolivinoidea*, *Ventilabrella*, *Pseudotextularia* félék). A Globotruncanák az egyélű, kétélű és kúpos formákkal itt lépnek fel először tömegesen nagy egyed és fajszámmal jellemezve az összlet egyes szintjeit. Kor és szintjelző formák közül a *Gl. canaliculata* (R. s. s.), *Gl. calcarata* (R. s. s.), *Gl. conica* White, *Gl. contusa* (Cush.), *Gl. stuarti* (Lapp.), *Gl. mayaroensis* Bolli, majd a *Pseudotextularia elegans* R. z. h., *P. varians* R. z. h., *Ventilabrella eggeri* Cush., *Bolivina incrassata* R. s. s., *B. gigantea* Hilt. a fontos fajok.

A globotruncanás összlet az előbbieknél mélyebb, nyílttengeri fáciest jelez. Az összleten belül a Foraminiferák házának változása, azok szerkezete, vastagsága kisebb nagyobb CaCO_3 -t ingadozást jelez, de normális sótartalmat igénylő sztenohalin fajkból áll. A Globotruncanák tömeges felhalmozódása mészből gazdag mediterrán, szubtrópusi jellegű tengert jelez.

A felső márga összlet a fajok dominancia viszonyai és egyes jellemző fajok fellépése alapján 3 szintre tagolható, az eddigi felgóságtól eltérő besorolással.

a) Globotruncana canaliculátás—calcaratás szint az összlet alsó része, melyre a *Gl. canaliculata*, *Gl. linnaeana* mellett jellemző a *Gl. calcarata* faj jelenléte, ami egyben ennek a szintnek korát a felsőkampani alemeletben rögzíti. Az irodalmi adatok szerint, (Thalman [26], Bartenstein [2], Noth [22], Fritzell [10], Neděla-Devidé [21], Hiltermann-Koch [14], a *Gl. calcarata* Cush. faj csak a felsőkampaniban vagy a maesstrichti alemelet határában fordulhat elő.

b) A Globotruncana conica — stuartiszint, a rétegösszlet középső szakasza, melyet a *Gl. conica* White, *Gl. contusa* (Cush.), *Gl. stuarti* (Lapp.), *Gl. rosetta* (Cars.) fajok tömeges fellépése jellemzi. Ezek a formák a világirodalmi adatok tanúsága szerint nagy egyedszámban már a maesstrichti alemeletet jellemzik (Cita [7], Noth [22], Subbotina [25], Troelsen [28], Hiltermann-Koch [13, 14], Wicher [29], Neděla-Devidé [21]).

c) A pseudotextulariás—*Gl. mayaroensis* szint, a legfelső szint, melyet az előző szinthez viszonyítva még a Pseudotextulariák, a *Ps. elegans* R. z. h., *Ps. varians* R. z. h., a *Ventilabrella eggeri* Cush. és a *Globotruncana mayaroensis* Bolli faj fellépése jellemzi. Ezek a formák a világirodalmi adatok szerint kétségtelenül a maesstrichtire, főleg pedig a maesstrichti alemelet felső szintjére utalnak (Hofker [15], Wicher [29], Berggren [3], Bolli-Cita [4], Hay [12]).

A makrofauna ugyancsak alátámasztja — a *Pachydiscus neubergicus* fajjal — az inoceramusos összlet középső és felső részének a maesstrichti alemeletbe való tartozását.

Mivel ennek a rétegösszletnek Foraminifera-faunája kétségtelenül jellemzi ezt a komplexumot, indokoltnak látom az eddigi inoceramusos megjelölés helyett a globotruncanás felsőmárga összlet megnevezést használni.

A nagy vastagságú globotruncanás felsőmárga összletet a zalai olajvidékről, a Bakony területéről és a Nagyalföld különböző mélyfúrásaiból lehetett jellemző foraminiferás szintekre tagolva kimutatni.

7. A kérdéses kréta—paleocén határképződmény, a globorotális—trochamminoideszes összlet. Egy-két nagyalföldi mélyfúrás (Alcsi, Szandaszőlös, Törtel) hol a globotruncanás rétegösszletre, hol eruptívumra települve feltárt egy Globorotálisakat, Trochamminoideseket tartalmazó tarkaagyag összletet, melynek jellege a szenonnál fiatalabbnak bizonyult. A faunakép inkább paleocénra jellemző formákból áll.

Ebből a kifejlődésből a *Globotruncana*-félék hiányoznak, azokat az eocén típusú *Globorotalia*, *Globorotalites*, *Globigerina* és *Trochamminoides*-félék váltják fel. A plankton formák sekély, nyílttengeri fáciesre utalnak. Ennek az összetettségnek pontos kora még vitatható; további részletes anyagvizsgálatot igényel. Egyelőre kréta—eocén határképződménynek minősíthető.

Ősföldrajzi összefoglalás

A szenon emelet Foraminifera-társaságának legszembetűnőbb sajátága az egész Földre kimutatható egységesség. Vizsgálatuk ezért igen alkalmas paleogeográfiai összefüggések nyomozására.

A széles areájú és kis fajlétű alakok, a *Globotruncana*-nak vizsgálata lehetővé teszi a közvetlen ősföldrajzi kapcsolatok kimutatását.

A szenon elején, a süllyedési folyamat kezdetén, még nem voltak egységes tenger-medencék, a közvetlen ősföldrajzi kapcsolatok sokkal szűkebb területekre korlátozódtak. A szenon folyamán és a szenon vége felé kiteljesedő transzgresszió egyre nagyobb területek közvetlen összefüggésére vezetett.

A magyarországi szenon mélyebb alelemeleiben a Bakonyból kiindulva, a zalai területen keresztül Jugoszlávia felé mutatható ki közvetlen kapcsolat. A bükkhegységi alsószenon kifejlődés véleményem szerint a szlovákiai tengerárhoz kapcsolódik (Bradlo) (Andrusov — Mišik — Scheibner [1]). A Nagyalföld medencealjzatában a mélyebb szenon tagok eddigi ismereteink szerint hiányoznak.

A fokozatos transzgresszió egyre nagyobb területeket elborító tengere a közvetlen kapcsolatok szaporodását teszi lehetővé. A dunántúli felsőszenon rétegsor közvetlenül Jugoszlávia (Horvátország), közvetett úton pedig Olaszország, Ausztria felé kapcsolódik (Nedőla — Devidé [21], Noth [22], Tollmann [27], Cita [7]). Tehát a szenon emeletben előnyomuló mediterrán tenger DNy-i irányból a medence kialakulása folyamán ÉNy-i irányban eltolódó partvonallal hatolt be a zalai és a bakonyi területre. A Bakony-hegység területén valószínűleg DNy-i irányban szűk, hosszan elnyúló öbölben nyomult előre és rakta le üledékeit.

Ugyanakkor a nagyalföldi szenon rétegsor inkább a kárpátaljai, lengyelországi, romániai és jugoszláviai flis rétegekkel párhuzamosítható (Majzon [17, 18, 19], Grzybowski [11], Nedőla — Devidé [21], Liszkowa [16], Murgeanu — Patruilus [20]). A nagyalföldi ÉK-i részen a szenon kifejlődések flis jellegűek, s így az ÉK-i Kárpátok belső geoszinclinális övéhez kapcsolódnak.

Majzon megállapítását igazolva, a Nagyalföld D-i részén, a madarasi felsőszenon kifejlődés Törökbecse és Boka felé, a csikériai rétegek pedig Románia felé mutatnak közvetlen kapcsolatot.

IRODALOM — LITERATUR

1. Andrusov, D. — Mišik, M. — Scheibner, E. et V.: Stratigraphie, micropaléontologie et microfácies des formations jurassiques des Carpathes de la Slovaquie. Int. Geol. Cong. Copenhagen, Part VI. 1960. — 2. Bartenstein, H.: *Globotruncana calcinata* Cushman, Foraminifère caractéristique du Campanien. C. R. Somm. Soc. Géol. France 244, 1946. — 3. Berggren, W.: Biostratigraphy, planktonic Foraminifera and the Cretaceous-Tertiary boundary in Denmark and Southern Sweden. Int. Geol. Cong. Copenhagen, Part V. p. 181, 1960. — 4. Bøllh, H. — Cita, B.: Upper cretaceous and lower tertiary planktonic Foraminifera from the Paderno. Int. Geol. Cong. Copenhagen, Part V. p. 150—161, 1960. — 5. Bøllh, H.: The genus *Globotruncana* in Trinidad. Journal of Paleont. Vol. 25. 167—169, 1951. — 6. Bøtzén, F.: Foraminiferen aus dem schwedischen, untersten Senon von Eriksdal in Schonen. Sver. Geol. Undersök. Ser. C. No. 396. Års 30 No. 3, 1936. — 7. Cita, M.: Ricerche stratigraphiche e micropaléontologiche sul Cretaceo e sull'Eocene di Tignale (Lago di Garda). Riv. Ital. Paleont. Stratigraph. 54, 1—26 Milano, 1946. — 8. Cushman, J.: The Foraminiferal fauna of the Upper Cretaceous Arkadelphia move of Arkansas. Geol. Surv. Prof. Pap. 211-A 19., 5, 1949. — 9. Ellis, B. — Messina, A.: Catalogue of Foraminifera. Spec. Publ. Amer. Mus. Nat. Hist., New-York, 1940. — 10. Frizel, L.: Handbök of Cretaceous Foraminifera of Texas, Texas, 1954. — 11. Grzybowski J.: Die Mikrofauna der Karpatenbildungen III. Die Foraminiferen der Inoceramenschichten von Gorlice. Anzeig. Akad. Wiss. Krakow, 1901. — 12. Hay, W.: The Cretaceous-Tertiary Boundary in the Tampico

Embayment Mexico. Int. Geol. Cong. Copenhagen. Part. B. p. 70, 1960. — 13. Hiltermann, H. — Koch, W.: Mikropaläontologische Feinhorizontierung von Santon — Profilen durch das Erzlager Lendege-Broistedt. Paläont. Zeitschr. Bd. 30, P. 33—44, 1956. — 14. Hiltermann, H. — Koch, W.: Oberkreide Biostratigraphie mittels Foraminiferen. Int. Geol. Cong. Copenhagen, Part. VI, p. 69—75, 1960. — 15. Hofker, J.: Die Pseudotextularia-Zone der Bohrung Maasbüll I und ihre Foraminiferen-Fauna. Paläont. Zeitschr. Bd. 30, p. 59—79. — 16. Liszkowa, J.: A Lengyel-kárpátok szubsziliszai sorozatába tartozó kréta rétegek beosztása mikrofauna alapján. M. Áll. Földt. Int. Évk. XLIX. k. 3. f. Mezőzős Konf. 1961. — 17. Majoron L.: Adatok az egyes kárpátjai flis rétegekhez tekintettel a Globotruncanakra. M. Áll. Földt. Int. Évk. XXXVII. r. 1. f. 1943. — 18. Majoron L.: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. Földt. Közl. LXXXVI. k. 1. f. 1956. — 19. Majoron L.: A magyarországi globotruncanás üledékek. M. Áll. Földt. Int. Évk. XLIX. k. 3. f. 1961. — 20. Murganu, G. — Patrușiu, D.: Crétacé supérieur en bordure de la Leaota et l'âge des conglomérats de Bucegi. Revue de Géol. et Géogr. Tom. I. p. 109, 1957. — 21. Nedéla — Devidé, D.: Signification des Globotruncanidés pour certains problèmes stratigraphiques en Yougoslavie. II. Kongress. Geol. Jugoslavije Referati predavanja diskusije p. 134—152 Sarajevo, 1957. — 22. North, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. Jahrb. Geol. Bundesanst. Sonderband 3. 1951. — 23. Reuss, A.: Die Foraminiferen der westphalischen Kreideformation. Sitzungsab. K. Akad. Wiss. math. nat. Kl. XI. S. 147—238, 1860. — 24. Schumberger, C.: Note sur quelques Foraminifères nouveaux ou peu connus du Crétacé d'Espagne. Bull. Soc. Géol. France, Sér. 3, Tom 27, fasc. 5, Paris, 1900. — 25. Subbotina, N.: Globigerinidae, Hantkeninidae i Globorotalidae. (A Szovjetunió kővesült foraminiferal.) 1953. — 26. Thalmann, H.: Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkreidatischen Foraminiferengattung *Globotruncana* Cushman (1927). Ecl. Geol. Helv. 27, 2. 1960. — 27. Thalmann, A.: Die Foraminiferen Fauna des Obererocin aus der Gosau des Auser Weissenbachtals in Steiermark. Jahrb. Geol. Bundesanstalt. Bd. 103, 1934. — 28. Troelsen, J.: Globotruncana contusa in the White chalk of Denmark. Micropal. Vol. 1, No. 1, 1955. — 29. Wichter, C. — Betts, F.: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren, Oberkreide in der Tethys. Paläont. Zeitschr. Band 30. 1956.

Die Gliederung der Senonbildungen Ungarns auf Grund von Foraminiferen

DR. M. SIDÓ

Der Aufsatz gibt ein kurzes Gesamtbild über die Bearbeitung der Foraminiferen der ungarischen Senonbildungen und über ihre stratigraphische Auswertung.

Die Verfasserin hat die mikropaläontologischen Untersuchungen für jede stratigraphische und Gebietseinheit einzeln durchgeführt, wobei die Aufschlüsse und Bohrungen einzelweise bearbeitet wurden. Als Grundprofile dienen die Bohrungen Sümeg 1 und 2 sowie die Bohrung Bakonypölske 1. Außerdem wurden cca 2500 Proben aus weiteren 31 Tiefbohrungen und mehreren Aufschlüssen bearbeitet.

Die verschiedenen Bildungen des Senon wurden durch Anwendung zeitgemäßer Arbeitsmethoden auf Grund von Foraminiferen charakterisiert und gegliedert. Die biostratigraphische Gliederung, die Einteilung in Stufen und Horizonte, die Gesetzmässigkeiten verschiedener Faunengesellschaften und Fazies wurden auf Grund der Auswertung der morphologischen, Assoziations- und Dominanz-Verhältnisse festgestellt.

In den verschiedenen Fazies des Senon konnten 391 Foraminiferen-Arten nachgewiesen werden, welche zu 150 Gattungen von 25 Familien gehören. Die charakteristischen Arten und Gesellschaften lassen vermuten, dass die untersuchten Bildungen, abweichend von der bisherigen Auffassung und Gliederung, in 5 Unterstufen eingeteilt werden dürften. Durch eine weitere Verfeinerung können die Unterstufen in weitere 25 Foraminiferenhorizonte eingeteilt werden. Die in Grundprofilen festgelegten Foraminiferenhorizonte ermöglichen die ungarischen Senon-Vorkommen deutlich zu charakterisieren und zu parallelisieren.

Der obere Abschnitt des Kohlenkomplexes gehört auf Grund der Foraminiferen zum Santanon und kann in 7 Horizonte gegliedert werden. Dieser Abschnitt dürfte zusammenfassend als *Miscellaneous-Vidalinen-Milioliden*-führenden Schichtenkomplex genannt werden, wodurch auch sein mariner Charakter hervorgehoben wäre.

Vom Kohlenflözkomplex entwickelt sich durch eine kontinuierliche Sedimentation der untere Korallen-Mollusken-Mergelkomplex, der auf Grund des Auftretens neuer Faunaelemente ins Obersanton zu stellen ist und in 6 Foraminiferenhorizonte gegliedert werden kann. Da der Schichtenkomplex durch die Foraminiferen-Gesellschaft gekennzeichnet wird, ist es wohl begründet, die bisherige Benennung ergänzend, die Bezeichnung »unterer Nonionellen-Operculinen-Globigerinen-Mollusken-Korallen-führender Tonmergelkomplex« zu gebrauchen.

Der darüber lagernde mittlere Gryphaeen-Mergelkomplex mit 3 Foraminiferen-Horizonten gehört zur untercampanischen Unterstufe. Da auch diesem Komplex den Charakter seine Foraminiferen-Gesellschaft bietet, scheint es begründet zu sein, ihn,

trotz den überwiegend auftretenden Gryphaeen, als »mittlerer Gavelinellen-Buliminen-Globotruncanen-Globigerinoiden-Gryphaeen-führender Mergelkomplex« zu bezeichnen.

Der Hippuritenkalkstein-Komplex kann in die mittelcampanische Unterstufe gestellt werden, wobei sich Gavelinellen- Robulus-, Reophax-Rhadamminen-, Dictyoconus-Globigerinen-Horizonte unterscheiden lassen.

Der obere Inoceramenmergel-Komplex stellt die oberste, mächtigste Bildung des ungarischen Senon dar. Auf Grund der Dominanzverhältnisse und des Auftretens der einzelnen charakteristischen Arten kann dieser Komplex, im Gegensatz zu der bisherigen Gliederung in 3 Horizonte, und zwar den *Globotruncana canaliculata*—*calcarata*-Horizont, den *Globotruncana conica*—*stuarti*-Horizont und den *Pseudotextularien-Globotruncana mayaroensis*-Horizont gegliedert werden. Es scheint berechtigt zu sein, statt der bisherigen Bezeichnung »Inoceramenmergel« die Benennung »oberer Globotruncanenmergel-Komplex« für den in Frage stehenden Komplex anzuwenden.

Die Foraminiferen-Gesellschaft des Senon ist zur Ermittlung paläogeographischer Zusammenhänge sehr geeignet. Die Meerestransgression, die allmählich immer grössere Gebiete überflutete, trug zu einer Erweiterung der unmittelbaren Verbindungen bei. Die Senon-Schichtenfolge Transdanubiens weist direkte Beziehungen mit Jugoslawien (Neděla-Devidé), und indirekte Beziehungen mit Italien (Cita, Bolli) und Österreich (Tollmann, Noth) auf. Das im Senon transgredierende mediterrane Meer drang also vom SW aus in die Zalaer und Bakonyer Gebiete ein, wobei im Laufe der Ausgestaltung des Beckens die Küstenlinie sich in NW-licher Richtung verschob. Die Untersenon-Ablagerungen des Bükkgebirges besitzen Verbindungen mit denen der Slowakei (Andrusov—Mišik—Scheibner).

Dementgegen lässt sich die Senon-Schichtenfolge der Grossen Ungarischen Tiefebene eher mit den Flyschablagerungen der Karpaten-Ukraine, Polens, Rumäniens und Jugoslawiens parallelisieren (Majzon, Andrusov, Grzybowski, Murganu, Patruilius, Neděla-Devidé).

Was die problematische Grenzbildung zwischen Kreide und Paläogen betrifft, so beschränkte sich die Verfasserin nur auf einige Hinweise.

A LIÁSZ-DOGGER HATÁR KÉRDÉSÉHEZ

DR. GÉCZY BÁRNABÁS*

Összefoglalás: A liász-dogger határ megvonására feltűnő morfológiai bélyegeik és nagy horizontális elterjedésük alapján, az aaléni emeletnév használatától függetlenül, a Dumortieriák megjelenése a legalkalmasabb. Az aaléni emeletnév indokoltnak tűnő kiküszöbölése esetén a toarci/bajóci emelet határ ilyen értelemben módosításra szorul. Az eddigi vizsgálatok szerint Magyarországon a Bakony-hegységben a Dumortiera szorul. Az eddigi fáciesváltozás kísérli, az „aaléni”/bajóci emelet elhatárolása viszont fácies és fauna szempontjából egyaránt nehézségekbe ütközik.

A liász-dogger határ kérdése a legrészletesebben vizsgált európai területen sem tekinthető megnyugtató módon lezártnak. Az utolsó évek két nagy szintézise: De a n, D o n o v a n és H o w a r t h [1961] északnyugat-európai zónabeosztása és a franciaországi liász kollokvium anyaga [1961] különböző kronológiai felfogást tükröz. Az eltérés a hagyomány és a gyakorlati követelmények ellentétéből adódik.

A hagyomány alapján a németországi juráképződményekre épített rétegtani beosztást illeti az elsőség, ahol B u c h [1837], a fáciesváltozás megjelölése mellett az alsó- és középsőjúra határát a *Trigonia navis* és *Gervilia aviculoides* fajok fellépéséhez köti, az alsódoggerből jellegzetes Ammonites fajokat (*Am. opalinus*, *Am. purchisonae*) említve. B u c h nyomán O p p e l [1856—1858] az északnyugat-európai zónabeosztás megalapozásánál az *Am. jurensis* és a *Leioceras opalinum* zónának megfelelő *Am. torulosus* zóna közé helyezi a liász-dogger határt.

D'O r b i g n y kezdetől fogva általánosabb igényű emeletbeosztása (bajócien 1847, toarcien 1849), mely a liászt a toarci emelettel zárja le, független a liász németországi tagolásától. D'O r b i g n y é l a h a t á r k é r d é s h e l y e t t a f i g y e l e m a z e g y e s s z t r a t i g r á f i a i e g y s é g e k t a r t a m á r a i r á n y u l. Mégis az emeletek jellemző Ammonites-faunájának közlésével, valamint a sztratotípus kijelölésével megnyugtató alapot nyújt az emelethatárok megvonására. Felfogása szerint az *Am. primordialis* (= *Leioceras opalinum*) a toarci, az *Am. purchisonae* a bajóci emeletbe tartozik. A thouarsi típus-szelvényben G a b i l l y [1961] korszerű újrvizsgálata szerint a rétegsor valóban a *Leioceras opalinum* zónával zárul. A júra első nagyobb időegységekre történő beosztása, és az első emeletbeosztás határai tehát nem fedik egymást.

Öslényntani tekintetben egyik határ sem szerencsés. A jurensis-zóna zárótagjaként fellépő, Hildoceratidae családba sorolt Pleydelliaák alaki bélyegei ugyanis nagyon hasonlóan a rendszerintanlag tőlük távolabb eső, Graphoceratidae családba sorolt Leiocerasokéhoz. E két alak elkülönítésének nehézségeit azokon a területeken, ahol a liász-dogger határt fáciesváltozás nem kíséri, már O p p e l [1856—1858] felismeri. Legutóbb pedig F i s c h e r [1961] épp a klasszikus dél-németországi területen mutatta ki az aalense-opalinum határ alkalmazásának nehézségeit. Szerinte itt az Ammonitesek alapján csak feltételelesen vonható meg a liász-dogger határ, részint az Ammonites-fajok szoros kapcsolata miatt, részint mivel a fáciesváltozás már az aalense zónában megkezdődik. Ennek mérlegelésével veti fel az aalense-zóna doggerbe sorolásának szükségességét. Másrészt a *Pleydellia-Leioceras* hasonlóság veszélyeit, felcserelésük modern irodalomban is előforduló lehetőségét jól szemlélteti a M a u b e u g e -től [1946] közölt példa. A *Leioceras opalinum* megjelenése tehát az Ammonites-faunák változásában nem jelent olyan feltűnő ugrást,

*E dolgozat franciául az Acta Geologica 1963-as évfolyamában lát napvilágot.

*Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1962. márc. 21-i szakülésén. Kézirat lezárva 1963. jan. 21-én.

hogya a dogger időszak kezdetét indokoltnak tűnne fellépésükhöz kapcsolni. A Graphoceratidae családon belül pedig a Leioceratinae és Graphoceratinae alcsalád közt olyan szoros a kapcsolat, hogy az opalinum- és a munchisonae-zónák közti határ korhatárrá emelése gyakorlati szempontból szintén kérdésesnek tűnik. Az Orbigny-től adott opalinum-murchisonae határ elfogadása esetén e mellett olyan problémák is felmerülnek, mint a *Ludwigia munchisonae* faj területenkénti megjelenésének időbeli eltérése (Löcherer, [1934]), a Graphoceratidae család összes genuszának taxionómiai bizonytalansága (Zeiss, [1960]) és nem utolsósorban az opalinum- és munchisonae-zónák közé iktatott *Tmetoceras scissum*-zóna hovatartozásának kérdése. Az egész földfelszínre vonatkozó egységes sztratigráfiai rendszer kiépítésénél gyakorlati szempontból tehát sem a *Lioceras opalinum*, sem pedig a *Ludwigia munchisonae* megjelenése a liasz-dogger határ kitűzésére nem alkalmas.

A jurensis-zónán belül a jellegzetes morfológiai bélyegeket viselő *Dumortieria*-félék fellépése viszont az Ammonitesek törzsfeljődésében kicsiny, mindazonáltal alaki bélyegekből nagyon szembetűnő ugrást jelent. Bár ezen a téren mindkét irányban új feltárásoktól további jelentős eredmények várhatók, mégis, az eddigi irodalom alapján a Dumortieriak elterjedési köre nem szűkebb a *Lioceras*- és *Ludwigia*-félék elterjedési területénél. Arkell [1957] szerint a *Lioceras* Európa, É.-Afrika, Anatólia, Kaukázus, Perzsia, Transbajkál területén, a *Ludwigia* Európa, É.-Amerika, Kaukázus, Perzsia, Szibéria, Bureya és ?Dél-Amerika területén, a *Dumortieria* Európa, É.-Afrika, Anatólia, Kaukázus, Perzsia, Indokína, Borneo, Argentína és Kanada területén található. A gyakorlati szempontok alapján a liasz-dogger határ a Dumortieriak fellépésével, a „*Lytoceras jurensis* zónán” belül a *thouarsense* és a *levesquei* zónák közé iktatható.

A Dumortieriak magasabb kronológiai jelentőségét Haag [1892] ismeri fel, amikor a Dumortieriak fellépéséhez kapcsolja az először feltételezett doggerhez, majd 1910-ben liaszhoz sorolt aaléni emelet kezdetét. A Dumortieriak megjelenésének mérföldköve azonban függetlenítendő az aaléni emelet kérdésétől. Az aaléni-emeletet 1864-ben Mayer különíti el a toarci és bath emelet között, mindhárom emeletet a középsőjurába sorolva. E jelentős kronológiai átcsoportosítás indítékait nem adja meg. Táblázata szerint az aaléni-emeletet az *Am. torulosus*-, *Trigonia navis*-, *Am. munchisonae*-, és *Am. sowerby*-rétegek képviselnék. E rétegekből 1874-ben az *Am. sowerby*-összetet a bajóci emeletbe helyezi. Mivel Mayer a táblázatában az aaléni emelet alsó határát, Oppel-hez hasonlóan, az *Am. torulosus*-rétegekhez kapcsolja, az aaléni emelet eredeti értelmezése és a Haag-tól adott határ nem fedi egymást. A Dumortieriak kronológiai értékét Mayer nem emeli ki. Emelet nevének elfogadását nemcsak formai szempontok nehezítik meg, mint az emelet definíciójának hiánya, vagy a sztratotípus bizonytalansága, hanem az őslénytani határ kérdéses volta is. Haag kiegészítése nyomán az aaléni emelet alsó határát a Dumortieriak fellépése jelentené. A felső határ viszont nemcsak a szerző eredeti koncepciójában, hanem a későbbi korrekciók után is bizonytalan. A *Ludwigia munchisonae* rétegekhez oly szorosan kapcsolódnak a *Graphoceras concavum* rétegek, hogy ezt a zónát, kevés kivételtől eltekintve, az aaléni (= alsó bajóci) emeletbe helyezik. A felső határt ez esetben — és ez újabb módosítása a Mayer-től adott első emeletbeosztásnak — a Sonninia félék fellépése jelentené. A Sonninia félék megjelenése viszont az Ammonitesek törzsfeljődésében távolról sem jelent oly feltűnő változást, mint korábban az első Dumortieriak fellépése jelentett. Az alsódogger *Hammatoceras*-félék klasszikus magyarországi lelőhelyének, Bakonycsernyének faunarevizója szerint a *Sonninia*-félék, legalábbis zömükben, a *Hammatoceras*-féléktől származnak. A bakonycsernyei anyagon jól megfigyelhető a *Hammatoceras* bélyegek fokozatos háttérbeszorulása (a köldök lobus hátrahúzóadásának és sugárirányú helyzetének megszűnése) illetve a Sonniniaakra jellemző bélyegek (kamravarrat egyszerűsödése, a belső csomóor oldalközép felé tololódása) foko-

zódása. A *Hammatoceras* és a *Sonninia* közt filogenetikai szempontból nincs éles határ. E mellett az első Sonniák megjelenésének időpontja is vitatott. Arkell [1956] szerint a B u c k m a n-tól concavum-zónából leírt angliai Sonniák nagy része a sowerby-zónából, (discites-szubzóna) származik. Ettől eltekintve azonban a Sonniák alárendelten már a concavum-zónában is megtalálhatók (Arkell [1957]). A zónaalkotó *Sonninia sowerby*-fajnak pontos vertikális elterjedése is tisztázatlan. Mindezek figyelembe vételével érthető, ha Arkell [1956] az aaléni emelet nevet nem használja, hanem visszatér — tartalmi módosítással ugyan — Orbigny emelet-neveire. (1946-ban Arkell elismeri annak jogosságát, hogy az aaléni emeletnév mint másodrendű kategória helyileg alkalmaztassék, az aaléni = alsóbajóci szinoním alkalmazása azonban a „szűkebb értelemben vett” bajóci emelet tovább tagolásakor félreértéshez vezethet.)

Magyar részről először Prinz-nél [1904] merül fel a liász-dogger határ kérdése. Prinz a *Harpoceras opalinum* és a *murchisonae* szintek kapcsolatát hangsúlyozva felveti annak a lehetőségét, hogy e két zónát az alsódogger megjelölésére „baconien” emeletként lehetne elkülöníteni. E Prinz-től javasolt név a magyar szakirodalomban nem vett gyökeret. A sztratigráfiai lexikon magyarországi kötete [1956] akárcsak Arkell [1933] összeállításá, a baconien névről sajnálatos módon nem is tesz említést. Ióczy [1915] az aaléni emelet nevet használja. Vadász [1935], aki a liász-dogger határkérdés felmérésében alapvető munkát végzett, a kifejlődés és a toarci-aaléni faunák szoros kapcsolata alapján a Mecsek-hegység területén az aaléni emeletet a liász zárótagjának tekinti. A sztratigráfiai lexikon magyarországi kötete [1956] ugyanezt a felfogást tükrözi. A bakonycernyei Tűzköves-árok (É.-Bakony-hegység) revíziója során kőzetminőség alapján is elkülöníthetőnek bizonyult az akkor még legfelső toarciba sorolt dumortieriás-pleydellias összlet, mely kőzettani jellegében az alsódogger gumós agyagos rétegösszlettel mutatott szorosabb rokonságot (Géczy [1961]). A nagyobb agyagtartalmú, sötétvörös, laza toarci összletet a Dumortieriák megjelenésével párhuzamosan tömöttebb és világosabb színű gumós agyagos mészkövek váltják föl. Ez a kifejlődés azonban nemcsak a Dumortieriás-Leiocerasos-Ludwigias összletet jellemzi, hanem a gazdag Ammonites-fauna alapján változatlanul kitart a magasabb bajóci sowerbyis rétegeiben is. Míg tehát az É-i Bakony területén a dogger alsó határa a Dumortieriák felépésével és a karbonáttartalom fokozódásával gyakorlati szempontból is jól rögzíthető, az alsó- és középsőbajóci fáciesek szoros kapcsolata, az „aaléni” és bajóci határ teljes elmosódása, vitathatóvá teszi az aaléni emeletnév alkalmazásának szükségességét. A Gerecse-hegységben Vigh [1925] megfigyelése szerint a tölgyhátú köfőjtő alsódogger összletében *Harpoceras opalinum* és *murchisonae*-zónák mellett a „*Stephoceras*” *humphriesianum*-zóna is beletartozik. A Déli Bakony területén Vadász és Cseh-Németh megtisztelő bizalma lehetővé tette, hogy az úrkúti mangánösszlet fedőjének zöldes-szürke mangános agyagrétegeiből kikerült, Cseh-Németh gyűjtéséből származó Ammonites-faunát megvizsgálhassam. A gazdag, középső- és felsőtoarci emeletbe tartozó fauna részletes ismertetése további feldolgozásra vár. Az eddig kikerült anyagban azonban egyetlen, dumortieriá-zónára utaló faj sem került elő, megengedve annak feltételezését, hogy a dogger időszak kezdete Bakonycernyéhez hasonlóan Úrkúton is jelentős fácies változással járt. A *Phymatoceras*, *Erycites* és *Hammatoceras* félékkel jellemzett kövületes padra települő faunamentes zöldesszürke agyagösszlet Úrkúton a bajóci emeletbe sorolható. A Középső Bakony területén a Zirci-medencében a liász-dogger határ vizsgálatát Kondá J. végzi. A gerecsei és bakonyi, valamint a mecseki típuselvények teljes revíziója előtt talán korai még a magyarországi aaléni kérdésben végérvényesen dönteni, az emeletnév elfogadásának vagy elvetésének kérdése ügyis a Nemzetközi Geológus Kongresszus feladata. A liász-dogger határ kérdésében a Dumortieriák döntő szerepének kihangsúlyozása viszont a hazai viszonyok között is már most indokolt.

IRODALOM

1. Arkell, J. W.: The Jurassic System in Great Britain. Oxford, 1933. — 2. Arkell, J. W.: Standard of the European Jurassic. Bull. Geol. Soc. Amer. 57. New York, 1946. — 3. Arkell, J. W.: Jurassic Geology of the World. London, 1956. — 4. Arkell, J. W.: Treatise on Invertebrate Paleontology. Mollusca I. Cephalopoda IV. Kansas, 1957. — 5. Colloque sur le Lias français. Mém. Bur. Recherch. Géol. Min. 4. Paris, 1961. — 6. Dean, W. T. — Donovan, D. T. — Howarth, M. K.: The liassic Ammonite zones and subzones of the North-West European province. Bull. British Mus. (Nat. Hist.) Geol. IV/10. London, 1961. — 7. Fischer, W.: Über die Lias/Dogger-Grenze in Süddeutschland. Neues Jahrbuch Geol. Pal. Monatshefte, Stuttgart, 1961. — 8. Gabbilly, J.: Le Toarcien de Thouars, Etude stratigraphique de Stratotype. In Colloque sur le Lias. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 4. Paris, 1961. — 9. Géczy, B.: Die Jurassische Schichtreihe des Tüzkövesgrabens von Bakonycserye. Ann. Inst. Geol. Hung. 49. Budapest, 1961. — 10. Haug, E.: Sur l'étage Aalénien. Bull. Soc. Géol. France, 3/20. Paris, 1892. — 11. Haug, E.: Traité de Géologie. Paris, 1910. — 12. Lexique Stratigraphique International 1/6. Hongrie, Ungarn, Paris, 1956. — 13. Lóczy, L. jun.: Monographie der Villányer Cällovien Ammoniten. Geologica Hungarica, I/3-4. Budapest, 1915. — 14. Lócher, E.: Stratigraphie und Paläogeographie von Braun-Jura (Dogger) β und Ober α im südwestlichen Württemberg. Neues Jahrbuch. f. Min. Beil. Band. 72. Abt. B. Stuttgart, 1934. — 15. Maubeuge, P.: Données stratigraphiques nouvelles sur l'Aalénien ferrugineux de Lorraine. Bull. Soc. Geol. France, V. Ser. 16. Paris, 1946. — 16. Mayer, Ch.: Classification methodique des terrains de sediment. Zürich, 1874. — 17. Mayer, Ch.: Tableau synchronistique des terrains tertiaires, cretacés et jurassiques. Zürich 1864-1872. — 18. Moutier, R.: Le problème de l'Aalénien et la limite lias-dogger. In Colloque sur le Lias français. Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 4. Paris, 1961. 19. Opper, A.: Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. Jahreshefte d. Ver. f. vaterländ. Naturkunde in Württemberg. 12-14. Stuttgart 1856-1858. — 20. Orbinny, A. d': Paléontologie française: Terrains jurassiques I. Cephalopodes. Paris 1842-1851. — 21. Prinz, Gy.: Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony. Mitt. Jahrb. k. Ungar. Geol. Anstalt. 15. Budapest, 1904. — 22. Vadász, E.: A Mecsekhegység Magyar Tájak Földtani Leírása. Budapest 1935. — 23. Vadász, E.: Magyarország Földtana. Budapest 1960. — 24. Vigh, Gy.: Führer in das Gerecsé-Gebirge, nach Lăbatlan und Piszke. Führer zu den Studienreisen der Paläont. Gesell. Budapest 1928. — 25. Zeiss, A.: Revision von Ammonitenbestimmungen aus dem fränkischen Dogger. Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Kl. III. Berlin 1960.

Zur Frage der Lias-Dogger-Grenze

DR. B. GÉCZY

Zur Grenzziehung zwischen Lias und Dogger scheint, vom Gebrauch des Stufennamens Aalénien unabhängig, das Auftreten der Dumortierien am meisten geeignet zu sein, da letztere Formen auffällige morphologische Merkmale besitzen und eine breite horizontale Verbreitung aufweisen. Im Falle der Behebung des Namens Aalénien — was unseres Erachtens völlig berechtigt wäre — erfordert die Grenzziehung Toarcien-Bajocien in diesem Sinne gewisse Modifikation. Nach den bisherigen Untersuchungen wird das Auftreten der Dumortierien in Ungarn, und zwar im Bakonygebirge durch eine Faziesveränderung begleitet, die Grenzziehung „Aalénien“-Bajocien stösst jedoch sowohl faziell, wie auch faunistisch auf Schwierigkeiten. — Dieser Aufsatz wird in Acta Geologica, Jahrgang 1963 in französischer Sprache veröffentlicht.

SZÉNHYDROGÉNTERMELŐ PLANKTONALGÁK A DOROGI PALEOGÉN BŐL

KRIVÁNNÉ HUTTER ERIKA*

(XI—XII. táblával)

Összefoglalás: A dorogi paleogén barnaköszénösszlet meddőrétegeiben észlelt *Botryococcus luteus* Traversé koloniális planktonalga. Szénhidrogéntermelő jelentősége ismert és hangsúlyozott. Kőolaj-földgáz anyakőzet felismerésében szerepe indikátor jellegű lehet.

A dorogi barnaköszén-medence paleogén rétegösszletének palynológiai feldolgozása során a jelentékeny spóra-pollen együttes kíséretében szénhidrogéntermelő algamaradványokat, *Botryococcus*okat is észleltünk. Elkülönített tárgyalásuk a köszénközet-tani, valamint a kőolajföldtani vonatkozások miatt indokolt. A kőolaj-földgáz anyakőzet felismerésében indikátor jellegűek.

A mai *Botryococcus* nemzetség Fritzsche, F. E. [2] rendszertani beosztása szerint a sárgászöld algák (*Xanthophyceae*—*Heterokontae*) *Heterochloridales* rendjébe tartozik. Fossziliáira vonatkozó első adatok a múlt század utolsó évtizedéből származnak. Felismerésük a torbanit és a boghead kőszének vizsgálatával kapcsolatos. A nemzetségnek azóta jelentős földtani irodalma van, melynek részletes összefoglalása Traversé, A. [5] munkájában található. A *Botryococcus* nemzetség képviselői a paleozoikumtól ismertek.

A magyarországi szénközettani irodalom szerint [3] *Botryococcus*okra visszavezethető „algaközet” mutatkozott a Petőfi bányai felsőpannóniai barnaköszénösszletben, valamint az oroszlányi és tatabányai eocén barnaköszénösszlet alsóbb rétegeiben. Ugyancsak Szádeczky-Kardoss E. említi, hogy az alginithez „egészen hasonló elegyrészt találtunk a dorogi oligocén barnaköszénben, a xylovitritben is. Ez aligha minősíthető alginitnek, mert a xylovitritben nehezen képzelhető el valódi algamaradvány” [3, 101. o.]. *Botryococcus*okat talált Venkatachala, B. S. és Góczán F. [6] a raeti emelet kösszeni fáciesű agyagmárgájának palynológiai vizsgálata során (XII. tábla, 1—4. ábra). Megállapították, hogy a *Botryococcus* maradványok mind a Bakonyhegység, mind a zalai olajvidék kösszeni fáciesű felsőtriász agyagmárgájában jellegzetes spóra-pollen együttes és *Micrhystridium* fajok társaságában tömeges előfordulásúak.

A dorogi barnaköszénterületen 3 fúrás és 2 bányaszelvény eocén-oligocén rétegösszletében találtunk *Botryococcus* maradványokat (Esztergom 20. és 22., valamint Piliscsév 4. fúrás eocén-oligocén rétegösszlete; annavölgyi X. akna és Mogyorósbánya oligocén barnaköszénösszletének fedőrétege).

A maradványok főként agyagmárga, homokos agyagmárga, molluszkás agyag, glaukonitos homokkő rétegekből származnak más tengeri mikroplankton szervezetekkel, *Hystrichosphaerákkal*, *Crassosphaerákkal*, *Deflandreákkal*, *Pterospermopsissal*, szervesvázú foraminiferákkal együtt.

* Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat Észak-magyarországi Csoportjának 1963. február 14-i előadóiülésén. Kézirat lezárása 1963. III. 15-én.

Példányaink az Ausztráliából Cookson, I. C. [1] által jelzett *Botryococcus braunii*-val strukturális megegyezést mutatnak, ami természetes is, hiszen Traverse, A., aki vizsgálta az ausztráliai anyagot is, a két fossziliát conspecifikusnak tartja.

A mai *Botryococcus* közönséges kolóniális planktonalga. Kozmopolita. Édesvízi tavakban és mocsarakban él. Gyakori sós- és csökentésvízben is: Ausztráliában a Coorong lagúnákban („coorongit”) és egyes sósvízi tavakban a Szovjetunió területén.

TÁBLAMAGYARÁZAT — TAFELERKLÄRUNG

XI. tábla — Tafel XI.*

- I-15. *Botryococcus luteus* Traverse 1955
 I-2. Piliscsév 4. fúrás 291,10-292,00 m., középsőoligocén
 Bohrung Piliscsév 4, 291,10-292,00 m, Mitteloligozän
 3. Esztergom 22. fúrás 526,40-527,40 m., középső — felsőeocén
 Bohrung Esztergom 22, 526,40-527,40 m, Mittel-obereozän
 4-5. Piliscsév 4. fúrás 105,00-106,40 m., középsőoligocén
 Bohrung Piliscsév, 4, 105,00-106,40 m, Mitteloligozän
 6-10. Esztergom 22. fúrás 526,40-527,40 m., középső — felsőeocén
 Bohrung Esztergom 22, 526,40-527,40 m, Mittel-obereozän
 II-13. Piliscsév 4. fúrás 291,10-292,00 m., középsőoligocén
 Bohrung Piliscsév 4, 291,10-292,00 m, Mitteloligozän
 14. Piliscsév 4. fúrás 105,00-106,40 m., középsőoligocén
 Bohrung Piliscsév 4, 105,00-106,40 m, Mitteloligozän
 15. Esztergom 22. fúrás 526,40-527,40 m., középső — felsőeocén
 Bohrung Esztergom 22, 526,40-527,40 m, Mittel-obereozän

XII. tábla — Tafel XII.*

- I-4. *Botryococcus* sp. Pölöske 1. fúrás, felsőtriász racti emelet, kösszeni agyagmárga (Góczán F. felvételei).
Botryococcus sp. Bohrung Pölöske 1, Rhät-Stufe der Obertrias Tonmergel Kössener Fazies (Aufnahmen von F. Góczán).

* Nagyítás: 1000 ×
 Vergrößerung: 1000 ×

IRODALOM — LITERATUR

1. Cookson, I. C.: Records of the occurrence of *Botryococcus braunii*, Pediastrum and the Hystrichosphaerideae in Cainozoic deposits of Australia. Mem. Nat. Mus. Melbourne, Bd. 18, 1953, pp. 107-123. — 2. Fritzsich, F. E.: The structure and reproduction of the algae. Vol. I. Cambridge, 1956, pp. 1-791. — 3. Szádeczky-Kardoss E.: Szénkőzettan. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952, pp. 1-315. 4. Traverse, A.: Pollen analysis of the Brandon lignite of Vermont. Bureau of Mines, Report of Investigation 5151, 1955, pp. 1-107. 5. Traverse, A.: Occurrence of the oil-forming alga *Botryococcus* in lignites and other Tertiary sediments. Micropaleontology, vol. 1, no. 4, 1955, pp. 343-350. 6. Venkatachala, B. S.—Góczán F.: The spore — pollen flora of the Hungarian „kössen facies” (Kézirat, 1962.)

Kohlenwasserstoff erzeugende Planktonalgen aus dem Paläogen des Doroger Beckens

! E. KRIVÁN-HUTTER

Im Laufe der palynologischen Bearbeitung des paläogenen Schichtenkomplexes des Doroger Braunkohlenbeckens hat die Verfasserin ausser einem bedeutenden Sporen-Pollen-Komplex Kohlenwasserstoff erzeugende Algenreste, und zwar *Botryococcus*-Formen beobachtet. Ihre Behandlung im Rahmen eines selbständigen Aufsatzes ist auch durch ihre Beziehungen zur Kohlenpetrographie, sowie zur Erdölgeologie berechtigt. Sie spielen nämlich die Rolle von Indikatoren bei der Erkennung des Muttergesteines von Kohlenwasserstoffen.

Hinsichtlich ihrer systematischen Stellung gehört die rezente *Botryococcus*-Gattung nach F. E. Fritzsich (2) zur Ordnung *Heterochloridales* der gelblich-grünen Algen (*Xanthophyceae*—*Heterokontae*). Die ersten Angaben bezüglich ihrer fossilen Vertreter stammen aus dem letzten Jahrzehnt des vergangenen Jahrhunderts. Sie wurden im Zusammenhang mit der Untersuchung der Kohlenarten Torbanit und Boghead entdeckt. Seitdem besitzt die Gattung eine umfangreiche geologische Literatur, deren ausführliche Zusammenfassung in der Arbeit von Traverse, A. [5] gegeben ist. Die Vertreter der Gattung *Botryococcus* sind vom Paläozoikum an bekannt.

Nach der ungarischen kohlenpetrographischen Literatur [3] ist im oberpannonischen Braunkohlenkomplex der Petőfi-Grube und in den Basisschichtgliedern des eoazänen Braunkohlenkomplexes bei Oroszlány und Tatabánya ein „Algengestein“ entdeckt worden, das sich auf *Botryococcus* zurückführen lässt. Es wird ebenfalls von E. Szádeczky — Kardoss erwähnt, dass „auch in der oligozänen Braunkohle von Dorog, und zwar im Xylovitrit, dem Alginit ganz ähnlicher Bestandteil angetroffen worden ist. Dieses Gebilde kann schwerlich mit dem Alginit identifiziert werden, da man sich echte Algenreste im Xylovitrit kaum vorstellen könnte“ [3, Seite 101]. *Botryococcus*-Formen wurden von B. S. Venkatachala und F. Góczán [6] während der palynologischen Untersuchung des Tonmergels Kössener Fazies des Rhät gefunden (Tafel XII., fig. 1—4). Letztere Verfasser haben festgestellt, dass die *Botryococcus*-Reste, mit einem charakteristischen Sporen-Pollenkomplex und *Micrhystridium*-Arten vergesellschaftet, in den in Kössener Fazies ausgebildeten obertriadischen Tonmergeln sowohl des Bakony-Gebirges, wie auch des Zalaer Erdölgebietes massenhaft auftreten.

Im Doroger Braunkohlengebiet hat die Verfasserin *Botryococcus*-Reste im eoazän-oligozänen Schichtenkomplex von 3 Bohrungen und 2 Grubenprofilen (eoazän-oligozäner Schichtenkomplex der Bohrungen Esztergom 20. und 22., sowie Piliscsév 4.; Hangendschicht des oligozänen Braunkohlenkomplexes des Schachtes X. von Annavölgy und der Mogyorósgrube) gefunden.

Die Fossilien, samt anderen marinen Mikroplankton-Organismen, stammen hauptsächlich aus Tonmergeln, Molluskentonen und glaukonitführenden Sanden (*Hystrichosphaeren*, *Crassosphaeren*, *Deflandreen*, *Pterospermopsis* usw.).

Beschreibung der Fossilien

Botryococcus luteus Traverse 1955

Tafel XI., Fig. 1—15

Diagnose: In der Arbeit von A. Traverse [4].

Beschreibung: Unsere Exemplare sind gewöhnlich kugelförmig oder annähernd kugelförmig. Von der Zahl der Individuen der Kolonie abhängig, schwankt ihre Grösse zwischen 30—50—80 μ . Die individuellen Zellen selbst befinden sich in einem trichterförmigen, kutikularen Fingerhut von einer durchschnittlichen Länge von 6—7 μ , mit ovalem oder kreisförmigem Querschnitt und mit einem Durchmesser von 3—3,5 μ im allgemeinen und von 4 μ in seltenen Fällen. Dieser Fingerhut ist in einem sehr widerstandsfähigen, schleimartigen, hellgelben, sogenannten Kelch eingeschlossen. Beide sind Produkte der Zelle. Die Fossilien entsprechen eigentlich diesen „Skelettelementen“. Die Fortpflanzung erfolgt durch Teilung der Zelle längs der longitudinalen Achse. Somit entstehen gewöhnlich 2 bis 4 Tochterzellen nebeneinander, von denen jede einzelne innerhalb der gemeinsamen Mutterwand einen neuen Fingerhut ausscheidet. Innerhalb der Kolonie werden die einzelnen Kelche von einem dicken Stiel zusammengehalten, der vom Ende des Kelches zum Zentrum des Aggregats läuft.

Bemerkung: Nachdem die Verfasserin ihr Untersuchungsmaterial mit den in der Literatur angeführten Angaben, Beschreibungen und Abbildungen verglichen hatte, konnte sie ihre Formen mit der Art *Botryococcus luteus* von A. Traverse, die aus den feinkörnigen Bergmitteln des „Brandon-Komplexes“ bei Vermont beschrieben worden waren, identifizieren. Wir sind mit Traverse einverstanden, indem er behauptet: „Bei der Identifizierung eines frühertiären Fossils mit einer heute lebenden Art müssen wir vorsichtig sein, bis die Identität zweifellos nicht bestätigt ist“. Unsere Exemplare zeigen eine strukturelle Übereinstimmung mit der von I. C. Cookson [1] aus Australien beschriebenen Art *Botryococcus braunii*, was selbstverständlich ist, da A. Traverse — der auch das australische Material untersucht hat — die beiden Fossilien für konspezifisch hält.

Der heute lebende *Botryococcus* stellt eine häufige koloniale Planktonalge dar. Er ist kosmopolitisch, lebt in Süßwasser-Seen und Mooren, doch tritt er auch im Salzwasser und im Brackwasser häufig auf: in den Coorong-Lagunen in Australien („coorongit“) und in manchen Salzwasser-Seen in der Sowjetunion.

A SZEGEDI TÉGLAGYÁRI LÖSZ-SZELVÉNY FINOMRÉTEGTANI FELBONTÁSA

SZÓNOKY MIKLÓS*

Összefoglalás: A Duna-Tisza-közi hátság középső részének nagy vastagságú, eolikus eredetű pleisztocén rétegsora kelet felé kikiül, folyóvízi és időszakos állóvízi rétegekbe megy át. A Tisza mellékén, így Szeged környékén is, a hátsági eolikus kifejlődésű pleisztocént már csak a felszíni néhány méteres lösz képviseli. Ez a löszréteg a szegedi, Bajai úti téglagyár alapul választott szelvényének üledékföldtani-finomrétegtani feldolgozása nyomán, két részre tagolódik. A würmi₁ és a würmi₂ eljegesedési szakasz egymásra csekély kőzetkifejlődés-változással települt löszrétegeit tartalmazza.

A Duna-Tisza-közi hátság középső részének nagy vastagságú, eolikus eredetű pleisztocén rétegsora Mihályz I. megismerési [7] nyomán kelet felé fokozatosan kikiül, folyóvízi és időszakos állóvízi rétegsorba megy át. A Tisza-völgy felé tehát csökken a lösz és futóhomokrétegek száma és vastagsága, helyettük folyóvízi és időszakos állóvízi lerakódások mutatkoznak. Pusztaszer vidékén (Szentes DNy, 20 km) a hátsági két felső löszréteget még vastag futóhomokréteg választja el, ez azonban kelet felé vékonyodik, lencsékre szakadozik, kimarad. Így a két felső löszréteg közvetlenül egymásra települ, s úgy látszik, mintha egyetlen eljegesedési szakasz alatt képződött volna.

Pusztaszertől délre, Szeged közelebbi környékén is egyetlen, tagolatlan löszréteg mutatkozik a felszínen. A paksi pleisztocén alpszelvény würmi₁ + würmi₂ löszrétegének egymásra települése [6] a pusztaszeri szelvény tanúságával együtt azonban arra mutat, hogy a Szeged környéki felszíni löszképződmény is két eljegesedési szakasz, a würmi₁ és würmi₂ löszrétegeit egyesíti, amint arra a Szeged környéki lösz középső tagozatának homokosodása, sőt elválasztó futóhomoklencse közbeiktatódája nyomán — Fehértó, Székhalom — [7, 8, 9] is következtetni lehet.

Tanulmányunk a felvázolt probléma finomrétegtani megoldását tartalmazza, a típuszelvényül választott szegedi, Bajai úti téglagyári szelvény rétegsorának feldolgozása alapján. Az anyagvizsgálati eredményeket a puhatestű-fauna vizsgálatára alapozott finomrétegtani felbontás szolgálatába állítottuk, így a kőzettani kifejlődés különválasztott jellemzésére, a rétegsor elkülönített leírására itt nem kerül sor. A rétegsor jellemző üledéktípusainak szemcseösszetéti görbéit az 1. ábra, az egyes szemcsenagyságrészlegek szelvénybeli változásait, CaCO₃-tartalmának ingadozását, egyes kőzetmechanikai jellemzőit a 2. ábra, rétegsorát a 3. ábra tünteti fel.

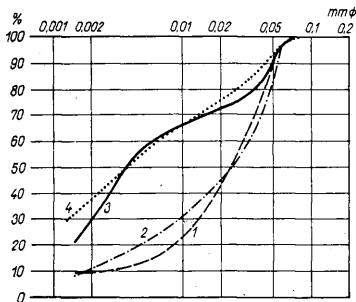
A rétegsor finomrétegtani felbontására legalkalmasabbnak a puhatestű fauna összetételének és összetétel-változásainak vizsgálata mutatkozott. E faunaösszetételekben és változásokban érzékenyen rögzítődik az egykori éghajlat s a negyedkori rétegtani tagolás alapját adó éghajlatváltozás iránya és mértéke. A faunákban szereplő fajok ma is élők, életviszonyaik ismertek.

A rétegsor minden 20 cm-es szakaszából azonos mennyiségű, 8,5 kg anyagot dolgoztunk fel. A fajokat iszapolással tettük szabaddá. 35 csiga és 2 kagylófaj 17,440 példányra került elő a rétegsorból, Ostracoda és rovarmaradványokkal.

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat 1962. október 3-i előadójelentésén. Készült a Szegedi József Attila Tudományegyetem Földtani Intézetében. Kézirat lezárva 1963. III. 15-én.

Rotarides M. [12] Szeged vidéki lösz tanulmánya szerint a szegedi repülőtér melletti árok kevert faunája 27 fajból áll. A Bajai úti téglagyári szelvény közelében végzett gyűjtései azonban még a biosztratigráfia mennyiségi módszereinek elterjedése előtti időre estek.

A fauna általunk végzett feldolgozásában Horváth A. csoportosítását alapulvéve Miháلتz I. kezdeményezésére Horváth Andorral és Mucsi Mihállyal részletesebb csoportosítást dolgoztunk ki, amely a fajokat elsősorban víz- és hőigényesség



1. ábra. Jellemző üledéktypusok szemcseösszetételi görbéi a szegedi, Bajai úti téglagyár szelvényéből, 1. Löss: 2,0–2,2 m, 2. Kissé aleuritós lösz: 3,6–3,8 m, 3. Agyagos, löszös aleurit: 3,8–4,0 m, 4. Aleuritós agyag: 4,2–4,4 m.

Fig. 1. Korngössenkurven charakteristischer Sedimenttypen aus dem Profil der Ziegelei in der Baja-Strasse. 1, Löss: 2,0–2,2 m, 2. Löss mit wenig Aleurit: 3,6–3,8 m, 3. Toniger Aleurit mit Löss: 3,8–4,0 m, 4. Aleurithaltiger Ton: 4,2–4,4 m

szempontjából választja külön. Így állandó vizet igénylő, időszakos vízi, vízparti, nedves-térzíni és száraz területen élő csigák csoportjait különböztettük meg. Hőigényük figyelembevételével hidegkedvelő, euriterm és melegkedvelő alcsoportokat különböztettünk meg. A rétegsor keletkezési körülményeit figyelembe véve ez a csoportosítás volt a legmegfelelőbb.

A fauna százalékos megoszlását az életmód szerint csoportosítva a táblázat és a 3. ábra tünteti fel.

Rétegtani sorrend szerint haladva a következőket állapíthatjuk meg:

5,0–4,8 m: kissé agyagos aleurit. Faunaegyüttese a benne levő limonitos konkreciósrétegből került elő. Faj- és egyedszám szempontjából szegényes: *Valvata pulchella*, *Bathymphalus contortus*, *Pisidium cinereum*, *Galba truncatula* mutatkozott benne. Állandó és időszakos vízi hidegkedvelő fajok jellemzik.

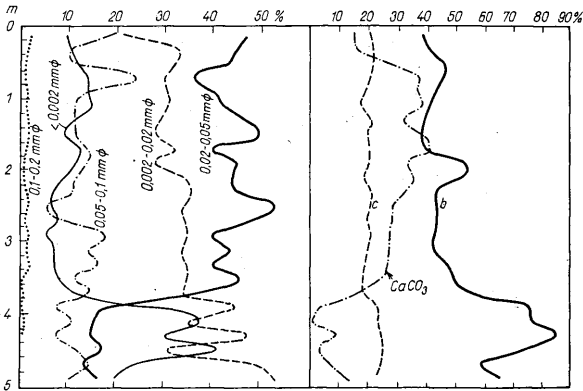
4,8–4,2 m közötti agyagos rétegek. Faj- és egyedszám tekintetében igen szegények. A példányok töredékesek. Jellemző a *Bithynia leachi* nagy %-a (75%). Számukat ellenálló, szárunemű fedők alapján állapítottuk meg. Kívülük kevés *Succinea Pfeifferi* (fiatal példányok), *Stagnicola palustris* töredék és *Deroceras agreste* mészlemezke mutatkozott.

A löszréteg fekvőjében levő agyagos, aleuritós rétegek tehát csendesvízű, hosszantartó állóvízben keletkeztek, melyek áradások idején kapcsolatban voltak a Tiszával, így üledékanyaguk a Tisza öntéseiből származik. Keletkezésük nem feltétlenül az évi

csapadékmennyiség növekedésének következménye, tehát lehet eljegesedési szakaszbeli is, amit más helyről pollenvizsgálat bizonyított [11]. A fekvőrétegek faunatartalmát a kilügozás is csökkenthette.

4,2 m-től a felszínig lösz kifejlődésű összetet mutatkozik. Ennek 4,0–3,8 m közötti része átmeneti jellegű; felsőbb részein löszös, faunája már gazdagabb.

4,2–3,4 m között a *Bithynia leachi* kivételével az állóvízi hidegkedvelő és euriterm fajok mennyisége megnövekedett. Az időszakos vízi fajok közül az *Anisus planorbis*,



2. ábra. Jellemző szemcsenagyságrészek lefutása (baloldali diagram), CaCO_3 -tartalom ingadozása, kötöttségi értékek („b”), képlékenységi határértékek („c”) változása (jobboldali diagram) a szegedi, Baja úti téglagyár szelvényében

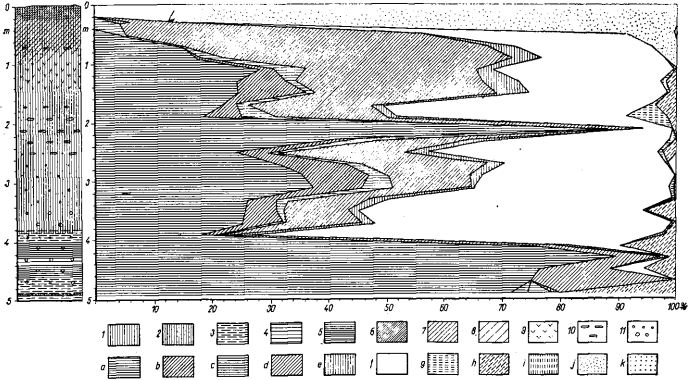
Fig. 2. Ablauf der charakteristischen Korngrößenfraktionen (Diagramm von links), Schwankung des CaCO_3 -Inhalts Kohäsionswerte („b”), Veränderung der Plastizitätsgrenzwerte („c”) (Diagramm von rechts) im Profil der Szegeder Ziegelei (Baja-Strasse)

Stagnicola palustris, *Anisus spirorbis* szintén fokozott mennyiségű növekedést mutat. A *Succinea oblonga* megjelenése fokozatosan elmoscsarasodó stádiumot jelöl. A nedves-térszíni fajok kis mennyiségben szerepelnek.

A 3,4–2,4 m közötti löszben a fauna faj- és egyedszámában hirtelen gazdaggá válik. A hidegkedvelő állóvízi fajok közül a *Pisidium obtusale* 3,2–3,0 m-ben éri el legnagyobb egyedszámát. A *Valvata pulchella*, *Bithynia leachi* 3,4 m-ben, a *Gyraulus laevis*, *Bathymphalus contortus* pedig 3,2–3,0 között éri el legnagyobb %-értékét. Az állóvízi euriterm fajok közül a *Pisidium cinereum* 11,23%-kal szerepel. Az időszakos vízi hidegkedvelő *Galba truncatula* és *Anisus leucostoma* száma szintén emelkedik. A *Stagnicola palustris* nagy egyedszáma s a *Stagnicola palustris* *corvus* %-os emelkedése optimális életter kialakulását bizonyítja, kiszáradás tehát nem volt. A nedves térszíni fajokat a *Vertigo pigmaea* és az *Euconulus trochiformis* képviseli. Tűréshatáruk tág. A *Zenobiella rubiginosa* mennyisége 3,4 m-ben tetőz. A vízparti fajok mennyisége nem változik.

A hidegkedvelő és euriterm fajok kiugró mennyisége szembevetendő. A faunakép alapján a jellemzett rétegsor eljegesedési szakasz alatt jött létre. A csigák élettere változatlanul hidegvízű mocsár gazdag növényborítással.

2,4–2,2 m között az állandó vizet igénylő hidegkedvelő és euriterm csigák még jelentős mennyiségben szerepelnek (*Valvata pulchella*, *Gyraulus laevis*, *Valvata cristata*, *Bathymorphalus contortus*). A *Bithynia leachi* mennyisége emelkedik (24,3%). Az *Aplexa hypnorum* hiánya a *Galba truncatula* igen kis %-ban való előfordulása s a melegkedvelő



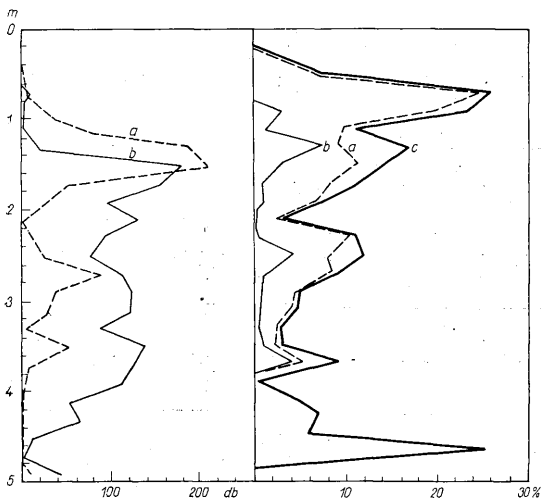
3. ábra. A feltárás rétegsora (1–11) és faunaösszetétele (a–k): 1. Löss, 2. Finomhomokos lösz, 3. Kissé agyagos aleurit, 4. Igen agyagos aleurit, 5. Agyag, 6. Igen humuszos talaj, 7. Kissé humuszos talaj, 8. Gyengén humuszos talaj, 9. Meszesedett réteg, 10. Limonit-konkréciók, 11. Limonitos konkréciók. Fauna összetétele: a) Állandó vízi, hidegkedvelő, b) u. a. euriterm, c) Időszakos vízi, hidegkedvelő, d) u. a. euriterm, e) u. a. melegkedvelő, f) Vízparti, euriterm, g) Nédvestérszíni, hidegkedvelő, h) u. a. euriterm, i) u. a. melegkedvelő, j) Száraztérszíni melegkedvelő, k) u. a. euriterm

Fig. 3. Schichtreihe (1–11) und Faunenzusammensetzung (a–k): 1. Löss, 2. Feinsandiger Löss, 3. Wenig toniger Aleurit, 4. Stark toniger Aleurit, 5. Ton, 6. Stark humushaltiger Boden, 7. Wenig humushaltiger Boden, 8. Wenig humushaltiger Boden, 9. Kalkige Schicht, 10. Limonit-Konkretionen, 11. Limonithaltige Konkretionen. Zusammensetzung der Fauna: a) Ständig Wasser und Kälte bevorzühende Fauna, b) dasselbe eurytherm, c) Zeitweise Wasser und Kälte bevorzühende Fauna, d) dasselbe eurytherm, e) dasselbe thermophil, f) Litoral-eurytherm, g) Nässe und Kälte bevorzühende Fauna, h) dasselbe eurytherm, i) dasselbe thermophil, j) Trockenheit und Wärme bevorzühende Fauna, k) dasselbe eurytherm

Planorbis corneus és *Anisus septemgyratus* jelenléte azonban már enyhülésre vall. Az időszakos vizet igénylő és nedves térszíni fajok száma csökken, a vízzel borított terület kiterjedéseinek növekedése következtében.

2,2–2,0 m között jelentős faj- és egyedszám csökkenés mutatkozik (6 faj 145 egyed). A *Bithynia leachi* mennyisége itt a legnagyobb (89,6%). Vázmaradványokat nem találtunk, csak fedőket. Az előző és utána következő szinttel való darabszám szerinti összehasonlításban nagy eltérés nem mutatkozik. A *Bithynia leachi* nagy %-os kiugrását fosszilizációs körülmények váltották ki: a vázak kilügződtek, csak a fedők maradtak meg. Ugyanez történt a többi gyenge vázú csigafajjal is. Az együtt mutatkozó másik négy faj igen kis egyedszámú szerepel, vázuk igen rossz megtartású (*Succinea putris*, *Succinea pfeifferi*, *Stagnicola pulustris* és *Deroceras agreste* mézslémezskéje). Egy melegkedvelő faj mutatkozott egyetlen példányban: *Anisus septemgyratus*. A Succineák mennyisége az előző és következő mintában alig változik, nagy %-os mennyiségük növényzettel benőtt mocsaras vizet jelöl. E réteg „interstadiális” jellegű, csapadékos éghajlatú: a vizes területek nagysága megnövekedett, a csapadéknövekedés pedig az üledék-

kilügződést elősegítette. Erre mutat a *Bithynia leachi* és egyéb mészvázak eltűnése, valamint a mészkonkréciók rétegbeli szélsőséges mérete, az üledékből és mészhéjakból kilügzött mészanyag szolgáltatta ugyanis a konkréciók mészanyagát. A *Bithynia leachi* mennyisége következtetésünkkel nem áll ellentétben. A felmelegedés mértéke nem volt



4. ábra. *Bithynia leachi* S h e p. héj (a) és fedő (b) mennyiségének változásai (baloldali diagram); *Stagnicola palustris curta* C l e p. (a) és *Stagnicola palustris corvus* G m. (b) százalékos megoszlása. c) = a két változat összesen (jobboldali diagram)

Fig. 4. Kvantitative Änderungen der Schalen (a) und Deckel (b) von *Bithynia leachi* S h e p. (Diagramm von links). Prozentuelle Verteilung von *Stagnicola palustris curta* C l e p. (a) und *Stagnicola palustris corvus* G m. (b). c) = Beide Varietäten zusammen (Diagramm von rechts)

olyan jelentős, hogy melegigényes faj lépett volna fel nagy számban. Az „interstadiális” jelenlétét itt a klíma csapadékosabb volta jelenti.

2,0–1,6 m között a *Bithynia leachi* mennyisége csökken, a többi hidegkedvelő vízi faj %-os mennyisége viszont fokozatosan növekszik, az *Anisus vorticulus* és *Anisus leucostoma* kivételével. A nedves térszíni fajok közül a *Vertigo pygmaea* és az *Euconulus trochiformis* mennyisége csökken, tehát a térszín vízzel borított, mocsaras, gazdagon beborítva növényekkel. A hideg időszak tart, de bizonyos enyhülés tapasztalható.

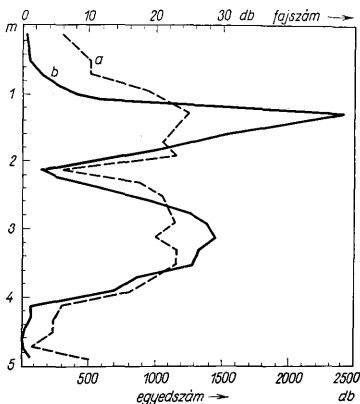
1,6–1,0 m közötti löszrétegben a faunaegyüttes faj- és egyedszámban leggazdagabb (21–25 faj, 2.414 db egyed). A *Valvata pulchella*, *Bithynia leachi*, *Bathynomphalus contortus*, *Pisidium cinereum*, *Gyraulus laevis*, *Aplexa hypnorum*, *Anisus vorticulus* és az *Anisus leucostoma*, tehát a hidegkedvelő vízi fajok mennyiségének kiugrása hideg, álló, ill. időszakos vizet jelez. A nedves térszíni csigák mennyisége szintén emelkedést mutat.

20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
<i>Limnaea stagnalis</i> L.	<i>Planorbis cornea</i> L.	<i>Anisus septemgyratus</i> L.	<i>Succinea putris</i> L.	<i>Succinea Pfeifferi</i> R. m.	<i>Succinea oblonga</i> D. rap.	<i>Euconulus trochiformis</i> Mon. I.	<i>Trichia hispida</i> L.	<i>Vertigo pygmaea</i> D. rap.	<i>Vallonia costata</i> O. F. Müll.	<i>Deroceras agreste</i> L.	<i>Zenobitella rubiginosa</i> A. Sch. m.	<i>Monacha carthusiana</i> O. F. Müll.	<i>Chondrula tridens</i> Müll.	<i>Hélixella obvia</i> Hart. m.	<i>Hélixella hungarica</i> Soós et Wagn.	<i>Cepaea vindobonensis</i> C. P. f.	<i>Cassidionides acicula</i> O. F. Müll.	<i>Ostracoda</i> sp.	Összegyedszám:
II. Időszakos vízi			III. Vizparti			IV. Nedvestérszini						V. Száraztérszini							
melegkedvelő			euriterm			hidegkedvelő	euriterm			melegkedvelő	melegkedvelő		euriterm						
0,17	4,3 5,0 2,9 1,9 1,3 0,7 0,2 0,8 1,5 2,3 1,0 1,0 0,8 1,5 2,0 2,5 1,4 1,3	2,1	13,8	35,1 23,9 19,4 29,9 21,8 22,8 44,1 35,5 5,5 29,4 35,8 25,7 28,8 31,2 46,0 40,6 49,5 65,0 9,7		0,17	0,04	4,7	0,9 0,1 0,7 0,3 0,14 0,3	3,5	3,5	2,1 1,7 2,8 2,7	13,8 19,1 1,8 2,2	55,1 59,6	10,3 6,4 5,2 2,2 1,0	0,4	1,8	0,2	29 47 57 138 283 563 2414 1903 1295 873 145 380 850 1198 1371 1440 1323 1200 860 683 72 75 17 4 70
		1,4		5,9				0,07 0,3			11,4	9,7 1,3 5,9							

Összesen: 17440 db

1,4–1,2 m között 1 példányban *Trichia hispida* is mutatkozott. Ez száraz térszíni lőszben közönséges, ide valószínűleg bemosással került. A *Valvata piscinalis*, *Limnaea stagnalis* egy-egy példánya szintén csak itt mutatkozott.

A fauna %-os megoszlását összesítő 3. ábrából leolvasható a hidegkedvelő fajok ugrásszerű előretörése. Ez a faunakép eljegesedési szakaszra enged következtetnünk.



5. ábra. Fajszám (a) és egyedszám (b) változásai

Fig. 5. Veränderungen der Spezies- (a) und Individuenzahl (b)

A hidegkedvelő és az euriterm állandó vizet és időszakos vizet igénylő fajok %-os csökkenése és a melegkedvelő szárazföldi fajok megjelenése az éghajlat fokozatos melegedését mutatja az 1,0–0,8 m-ben (*Cepaea vindobonensis*). Megjelenik a *Pisidium obtusale*, mely a Duna-Tisza-közén vizenyős réteken ma is gyakori. A *Succinea pfeifferi*, *Stagnicola palustris*, *Anisus planorbis* nagy mennyisége kedvező életfeltételekre, mocsári környezetre, dús növényzetre enged következtetnünk.

0,8–0,4 m között a szárazföldi melegkedvelő fajok egyedszáma növekszik. A hidegkedvelő *Valvata pulchella* és *Bithynia leachi* jelenléte még a víz hideg voltát mutatja. Némi kiszáradás is lehetséges. A *Stagnicola palustris curta* kis egyedszáma is az időszakos kiszáradásokra utal.

Az utolsó előtti szakaszban már uralkodó a százat meleg területen élő *Helicella obvia*, de az időszakos vizet igénylő fajok száma még sok. A *Galba truncatula* még a mainál hűvösebb klímát kedveli. Az *Anisus spirorbis*, *Anisus planorbis*, *Anisus septemgyratus*, *Stagnicola palustris* a mérsékelt meleg éghajlatot kedveli. A faunakép iszapos, növényzettel benőtt, sekély állóvizet jelöl, időszakosan kisebb kiszáradásokkal.

A legfelső szintben a *Succinea putris* jelenléte mocsaras területre utal. A *Monacha chartusiana* és a *Helicella obvia* recens szárazságtűrő és melegkedvelő fajok uralkodó volta holocénkört bizonyít. A pleisztocén felé az átmenetet a *Helicella hungarica*, és a *Chondrula tridens* képviseli. A terület tehát mocsaras volt, s a maihoz hasonló éghajlat uralkodott.

A vizsgálatok eredményeképpen megállapítható, hogy a Szeged környéki „infúziós” lösz a pleisztocén utolsó két jeges szakaszát (würmi₂ és würmi₃) képviseli, mint ahogy azt Miháلتz I. feltételezte. A terület bő és hidegvízi vízínóvényekkel erősen benőtt mocsár volt, helyenként kiemelkedő részekkel, ligetekkel. A pleisztocén utolsó eljegesedésnek hűvös, száraz éghajlatát a holocén melegebb és csapadékosabb éghajlata követte, ami a felszíni talaj faunaképből is kitűnik.

IRODALOM — LITERATURA

1. Horváth A.: A szegedi Fehértó molluszkafaunája. *Annales Biologicae Universitatis Szegediensis*, Tomus I, 1950. — 2. Horváth A. és Antalfi S.: Malakológiai tanulmány a Duna—Tisza köz déli részének pleisztocén rétegeiből. *Annales Biologicae Universitatum Hungariae*, Tomus II, Bp., 1952. — 3. Horváth A.: Az alföldi lápok puhatestűiről és az Alföld változásairól. *Állattani Közlemények XLIV*, k. 1—2, f. 1954. — 4. Horváth A.: A paksi pleisztocén üledékek csigái és értékelésük. *Állattani Közlemények XLIV*, k. 3—4, f. 1954. — 5. Horváth A.: Über Weichtiere des Börszönyer Gebirges. *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Biologica* Tomus II, Fasc. 1—4, 1956. — 6. Kriván Pál: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. *M. Áll. Földt. Int. Évk. XLIII*, k. 3, f. 1955. — 7. Miháلتz I.: A Duna—Tisza-köze déli részének földtani felvétele. *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1950-ről. Bp. 1953. — 8. Miháلتz I.: A Tisza-völgy déli részének hidrogeológiai viszonyai. *A Vízügyi Tervező Iroda részére készült szakvélemény*, 1953. — 9. Miháلتz I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. *Alföldi Kongresszus Bp. 1953*. — 10. Miháلتz I.: Hozzászólás Kádár L., „A lösz keletkezése és pusztulása” c. előadásához. *Közlemények a Kossuth L. Tud. Egyet. Földr. Int.-ből* 19. sz. Debrecen, 1954. — 11. Miháلتz I.: Erosionszyklen — Anhäufungszyklen. *Acta Mineralogica — Petrographica*, Tomus VIII, Szeged, 1953. — 12. Rótarides M.: A lösz csigafaunája, összevetve a mai faunával különös tekintettel a szegedvidéki löszökre. *A Szegedi Alföldkutató Bizottság Könyvtára. Állattani Közl.* 8. sz. Szeged, 1931. — 13. Soós L.: A Kárpát-medence mollusca faunája. Budapest, 1943. — 14. Soós L.: Csigák I. Magyarország állatvilága. *Fauna Hungariae*, Bp. 1956. — 15. Soós L.: Csigák II. Magyarország állatvilága. *Fauna Hungariae*, Bp. 1959.

Feinstratigraphische Gliederung des Lössprofils in der Ziegelei von Szeged

M. SZÓNOKY

Die oberflächennahen Schichten des mittleren Teiles des Donau-Theiss-Zwischenrückens bestehen bis zu einer grösseren Tiefe aus äolischen Sedimenten, während im O-lichen Teil, dem Theiss-Tal zu, die tieferen Lössschichten sich zwischen fluviatilen und lakustrischen Ablagerungen auskeilen. In der Theiss-Gegend und im Gebiet jenseits der Theiss ist schon nur eine scheinbar einzige Lössschicht vorhanden, die aber aus zwei aufeinander lagernden Schichtgliedern besteht. Ebenso in zwei Schichtglieder lässt sich auch der Infusionslöss in der Umgebung von Szeged teilen. Wir haben seine zwei Glieder im Profil der Ziegelei von Szeged durch Untersuchung der Lithologie und der Molluskenfauna an Hand von je 20 cm entnommenen Proben nachgewiesen.

Auf Grund der bestimmten 17 440 Individuen weist die Molluskenfauna die sich in den Ablagerungen äussernde zweiteilige Gliederung noch augenfälliger auf. In den unteren und den oberen Abschnitten des Lössprofils dominieren die Arten, die in periodischen Gewässern, am Ufer oder in trockenem Milieu gelebt haben. Im Löss mit einer weniger charakteristischen granulometrischen Zusammensetzung, der beide Schichtglieder voneinander trennt, nimmt der Prozentsatz jener Arten in grossem Masse zu, welche die ständigen Gewässer bevorzugen.

All diese Tatsachen deuten darauf hin, dass der scheinbar aus einer einzigen Schicht bestehende Löss der Umgebung von Szeged die zwei letzten Stadien der Würm-Eiszeit einschliesst.

A MARCAL HORDALÉKÁNAK ÁSVÁNYTANI VIZSGÁLATA

BIDLÓ GÁBOR — Dr. TÖRÖK ENDRE*

Összefoglalás Szerzők megvizsgálták a Marcal-folyó hordalékának ásványos összetételét. A durva frakció ásványait mikroszkóppal, a finom frakció ásványait pedig röntgendiffrakciós módszerrel azonosították.

A Marcal Adorjánháza és Marcaltó közötti szakaszának hidromorfológiai és hidrográfiai viszonyaival [1] foglalkozó dolgozathoz elkészítettük a folyó hordalékának ásványtani vizsgálatát is. Ennek eredményeit az alábbiakban foglaljuk össze.

A Marcal vízgyűjtő területe földtanilag változatos felépítésű. Keleten a Dunántúli Középhegység mezozóos képződményei, délről a balatonfelvidéki bazalt-vulkánitok, nyugaton a kristályos pala lepusztulási termékeiből képződött dombvidék határolja. A hordalék ásványai között ezekre a területekre jellemző ásványok mind kimutathatók.

A vizsgált minták a folyó középső — Adorjánháza és Marcaltó közötti — szakaszáról származnak (1. ábra). A minták egy részét a Marcal mai hordalékából, másik részét a régebbi hordalékba mélyített sekély fúrásból gyűjtöttük be. Ezen kívül megvizsgáltuk még a B i t t v a - p a t a k hordalékát és a b á n h a l m a i h o m o k b á n y a anyagát is.

A vizsgálatok során a 0,2 mm-nél nagyobb szemcséket mikroszkóppal, az ennél finomabb részletet röntgendiffrakciós módszerrel határoztuk meg.

Vizsgálati eredmények

a) M a i h o r d a l é k 1. minta. A Marcal karakói szakaszáról származik. Túlnyomóan 0,4 és 0,1 mm \varnothing közötti szemcsék (2. ábra). Nehézásvány tartalma 2,2—2,8% között.

A könnyű részlegben jelentős mennyiségű karbonátos törmelék mellett szilánkos törésű kvarc uralkodik. Nagyobb mennyiségű szarukő és földpát is észlelhető. Utóbbi zömmel oligoklász és bytownit.

A nehézásvány részlegben nagyobb mennyiségű muszkovit, kevesebb biotit, barna és zöld amfibol, cirkon és gránát található.

2. minta. A Torna-patak beömlése után az Adorjánháza—Celldömölk közötti szakaszról származik. A szemcsék lényegesen nagyobbak, túlnyomóan a 0,4 mm felett vannak. A nehézásványok mennyisége előzőnél kisebb: 0,3—0,8% között. Az ásványos összetétel lényegében megegyezik az előbbivel, azonban sokkal több benne a karbonát ásvány.

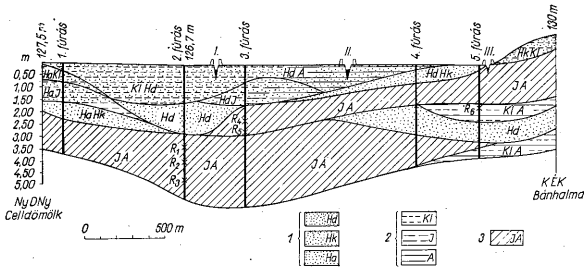
b) Á r t é r i ü l e d é k e k. Az értéri üledéket a 3 fúrás (2, 3, 5) tárta fel (1. ábra). Az anyag durvább részének ásványos összetétele azonos a hordalék ásványos összetételével, az agyagrészleg ásványait röntgendiffrakciós vizsgálattal azonosítottuk.

A 2. fúrás anyagából 3 felvétel készült 3,0, 3,4 és 4,2 m mélységből. Mindhárom mintában uralkodik a kvarc, mellette illitet és szericitet lehet kimutatni. Ezen kívül felte-

* Bemutatva a Magyarhoni Földtani Társulat 1962. november 28-i előadóiülésén. Kézirat lezárva: 1963. I. 25.

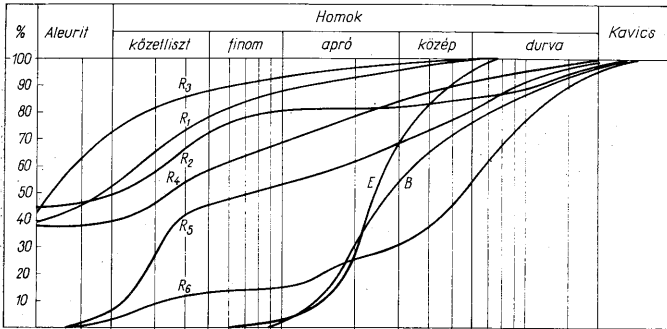
hétő földpát jelenléte. A 3 fúrás anyagából két felvétel készült. Ebben is kvarc az uralkodó ásvány, mellette szericit észleltünk. A 2,3 m-ről származó mintában még kalcit, a 2,6 m-ből származó mintából pedig a földpát vonalai mutathatók ki.

c) Bittva-patak hordaléka. Mintavétel helye: A Marcal-csatornába való torkolása előtt, Szélmezőpusztától délre. A durva részleg vizsgálatából mikroszkóp alatt legömbölyödött kvarcot lehet kimutatni.



1. ábra. A Marcal-völgy földtani szelvénye. Magyarázat: I. Vas megyei Marcal-csatorna, II. Marcal-fő-csatorna, III. Veszprém megyei Marcal-csatorna; 1. Homok, 2. Kl = közetliszt, J = aleurit, A = agyag, JA = aleuritűz agyag

Abb. 1. Geologisches Profil des Marcal-Tales. Zeichenerklärung: I. Marcal-Kanal im Komitat Vas, II. Marcal-fő-Kanal, III. Marcal-Kanal im Komitat Veszprém; 1. Sand, 2. Kl = Schlamm, J = Aleurit, A = Ton, 3. JA = aleuritführender Ton



2. ábra. Az ártéri üledékekből vett minták szemeloszlás-görbéje. Magyarázat: R₁-R₂ = 2. sz. fúrás anyagából, R₃-R₆ = 3. sz. fúrás anyagából, R₄ = 5. sz. fúrás anyagából, B = Bittva folyó hordaléka, E = Bánhalma homokbánya anyaga

Abb. 2. Kurve der granulometrischen Verteilung der den Hochflutsedimenten entnommenen Proben. Zeichenerklärung: R₁-R₂ = aus dem Material der Bohrung Nr 2, R₃-R₆ = aus dem Material der Bohrung Nr 3, R₄ = aus dem Material der Bohrung Nr 5, B = Geschiebe des Bittva-Flusses, E = Material der Sandgrube von Bánhalma

A nehézasvány részlegben opak zárványokat tartalmazó kvarc, gránát, klorit, cirkon, staurolit és magnetit mutatható ki. A kvarc zárványait pontosan később kívánjuk azonosítani. Feltűnő az amfibolok és piroxének teljes hiánya. A mintákból 2 röntgenfelvétellel készült a 0,1 mm-nél kisebb, valamint 0,1 és 0,2 mm közötti részlegből. A 0,1 mm-nél kisebb részben uralkodó a kvarc, mellett földpát, szericit és illit található. A 0,1 mm és 0,2 mm \varnothing közötti mintában a kvarc mellett önálló vonalakkal csak az illitet lehetett kimutatni.

d) B á n h a l m a i h o m o k b á n y a a n y a g a . A minta a bánhalmai homokbánya alsó, jelenleg fejtett szintjéből származik. A begyűjtött mintában feltűnő a sok csillám, muszkovit és biotit. Ez részben igen sok zárványt tartalmazó saggenit rácsot mutat, e mellett a durva frakcióban kvarc, staurolit, klorit található. A kvarc itt is az előbbiekhöz hasonlóan zárványos, azonban erősebben sarkos. A 0,1 mm alatti frakcióban a röntgenvizsgálatok kvarc, földpát és szericit jelenlétét mutatják ki. Agyagásvány a mintában nem található. A 0,1 mm feletti frakcióban pedig csak földpát van a kvarc mellett önálló vonalakkal képviselve (I. táblázat).

Vizsgálati eredmények alapján megállapítható, hogy a hordalék ásványos összetétele megfelel a lehordási terület földtani felépítésének. Az ásványegyüttes pliocén bazaltból, mezozoos karbonátösszetleből, a Bittva-patak hordaléka pedig a homokbánya anyagához hasonlóan paleozoos kristályospala lehordási területéről származik.

A begyűjtött minták ásványos összetételének százalékos összesítése — Prozentuelle mineralische Zusammensetzung der eingesammelten Proben

I. táblázat — Tabelle I.

	Mai hordalék	Ártéri üledék			Bittva hord.		Homokbánya Bánhalma	
	mikr. %	II.	III.	V.	mikr. %	rtg. %	mikr. %	rtg. %
		fűrás %						
Kvarc	75—80	75	50	50	70—75	70	60—65	60—70
Plagioklász	20—25	5	—	—	15—18	30	—	30
Illit (agyagásvány) ..	—	20	—	—	—	—	—	—
Kalcit	—	—	50	—	—	—	10	—
Szericit	—	—	—	50	—	—	—	—
Közettiveg	6—12	—	—	—	—	—	—	—
Nhézasvány	0,3—0,8	—	—	—	5—8	—	15—20	—
Barna amfiból	30	—	—	—	—	—	—	—
Zöld amfiból	20	—	—	—	—	—	—	—
Cirkon	15	—	—	—	20	—	5	—
Gránát	15	—	—	—	30	—	—	—
Biotit	10	—	—	—	10	—	30	—
Muszkovit	5	—	—	—	—	—	30	—
Staurolit	—	—	—	—	10	—	15	—
Klorit	—	—	—	—	10	—	15	—
Magnetit	—	—	—	—	10	—	5	—
Olivin stb.	10	—	—	—	10	—	—	—

mikr. = mikroszkópi vizsgálat — Mikroskopische Untersuchung

rtg. = röntgendiffrakciós vizsgálati eljárás — Röntgendiffraktometrische Untersuchungsmethode

IRODALOM — LITERATUR

T ö r ö k E.: Hidromorfológiai és hidrogeográfiai megfigyelések a Marcal völgyében, annak Ado-jánháza—Marcaltó közötti szakaszán. Disszertáció, 1962.

Mineralogische Untersuchung der Geschiebe des Marcal-Flusses

G. BIDLÓ — DR. E. TÖRÖK

Die mineralogische Untersuchung der Geschiebe vom Flussabschnitt zwischen Marcal-Adorjánháza und Marcaltő wurde durchgeführt. Die Untersuchung erfolgte teils mit Mikroskop, teils mit Anwendung der Röntgendiffraktionsmethode. In den holozänen Geschieben herrschen Quarz, Hornstein und Feldspat vor, während in der Fraktion der Schwerminerale Muskowit, Biotit, Amphibol, Zirkon und Granat anzutreffen sind. Die Röntgendiffraktionsuntersuchung ermöglichte neben Quarz auch Illit und Serizit in den Hochflutsedimenten nachzuweisen. Im Geschiebe des Bitva-Baches können neben Quarz auch Granat, Chlorit, Zirkon, Staurolith und Magnetit nachgewiesen werden. Im Material der Sandgrube von Bánhalma sind grosse Mengen von Muskowit und Biotit zu finden. Die mineralogische Zusammensetzung der Geschiebe entspricht dem geologischen Bau des Abtragungsgebietes.

HÍREK — ISMERTETÉSEK

Kitüntetések

Dr. Schmidt Eligius Róbert tagtársunkat 1963 április 4 alkalmából Munka Érdemrenddel tüntették ki „Magyarország vízföldtani atlaszának” szerkesztésével elért nemzetközi sikereiért.

Dr. Tasnádi Kubacska András választmányi tagunk Paleopathológia c. munkáját a Magyar Tudományos Akadémia 1963 áprilisi Nagygyűlésén második fokozattal és a vele járó 6000 Ft.-tal jutalmazták.

Kinevezés

Dr. Láng Sándor tagtársunkat, a földrajzi tudományok kandidátusát 1963 április 1-i kelettel az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszékére tanszékvezető docenssé nevezték ki.

Egyetemi doktori szigorlatok

Pécsiné Donáth Éva tagtársunk 1963 február 22-én az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán doktori szigorlatot tett „summa cum laude” eredménnyel. Doktori értekezésének címe: Duna terasz anyagok görgetettségi vizsgálata Linztől Calafatig.

Szederkényi Tibor tagtársunk 1963 február 27-én az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán doktori szigorlatot tett „summa cum laude” eredménnyel. Doktori értekezésének címe: Üledékföldtani vizsgálatok a Mecsekhegység déli előterében.

Oravecz János tagtársunk 1963 április 19-én az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán doktori szigorlatot tett „summa cum laude” eredménnyel. Doktori értekezésének címe: Összehasonlító triász tanulmányok a Magyar Középhegység északi részéről.

A Magyar Állami Földtani Intézet 1963. évi Beszámoló ülései

(1963 február 20—22.)

Február 20. Délelőtti ülészek:

Elnök: Fülöp József

Fülöp József: Az Intézet 1962. évi tevékenysége

Mecsek hegység

Nagy Elemér: A Pécs környéki alsóliász kőszénösszlet földtani vizsgálata

Láda Árpád: A Pécs környéki aknák bányaföldtani áttekintése

Noskené Fazekas Gabriella: A Pécs környéki alsóliász kőszénösszlet üledékes kőzettani vizsgálata

Bárdossy György — Barabásné Serényi Erzsébet: A Pécs környéki alsóliász kőszénösszlet geokémiai vizsgálata

Hámor Géza: A mecseki miocén ősföldrajzi kapcsolatai

Havas Margit: A péccsabolcsi miocén rétegösszlet faunája

Ravaszné Baranyai Lívia: A felsőhelvétii üledékciklus ásványkőzettani vizsgálata

Vita (a Mecsek hegységi előadásokhoz): Vadász E., Ravaszné Baranyai L., Jantsky B.

Bakony hegység

Benkőné Czabalay Lenke: Bakonyi apti-szenon csigafaunának fejlődéstörténete

Knauer József: A „Lombardia-kérdés”

Horváthné Deák Margit: Planktonszervezetek a munierias agyag- és márgasorozatból

Méhes Kálmán: Belső szerkezet tanulmányok Magyarország krétaidőszaki Orbitolináin

Vita (a Bakony hegységi előadásokhoz): Majzon L., Horváthné Deák M., Méhes K., Kretzoi M., Kaszap Á., Knauer J.

Február 20. Délutáni ülészszak:

Elnök: Konda József

Dorogi-medence

Gidai László: A Dorogi-medence eocén képződményeinek kifejlődési területei

Nagy Géza: A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése

Siposs Zoltán: Az oligocén összletet ért fiatalabb kéregmozgások

Sárköziné Farkas Erzsébet: A Dorogi-medence alsőocén képződményeinek üledékes közettani vizsgálata

Itharosné Laczó Ilona: A Dorogi-medence középsőocén barnaköszén-telepeinek szénközettani vizsgálata

Kedves Miklós: A lábatlani alsőocén palynológiai értékelése

Bartha Ferenc – Kecskemétiné Körmeny Anna: A Dorogi-medence csökkentsősvízi képződményeinek faunája

Vitálisné Zilahy Lídia: A Dorogi-medence eocén Foraminifera faunája

Csánk Elemérné: A Dorogi-medence oligocén foraminiferás agyagmárga összetének üledékes közettani vizsgálata

Vita (a Dorogi-medencei előadásokhoz): Vadász E., Kedves M., Vadász E.

Február 21. Délelőtti ülészszak:

Elnök: Konda József

Mátrahegység

Vidacs Aladár: Beszámoló a Mátra hegységi földtani kutatások 1962. évi eredményeiről. — A Mátra hegység középső részének szerkezeti szelvénye

Csillagné Teplánszky Erika: Ércmikroszkópos vizsgálatok a középső-mátrai új érctelérek anyagán

Vargáné Máthé Klára: Oxidációs kőzetváltozások a Mátra hegységi vulkanitokon

Varga Gyula — Guzyné Somogyi Aranka: Kontaktszegélyek ásványtani és geokémiai vizsgálata

Székely Ágnes: A Mátra hegységi anyagásványok genetikai vizsgálata

Gedeon Arzén: Beszámoló a Mátrahegységben végzett geokémiai vizsgálatokról

Vita (a Mátra hegységi előadásokhoz): Balogh K., Kiss J., Erdélyi J., Kuthan M. (Bratislava), Vidacs A., Székely Á., Varga Gy., Kiss J., Varrók K.

Tokaji-hegység

Pantó Gábor: A Tokaji-hegység földtani kutatása

Gyarmati Pál: A Tokaji-hegység É-i részének andezitfajtái

Zentai Péter: Beszámoló a Tokaji-hegységben végzett geokémiai vizsgálatokról

Erdhardt György: A fűzérkajatai földtani alapfúrás

Vita (a Tokaji-hegységi előadásokhoz): Szádeczky-Kardoss E., Székyné Fux V., Pantó G., Gyarmati P.

Térképszervezés

Szentes Ferenc: Áttekintő és részletes földtani térképek szerkesztésének és közreadásának problémái

Radócz Gyula: A Borsodi-medence barnakőszéntelepes rétegcsoportjának összehasonlító vizsgálata

Vita (a térképszervezési előadásokhoz): Alföldi L., Balogh K., Báldi T., Radócz Gy.

Február 21. Délelőtti ülészak :

Elnök: Konda József

Síkvidék

Rónai András: Nemzetközi együttműködés a negyedkor földtani vizsgálata terén

Moldvay Loránd: A Mecsekhegység negyedkori képződményeinek vizsgálata.

Mihályiné Lányi Ilona—Soha Istvánné: Lőszfajták köztszerkezetének és szövetének vizsgálata a kulcsi szelvényben

Vita (a síkvidéki előadásokhoz): Schmidt E. R., Szabó P. Z., Kádár L., Mike K., Kriván P., Moldvay L., Pécsi M., Székely A., Kriván P., Bendefy L., Fehérvári M., Moldvay L., Mihályiné Lányi I., Rónai A.

Vízföldtan

Schmidt Eligius Róbert: Beszámoló a Vízföldtani Osztály 1962. évi működéséről

Ozoray György: Szabolcs-Szatmár megye és a Bodroghöz vízföldtani vizsgálata

Fodor Tamásné—Ozoray György—Schmidt Eligius Róbert: Csökutas öntözésű zöldövezet kialakításának vízföldtani lehetőségei Pest környékén

Bertalan Károly: A karszt- és barlangdokumentáció problémái

Vita (a vízföldtani előadásokhoz): Szabó P. Z., Alföldi L., Fehérvári M., Bendefy L., Kádár L., Kriván P., Schmidt E. R., Ozoray Gy., Kádár L.

Február 22. Délelőtti ülészak :

Laboratóriumok

Konda József: Beszámoló az intézeti laboratóriumok 1962. évi működéséről

Bárdossy György: A röntgenvizsgálatok ásvány-közvetlen alkalmazásának új eredményei

Erdélyi János: A hidroamezit és lizárdit új előfordulása a Haláphegy bazaltjának zárványában

Horváth Anna: *Aussetis* (= *Atractites*) faj a hárskúti alsókréta rétegekből.

Csajághy Gábor: A vegyi laboratórium 1962. évi munkája

Rappné Sik Stefánia—Tolnay Vera: A vizek és vízáradó rétegek közötti összefüggés geokémiai vizsgálata

Rischák Géza: Beszámoló a Velencei-hegységben végzett geokémiai vizsgálatokról

Földváriné Vogl Mária: Geokémiai térképek készítésének irányelvei.

Fülöp József igazgató: Összefoglaló és zárszó

A jura időszak tagolási kérdései két kongresszus nyomán

A chambéryi lász konferencia után (Ismertette: Földt. Közl. 1961, 81, 1.) 1962-ben a Luxembourgban rendezett jura kollokvium tűzte feladatául a jura időszak tagolásának egységesítését. A raeti emeletet, melyet a francia hagyomány nyomán Chambéryben még feltételesen a lászhoz kapcsoltak, most egyhangúan a triász időszakhoz sorolták. Ez nem csak G ü m b e l eredeti értelmezésének felel meg, hanem rétegtani, hegység szerkezeti és különösen öslenyitani szempontból indokolt; a raeti flórák és faunák egyaránt triász rokonságra utalnak.

A jura emeletbeosztásra vonatkozóan a konferencia általában a nagyobb egységeket felölelő emeleteknek biztosított elsőbséget. Ez számunkra is előnyös, mivel így a közép-európai faunáktól eltérő formákkal jellemzett, vagy faunaszegény összlet besorolásakor a hibalehetőségek száma csökken.

A h e t t a n g i emelet (*Psiloceras planorbis* zónától *Schlotheimia angulata* zónáig) R e n e v i e r - től kiválasztott típushelyén, Hettangban — melynek megtekintésére a konferencia során lehetőség nyílt — külszíni feltárásban csak ez emelet felső része vizsgálható: vastag molluskák homokkőösszlet mely ilyen kifejlődésben sehol másutt nem található. A szélesebben értelmezett s z i n é m u r i emelet (*Avietites bucklandi* z.-tól *Echioceras varicosatum* z.-ig) felső részében alemeletként foglalja magába az eddig önálló emeletnek tekintett „lotharingit” is. Hasonló a helyzet a p l i e n s b a c h i (*Uptonia jamesoni* z.-tól *Pleuroceras spinatum* z.-ig) esetében is, melynek alsó része carixi öv néven (Carixi = Charnouth latinositva) különül el a felső részt magába foglaló doméri alemelettől. E tágabb értelemben vett pliensbachi pontos megfelelője a később bevezetett és gyakran használt charmouthinak, mely név színönként elvetendő. A t o a r c i (*Dactyloceras tenuicostatum* z.-tól *Pleydellia aalenensis* z.-ig) emeleten belül az Angliában meghonosodott „whitbii” és „yeovili” alemeletnek átvételét a konferencia indokolatlan tartotta. Az a a l é n i (*Leioceras opalinum* z.-tól *Graphoceras concavum* z.-ig) emeletnév elfogadását hosszas vita előzte meg, majd másodszori szavazás után olyan „megoldás” került elfogadásra, mely az aalénit részint a doggerbe, részint az alsójurába sorolja. Így a lász-dogger határ az alsó- középsőjura határával nem esnek egybe. Ezt a megoldást aligha tekinthetjük szerencsésnek, annál kevésbé, mivel a lász-alsójura kezdettől fogva egyenértékű kategóriaként szerepelt. Reméljük, hogy a végső döntésre hivatott Nemzetközi Geológus Kongresszus e téren még módosítást eszközöl. A b a j ó c i emelet (*Sonninia sowerbyi* z.-tól a *Parkinsonia parkinsoni* z.-ig) ebben a megfogalmazásban egyaránt eltér d' O r b i g n y eredeti definíciójától és a Bayeux környéki tippuszelvnyek rétegosztásától. A b a t h é s k a l l ó v i emeletek esetében (*Zigzagoceras zigzag* z.-tól a *Clydonoceras discus* z.-ig, illetve a *Macrocephalites macrocephalus* z.-tól a *Quenstedticeras lamberti* z.-ig) érthetően az angol felfogás érvényesült. A felsőjurába sorolt o x f o r d i emelet (*Quenstedticeras mariae* z.-tól a *Ringsteadia pseudocordata* z.-ig) magában foglalja a Franciaország területén különösen gyakran használt argovi, rauráci és sequáni „emeleteket” is, melyek gyakran egymást helyettesítő fációs emelet kronosztratigráfiai célra kevésbé használhatók. A luzitáni emelet Portugáliában is nehezen körülhatárolható egységet jelöl, és így átvételére nem került sor. A jura emeletbeosztás legnagyobb problémáját a malm további tagolása, illetve a jura-kréta határ megvonása adja, olyannyira, hogy e téren a konferencia vitái is meddőnek bizonyultak és további tárgyalás végett ötféle lehetőséget is kínált a konferencia az érdekelte geológusok felé. A nehézséget itt az eddig többé-kevésbé egységes faunaprovinciák újkimmériai mozgással kapcsolatos fellazulása okozza. A purbecki fácies voltát mindenki elismeri, de nehezebb a kérdés a p o r t l a n d i esetében, ami helyi jellegű kifejlődés és melynek határai a kimmeridzei határaihoz nem kapcsolódnak. A t i t h o n kifejezés használatát viszont az nehezíti meg, hogy ez emeletnév a sztratigráfiai nevezéktan szabályainak ellenében nem földrajzi helyre vonatkozik. A v o l g a i — t i t h o n összefüggés vizsgálata ugyancsak távolabbi feladat.

A sztratigráfiai nevezéktan munkája a gyakran filológiai, szövegmagyarázó aprólékoságot igénylő hagyomány, a sztratotípus konkrét de szükségképpen helyi adottságai, és a gyakorlati szempontok általános követelményeinek megfelelően szükségképpen eklektikus, ahol a sztratigráfiai szempontból legrégebbi idő óta legjobban vizsgált jura időszak esetében is e szempontok értékrendje emeletenként változó. Az új mérce, minden értéke mellett is, különösen ami a lász-dogger határt és a jura-kréta határt illeti, lezártnak nem tekinthető és különösen hazai vonatkozásban további munkára serkent.

G é c z y B.

A bordeauxi paleogén konferencia. (Colloque du Paléogène),

1962 szeptember 3–9 között nemzetközi paleogén konferenciát tartottak. Bordeaux-ban, a Bureau des Recherches Géologiques et Minières és a bordeauxi egyetem rendezésében. A beküldött dolgozatokat a B. d. R. G. M. „Mémoire”-jüket rendezik sajtó alá. Az előnyomatok [„pré tirage”-ok] alapján addig is összefoglaljuk a hozzánk megküldött, összesen 52 dolgozatra terjedő anyagot.

I. Paleogén általában (tagolás, őslénytan, mikrofáciesek): 13 dolgozat. Cita, M. B. — Piccoli, G.: Az olaszországi paleocén sztratotípusai. — Igen fontos és használható, részletes tanulmányozásra méltó összeállítás.) Ennoughi, E.: A marokkói paleogén néhány jellege. (Különös tekintettel a foszfátos alsóeocénre.) Hirsch, W.: A paleogén tagolása, ősföldrajza és a latorfi kimutatása a gihorni teknőben.

Hottinger, L. — Schaub, H.: Néhány mediterrán medence paleogén összelete. (Nagyforaminiferák alapján tagolják. Platformi, flis és átmeneti összeleteket különböztetnek meg. Alapvető munka.) Korobkov, I. A.: A SZU állandó rétegtani bizottságának határozata a paleogén emeletbeosztásáról. (Paleocén: inkermani = kb. monsi, kachai = kb. tanéti emelet; alsóeocén: bakcsiszériji = kb. iprézi emelet. középsőeocén: szimferopoli = kb. lutéciai emelet; felsőeocén: bodraji és almai emelet. Az oligocén alsó + középső és felső oligocénre tagolják, tartózkodva emeletnevek használatától.) Korobkov, I. A.: Az eocén-oligocén határ problémájáról. (A latorfit a felsőeocénbe helyezi, Krutsch és Lotsch véleményéhez csatlakozva.) Buge, E.: A párizsi medence paleogén Bryozoa. Ismereteink jelenlegi állása és a jövő látvai. Drooger, C. W.: Az északi medence eocén-oligocén mikrofaunái. Hoffstetter, R.: A paleogén Squamata. Lavocat, R.: A rácgészlők rétegtani jelentősége a paleogénben. Magne, J., Malmoustier, G.: Adalékok az Észak-Akvitániai paleogén mikrofaunaegyüttésének tanulmányozásához. Mayeux, Ch.: A mikrofáciesek az észak-akvitániai paleogén biozónáinak rétegtani értelmezésében. Mocellin, L. G.: Ma is élő Ostreák az eocén-oligocénben. (A vicenai bryozoa márgából.)

II. Az eocén egészére vonatkozók: (Rétegtan, őslénytan.) 7 dolgozat Bombita, G.: Megjegyzések és javaslatok a romániai eocén új tagolására vonatkozólag. (A pireneusi fázist a középsőeocén végére teszi (!). Az alsóeocén alját „ilerdi”, a középsőeocén végét „biarritzi”, a felsőeocén elejét pedig — Kolozsvár környéki helynévből képezve — napoc-i emeletnek nevezi; Denizot, G.: A Corbières-i tengeri eocén. Hottinger, L. — Schaub, H.: A Nummulitesekre, Assilinákra és Alveolinákra alapozott biozónák egyidejűségéről. (Szintézis alapjául vehetőnek ítélik kritikai értékelés alapján.) Lezard, L.: Tanulmány a Cocolithophoridaék és rokon csoportok felhasználásáról a nyugat-akvitániai eocén rétegtanában. Mészáros M., Dudich E., ifj.: Kísérlet Közép- és Délkelet-Európa eocénjének rétegtani párhuzamosítására és ősföldrajzi fejlődéstörténetének felvázolására. — (A Földtani Közlöny 1962/2. számában magyarul megjelent cikk.) Hottinger és Schaub első csoportban említett dolgozata hasonló gondolatokat és csatlakozó területeket tárgyal, a két munka kiegészíti egymást.) Mészáros M. — Dudich E. ifj.: A romániai és bulgáriai paleocén és eocén rétegtana, valamint ősföldrajzi fejlődése. Reymont, R. A.: Nyugat-Nigériai paleogén biosztratigráfiája és mikropaleontológiája. (Foraminiferákkal és Ostracodákkal foglalkozik).

III. Eocén — üledékföldtani munkák (5 dolgozat)

Dumon, J. C. — Klingebiel, A.: Az Entre-deux-Mers nyugati része eocén összeleteinek üledékföldtana. Esteoule-Choux, J.: A Campbon-i és Saffre-i harmadidőszaki medencék agyagos üledékképződésének összehasonlító vizsgálata. Klingebiel, A. — Lapiere, F.: Az Akvitán medence északnyugati részének kőzetrétegtana és kifejlődései. Klingebiel, A. — Lalanne Haut, J. P.: A Bordeaux-i „alsó homok” üledékföldtana és ősföldrajza. Klingebiel, A. — Pons, J. C.: Az Akvitán medence északi részének szárazföldi képződményei.

IV. Paleocén-alsóeocén. (8 dolgozat)

Gohrbandt, K. — Papp, A.: A Salzburgtól északra levő „Helvetikum” paleocénjének és legalsó eocénjének tagolása. (Plankton foraminiferák alapján; folyamatos átmenet a felsőkrétától az iprézi emeletig.) Hay, W. W.: A paleocén és alsóeocén szintézise Discoasteridákkal. (A svájci „Schlierenfölysch”-ből származó anyagon.) Marlière, R.: A Mons-i „monsi emelet”. A kérdés állása. (Szoros kapcsolatban áll a dániaival.) Pinard, C.: A saharai mélyedés iprézi faunája. (Mélyfúrások vizsgálata alapján.) Plaziat, J. C.: A Corbières-i sparnakumi emelet vizsgálatának réteg-

tani eredményei. (A tengeri fauna a monsi és tanéti vegyes jellegeket mutat.) R a s m u s s e n, H. W.: A „Tuffeau de Cipluy” (Belgium) és a maastricht-utáni „Me” (Hollandia) dániai vonatkozásai. Rosenkrantz, A.: Nyugat-Grönland dániai és paleocén képződményei. Villatte, J.: A Kis-Pireneusok és a Plantaurel dániai és monsi emeletbelinek tartott rétegeinek koráról.

V. Középső és felsőeocén. (7 dolgozat)

Blondeau, A.: A lutéciai emelet sztratotipusának üledékföldtani vizsgálata. Blondeau, A.: A lutéciai képződmények Soissonais és Vexin Français között. Pomerol, Ch.: Kísérlet a párizsi, brüsszeli és hampshire-i medence középső és felsőeocénjének párhuzamosítására. (Jól kapcsolódik a Hotttinger-Schaub és Mészáros-Dudich féle regionális párhuzamosítási kísérlethez. Kissé szkeptikusan ítéli meg a problémát.) Requant, S.: A lutéciai emelet megléte és jellegei a spanyolországi Llano de Vic-en. Szöts, E.: A délnyugat-akvitaniai lutéciai emelet rétegtani vázlatja. Pomerol, A.: A bartoni emelet ősföldrajza a párizsi medencében. Fuille, P.: A „bartoni” elnevezés párizsi medencebeli használatának története.

Míg a paleocén és eocén problémáival összesen 27 dolgozat foglalkozott, az oligocén kérdéseiről 12 munka szólt.

VI. Oligocén 12 dolgozat)

Alvinerie, J.—Caralp, M.—Moyes, J.—Vigneaux, M.: Meggondolások az oligocén-miocén határról az Akvitanai medence északi részén. Bonnefond, G.: A bordeauxi medence sannoisi agyag-márgás rétegeinek fizikai-mechanikai jellegei. Cavelier, C.—Le Calvez, J.: A Mont Valérien osztreas márgája és sannoisi mészköve. Csepreghyné Meznerics I.: A „katti”-akvitanai probléma a miocén tagolásának története szempontjából. (A Földtani Közöny 1962/2. számában megjelent cikk gondolatai). Gillet, S.: Az elzászi oligocén ősföldrajza. Gramann, F.: A hesseni süllyedék oligocénje mint összekötő kapocs Északi-tengeri medence és a Rajna-árok között. Gramann, F.—Hiltermann, H.: Vezérlő Foraminiferák az Északi-tengeri oligocén medencéből. Poignant, A.: Az Escornobéou-szint és neki megfelelő képződmények rétegtani helyzete. Rey, R.: A Limagne d’Auvergne-i üledékgyűjtő medence. Rey, R.: Kísérlet a különböző oligocén medencék párhuzamosítására. (Párizsi medence, Belgium, Anglia, Provence). Stchepinsky, A.: Adalékok az elzászi sannoisi és stampi emelet Ostracodáinak rétegtani és paleoökológiai ismeretéhez. Vergneau, A. M.: Paleoökológiai megfigyelések a Gaes-i oligocén Gastropodákon.

A dolgozatok kevés kivétellel francia nyelvűek, átlagosan 8–10 litografált oldal terjedelműek. A végleges kiadványban helyet kapnak olyan dolgozatok is, amelyekről valamilyen okból előnyomat nem készült, valamint a „préirage”-ban sajnos jórészt nem közölt táblázatok és rajzok. Ennek megjelenéséig is felhívjuk paleogénel foglalkozó szakembereink figyelmét a bordeauxi konferencia anyagára.

iff. Dudich

Buszinskij, G. J.—Bogoljubova, L. J.: Foszfátosodott bauxitkonkréciók Karpinszk környékéről (Észak-Ural), líász közzételepből. Izvesztija Ak. Nauk SzSzsZr, szer. geol., 1960, N°1. Oroszul.

Devon összlet lepusztulási felszínén vastag mezozóos rétegösszlet települ. Tarkanyag-, homokkő- és konglomerátum-, kőszén, végül homokkő- és aleurit-sorozatból áll.

Bauxit csak a kőszénösszlet legalsó műrevaló telepén, spóras, duritos kőszénben található, ellipszoid alakú konkréciók formájában, sziderit és ankerit konkréciókkal együtt. (Al_2O_3 : 23–32%, SiO_2 : 5–28%). A konkréciók 20–50 cm átmérőjűek. A kőszén felé 2–5 mm-es átmeneti szegélyük van. Egy részük pizolitos, másik részük afanitos szövetű. A pizolitosokban bauxitkavicsok és kovásodott fatörzsdarabok is találhatóak. A pizolitosok részben oolitosak. A növényi maradványok lehetnek kalcium-alumíniumfoszfáttal vagy sziderittel átitatottak, és fuzitosak. Az előbbieket szöveti szerkezete jó megtartású. Az afanitos konkréciókban a növényi maradványok ritkák. Ca és P tartalmuk ezeknek is nagy (14–17% P_2O_5 , 4–10% CaO). Járulékos ásványok: kaolin, gipsz, kvarc, sziderit, ilmenit.

A szerzők szerint a konkréciók a kőszénképződés tőzegszakaszának elején, helyben, lefolyásos mocsárlápnál képződtek. A bauxitos alapanyag helyben foszfátosodott. Az afanitos konkréciók a lép zártabb részein és talán a tőzegesedés előrehaladottabb szakaszában jöttek létre.

Feltételezik, hogy az egykori lefordási területen nagy foszfáttartalmú kőzetek és jura-előtti bauxittelepek voltak. Javasolják a köszénmedence peremének ilyen célú vizsgálatát.

Hazánkban ilyen képződményeket nem ismerünk. Azonban a balatonfelvidéki foszfátos kőzetek és a bakonyi bauxit ismeretében nem zárhatjuk ki azt a lehetőséget, hogy a felsőkérta vagy az alsóecén köszénképződés során ilyen konkréciók is létrejöhetnek.

iff. D u d i c h E.

I. Costea — N. Baltes: Colerări stratigrafice pe baza microfosilelor (Rétegtani párhuzamosítások mikrofosziliák alapján.) Bukarest, Műszaki Kiadó, 1962. 263 oldal. 110 ábra.

A maga nemében első könyv a Román Népköztársaság üledékes képződményeinek, a mikrofosziliák alapján végzett rétegtani szintezés és párhuzamosítás eredményeinek szintézise.

A bevezető rész után az első fejezet a rétegtani párhuzamosítások és szintezéseknél felhasznált parány őslények csoportjait ismerteti. A második fejezet a külszínen és a laboratóriumban használt munkamódszereket mutatja be. A következő, biosztrigrafiái fejezet a jellemző mikrofauna társaságokat földtani formációk és nagyszerkezeti egységek szerint csoportosítva ismerteti. A negyedik fejezet a mikrofosziliák alapján végzett paleoökológiai és paleogeográfiai megfontolásokat tartalmazza. Az ötödik fejezet a mikrofosziliák alapján végzett rétegtani korrelációt és a földtani kormeghatározást foglalja magában. Az utolsó fejezet a mikropaleontológia jelentőségét és fejlődésének lehetőségeit tárgyalja a Román Népköztársaság üledékeinek kutatásában.

A végén kimerítő irodalmi jegyzéket találunk, melyben az 1962 évig megjelent román munkákon, továbbá a külföldi egyes magyar, szovjet, lengyel és bulgár szerzők munkáin kívül a román Kőolajipari Minisztérium és a Földtani Bizottság archívumában levő kéziratok földtani jelentéseket és beszámolókat is megtaláljuk. A művet számos jellegzetes mikrofauna társaság fényképe teszi teljesebbé és az érdeklődők számára becesssé.

A régóta várt könyv geológusoknak, mikropaleontológusoknak, úgyszintén az egyetlen hallgatóknak igen fontos segítséget jelent a külső és belső laboratóriumi gyakorlatban. Hasonló magyar vonatkozású könyvet szintén régóta várunk és nagy segítség lenne, főleg az iparban dolgozó geológusoknak és mikropaleontológusoknak.

C s i k y

Dana's System of Mineralogy 7. kiadás. III. kötet. C. F r o n d e l: Silica minerals. — NewYork — London, 1962.

Közel 130 évvel ezelőtt (1837-ben) jelent meg a D a n a -féle System of Mineralogy első kiadása. A kiváló ásványtan használhatóságát bizonyította, hogy még J. D. D a n a idejében három, folyamatosan korszerűsített, kitűnő kristályrajzokkal és szögtáblázatokkal ellátott kiadásra került sor. A kiadványt később fia, E d w a r d S . D a n a a többször átdolgozta, mellyel a könyv népszerűsége és tekintélye tovább fokozódott. A hatodik (1911) függelékekkel is kiegészített Dana-könyv több évtizeden át szinte fogalomná vált s a legmegbízhatóbb adatokat tartalmazó kézikönyv szerepét töltötte be. Ilyen előzmények után fogtak hozzá kiváló amerikai szakemberek a mű újabb kiadásához. C h . P a - f a c h e , H . — B e r m a n és C . F r o n d e l kezdték meg az átdolgozást, hogy a legújabb eredmények és kristálykémiái megismerések is helyet kapjanak. A korábbi egykötetes kiadványt — a jelentős anyaggyarapodás miatt — 3 kötetre tervezték. Ebből 2 kötet (az első: elemek, szulfidok és szulfosók; a második: haloidok, nitrátok, borátok, karbonátok, szulfátok, foszfátok, molibdátok) 1944-ben, ill. 1951-ben jelent meg. Tíz éves szünet után most került sor a III. kötetre. Időközben az első két szerző meghalt, így egyedül C . F r o n d e l-re hárult a kiadvány folytatásának feladata.

A jelenlegi kötet azonban csak a „kvarc-ásványokkal” foglalkozik. Ismeretes, hogy az SiO_2 -vegyület több módosulatban kristályosodik. Ezek megismerése, a keletkező feltételek, szerkezeti és fizikai sajátosságai vizsgálata számos új részlettel gyarapodott. Sőt újabb, részint mesterséges előállítással, részint természetes termékként további módosulatok váltak ismertté. Így ma az SiO_2 -fázisok népes családja képviseli az ismert

Jegnagyobb számú szerkezeti variációkat. Ebben leli magyarázatát, hogy a „Silica mine-rals” részletes tárgyalása több mint 10 iv terjedelemmel, külön kötetbe kívánkoztott.

C. Frondel, a Hårward egyetem tanára, a D a n a-kiadványok tradícióhoz illő alaposággal és kritikával dolgozta fel anyagát. Legnagyobb részletességgel a közön-séges k v a r c-cal foglalkozik és mind ásvány-közzettani, mind ipari jelentőségének meg-felelően összesíti a reá vonatkozó ismereteket. Nagy gondot fordít a szerkezettel összefüggő sajátságokra. Ennek kapcsán teljes (indexelt) röntgendiffraktogramot közöl mellékletként, melynek jelentőségét nem kell külön hangsúlyozni. Ugyanígy a Debye-reflexiók teljes sorát, fázisdiagramokat, számos táblázatot s egyéb korszerű adatössze-állítást is. — Ezt követi a „magas” (573°C-on felülképződött) h e x a g o n á l i s k v a r c tárgyalása. Majd részletezi a „magas”, a „közép” és az „alacsony” tridimit saját-ságait, képződési körülményeit. Ezután a két cristobalit legújabb adatokkal kiegészített sajátosságait tárgyalja. Korszerűek a kriptokristályos változatok és az o p á l-ról készült ismertetései. Foglalkozik az újabb tetragonális trapezoéderes k e a t i t-módosulattal. Részletesen közli a monoklin c o e s i t-re vonatkozó ismerete-ket, a morfológiát, képződési körülményeket, szintézist. Sőt már ismerteti a legújabban felfedezett tetragonális holoéderes s t i s h o v i t-módosulatot is. Végül természetes szilika-üvegek-ke-l, a fulgurit-tal, a meteoritok k o v a ü v e g anyagával foglalkozik és a „tufa-üvegek” fejezetével zárja az összesítést. Kifűnő ábrák, százakra terjedő irodalomjegyzék teszik teljessé a kötetet.

A lelőhelyek terén természetesen részletebben az amerikai kontinenssel foglalkozik. De a többi világrész fontosabb paragenéziseit is kellő tárgyilagossággal ismer-teti és a magyarországi lelőhelyek is megfelelő beillesztést nyertek. Azonban határaink változásáról már kevéssé vett a szerző tudomást, s néhány, a szomszédos államok terü-letére eső lelőhely (pl. Červenica) változatlanul „Hungary” megjelöléssel szerepel.

Az új D a n a-sorozat harmadik kötete méltó folytatása az előzőknek és szerzője olyan művet ad vele kezünkbe, mely valóban nélkülözhetetlen segítséget jelent a korszerű ásvány-közzettani kutatásokhoz. Igen kívánatos volna, hogy a befejező „szilikát-kötet” is mihamarabb elkészüljön.

S z t r ó k a y

Das Karbon der subvariscischen Saumsenke. Ein Symposium. 1–2 Teil. (A szub-variszki peremsüllyedék karbonja. Szimposium. 1–2 rész). Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen. 3. kötet. Krefeld, 1. rész 1960, 2. rész 1962.

A Hermann S c h m i d t n e k, a karbonrétegtan fáradhatatlan kutatójának ajánlott alapvető munka első része a kum és a namuri emelet telepentes fáciesével fog-lalkozik. 422 oldal, 4 térkép és szelvény melléklettel, 38 táblával, 117 ábrával, 22 táblázattal. Az északnyugat-németországi karbon igen nagy gazdasági jelentőségű a Ruhr és Rajna-vidék nyersanyagellátása szempontjából, a kőszén-ólom-cinkérc telepek, a remény-beli kutatás alatt álló gáz- és kőolajlelőhelyek tekintetében. A kollektív munkával, ipari és tudományos szakemberek összefogásával készült hatalmas munka a rétegtan, a geokémia, közzettan, őslénytan, általános földtan és tektonika területén foglalja össze az Északi Rajna vidék és Westfália vizsgálatából adódott új eredményeket. A terület jó bányászati feltártsága és fúrásokkal történt megkutatottsága lehetővé is teszi, az eddigi eredmények széles körű szintézisének korszerű összefoglalását.

Az első rész 6 főfejezetre tagolódik. I. Az óvarisztikus mozgások a devon-karbon fordulóján, II. A kum rétegtani tagolása, III. A kum fáciesviszonyai, IV. A középsővariszki mozgások a dinanti-namuri határán, V. Az idősebb namuri rétegtani tagolása, VI. Visszapillantás.

E fejezeteken belül P. Kronberg, A. Pilger, A. Scherp és W. Ziegler a Rajnai Palahegység ÉK-i részének óvarisztid mozgásaival, K. D. Meischner az E-i Kellerwald óvarisztid gyűrődéseivel foglalkozik (I).

A. Rabien a Rajnai Palahegység devon-karbon határon jelentkező Ostra-codát, E. Vöhringer az alsókarbon gattendorfiás szint Goniatiteseit, A. V o g e s az alsókarbon Conodontákat tárgyalja. O. H. Walliser a Lahn- és Dillmedence az irodalomban oly sokszor összehasonlításul emlegetett diabázvulkanizmusát és annak korát elemzi, J. K u l i c k pedig az ÉK-i Rajnai Palahegység kum üledékeinek rétegtani és ősföldrajzi viszonyaira derített fényt (II).

J. K u l i c k és R. T e i c h m ü l l e r az Edersee környéki kum réteggösszetben észlelt növények vonzolóadásából adódott karcolási jelenségeket ill. annak mai analógiá-ját írják le (III). Az alsónamuri emelet rétegtani tagolásával M. H o r n, K. P a t t e-

isky és L. Schönwälder, J. Bouckaert és G. Herbst foglalkozik (IV. V). E. Paproth végül összefoglalja a kúlm és a namuri emelet telepentes fáciesének problémáit a vizsgálatok jelenlegi állását és a lezáratlan kérdéseket.

A második részt a kollektiva tagjai Erich Stach-nak ajánlották 65. születésnapja alkalmából. A kötet a kőszentelepes karbon képződményekkel foglalkozik. A fáciesek és hegységképződés alakulása a szubvarisztikus peremi süllyedék területén a felsőkarbonban kiemelkedést eredményezett, szárazföldi képződmények túlsúlyával. A több mint háromszázszor ismétlődő üledékciklusokban a nyugalmi szakaszok idején rakódtak le a kőszentelepek. A 3. kötet második része ennek az összletnek főleg közzetani, geokémiai és őslényntani irányú vizsgálati eredményeit tartalmazza. A vizsgálatok célja további tengeri és szárazföldi vezetősíntek felismerése és ezek kapcsán a felsőkarbon kronológia finomítása. 423—866 oldal terjedelmű, 74 táblát, 103 ábrát, 52 táblázatot és 13 képmellékletet tartalmaz.

Az első fejezet a tengeri és nem tengeri üledékek megkülönböztetésére irányuló geokémiai kutatásokat foglalja magába. W. Ernst a bór-tartalom, E. T. Degens és M. Bajor az aminosavak, G. Tontsch a radioaktivitás ilyen irányú szerepét és értékelhetőségét taglalja, H. Wegehaupt pedig a felsőwesztfali emelet közzetánál és geokémiai jellemzésével foglalkozik. Ez a fejezet általános ismeretanyagban és módszerben is sok újat nyújt.

A második fejezetet meghatározott szárazföldi vezetőrétegek vizsgálati eredményeinek szentelték. G. Roeschmann a karbon gyökérszónák általános és talajntai viszonyaival, K. Burger, F. J. Eckhardt, G. Stadler, J. Hartlieb, G. Herbst, K. Koerner, F. M. Kimpe a különböző területek rétegazonosítás szempontjából nagyon jelentős kaolinjaival (Kaolin-Kohlentonstein) foglalkoztak. Egy-egy szerző neve több cikkben is szerepel. G. Stadler és H. Werner a kaolinban talált foszfátvásványt ír le, F. J. Eckhardt és H. R. Gaertner valamint G. Stadler e kaolinkőzettelepülések genetikáját tisztázták, megállapítva azok tufaeredetét.

A harmadik fejezet a ruhrvidéki karbon rétegek diagenézisével kapcsolatos jelenségeket tárgyalja. Itt a mélységgel kapcsolatos kőzetváltozások mellett tág teret szentelnek a nálunk is régebben megindult vizsgálati irányzatnak, a kőszén és mellékközetek egymásra gyakorolt kölcsönhatásának. H. Dahm, G. Schöne-Warnecké cikke a nyomási szerkezetek, H. Esché a homokkővek és agyagpalák üledékföldtanát és diagenézisét, H. Karrenberg és K. Meincke a homokkővek olajipari szempontból is fontos porozitását és térfogatsúly változásait tárgyalja. W. Babinecz, K. Patteisky M. és R. Teichmüller, P. Neumann-Mahlkau a szénülési állapottal és folyamatokkal, G. Huck és J. Karwell a mesterséges szénítési eljárások problémáival foglalkozik. Végül R. Teichmüller összefoglalja a ruhrvidéki karbon kőzetek diagenézisének jelenségeit és okait.

Az utolsó fejezet a karbon paleontológiája. A makroflóra és spóra vizsgálatok alapján kialakult a karbon devon és perm felé való biztos elhatárolhatósága és a finomabb szintezés terén is új eredmények születtek. W. Remy és V. Havlena, K. H. Josten H. Grebe cikkei vonatkoznak ide. E. Paproth faunavizsgálatai odavezettek, hogy az Angliában felállított karbon-kronológia nem tengeri kagylók segítségével a Rajna-wesztfáliai karbonra is alkalmazható és azzal összhangba hozható. A továbbiakban találkozunk a területen eddig elhanyagolt állatsoportok feldolgozásával is. M. Schwa rzbach Trilobitákat és Merostomatákat, Wo. Schmidt a rovarokat dolgozta fel. A fejezetet Wo. Schmidt a Rajna-wesztfáliai karbon őslénytanára vonatkozó összefoglaló értékelése zárja.

A szép kivitelű, gazdagon illusztrált és egységes szemléletet tükröző szimpozium hazai kutatóink számára is gondolatébresztő és termékenyítő hatású lehet.

Véghné

Der tiefere Untergrund der Niederrheinischen Bucht. Ein Symposium. (Az alsórajnai-öböl aljzata. Szimpozium). Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen. Bd. 6, 462 oldal, 59 táblával, 53 ábrával, 2 térképmelléklettel és 14 táblázattal. Krefeld, 1962.

A Julius Hessemann 60. születésnapjára ajánlott kötet folytatása annak a sorozatnak amely a területen a közelmúltban végzett részletes földntai kutatásokat és komplex vizsgálati eredményeket foglalta össze. Az 1. és 2. kötet az alsórajnai barnakőszénformációkat, a 3. kötet a szubvarisztikus peremi süllyedék karbon képződményeit,

a 4. kötet a középső- és alsórajnai terület pliocén és pleisztocén képződményeit, az 5. kötet a Rajnai geoszinklinális Pterospidák alapján tagolható alsódevon rétegtanát tárgyalja.

Mint az előző munkák, úgy a 6. kötet is kollektív széles körű munka eredménye, amelyben az ipar szakembereitől kezdve a különböző földtani intézetek és egyetemek specialistáiból sok szakember vett részt.

Ez a kötet a harmadidőszaki, jura, perm (zechstein), karbon és devon képződmények kérdéseivel foglalkozik, összefoglalva az ipari szempontok szerint, különösen pedig kőolajkutatási céllal lemélyített fúrások földtani- és anyagvizsgálati eredményeiket. A menetközben összehangolt, sokszor nyilvánosan is megvitatott anyag példaszzerűen azonos szemléletű, és egyöntetű. Bizonyítja, hogy széles körű kollektíva is képes együttműködni, és az eredményeket arányosan kialakítani. Az új rétegtani megállapítások és a ragyogóan illusztrált, alapos faunafeldolgozások termékenyítő hatása remélhetőleg a magyar földtani munkákban is érvényesülni fog, mert nálunk is élő, vitatott, le nem zárt kérdéseket érintenek.

A kötet négy nagy fejezetre tagolódik: I. Tercier, II. Liász és dogger, III. Zechstein, IV. Preperm alépitmény. Valamennyi fejezetben belül szerepelnek közzetani-földtani leíró közlemények, amelyek elsősorban a terület regionális földtani megismerése tekintetében jelentenek új adatokat, őslénytani dolgozatok, amelyek a hazai fauna és flóra feldolgozásában is hasznos segédeszközök lehetnek.

I. Tercier: I. H. J. Anderson: Paläontologische Bemerkungen zur Stratigraphie des Oligo-Miocän in der Niederrheinischen Bucht (Őslénytani megjegyzések az Alsórajnai-öböl oligo-miocénjének rétegtanához) c. dolgozatában az alsó- és felsőoligocén puhatestű fauna alapján határolja el, s ezzel a határmegegyezéssel az Asterigerinás szint felsőoligocénnek bizonyul. A barnaköszénteles csoport alsó része még felsőoligocén-alsómiocén, a felső telepek pedig az alsómiocén felső részén keletkeztek. Korbeosztásban megtartja a katti és akvitáni emelet neveket is. Főleg az oligocénnel foglalkozva annak finomabb tagolására hatalmas faunaanyagot sorakoztat fel.

2. J. Inda us: Foraminiferen-Faunen aus dem Miozän des Niederrheingebietes (Foraminifera-faunák az Alsórajna vidéki miocénből). 164 fajt ír le és csoporttáblázatot, makrofaunával is igazolt burdigalai és helvétai sorozatokból. Eredményei szerint a két emelet Foraminifera-együttese is jellegzetesen elválik egymástól. A fauna statisztikus kiértékelése és a gyönyörű táblák jó hasznára lesznek hazai kutatóinknak is.

3. E. Diesel — J. Grosssteinbeck: Über den Aufbau der Kölner Scholle auf Grund neuer Bohrungen (A Kölni rög felépítése új fúrások alapján) metodikailag lehet érdekes.

4. H. Pietzner, Marlies — R. Teichmüller: Ein Kaolin-Kohlen-ton „stein“ im Rheinischen Braunkohlen-revier (Kaolin-agyag „kő“ a rajnai barna kőszénterületről) c. cikke agyagásvány kutatóink figyelmét hívhatjuk föl.

II. Lias és dogger: I. K. Hoffmann: Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht (Liász és dogger az Alsórajnai-öböl aljzatában). A nálunk is fennálló liász-dogger elhatárolási kérdéshez nyújt néhány érdekes adatot. Így megállapítja, hogy a felsőaleini murchisonae-zóna transzgresszív módon települ a felsőtoarci képződményeken. A részletes faunalisták megkönnyítik az egyes fajok rétegtani értékelését és az egyes szintek egybevetését nagyobb területre vonatkozóan is.

2. F. Gramann: Skulptierte Ostracoden aus dem niederrheinischen Lias (Díszített Ostracodák az alsórajnai liászból) c. munka most indult mezozoos Ostracoda kutatásainkhoz ad segítséget.

3. R. Thienhaus: Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzführung des Lias-Muldengrabens von Bislich am Niederrhein (Az alsórajnai bislichi liász-árokmedence rétegtana, tektonikája és ércesedése).

4. W. Knauff: Zur Mikrofauna im Mittel-Lias niederrheinischer Bohrungen (Alsórajnai fúrások liász mikrofaunájához).

5. W. Knauff — E. Schröder: Über die Verbreitung des Lias am nördlichen Eifelrande südlich Düren (A liász elterjedéséről az északi Eifel-peremén Dürentől D-re).

III. Zechstein: I. E. Malzahn — A. Rabitz: Ein Aufschluss in Zechstein-Randfazies im Hünxer Graben bei Bokrop und seine Fauna (Feltárás zechsteini peremi kifejlődésben a Hünxer-árokban Bokrop mellett és annak faunája).

2. M. F. Glaessner — E. Malzahn: Neue Crustaceen aus dem niederrheinischen Zechstein (Új rákok az alsórajnai zechsteinből).

3. H. Scherp: Foraminiferen aus dem Unteren und Mittleren Zechstein Nordwestdeutschlands (Foraminiférák ÉNy-Németország alsó és középső zechsteinjéből).

4. H. J. Schweitzer: Die Makroflora des niederrheinischen Zechsteins (Az alsórajnai zechstein makroflórája). A levél-, termés-, spóra-, pollen- és famaradványok együttes leírása és elemzése régen esedékes felsőpermi flóránk feldolgozása szempontjából fontos, szépen illusztrált, jól kiértékelt és gazdag irodalomjegyzékkel ellátott alapként használatos.

5. E. Malzahn: Fossilführende Gerölle des Zechsteinkonglomerates im Schacht Rossenray-I (Ósmaradványokat tartalmazó kavicsok a Rossenray-I akna zechsteini konglomerátumából). A Brachiopodákat, korallokat, Ostrakodákat tartalmazó kavicsok vízét, tonnét, középső- és felsődevon képződményekből származnak és származási helyük is biztosan kimutatható.

6. G. Lüttig: Gerölmorphome triedes Zechsteinkonglomerats im Schacht Rossenray-I (A Rossenray-I akna zechsteinkonglomerátumának morfológiája). A koptatottsági vizsgálatokból kiderül, hogy a kavicsokat torrens vízfolyások szállították a hegységekből az előtérbe, ahol a szélműködés és a kémiai oldóhatások is tovább alakították, míg végül a lerakódás során a tenger hullámverésének hatása alá kerültek.

7. W. Ziegler: Die Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerates von Rossenray [südwestlich Rheinberg (Niederrhein).] [(Rossenray (Rheinberg az Alsórajna mellett) zechsteini konglomerátum kavicsainak Conodontái).

IV. A prepermi alépitmény. I. W. Elberskirch—J. Wolburg: Zur Tektonik des Karbons am linken Niederrhein im Profil der Bohrungen Wachtendonk I — Emmerich-I. (A karbon tektonikája a Wachtendonk I — Emmerich-I fúrások szelvényében az Alsórajna bal oldalán).

2. P. Hoyer: Das Verklängen der variscischen Faltung am unteren Niederrhein (A varisztikus gyűrődés elhalása az Alsórajna alsó szakaszán).

Szűkre szabott ismertetésünk megközelítő képet sem adhat a kötet értékéről és csak a figyelem felhívásának célját szolgálhatja.

Véghné

Feugueur, L.: Mise au point d'un procédé simple, permettant de conserver des structures sableuses, en laboratoire. (Egyszerű módszer, mely lehetővé teszi a homokos struktúra megőrzését a laboratórium részére.) Bulletin du B. R. G. M. 1962. N° 1. pp. 25—27.

A cikk röviden fényképekkel illusztrálva ismerteti, hogyan lehet homokos és kavicsos üledékekből egy nagyobb darab, pl. 50 × 50 cm nagyságú mintát venni anélkül, hogy az a mintavétel közben szétporladna.

Deák M.

Kedves Miklós: Études palynologiques de quelques échantillons du bassin de Tatabánya. (A tatabányai medence néhány mintájának palynológiai vizsgálata.) Pollen et Spores. 1962. Vol. IV. No. 1. pp. 155—168.

Szerző dorogi, dudari és halimbai alsóeocén spóra-pollen tanulmányait tovább folytatva három mintát vizsgált a tatabányai VI. és XV. aknából. A flóráképből megállapítja, hogy az I. és II. minta flórája az *Ericaceae* és *Fagaceae* pollenek nagy mennyiségével és a *Palmae* pollenek hiányával eltér a dorogi medence és a tatabányai III/1—9 minták flórájától. A *Fagaceae* pollenek nagy mennyiségben mutatkoznak Tatabányán, Halimbán és Dudaron is. Szerző megállapítja, hogy a tatabányai eocén flóra nem volt egységes, valószínűleg botanikai és ökológiai közvetítője volt két nagy eocén flóratípusnak Magyarországon.

Deák M.

Kiss János: Az ércbányászat földtani feladatai. (Ércföldtani gyakorlat II.). Egyetemi jegyzet-kézirat. Tankönyvkiadó 1963.

Felszabadulás utáni felsőoktatásunknak s egyetemi szakképzésünk fejlesztésének egyik jelentős ténye a szakkönyvek és tankönyvek kiadását megelőző oktatási anyagra vonatkozó jegyzetkiadás.

Geológusképzésünk vonatkozásában főbb tantárgyainkból tankönyveink és kézikönyveink közkézen forognak. A közzétan közeljövőben nyomdába kerül. Végzett geológusaink és ebben a munkakörben működő minden rendű szakértésaink, az érdeklődők figyel-

mét fölhívjuk azonban a tárgykörünkben megjelent egyetemi jegyzeteinkre is, amelyek ismereteik bővítésére, esetleg tanulmányi idejükben még hiányzott tárgykörökre vonatkozó ismerethiányaik pótlására részükre is hozzáférhetővé válnak.

Ezek közül ezúttal különösen fölhívjuk a figyelmet Dr. Kiss János most megjelent jegyzetkéziratára, ami a maga nemében, korszerű kidolgozásában hézagpótló, kiállításában is világos és szemléltető. A gyakorló geológus legfontosabb földtani tévkönyvében, megbízható, példákkal alátámasztott alapvetés. Továbbképzésre serkentés céljából a legközelebbi kiadásban szükséges az idevonatkozó összefoglaló irodalom összeállítása külföldi szakkönyvekből, azok beszerzési lehetőségének megjelölésével.

V. E.

K r u t z s c h, Wilfrid: Atlas der Mittel- und jungtertiären dispersen Sporen- und Pollen- sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. — (A közép- és fiatal-harmadidőszak diszperz spóra és pollenjeinek és északi Közép-Európa mikroplankton alakjainak atlasza). Lief. I. V. E. B. Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1962. pp. 1—108, 46 tábla

A berlini Zentrales Geologisches Institut paleobotanikai csoportja illusztris vezetőjének tollából 16 kötetre tervezett kiadványsorozat első részeként jelent meg e mű. Az egész sorozat bevezetőjében („A” fejezet) a szerző lehetőleg teljességre törekedve egy meghatározott regionális területre vonatkozóan a terciér, különösen közép- és felső-harmadkori mikróflóra modern ábrázolására törekszik. Kifejti, hogy a rendelkezésére álló több millió egyes példányt kitévő anyagmennyiség még jórészt nincs tudományosan feldolgozva. Az ezekkel az anyagokkal dolgozók régi feldolgozásokra támaszkodnak. Rámutat a kiértékelési nehézségekre. Véleménye szerint sem a quarter mennyiségi statisztikai, sem az alsótercier vezérkövetés módszere nem válik be. Felhívja a figyelmet az ún. „ritkább” formákra, amelyeket ha figyelemmel kísérünk, alkalmasak lehetnek bizonyos zónák felállítására. Az „Atlasz” elsősorban a rétegtani, de a továbbiakban botanikai — florisztikai, illetőleg növényföldrajzi célkitűzéseket is szem előtt kíván tartani. Az előreláthatólag 16 kötetből évenként 1—3 kötet megjelenését tervezi. Ezek közül 15 a rendszertani rész, amely magába foglalja a planktonszervezeteket is. A műben közreműködnek német kutatókon kívül lengyel, cseh, dán és magyar munkatársak, főleg azok a területeken, ahol a német rétegsorok nem hiánytalanok.

A második „B” fejezet az első kötet technikai módszereit adja (feltárás, fényképezés, szakkifejezések használatát, értelmezését, valamint a Botanikai Nevezéktani Szabályok alkalmazását).

A harmadik, rendszertani fejezet (p. 7—108) rövid általános rész után, — a fosszilis spórákat 15 formagenuszra osztja. A felosztás jórészt a szerző geiseltali munkája alapján történt, kiegészítve néhány új genusszal. A genuszok rövid jellemzése, az új genuszok diagnózisa után táblázatban foglalja össze azt a 70 formát, amelyeket ez a munka feldolgoz. A kevés magyarázórajzot is tartalmazó 46 tábla nagyon jó felvételeket közöl a spórákról 1000×, 2000× és a részleteket 3000× nagyításban. Jól használhatók a képek azért is, mert egymás mellett van szöveg és képanyag. Kifogásolható, hogy a szerző más szerzők által közölt érvényes formákat figyelmen kívül hagy. A neveknél gyakran ?-et alkalmaz, ami a Botanikai Code értelmében érvénytelen (11 esetben), s még ezen kívül cf.-el jelöl néhány formát.

A diagnózisoknál a d jel alkalmazása szintén felesleges. Helykimélés nem lehet a célja, mert néhol $\frac{3}{4}$ oldalak maradnak üresen. R. P o t o n i é alkalmazott a harmincas évek elején ilyen szimbólumokat, amelyek nem kerültek használatba.

A munka hasznos és hézagpótló kezdeményezés, már említett jó képanyaga, valamint rövid, világos diagnózisai nagyon jól felhasználhatónak ígérkeznek. Örömmel várjuk a további kötetek megjelenését is.

N a g y I, á s z l ó n é

P a n i n, N. — A v r a m, E.: Noi urme de vertebrate in miocenul subcarpaților românești (Gerincesek újabb lábnyomai Románia szubkárpati övének miocénjéből) Studii și cercetări de Geologie VII. 3—4. 1962.

Egy évvel korábbi előzetes közlemény után ez a tanulmány a leletek tüzetes vizsgálatát adja. A lelőhely — a Vrancea völgykatlan — a Putna folyó mellett, e folyó és a Zabala összefolyásánál, kb. Kóvászna magasságában a Keleti Kárpátok külső oldalán

van. A lábnymokok a vindobonai (helvétii) emelet alján vörös és szürke színű rétegek határára találhatók.

A lábnymokok a fényképek szerint meglehetősen sűrűn és szép megtartásban mutatkoznak. Számunkra különösen érdeklődést keltők a közismert ipolytarnóci lábnymokok homokkőréteghez (burdigalai — alsóhelvétii határ) korabelileg is, területileg is közelálló leletek. A szerzők a Vialov által javasolt rendszerezést követik, illetve fejlesztik tovább. A megfelelő rendszertani egységek mértékig azonosítható nyomokat a latin, illetve görög nevezéktani szóhasználat szerint az ősmaradvány nevének, és a hátrahagyott nyomra, illetve a nyom jellegére utaló szónak az összetételével jelölik (Vivichnia, Vertebrichnia, Avipedia, Mammalipedia: Carnivoripediae, Perissodactylipediae stb.). Ilyen módon az őslélektani rendszerezéssel párhuzamos, ahhoz idomított binominális nomenklatúrát alkalmaznak, a palaeoichnologia önálló tudományág céljaira. Az azonosításhoz meggyőző ábrákban mutatják be az egyes alakok mai rokonainak megfelelő nyomait is. Az ismertetett alakok az Avipedia Vialov 1961 ordból a gémitélék 3 nyomfaja (n. fam., n. gen., n. sp.), egy daruféle, egy léle (*Charadrius*) és egy kacsa faj. A Mammalipedia Vialov 1961 rendből a Mastodontoida, avagy a Deinotherioidea alrendhez tartozó egy nyom, a ragadozók közül egy *Canis*, egy *Felis* (hiúzféle) nyom, a párosujjú patások sorából két nyom-faj leírását tartalmazza a dolgozat.

Az ipolytarnóci lábnymokokra vonatkozó hasonló meghatározások eredményét (Tasnádi Kubacska A.)* figyelembe véve az összehasonlítás több azonos nyom jelenlétét valószínűsíti a két lelőhelyen.

Kaszap A.

Plotnyikov, I. I. — Milovidov, E. D.: Az észak-uráli bauxitelfordulások genesiséről. (Izvesztija Ak. Nauk SZSZSZR, szer. geol., 1962 N°5. Oroszul).

A fekü karsztosodott alsódevon mészkő. A diaszporos és böhmites-diaszporos összetételű bauxit a karsztos mélyedéseket tölti ki. A böhmites, valamint a szürke (pirites) bauxit gyakran zsákosan „bemélyed” a jóminőségű diaszporos bauxittestbe. E települési jellegzetességet a szerzők ún. „szuffúziós” („alálásásos”) folyamattal értelmezik. Ennek lényege: a felszínről lezivárgó víz sebessége (és energiája) a karsztos üregekhez érve hirtelen megnö; így a fedőrétegekből törmelékanyagot ránt magával. Azok anyagának egy részét apránként behordja a repedésekbe, barlangjáratokba. Az így alulról felfelé növekvő üreg végül teljesen áttöri a fedőrétegeket. Később újabb külső törmelék eltömlheti.

Míndez a szerzők szerint a bauxitképződéssel egyidejűleg történ. (Az üregkitöltő szállított és allított üledékekben spórákat is találtak).

A bauxit alapanyagát felsőszilur vulkáni kőzetek mállásából származtatják. Összefüggést látnak a bauxitosodás és a fekü karsztosodásának mértéke között. Az alapanyagot időszakos vízfolyások szállították. A durva törmelék lerakódott a karszt peremén, a finomszemcsés anyag pedig tovább szállított a karsztterületen és kitöltötte annak mélyedéseit. A karszt süllyedésben volt. A diaszporos bauxit még nyílt karszt, a böhmites és szürke bauxit már részben fedett karsztban képződött, a már vázolt szuffúzió útján. A deszifikáció egyre kisebb mértékűvé vált.

A tengeri ősmaradványokat tartalmazó tarka, rossz minőségű, réteges bauxit a jó minőségű bauxit tengerbe áthalmazódott lepusztulási terméke.

A dolgozat a hazai bauxitképződési elméletekkel mutatott bizonyos hasonlóságai és a „szuffúziós” értelmezés miatt érdekes.

ifj. Dudich

Studi e indagini per ricerche di idrocarburi (Szénhidrogénkutatások és tanulmányok). Repubblica Italiana, Regione Siciliana, Assessorato Industria e Commercio, Palermo 1961.

Az olasz köztársaság szicíliai önkormányzati testülete ipari és kereskedelmi hivatala tartalmas és tetszetős kivitelű összeállításban adta közre a Szicíliaiban 1961-ig végzett szénhidrogénkutatások leírását, fúrási és térképanyaga dokumentációját.

A földtani kutatások és az alsó kutatófúráások rövid ismertetése után a tanulmány közli a szicíliai önkormányzat 1946-ban történt megvalósítása után tett hathatós intézkedéseket a földtani és geofizikai kutatások nagy mértékű alkalmazására. A kuta-

* Lásd: Vadász E.: Magyarország földtana 290. o.

tásokat az első időben saját keretükben és költségükön végezték, majd az első kutatási eredményekkel felkeltve a magántőke érdeklődését, magánvállalatoknak adták ki.

A geofizikai kutatómódszerek közül, az északafrikai, marokkói sikeres példának okulva, a felderítőmunkára a tellurikus áramok, graviméteres, mágneses és reflexiós szeizmikus eljárásokat alkalmazták olasz, francia és nyugatnémet geofizikai vállalatokkal. Ezek teljesítményét részletesen ismertetik.

A geológia című fejezet a bevezetésben részletesen tárgyalja a sziget 1951-ben megkezdett új, 25.000-es földtani térképezésének történetét és közli az eddig megjelent térképlapokat. Bár az egyes fejezetek szerzői megemlítenek nincsenek, e fejezet megírásának módja és a benne közölt földtani nézetek egyértelműen Enzo B e n e o, az Olasz Geológiai Szolgálat igazgatójának mesteri tollát dicsérik. Nem sztratigráfiai—tektonikai, hanem a kutatás alkalmazott földtanának megírása volt a cél.

A szerző óva int a nem megfelelő mikropaleontológiai analízisek eredményeinek figyelembevételétől, melyek tévutakra vezethetik a földtani kutatást, különösen a flisformációk esetében.

A mikropaleontológiai analízisek csak megfelelő rendszerességgel, nagy számú mintavétellel, nagyobb rétegösszletekből megfelelő módon begyűjtött minták alapján készíthetők.

A kutatás geológiai alapfeladatát egy panorámiás földtani és szerkezeti elképzelésnek, mint munkahipotézisnek a megalkotása képezte. A geofizikai kutatást már ennek alapján kellett megtervezni és lefolytatni, a geofizikai kutatás eredményeit pedig néhány észszerű helyen lemélyített alapfúrás kőzet-retegtani adataival kiegészíteni.

Részletesen közli a tanulmány a metamorf, mezozoos, kainozoos és az eruptív formációkat, azok kőzetleírásait, előfordulási helyeit és vastagsági adatait. A neogén formációk fejezetében részletesen foglalkozik az olistostromokkal és a flissel, melyek a sziget felszínének 4/5-öd részét borítják.

A gyakorlati kutatás kiindulása az a földtani munkahipotézis, hogy a felsőbb „plasztikus” takaró alatt egy „merek” alapzat települ.

A geofizikai kutatás első célkitűzése e „merek” alapzat domborzatának gyors módszerekkel való felderítése. Az egyes területek részletes felvételei ezután következtek.

A „merek” alaphegység domborzatának felderítése a gravitációs eljárás alkalmazásán kívül elektromos mélyszondázással kombinált tellurikus árammérésekkel történt. Ezt a francia Compagnie Générale de Géophysique végezte el.

Igen érdekesek a szénhidrogének felszíni manifesztaációi és a szénhidrogénkutatás lehetősége című fejezetben közölt földtani fejtegetések, a geofizikai kutatás szempontjából.

A tellurikus, graviméteres, mágneses mérések mellett Tunisz és Catania között légimágneses felderítést végeztek. Ezek segítségével az alaphegység magaslatainak meghatározásával elvégezték a „merek” alaphegység regionális domborzati képenek felvételét. Ezután, a kutatás szempontjából érdekesnek ígérkező helyeken a szeizmikus kutatómódszerek alkalmazása következett.

A kutatás következő fázisa a kutatófúrások lemélyítése volt. A sziget területén 1948-tól 1960-ig lemélyített 262 fúrás földtani leírását közlik. Ezek nagyrésze 3000 m-nél mélyebb, de van közöttük több 4000 m-nél mélyebb és egy 5003 m mély fúrás is.

Az eddig végzett kutatás megállapította, hogy egy ÉK—DNy tengelyű, helyenként 5—6000 m mély, változó szélességű, mezozoos mészkőalapú mélyárok a felszín alatt kb 3 egyenlő részre osztja Szicíliát. Az árok tengelye az Etna és a déli tengerparton fekvő Licata között húzódik.

Az ároktól DK-re a raguzai fennsík olajmezője, DNy-i szárnyán pedig a gelai olajmező terül el.

Ny-on a Trapani—Castellamare—Marsala közötti, ÉNy-on pedig a Palermo környéki felszíni mezozoos kiemelkedési határolják.

E hatalmas árok flis és olistostrom üledékekkel van kitöltve. (Az újraszedimentálódott kőzetösszletek közül csak a réteges elrendezésűeket nevezi flisnek, a kaotikus szerkezetűeket olistostromoknak jelöli.)

Az eddigi szénhidrogénkutatások elsősorban e mélyárok DK-i szegélyzónájában, a mezozoos alaphegység kedvező helyzetű szerkezeteiben voltak sikeresek.

A 80 oldal terjedelmű, 18 térképmellékletet tartalmazó, kitérő és igen érdekes, „Case History” jellegű kiadványt a szicíliai kormányhatóságok azért küldték meg egyes szaköröknek, hogy az eddigi sikeres kutatások tapasztalatai újabb vállalkozásokra ösztönözzék a szénhidrogénkutatásokkal foglalkozó intézményeket.

Regiunea Toroiaga-Baia-Borsa studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic.
Editura Academiei Republicii Populare Române, București, 1962.

A román nyelvű monográfia két dolgozatot tartalmaz. A kárpáti harmadidőszaki vulkánosság általános vonatkozásai miatt az első dolgozat számunkra különösen érdekes.

1. Szőke A.: Studiul geologic și petrografic al regiunii Toroiaga-Baia-Borsa. (A Borsabánya-i Toroiaga környékének földtana és kőzettana) 128 old., 3 térképmelléklet, 44 ábra, 40 mikrofotográfia (kandidátusi értekezés).

A monográfikus összefoglalás a Máramarosi Havasok borsabányai Toroiaga szulfidos ércesedésének földtanát és kőzettanát tárgyalja. Az ércesedés ÉNy-DK-i irányban elnyúló szubvulkáni andezittömeghez kapcsolódik, mely a Gutin-tól K-re, a Kelemen havasoktól É-ra mintegy 40 km-re fekszik. A hatalmas 6–7 km hosszúságú, 1–2 km szélességű és közel 1000 m függőleges kiterjedésben feltárt andezittömeg szubvulkán jellegét véglegesen szerző igazolta, akinek több helyen sikerült a kristályospala fedőt, ill. annak roncsait megtalálnia. Az eredeti felszíntől mintegy 1 km mélységben megszilárduló biotitos amfibolandezit epizónás kristályospalába (szericitpala, porfiroid, kvarcit) nyomult. Közvetlen érintkezése csak ezzel a kőzettel figyelhető meg. A hazai vonatkozásban szokatlanul „száraz” kontakton a befogadó kőzet az amfibolandezit kristályosodásának irányát és ásványos összetételét nem befolyásolta, kizárólag „negatív transzverzporizáció”-ként a magma gőzeinek pneumatolitos és hidrotermális hatása érvényesült. A magmás tömeg szerkezetét, szövetét a kihűlési viszonyok határozták meg. A közel 1000 m magasságban feltárt magmás tömegben a kristályossági fok változásai pontosan nyomonkövethetők.

A tömeg legmélyebben feltárt közbülső részén kristályos-szemcsés szövetet, jól jellemezhető dioritot, kvarcdioritot találunk. A felsőbb és széli részek felé a kristályos-szemcsés szövet az ásványos összetétel változása nélkül fokozatosan porfiroos szövetbe megy át. Sőt a kristályospala fedő alatt közvetlenül üveges alapanyag is kimutatható volt. A magmás tömeg egységes szubvulkáni jellegét a vulkáni kürtök, lávafolyások, a piroklasztikum teljes hiánya, s a szövetirányítottsági vizsgálat is igazolta.

A magmás benyomuláshoz kapcsolódó pneumatolitos hatások az amfibolandezitben, ill. a kristályospala és andezit kontaktusán finom turmalinosodást eredményeztek. A biotitos amfibolandezit hosszirányú kiterjedésére általában merőleges 1–2 km csapású, 10–40 cm vastagságú hidrotermális szulfidos telérek az andezitben jól követhetők, de a kristályospalában fokozatosan elseprűződnék.

Külön érdeme a dolgozatnak a kőzetleírások korszerű, exakt jellege. Mind a vulkáni, mind a bezáró kőzetek jellemzésénél a kőzet pontos mikroszkópos leírás mellett integrációs asztalon kimért %-os ásványos összetétellel és kémiai elemzéssel jellemzett. Komoly figyelmet érdemel a kőzetek, s egyes főelegrészek endo- (propilitesedés, piritesedés, szericitesedés, kaolinosodás, kovásodás stb.) és exo-átalakulásainak részletes tárgyalása és táblázatos összefoglalása. A terület földtani térképe, szelvényei, de különösen a Toroiagaról készült szemléletes tömb-diagramok a jó térképező geológust dicsérik.

2. Steclaci, L.: Studiul mineralogic și geochimic al regiunii Toroiaga-Baia-Borsa. (Ásványtani és geokémiai tanulmányok a Borsabánya-i Toroiaga környékén). 90 old., 28 ábra, 52 mikrofotográfia (kandidátusi értekezés).

A dolgozat Toroiaga ércfeléinek gazdag ásványparagenezisét ismerteti részletesen, kiegészítve előző szerzők közléseit. Különös figyelmet érdemel a korszerű geokémiai feldolgozás, az uralkodó elemek (Pb, Zn, Cu, Fe, Au, Ag) mennyiségi változásainak a különböző szinteken való összehasonlító követése, az egyes elemekre kapott %-os elemzési értékeknek az elemzések számának függvényében való kiértékelése, s az egyes ásványokra kiterjedő részletes nyomelemvizsgálat.

*

A kárpáti harmadkori vulkánosság gazdag irodalma a Toroiaga-i ércesedésre vonatkozó dolgozatokkal komoly értékekkel gazdagodott.

Sz. Fux Vilma

Roveda, V.: Contributo allo studio di alcuni macroforaminiferi di Priabona. (Adatok néhány priabonai nagyforaminifera tanulmányozásához) — Rivista Ital. Paleont., LXVII. 1961. p. 153—224.

A korszerű életföldtani vizsgálatok során egyre több sztratotípus faunája kerül revízió alá. Egyik példája ennek a Roveda tollából megjelent cikk is, mely a priabonai klasszikus lelőhelynek egyelőre csak a Nummulitidae családba tartozó nagyforaminiferáit ismerteti, de hirt ad arról, hogy folyamatban van a kisforaminiferák és a Discocyclinidák feldolgozása is.

A dolgozat túlnyomó részét a priabonai és a közelében levő Boro-Grenella-i teljes felsőocénit kitöltő szelvények nagyforaminifera anyagának revíziója és alapos, korszerű feldolgozása tölti ki. Majd leszűrve a rétegtani következtetéseket megállapítja, hogy a rétegsorban elkülöníthető egy alsó szint *Nummulites fabianii*-vel és *N. garmierii*-vel, egy középső *N. chavannesi*-vel és *Discocyclina*-félék tömeges előfordulásával és egy felső, különböző nagyforaminiferákkal jellemzett szint. A réteggösszet — mely folyamatos sekélytengeri üledékképződés eredménye — tetején megjelenő *N. intermedius* megtelepedés szerző számára. Jelenlétét kétféleképpen igyekszik magyarázni: a *N. intermedius*-tartalmú réteg már az oligocénbe tartozik vagy pedig a *N. intermedius* helyileg már a felsőocénben megjelenik.

K e c s k e m é t i.

Schaub, H.: Über die Genusnamen der Nummulitidae: Nummulites, Assilina und Operculina. (Az Nummulites, Assilina és Operculina genusz-nevekről).

— Eclogae geol. Helv., 54, p. 566—569. 1961.

Cole, W. S. az utóbbi években publikált több dolgozatában a Nummulitesekre újra a *Camerina* nevet használta (1953, 1958, 1959), majd az Assilinák nevét változtatta *Planocamerinoides*-re (1958), végül 1960-ban a *Planocamerinoides* és *Operculina* genuszokat beleolvasztotta a *Camerinák* közé.

Szerző határozottan visszautasítja a Cole által indítványozott névváltoztatások alkalmazását, mivel nemcsak nomenklaturai bonyodalom forrását látja benne, hanem — miután a hagyományos nevekhez nagyon sok esetben rétegtani tartalom is járul, (nummuliteszes szint) — a rétegtanban is félreértésekre adhat alkalmat. De legfőképpen érv Cole javaslatának elvetésére az, hogy a névváltoztatás a Nemzetközi Zoológiai Nomenklaturai Szabályokkal ellentéves, mint ilyen helytelen és érvénytelen.

Befejezésül szerző — a minél szélesebb körben való propagálás és a további helytelen értelmezések elkerülése céljából — a *Nummulites*, *Assilina* és *Operculina* genuszok rövid diagnózisszerű jellemzését adja.

K e c s k e m é t i.

Sztrahov, N. M.: A külső geoszféra és az üledékes kőzetképződés fejlődési szakaszai a föld történetében. Izvestija Akademii Nauk SZSZSR., szer. geol., 1962/12, 3—22. oldal (oroszul)

J. Walther, R. A. Daly és G. Steidtmann vetette fel először azt a gondolatot, hogy az üledékes kőzetképződés fejlődött a földtörténet folyamán. Az 1930-as évektől kezdve sokan foglalkoztak a problémával (Sztrahov, Vinogradov, Ronov, Ratsinszkij, Zsemcsusznyikov, Kaleda, Pettijohn, Krynie).

A szerző az O. J. Smith-féle földszármaztatásból indul ki. Négy fő fejlődési szakaszt különböztet meg.

1. A kezdeti, azóikus szakasz. (Kb. félmilliárd év). A litoszféra egésze sohasem volt olvadt állapotban, bár helyileg és átmenetileg a radioaktív hőtermelés létrehozhatott magas hőmérsékletet. A föld köpenye fokozatosan gáztalanodott. A felszín felé vándorló könnyen illók közül a vízben oldódók (HCl, HF, H₃BO₃) a hidroszférában halmozódtak fel, a vízben kevésbé oldódók (CO₂, NH₃, CH₄, H₂) pedig az atmoszférát alkották. Geozinklinális és platformi kéregrészek még nem különültek el. A domborzat a mai holdfelszínhez hasonlíthatott. Vulkanogén-üledékes kőzetképződés folyt. Az óceán vize erősen savas volt (a HCl, HF, H₃BO₃ és a kovasav következtében); p_{H} -ja 1—2 lehetett. H₂S és szénhidrogének is voltak benne oldva. Sótartalma néhány ezrelék lehetett. Ez a közeg nem volt alkalmas az élet kialakulására, mert a fehérjék savas közegben hidrolizálnak. A légkör CO₂-ből, vízgőzből, NH₄Cl-ből (?) és közömbös gázokból állt. O₂-t csak nyomokban tartalmazott (fotodisszociáció révén). Redukáló jellegű volt.

A szigetek magmás kőzeteinek CO_2 -dús levegőn való mállása K-, Na-, Ca-, Mg-, Fe-, Mn-karbonátok, valamint Si- és Al-sók képződésére vezetett. A tengerben a fémek kloridként csapódtak ki. A tengerfenék kőzeteinek halmirlolízise során kloridok, fluoridok és borátok képződtek. Karbonátok nem válhattak ki, a CO_2 felszabadulva visszajutott a légkörbe. Keves volt a szulfát. A hidroszféra savas jellege egyre csökkent; a szakasz végén a savas kémhatást nagyrészt már gyenge savak, főleg H_2CO_3 , okozták.

A kevés szabad O_2 az ammónia egy részét N_2 -né és vizzé, a metán CO_2 -dá és vizzé, a H_2S -t pedig SO_3 -dá oxidálta. Egyre nőtt a légkörben a N_2 részaránya.

A tengeri vegyi üledékek között a kova és a bázisos fémkloridok, valamint a nehéz-fém-szulfidok voltak a legfontosabbak. Szulfát-, karbonát és valódi evaporit-képződés nem volt.

2. Az archeozóos szakasz. (Másfél-kétmilliárd év.) A fotoszintetizáló növények létrejöttével fejeződött be. E szakaszból migmatitos gnejsz és amfibolit kőzeteket ismerünk. A Sial megvastagodott, platformi és geoszinklinális kéregrészek alakultak ki, hegységképződés ment végbe. Megnőtt a terrigén, karbonátos mállástermékek mennyisége. A tengervíz kloridos-karbonátos oldattá vált. Létrejötték az első élőlények. Megjelent az arid és glaciális üledékképződési típus. Jelentős szerephez jutott a vegyi eredésű dolomit. Ezenkívül jaspilit, hidrocsillámos-montmorillonitos sávos agyag is képződött. A parttól távol vegyi Al_2O_3 kiválás folyt. Diagenézis még nem volt, az üledékképződés tehát „egy lépésben” ment végbe. A változó vegyértékű elemek redukált alakban szerepeltek.

3. A proterozóos szakasz. (Két és fél milliárd év.) Kialakult a Gondvána szárazulat, az északi félgömbön pedig több szárazföldi „mag”, köztük széles geoszinklinális sávokkal. A metamorfózis során sok CO_2 szabadult fel. Folytatódott a litogenezis differenciálódása. Eljegesedési nyomokat is ismerünk. Evaporitok még nem képződtek, de vöröstarka képződmények már igen. Egyre több a terrigén törmelékanyag.

A fotoszintézis révén egyre több szabad O_2 halmozódott fel a hidro- és atmoszférában. Az élővilág nagy fejlődésnek indult. A CO_2 részaránya csökkent, a metán és ammónia pedig csaknem teljesen eltűnt a légkörből, tehát a levegő összetétele minőségileg a maihoz hasonlóvá vált, csak több volt benne a CO_2 .

A hidroszféra redoxpotenciálja (Eh) oxidatívává vált. A p_{H} a szakasz végén elérte a semleges 7-es értéket. A S és H_2S szulfáttá oxidálódott. A kénsav CO_2 -t szabadított fel a karbonátokból szulfátképződés mellett. A közeg kloridos-karbonátos-szulfátos jellegűvé vált. Mindennek következtében sok elem (nehézfémek!) oldhatósága csökkent, végül már csak szerves vagy kovasavas kolloiddel védve vándoroltak, és jórészt már a partközéln kicsapódtak. A változó vegyértékű fémek magasabb vegyértékű alakban váltak ki, de a szervesanyag bomlása során keletkező H_2S részben újra redukálta őket. A szervesanyagban szegény nyílttengeri kifejlődésben „vöröstarka”, oxidált üledékek jöttek létre. Gyakori a ferro-ferrioxidos jaspilit. A partszegélyi övben megjelentek az oolitos vasérc. Az ércképződés a part felé, sőt a szárazföld belsejébe tolódott el. Új vonás a glaukonit és foszforit-képződés. Megjelentek és egyre fontosabbá váltak a biogén karbonátos kőzetek (az algák életműködése okozta p_{H} -változás folytán). Vegyi dolomitképződés jórészt már csak az arid övben folyt. A kova- és kintinvázak az élőlények aktív kiválasztó tevékenységére utalnak. Egyre nagyobb lett az élő anyag tömege is, ezzel kapcsolatban a kőzetek szervesanyag tartalma. Égőpala is képződött („sungit”). A szárazföldön kaolinos mállás folyt. Az üledékek már diagenézisen mentek át, tehát a kőzetképződés „két lépésben” történt.

4. A történeti szakasz (félmilliárd év).

A Gondvána után egységes kontinenssé vált Laurázia is. A mezozoikum elejétől kezdve azonban mindkettő feltagolódott, kialakult az Atlanti és az Indiai óceán. A juvenilis gázok szerepe csökkent, a metamorfózis során felszabaduló CO_2 -é és vízé nőtt. Fontosabbá vált az arid és glaciális üledékképződési típus.

A legfontosabb változások az élővilággal kapcsolatosak. A növény- és állatvilág meghódította a szárazföldet, a nyílt- és a mélytengert is. Vegyi összetétele, biogeokémiai aktivitása bonyolultabbá vált (SiO_2 , CaCO_3 , MgCO_3 , foszfátok, SrSO_4 , BaSO_4 , nehézfémek szerveskomplex-vegyületei). Kialakult a levegő mai összetétele. A hidroszféra p_{H} -ja és Eh-ja tovább nőtt. A változó vegyértékű fémek oxidált formában szerepeltek. Csökkent a tengerben oldott karbonát mennyisége, a tenger kloridos-szulfátos oldattá vált, összetartalma megnőtt mind a vulkáni kigőzölgések, mind a mállástermékek hatására. Jelentőssé vált az evaporitképződés (gipsz, kősó, fedősók). Ez lassította a sótartalom növekedését, sőt időnként átmeneti csökkenését is idézhette elő. A többszakaszos kiválás pedig a minőségi összetételt is megváltoztathatta. Tovább csökkent az Al, Fe, Mn, V, Cr oldhatósága; érceik a kontinenseken vagy a közvetlen partközélnben rakódtak le. A nyílt-

tengeri jaspilit-képződés megszűnt. A bomló, redukív szervesanyag mennyisége egyre nőtt (kőszén, égőpala, kőolaj).

A humid éghajlatú tengerészretekben a dolomitkiválás teljesen biogén folyamatá vált, de mindinkább aktív biogén kalcitkiválás váltotta fel. Analóg az SiO_2 sorsa is. A magasabb ρ_H kedvezett a foszforitképződésnek. Az arid égővben a dolomitképződés egyes MgCO_3 -ban és Na_2CO_3 -ban dús folyóvízzel táplált lagunkára, öblökre korlátozódott.

A glaciális és vulkanogén-üledékes kőzetképződés fejlődése a ma ismert adatokból nem rajzolható meg.

Befejezésül a szerző összefoglalja a legfontosabb folyamatokat, fejlődési tendenciákat. Szerinte a fejlődés három fő hatótényezője: maga az üledékképződés, az élővilág és a tektonizmus. Hangsúlyozza, hogy az előzőkben vázolt fejlődésmenet csak feltevés, amely bizonyításra és részletesebb kidolgozásra vár, különösen az első két szakaszra vonatkozólag.

S z t r a h o v érdekes elgondolását, vitatható pontjaival együtt, hazai szakembereink figyelmébe ajánljuk.

ifj. Dudich

Urbanecsek János: Szolnok megye vízföldtana és vízellátása. Szolnok Megyei Tanács V. B. kiadása. Szolnok, 1962. 213 oldal, 29 térkép, 15 ábra, 8 táblázat, 13 kép. Előszót Vitális Sándor, XI. fejezetet (Szolnok megye talajvíz viszonyai) Rónai András írta.

Az Országos Vízkutató Fúró Vállalat munkaegyüttese Urbanecsek János vezetésével a Szolnok Megyei Tanács V. B. kiadásában közreadta a Nagylőföldön vonatkozó közigazgatási egységének, Szolnok megye területének vízföldtanát. Az országos ártézi-kútkezelési munkálatok adataira támaszkodó összegző munka 11 fejezetre oszlik. Az első kettő Szolnok megye felszíni képződményeinek és fúrásokkal feltárt medencealjának, medenceüledékeinek földtani leírásával, a harmadik fejezet a megye vízföldtanával, a továbbiak pedig a feltárt rétegvizek kémiai tulajdonságaival, gázösszetételével, hőmérsékletével és annak vonatkozásaival a „geotermikus gradiens” irányában, a rétegvizek utánpótlódásával és áramlási irányával, a vízvezető rétegekben ható hidrosztatikai nyomással, a megye termális-, ásvány- és gyógyvizeivel, valamint az ártézi kútfúrás helyi történetével foglalkoznak. A XI. fejezetben a megye talajvíz viszonyairól Rónai András ad összeglást.

Mivel Urbanecsek János munkája Szolnok megye vízföldtanának tárgyalásán keresztül az Alföld egészét érintő kérdésekben is állást foglal, sőt keretadó állásfoglalásából vezeti le Szolnok megye területének földtani fejlődésmenetét, szükségesnek mutatkozik Vitális Sándor egészében méltató bevezetőjének pozitívumait pozitívabbá tenniünk azáltal, hogy felsorakoztatjuk melléjük a kontrasztadó ellentett vonásokat is főleg, ha azok cselekvő jellegűek. A retrográd irányzatok kiemelésének, leküzdésének jelentősége akkor nyer építő értelmet, ha Vitális Sándor előszavának záradékával egyetértésben azt reméljük, hogy a Szolnok Megyei Tanács Végrehajtó Bizottságának példamutató úgypártolását más megyei tanácsok is követni fogják, s megyei vízföldtani-vízellátási praktikum közreadásán túl szerzőknek, mint ez esetben is, lehetőségük nyílik földtani keretadó elképzeléseik közlésére is.

Megjegyzéseink első csoportja Urbanecsek János munkájának sajátos kettős arculatát emeli ki. Szerző az ártézi-kútkezelés területén a M. Áll. Földtani Intézet és a Vízügyi Igazgatóságok hivatalos irattáraitól kezdve, a megyei városi, járási, községi irattárrak, sőt magángyűjtemények anyagát is fíradhatatlan, akadályt nem ismerő szívből gyűjtötte össze. Ezzel a szívós gyűjtési kedvvel szemben, amely érvényt szerzett a hányódo fúrómesteri jelentések-jegyzőkönyvek felhasználásának, szerző a vonatkozó, regiszterekkel könnyen felmérhető, könyvtárakban hozzáférhető magyar földtani irodalom adatait, eredményeit, értékeléseit javarészt figyelmen kívül hagyta. Ez alól nem kivétel Telegdi Roth L. klasszikus adatszolgáltatása: „Adatok az Alföld altalajának ismeretéhez”, Láng S. „Tiszaparti szelvények Szolnok—Szeged között”, Miháltzné Faragó M. nagykorösi, Miháltz I. tiszalöki, Duna—Tisza-közi cikkei, pollenrétegtani szelvényei (M. Áll. Földt. Int. Adattárában), Szabó P., Dávid P., Molnár B. Duna—Tisza-közi üledékföldtani munkái, Moldvay L. löszképződési, berettyóvígyi—nyírségperemi munkái, Molnárné Dobos I. Nyírségi tanulmánya, Ferenczi I., hajdúböszörményi dolgozata, Szófogadó P. hajdúböszörményi vízföldtani tanulmánya, Pávai-Vajna F. alföldi cikkei, Szentes F. Aszód-környéki munkái, hogy ne is említsük a szerzőre leginkább ható Sümeghy Józsefet, akinek négy vonatkozó munkája maradt ki az irodalmi felsorolásból, beleértve a Kopek Gáborral együtt írott Tószeg-szekszárdi jelentést is. Átnevezve

az irodalomjegyzéket s a hiányzó tételeket úgy tűnik, mintha szerző némi kontraszelekciót alkalmazott volna.

Eltekintve attól, hogy e teljességre törekvő kiadvány esetén csak érintőleges hiányjegyzékkel mutattunk rá szerző irodalmi adat, eredmény, értékelés-kezelésének sajátos módjára, szóvá kell tennünk az irodalomjegyzék alaki hibáit is, mérsékelt figyelmű összeállítását. A művek szerzői névsorrendes idézésén belül, a több művel szereplő 17 szerző között mindössze 5 szerző munkái olvashatók időrendi összeállításban. Ez azonban a könyvvezéti hiányosságokkal együtt, melyek rejtve hagyják a Kiadót, a szerkesztő nevét, a kiadvány műszaki adatait (mért, terjedelem, példányszám), kereskedelmi jellemzőit, és megjelenési időpontját (egyetlen támasz, „post quem” alapon az „Előszó” keltezése) már a szerkesztés hibája.

A lehetőségek és az igények alapján, a Szolnok megyei vízföldtani-vízügyi praktikumnak induló kiadvány tág teret szentel a megye és a környező területek negyedkori fejlődéstörténetének, ugyanakkor azonban egyetlen felszíni megfigyelési adatot sem tartalmaz sem szerzőtől, sem másoktól. Ezt a hiányosságot a negyedkori víztároló rétegek kiadvány szerinti vízellátási jelentőségének hangsúlyozása nyomán pedig komolyan kell vennünk. E hiányosság csak egyféléképpen pótolható: külső földtani megfigyelésekkel, azok helyi és átfogó szelvényekbe összesítésével, térképi rögzítésével. Ezúttal szerző mechanisztikus megoldást választ: a térképi rögzítést a Sümeghy-féle 200 ezres földtani térképlapok, s a Stefanovits P. — Szücs L. szerkesztette 200 ezres genetikus talajtérkép bemutatása óta (MTA IV. Oszt. 1956. január 26-i felolvasó ülés; Földt. Közl. 86. köt. 2. füz. 187. o.) javarészt elvult, a Kreymbig-féle térképekre támaszkodó 200 ezres mezőgazdasági talajtérkép-átírás kicsinyítésével pótolja. Az már egészen más kérdés, hogy a közzölt térképek felszíni képződményei és a fúrási rétegorok legfelső rétegtagja esetenként megegyezik-e vagy sem, de az is, hogy a hálattalan biztonsággal kirajzolt szelvények szinkron felületei milyen anyagvizsgálati támasztéktól, milyen kronológiai dokumentumtól váltak szinkron felületekké. Hiszen csak most kezd kibontakozni előttünk, nehéz úttörésben, a palynológiai rétegtan negyedkori értékelési rendszerének megváltoztatása árán (Földtani Közlöny 93. köt. 1. füz.) az alföldi folyóvízi réteggoszletek rétegtani felbontásának lehetősége!

Reméljük nem gondolja komolyan szerző, hogy szemcseösszetételei görbékkel megtámogatott, makroszkópos gyakorlat szerinti rétegorokon való eligazodását, akár a karottázszelvények gyakorisága esetén is rétegtanilag megbízhatóan bontott szelvényeként kezelhetjük. Ne is gondoljunk most feltétlenül a négyes osztatú negyedkor szerző által keresztülvitt határozott hármasság tagolására; időzzünk el inkább a levantei-pleisztocén határkérdésnél.

„Karottázs-szelvényekből helyesen következtetett üledékfelhalmozódási ritmusok alapján” (46. o.) szerző meg tudja vonni a levantei-pleisztocén határt annak ellenére, hogy „mélyszerkezeti szempontból is éppen úgy, mint üledékfelhalmozódás tekintetében a levantei emelet és a pleisztocén egységes” (47. o.). Ennek „ellenére mi tette mégis szükségessé, hogy a levantei emelet üledékeit a pleisztocéntól különválasszuk és a pliocénhoz soroljuk? Csupán egyetlen ok, mégpedig az a mélyreható éghajlatváltozás, ami a pleisztocén kezdetével beköszöntött. A felső-pliocén szubtrópusi éghajlatát egyszerre szélsőségesen hideg, száraz időszak váltotta fel és ennek hatására keletkezett a pleisztocén jellegzetes képződménye, a lösz, amely jeges időszak sajátos korjelző üledéke” (47. o.).

Ha a szerkezeti mozgások iránya változatlan, s az üledékképződés jellegében sincs változás, talán a mélyreható éghajlatváltozás nyomai szolgálták alapul az elhatárolásban? Erre vonatkozóan Urbancsek J. művében nem találunk adatokat. Nem is találhatunk, hiszen az elhatárolás szükségességét nem a földtani anyagvizsgálat, hanem az irodalom sugallta. S ha mégis úgy tűnik idézett mondatából, hogy a löszképződés lehetősége a határvonó éghajlatváltozás következménye — határjelző löszréteg felismerésétől szelvényben még ott is tartózkodik, ahol az akire az éghajlatváltozás és a löszképződés vonatkozásában hivatkozott, Mihálytzi I. az alsó határt épp éghajlatjelző kifejlődéssel, lösszel vonta meg. Urbancsek J. szelvényeiben még csak egyetlen, felső löszréteg van. Mindezek után, s a vonalzó mentén futó izohipszáknál láttán az Alföld pleisztocén fektüizohipszás térképéhez nincs hozzászólnivalónk. Szerző felsőpleisztocén ösvízrajzi vázlatáról kialakult felfogásunk indoklását a Földtani Közlöny 93. köt. 1. füzet tartalmazza.

Szerkesztői hiba folytán „Szolnok megye vízföldtana és vízellátása” 85 üres oldalt tartalmaz. További 32 oldal válik feleslegessé, ha a kicsinyíthető ábrákat tükörméretre csökkentik. 117 felesleges oldal, vagyis egy Földtani Közlöny füzet kiadásához szükséges papírmennyiség használatodott el a szerkesztő hibájából e nagy lehetőségeket — bíráló szaksegítség híján — kihasználatlanul hagyó munka megjelenése alkalmával.

Kriván

Verdier, J. P.: Contribution à l'étude palynoplantologique de l'Albien et de l'Aptien en Aquitaine Occidentale. (Albai és apti palynoplanktológiai adatok nyugat Akvitánból.) Thèse de 3^e cycle. SN. P. A. Centre de Recherches — Pau, 1962 1—165 oldal, 16 fényképtábla és 16 táblázat

Verdier, J. P. az alsókrétát, pontosabban az apti és albai emeletek képződményeit tanulmányozta az Akvitáni-medence DNY-i részén mélyült olajkutató fúrások anyagán. A vizsgált nyolc fúrás mélysége 912—3251 méter között változik. Az apti és albai rétegek összesen 16215 folyóméter kőzetet szolgáltattak. Ebből szerző 554 mintát vizsgált meg és a kőzetanyag spóra, pollen, Hystrichospheridae, Peridinae, kitinvázu mikroforaminifera és Scolecodonta tartalmát dolgozta fel. A dolgozat geológiai és különösen palynológiai szempontból fontos a magyar földtani kutatás számára, mivel az első olyan terület, melynek spóra és pollenegyüttese majdnem azonos a magyarországi felső-apti műnierias agyagcsoportból ismertekkel.

A földtani rész összefoglalja a terület rétegtani beosztását, valamint az eddig előkerült fontosabb makro- és mikrofossziliákat.

Az apti emelet alsó része a saintesusani márga. Makrofaunája alapján a sorozat felső részének korát pontosan meg lehet határozni: *Hoplites dufenoyi* Orb., *Parahoplites deshayesi* L. e. y. m., *Douvilleceras martini* Orb., *Ostrea aquila* Orb., *Plicatula placunea* L. a. m., *Terebratula sella* Sow. Mikrofaunája számos kisforaminiferából, továbbá *Orbitolina conoidea-discoides* Gras, *O. lenticularis* L. a. m., *Choffatella dici-piens* Schlumb. áll.

Az apti emelet felső részébe rudistás mészkő tartozik. A makrofauna alapján a kifejlődés pontos kora nem határozható meg. Ebben a fáciesben elkönnyíthető az alsó szint *Toucasia seunesi* Douv.-vel és a felső szint, melyben *Toucasia seunesi* Douv. és *Radiolites cantabricus* Douv. van. A kifejlődés alsó része finomkavicsos mészkő, Miliolinákat, Orbitolinákat, algákat, Bryozoákat, Molluszkat, Echinodermatát tartalmaz. Felső részén a kriptokristályos mészkő faunája az előzővel azonos, korallokkal és Hydrozoákkal.

Az albai emeletet két fácies képviseli. Alul a vinporti mészkő, felül a spongiatús márga települ.

A vinporti mészkő makrofaunája alapján a kor pontos meghatározása nehézségekre ütközik. Fauna elemei a következők: *Lithophyllum amphivoaeformis* Rth pl., *Archaeolithothamnium rude* L. e. m., szivacsok, telepes és magános korallok, *Dorocidarites pyrenaica* Cott., *Salenia prestensis* Des., *Goniopygus arvensis* Cott., Bryozoák, *Terebratella crassica* Leym., *Magelania tamarindus* Sow., *Terebratula mutoni* Orb., *Terebratula sella* Sow., *Rynchonella lata* Orb., *Horiopleura lamberti* Munier-Chalmas, *Polyconites verneuli* Bayle, *Toucasia seunesi* Douv., *Radiolites cantabricus* Douv., *Pleurotomaria* sp., *Nerinea* sp. A kemény kristályos mészkőben Textuláriák, ritkán Miliolinák, Orbitolinák (*O. conoidea* Gras), *Coskinolinella daguini* Delmas et Deloffre, számos korall és rudista töredék található.

A spongiatús márga kora a benne talált Ammoniták alapján pontosan meghatározható. Makrofaunája a következő alakokból áll: *Desmoceras beudanti* Brong., *Desmoceras mayori* Orb., *Phylloceras velledae* Orb., *Latidorsella latidorsata* Michal., *Lytoceeras agassizi* Pict., *Echinocoelus castanea* Orb., *Cidaris* sp., *Terebratula sella* Sow., *Terebratula aff. tamarindus* Sow., *Belemnites semicanaliculatus* Blainv., *Belemnites minimus* List. A többé-kevésbé meszes, homokos, pirités márgában spongiatú töredékek, Textuláriák, Orbitolinák, Rotalidák vannak.

A felsőapti miliolinás-orbitolinás mészkő és az albai vinporti mészkő között a fúrásokban átmeneti tagként „alboapti” márgás mészkő sorozat van, melynek pontosabb korát szerző „palynoplanktológiai” módszerével sem tudta tisztázni.

A munka fő része a „Palynoplanktológiai tanulmányok” c. fejezet, mely a mintavételnek, a feltárási módszereknek, a preparátum készítésnek, a mikroszkópi vizsgálatnak és a kiértékelésnek leírását adja. Szerző hét spóra, pollen, ill. plankton csoportot állított fel, s ezek alapján végezte a fúrások azonosítását. A hét csoport két főcsoportra különül: szárazföldi eredetű fossziliákra (Triletes, Napites, Disaccites, Colpates) és tengeri eredetű fossziliákra (Hystrichospheridae, Dinoflagellae, kitinvázu mikroforaminifera). E csoportokból Jekhowsky módszerével a „relatív gyakoriság” görbét rajzolta meg. Az egyes fúrások görbéinek összehasonlításából kitűnt, hogy négy réteg-összetétel jól elhatárolható. Tehát a fúrások rétegzonosisításának kérdésében a módszer eredményesnek mutatkozott.

A rendszertani részben a spórák, pollenek, Hystrichospheridae, Dinoflagellae, Scolecodonta félék és kitinvázu mikroforaminiferák leírását találjuk. A spórák és pollenek közül az alábbi 22 forma azonos a Dunántúli Középhegység műnierias agyagcsoportjából

ismertekkel: *Granulatisporites* sp. (65), *Cicatricosisporites doregensis*, *Cicatricosisporites perforatus*, *Cicatricosisporites foraminatus*, *Gleicheniidites* cf. *nigra*, *Todisporites* cf. *major*, *Cardioangulina* cf. *reticulata*, *Plicatella* cf. *stylosa*, *Plicatella* sp. (22), *Cingulatisporites* (3), *Cingulatisporites* sp. (56), *Cingulatisporites caminus*, *Camazonosporites* cf. *rudis*, *Trilobozonosporites* cf. *crassiangulatus*, *Tsugaepollenites* cf. *segmentatus*, *Tsugaepollenites* cf. *dampieri*, *Tsugaepollenites* sp. (57), *Disaccites*, *Welwitschiapites* sp. (21, 39, 41), *Sporomorphe* (19), *Sporomorphe* (50), *Classopollis classoides*. Szerző a leírt fajok közül néhány *Cicatricosisporitest*, *Plicatellát* és *Tsugaepollenitest* tévesen határozott meg.

Külön fejezet foglalkozik a nyolc fúrás részletes leírásával, különös tekintettel palynológiai és planktológiai adatokra.

A dolgozatot a kiértékelő fejezetek egészítik ki. Ezekben a miliolinás-orbitolinás mézskőre, a korrelációra, az ősföldrajzra vonatkozó észrevételek és következtetések során Verdier hangsúlyozza a franciaországi klasszikus lelőhelyek palynoplanktológiai vizsgálatának föltétlen szükségességét rétegtani következtetések szempontjából.

D e á k M.

TÁRSULATI ÜGYEK

1963. téli ülészakon elhangzott előadások

Január 7. Előadótűlés a Mézőhegőológiai Szakcsoport és Szilikátipari Tudományos Egyesület közös rendezésében

Elnök: Papp Ferenc

Kertész Pál: A kőzetek alakváltozása

Vita: Horváth J., Erdély I., Jugovics L., Gáspár L., Holnapy D., Papp F., Goschy B., Jantsky B., Kertész P., Papp F.

Részvevők száma: 47

Január 9. Szabó József Emlékrembizottság ülése

Elnök: Bogsch László

A Bizottság határozati javaslatot dolgozott ki a Szabó József Emlékremnek az 1963 évi Tisztújító Közgyűlési odaitélésével, kiosztásával kapcsolatban

Részvevők száma: 5

Január 9. Az Őslénytani Szakcsoport alakulóülése

Elnök: Bogsch László

ifj. Dudich Endre: Posszilis bryozoák vizsgálati módszerei és hazai alkalmazási lehetőségeik

Vita: Báldi T., Nagy I.-né, Bogsch L.

Kecskeméti Tibor: A bakonyi Nummulites perforatus-csoport morfogenetikai életfejlődése

Vita: Kopec G., Kecskeméti T., Bogsch L.

Báldi Tamás: A törökbálinti „pektunkuluszos homok” kora és az oligocén-miocén határkérdés

Vita: Nyíró M. R., Siposs Z., Schréter Z., Knauer J., Földvári A., Nagy I.-né, Nyíró M. R., Földvári A., Bondor L., Bogsch L., Báldi T., Bogsch L.

Tóth Gábor: Foraminiferák röntgen-átvilágításos vizsgálata

Vita: Bogsch L., Nyíró M. R., Kecskeméti T., Tóth G., Földvári A., Tóth G., Bogsch L.

Bejelentések:

Végh Sándorné: Nori dachsteini mészkő a Bakonyhegységben

Vita: Bogsch L.

Oravecz János: Négykarú tengeri csillag a veszprémi karni márgából

Vita: Tasnádi Kubacska A., Kertai Gy., Bogsch L.

Részvevők száma: 58

Január 10. Földtani Közlöny Szerkesztőbizottsági ülése

Elnök: Vadász Elemér

Napirend: A Földtani Közlöny 93. köt. 1. füzetének összeállítás

Részvevők száma: 5

Január 23. Klubest

Klubesti beszámoló külföldi földtani rendezvényekről:

Hámió Géza: A Jugoszláv Geológusok Nemzeti Szövetségének V. Kongresszusa (1962. október 4-13)

Dank Viktor: A Kőolaj Szekció munkájáról a Jugoszláv Geológusok Nemzeti Szövetségének V. Kongresszusán

Kubovics Imre: Beszámoló az Óriás-hegységi Paleozoos Kongresszusról (1962. szeptember 3–17), a gyűjtött közetanyag bemutatásával
 Jámbor Áron: A Lengyel Földtani Társulat 35. Ülésszaka (1962. szeptember 16–19)

A klubestet levezette: Kertai György
 Résztvevők száma: 42

Január 28. Agyagásványtani Szakcsoport előadói ülése

Elnök: Nemezc Ernő

Boros Jánosné: Bentonitok termikus vizsgálata

Vita: Takáts T., Náray-Szabó I., Varju Gy., Szepesi K., Nemezc E., Sztrókey K., Juhász Z., Pantó Gy., Székyné Fux V., Nemezc E. Az előadás után kialakult élénk vitában felvetett kérdésekre előadó esetenként válaszolt.

Résztvevők száma: 26

Február 4. Szénhidzattani Munkabizottság előadói ülése

Elnök: Soós László

Iharosné Laczó Ilona: A déldorogi medence középsőeoécén barnakőszéntelepeinek szénhidzattani vizsgálata

Vita: Soós L., Szádeczky-Kardoss E., Krivánné Hutter E., Horváthné Deák M., Siposs Z., Takács P., Marczis J., Gidai L., Soós L., Paál Á-né, Soós L. Előadó vita közben válaszolt.

Szabó-Pelsőczy Márta: Gyöngyösi lignittel végzett kötőanyag nélküli brikettelési kísérleteknél alkalmazott kőzettani és mikroszkópi vizsgálatok eddigi eredményei

Vita: Soós L., Frank L., Serly G., Szabó-Pelsőczy M., Takács P., Gondos Gy., Marczis J., Siposs Z., Soós L.

Résztvevők száma: 24

Február 6. Vitaülés

Elnök: Kertai György

Vitavezető: Vitális Sándor

A Művelődésügyi Minisztérium 31017/1962. sz. rendelete alapján az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karának Geológus Szakbizottsága nyilvános vitára bocsátotta a geológus szakképzés célkitűzésének, tantervének és programjainak a Szakbizottság által elkészített javaslatait.

A vitában résztvettek: Földvári A., Vitális S., Jantsky B., Vitális S., Kiss J., Szádeczky-Kardoss E., Kiss J., Mauritz B., Székyné Fux V., Kertai Gy., Knauer J., Vitális S., Barátosi J., Sztrókey K., Szemerédy P., Egyed L., Szádeczky-Kardoss E., Vörös L., Vitális S., Székyné Fux V., Földvári A., Vadász E., Vitális S., Kertai Gy.

Résztvevők száma: 85

Február 11. Mérnökgeológiai Szakcsoport ankétja

Elnök: Kertai György

Vitavezető: Breinich Miklós

(„Geológia és mérnökgeológia a műszaki oktatásban” c. ankétot február 7-én előkészítő bizottsági ülés előzte meg Papp Ferenc elnökletével, 15 résztvevővel.)

Kertai György: Megnyitó

Zsilák György László: Mérnökgeológiai szemlélet kialakítása a mérnöki gyakorlatban

Juhász József: A mérnökgeológia feladatai és a geológusmérnök-képzés

Szilágyi Imre: A mérnökgeológia és a talajmechanika kapcsolata

Vita (mindhárom előadáshoz): A vita első részében Breinich Miklós bemutatta az írásban érkezett hozzászólásokat: Szabó János építésügyi miniszterhelyettes, Székyné

Fux V., Egry K., Pálfi I., Kovács L., Rados K., Matus E. nyilatkozatát. Személyesen vett részt a vitában: Payer I., Jantsky B., Gabos Gy., Breinich M., Takáts T., Mitók B., Ertl R., Almássy G., Galli L., Reményi P., Ubell K., Gyulay Z., Juhász J., Széchy K., Rónai A., Sallay J., Papp F., Almássy B., Kertész P., Breinich M., Juhász J., Richter R., Breinich M., Kertai Gy., Gyulay Z., Kertai Gy., Breinich M.
Résztevők száma: 72

Február 13. Hantken Miksa Emlékérembizottság ülése

Elnök: B o g s c h László

A Bizottság határozati javaslatot dolgozott ki a Hantken Miksa Emlékéremnek Társulatunk 1963. évi Tisztújító Közgyűlésén való első odaittelésével és kiosztásával kapcsolatban. A határozathozatalt két korábbi Bizottsági ülés (1963. január 9. és január 30.) előzte meg.

Résztevők száma: 6

Február 15. Elnökségi ülés

Elnök: Kertai György

Napirend: 1. 1963. évi Tisztújító Közgyűlés előkészítése; 2. Feladatok Társulatunk 1963. évi tervével kapcsolatban; 3. Geológus-, mérnökgeológus- és bányageológus-mérnök képzés kérdései; 4. Polyó ügyek.

Résztevők száma: 5

Február 18. Agyagásványtani Szakcsoport előadóülése

Elnök: N e m e c z Ernő

K i s s János — S z t r ó k a y Kálmán: Radioaktív izotopok az agyagásványkutatásban

Vita: Náray-Szabó I., Szepesi K., Nemezc E., Szántó F., Sztroky K., Kiss J., Nemezc E.

Résztevők száma: 33

Február 18. A Mérnökgeológiai Oktatási Bizottság ülése

Elnök: Kertai György

A Szakcsoport február 11-i oktatási ankétjának határozata alapján összehívott Bizottság a „Mérnökgeológia oktatása egyetemeinken” címmel tartott megbeszélést. A vita során 31 hozzászólás hangzott el.

Résztevők száma: 17

Február 27. Nemzetközi Kapcsolatok Bizottságának ülése

Elnök: Kertai György

Napirend: 1963. évi külföldi kiküldetések

Résztevők száma: 5

Március 4. Jelölő Bizottsági ülés

Elnök: C s a j á g h y Gábor

A Bizottság javaslatot dolgozott ki az új Elnökség és Választmány személyi összetételét illetően. A korábbi ülés időpontja: február 25.

Résztevők száma: 4 ill. 5.

Március 4. Mérnökgeológiai Szakcsoport előadóülése

Elnök: S c h m i d t Eligius Róbert

H o l n a p y Dezső: Nagyszerkezeti tektonika, mint héjelméleti kérdés

B ö c k e r Tivadar: Adatok a tektonika és a karsztosodás kérdéséhez a bauxitbányászatban

Vita: Schmidt E. R., Böcker T., Erdélyi M., Göbel E., Gerber P., Böcker T., Schmidt E. R.

Résztvevők száma: 29

Március 13. Választmányi ülés

Elnök: Kertai György

Napirend: 1. Tisztújító Közgyűlés előkészítése: a) Emlékérembizottságok jelentése; b) Jelölő Bizottság javaslatának előterjesztése. 2. Nemzetközi Kapcsolatok Bizottságának tájékoztatója az 1963. évi külföldi utazások tervéről.

Résztvevők száma: 24

Március 13. Klubest

Gyarmati Pál, Molnár József és Varga Gyula olaszországi vulkanológiai tanulmányútjuk tapasztalatairól, Kriván Pál pedig a VI. Nemzetközi Pre- és Protohisztóriai Kongresszus római ülésszakáról és olaszországi földtani tanulmányútról tartott színes diapozitívek bemutatásával kísért előadást. A klubestet Kertai György vezette le.

Résztvevők száma: 78

Március 15. Földtani Közlöny Szerkesztőbizottsági ülés

Elnök: Vadász Elemér

Napirend: a Földtani Közlöny 93. köt. 2. füzetének összeállítása

Résztvevők száma: 8

Március 20. Hantken Miksa Emlékérembizottság ülése

Elnök: Kriván Pál

A Hantken Miksa Emlékérembizottság 1963. február 13-i határozati javaslatát a Társulat Választmánya a március 13-i ülésen elutasítólágg bírálta felül, és a Hantken Miksa Emlékérem ügyrendjének megfelelően javaslattételre új Bizottságot kért fel. Az új Bizottság által kimunkált határozati javaslat rögzítésére egy előkészítő ülés után, március 20-án került sor.

Résztvevők száma: 6

Március 25. Őslénytani Szakcsoport klubestje

Bartha Ferenc „A mennyiségi biosztratigráfia kérdései” c. vitaindító előadása számos tételből épült fel: A mennyiségi biosztratigráfia fogalma. Milyen tényezők akadályozzák és melyek teszik lehetővé a mennyiségi vizsgálatokat. A mennyiségi biosztratigráfia alkalmazhatósági köre. Az elért legfontosabb eredmények ismertetése

A közvetlen tanulságokkal, tapasztalatcserével felérő vita fonalát Bartha Ferenc és az elnöklő Majzon László tartotta kézben

Résztvevők száma: 18

Március 27. Választmányi ülés

Elnök: Kertai György

A Tisztújító Közgyűlés kezdete előtt egy órával ülésező Választmány elé egyetlen napirendi pontként Kriván Pál a második Hantken Miksa Emlékérembizottság határozati javaslatát jóváhagyásra terjesztette elő. Ezt követően a Választmány folyó ügyeket tárgyalta

Résztvevők száma: 40

Március 27. Tisztújító Közgyűlés

A Tisztújító Közgyűlésről a Földtani Közlöny 93. köt. 3. füzetében számolunk be.

Résztvevők száma: 283

**A Magyarhoni Földtani Társulat Mecseki Csoportjának 1963. évi téli ülészakán
Pécsett elhangzott előadásai**

Január 17. Előadótülés

Elnök: Fejér Leontin

Szabó Pál Zoltán: Délkelet Dunántúl morfogenetikai jellegzetességei

Vita: Fejér L., Jámbor Á., Somos L., Szabó P. Z., Virágh K.

Fábiáncsics László: A geofizikai rétegzononitás lehetőségeinek vizsgálata a Mecsekhegység kőszénmedencéiben

Vita: Virágh K., Somos L., Jámbor Á., Tamáshídi L., Szabó I., Fábiáncsics L., Fejér L.

Résztvevők száma: 24

Február 28. Vezetőségválasztó Közgyűlés

Elnök: Kriván Pál

Kriván Pál: Megnyitó

Fejér Leontin: Titkári beszámoló

A Vezetőség felmentése, az új Vezetőség megválasztása.

Vita Fejér Leontin titkári beszámolója nyomán, a jövőbeni működési elvek és program fővonalainak lefektetése érdekében. A vitában részt vettek: Kriván P., Virágh K., Szabó P. Z., Kriván P., Szabó P. Z., Kriván P., Csalogovits I., Jámbor Á., Kriván P., Polai Gy., Somos L., Fejér L., Balás É., Kiss J., Fejér L., Kiss J., Polay Gy., Fejér L., Polai Gy., Szabó I., Kriván P., Szabó P. Z., Koch L., Kriván P.

A vita szünetében Mach Péter a Szavazatszedő Bizottság elnöke kihirdette a szavazás eredményét. A Magyarhoni Földtani Társulat Mecseki Csoportjának új Vezetősége:

Elnök: Barabás Andor, titkár: Fejér Leontin, vezetőségi tagok: Előd Szaniszló, Kiss József, Polai György, Somssichné Lédéczi Erzsébet, Szabó Pál Zoltán.

Résztvevők száma: 40

Március 21. Előadótülés

Elnök: Barabás Andor

Kovács Endre: A hidasi terület barnakőszén-telepeinek vastagsági és minőségi változékonysága

Hámor Géza—Jámbor Áron: A keleti és a nyugati Mecsek miocénjének párhuzamosítási lehetőségei

Az előadások után kialakult vitában Csepregyhnyé Meznerics I., Oroszné Hajós M., Pálfalvy I., Somos L., Hönig Gy., Barabás Á., Hámor G. és Jámbor Á. vett részt.

Résztvevők száma: 30

**A Magyarhoni Földtani Társulat Középdunántúli Csoportjának 1963. évi téli ülészakán
Veszprémben elhangzott előadásai**

Február 28. Vezetőségválasztó Közgyűlés

Elnök: Kertai György

Nemecz Ernő: Megnyitó

Vizy Béla: Titkári beszámoló a Csoport 1962. évi munkájáról.

Vita: Morvai G., Nemecz E., Gondozó Gy., Cseh Németh J., Posgay K., Kertai Gy.

A titkári beszámoló vitáját követően Nemecz Ernő kérte a Vezetőség felmentését. A felmentés után Kertai György méltatta a Középdunántúli Csoport és Vezetősége munkáját, majd felkérte a Jelölő Bizottság elnökét, Zenkovics Ferencet az új Vezetőség személyi összetételére vonatkozó javaslat előterjesztésére. A Jelölő Bizottság javaslatát a Közgyűlés résztvevői egyhangúlag elfogadták. A megválasztott új Vezetőség:

Elnök: Nemecz Ernő, titkár: Szabó Elemér, vezetőségi tagok: Cseh Németh József, Horváth Károly, Láng József, Molnár István, Szantner Ferenc.

A Közgyűlés második részében vitaindító felszólalásban Erdélyi Tibor a Kutatófúró Vállalatok és a keretükben működő geológusok helyzetét, Láng József pedig a termelő üzemek geológusainak helyzetét, problémáit ismertette. A felszólalásukat követő verbális Cseh Németh J., Komlóssy Gy., Víz B., Morvai G., Zenkovich F., Láng J., Schultheisz Z., Ság L., Majoros Gy., Kertai Gy. és Nemezc E. vett részt.

Résztevők száma: 35

A Magyarhoni Földtani Társulat Északmagyarországi Csoportjának 1963. évi téli ülészakán Miskolcon elhangzott előadásai

Január 10. Előadóbülés

Elnök: Pojják Tibor

Mészáros Mihály: Az északmagyarországi perm-triász evaporitképződés

Vita: Molnár P., Mészáros M., Szatmári P., Mészáros M., Molnár P., Mészáros M., Pojják T.

Zelenka Tibor: Mád-szilvási ártézi kút földtani és hidrológiai adatai (bejelentés)

Juhász András: A keletborsodi barnaköszénmedence földtani problémái.

Vita: Molnár P., Juhász A., Radócz Gy., Juhász A., Kövi J., Juhász A., Pojják T.
Résztevők száma: 36

Február 14. Előadóbülés

Elnök: Kovács Lajos

(Az előadóbülés előtti Vezetőségi ülés az 1964. évi terv elvi alapvetésével és az 1963. évi tervből fakadó közvetlen feladatokkal foglalkozott. A Vezetőségi ülést Pojják Tibor vezette le. Résztevők száma: 10)

Molnár Pál: A Rudabányai-hegység 1960–62. évi kutatásának ércföldtani eredményei

Vita: Balogh K., Molnár P., Balogh K., Kovács L.

Krivánné Hutter Erika: Szénhidrogéntermelő algák a dorogi paleogénből (bejelentés)

Sinyei István – Zentay Tibor: A barnaköszéntelepek fekvő-fedő kőzetinek üledékföldtani feldolgozása

Vita: Pojják T., Zelenka T., Balogh K., Juhász A., Pojják T., Sinyei I., Balogh K., Sinyei I., Juhász A., Balogh K., Juhász A., Balogh K., Sinyei I., Kovács L.

Résztevők száma: 47

Február 28. Előadóbüléssel egybekötött Vezetőségválasztó Közgyűlés

Elnök: Kovács Lajos

Richter Richárd: Bányászati biztonsági pillérek tervezésének kérdései

Vita: Ráner G., Nemes Á., Kovács L., Richter R., Kovács L.

Verebélyi Kálmán: Titkári beszámoló és az 1963. évi munkaterv ismertetése

Vita: Varju Gy., Juhász A., Csókás J., Varju Gy., Hegedűs K., Kovács L.

A Vezetőség felmentése után került sor az új Vezetőség megválasztására. Az Északmagyarországi Csoport új Vezetősége:

Elnök: Monos János, társelnökök: Kovács Lajos és Pojják Tibor,

titkár: Verebélyi Kálmán, vezetőségi tagok: Csilling László, Csókás János, Frisnyák Sándor, Gyulay Zoltán, Hernyák Gábor, Juhász

András, Kövi János, Mátyás Ernő

Résztevők száma: 40

Március 14. Klubest

Elnök: Pojják Tibor

(A klubest előtti Vezetőségi ülésen Gyulay Zoltán a Nehézipari Műszaki Egyetem Kohászat – Ásványtan – Kémia tanszék alapításának 200 éves évfordulója alkal-

mából rendezendő jubileumi ünnepség programját ismertette. A Vezetőségi ülést P o j j á k Tibor vezette le. Résztvevők száma: 11)

A klubesten M o l n á r József, G y a r m a t i Pál és V a r g a Gyula az olaszországi vulkanológiai tanulmányút tapasztalatairól számolt be vetített színes képek kíséretében

Résztvevők száma: 34

Március 28. Előadótűlés

Elnök: Csókás János

Egerszegi Pál: Felszíni terelőáramos módszer összehasonlítása a szimmetrikus, négyelektródás, geoelektromos szondázással

Vita: Juhász A., Egerszegi P., Kövi J., Csókás J., Juhász A., Egerszegi P.

Baráth István – Detre László – Egerer Frigyes: A Bükkábrány–Emőd közötti területen mélyült „lignit”-kutató fúrások geofizikai vizsgálata

Vita: Csilling L., Káli Z., Hegedűs K., Kovács L., Káli Z., Hegedűs K., Csókás J.,

Baráth I., Kövi J., Juhász A., Tóth M., Káli Z., Egerer F., Detre L., Baráth I.

Verebélyi Kálmán: A Magyarhoni Földtani Társulat 1963. március 27-i Tisztújító Közgyűlése határozatainak és választási eredményeinek ismertetése (bejelentés)

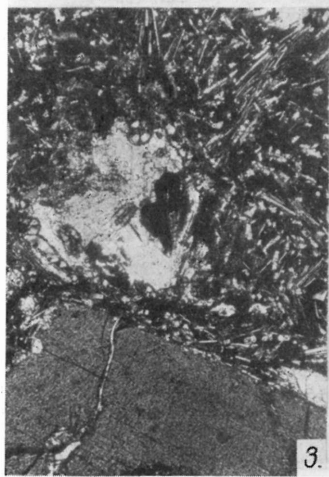
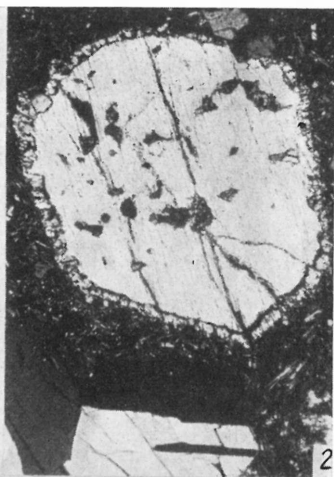
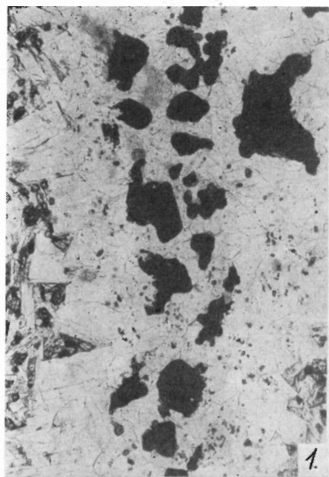
Résztvevők száma: 31

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó igazgatója

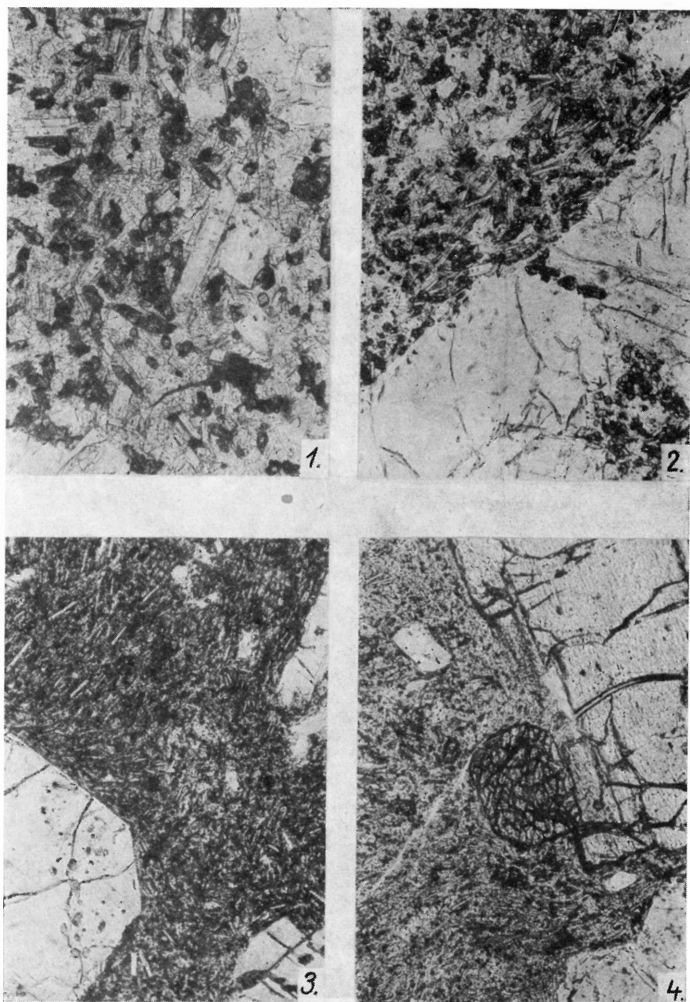
Műszaki szerkesztő: Vidosa László

A kézirat nyomdába érkezett: 1963. IV. 25 — Példányszám 1350 — Terjedelem; 12,2 (A/5) iv + 6 old. mell.

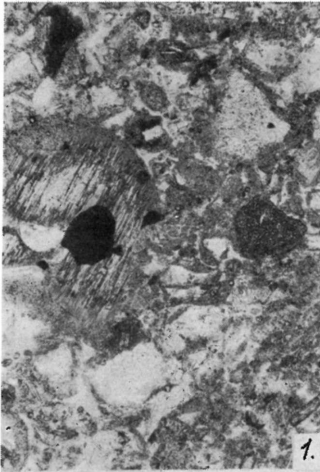
63.57061 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György



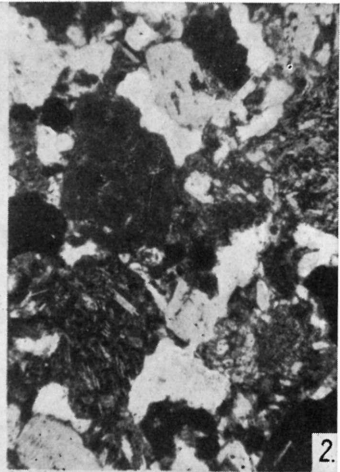
Kubovics : EK-i Mátra földtana és hőzettana



Kubovics : Az ÉK-i Mátra földtana és kőzettana



1.



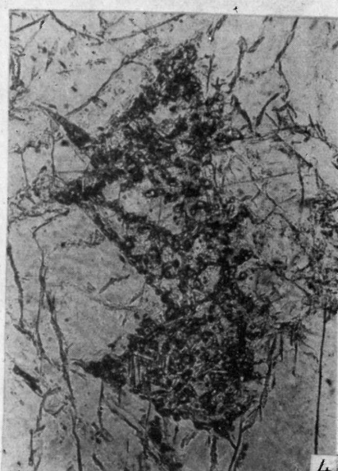
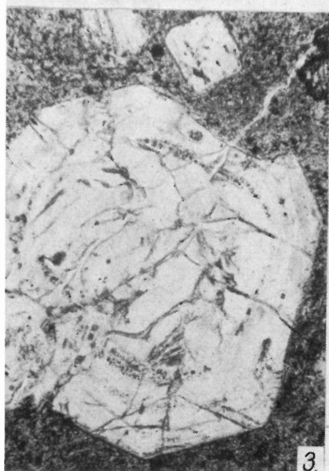
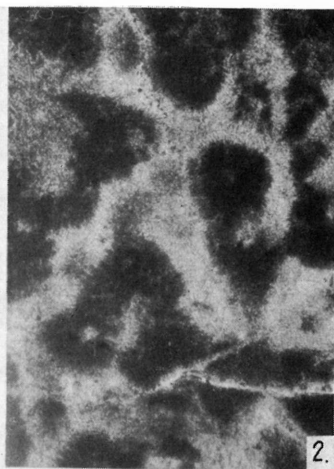
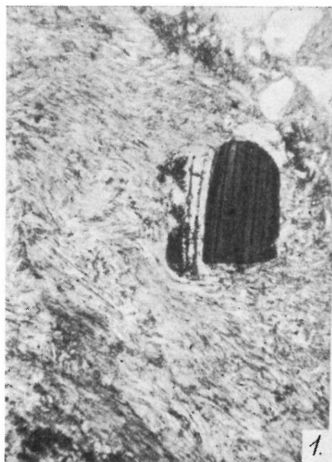
2.

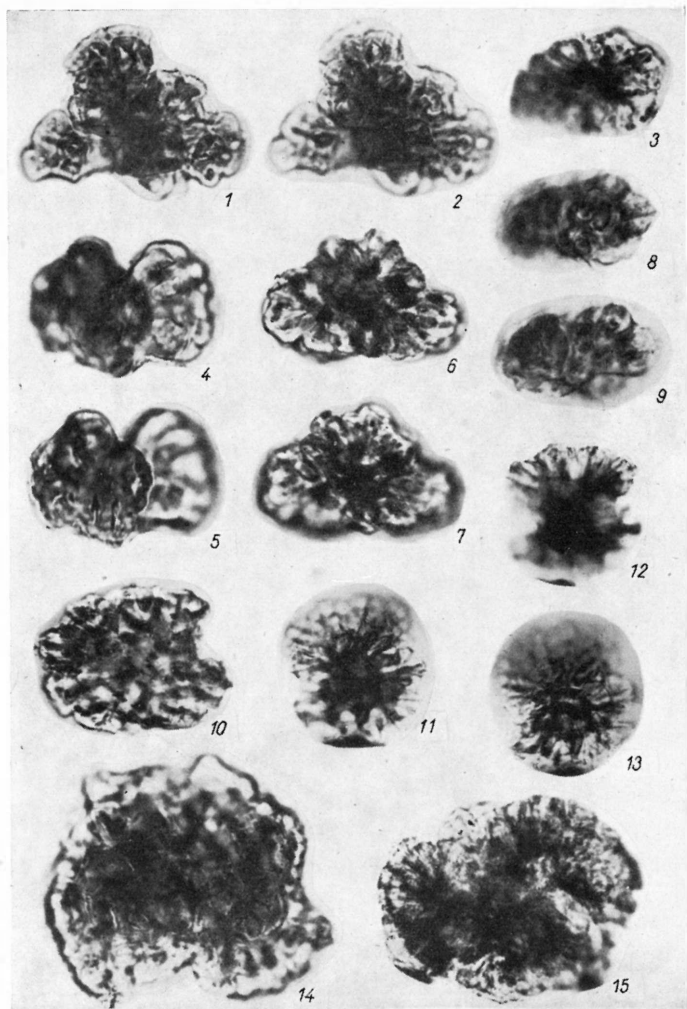


3.

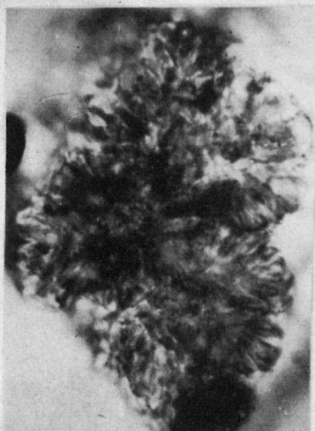


4.

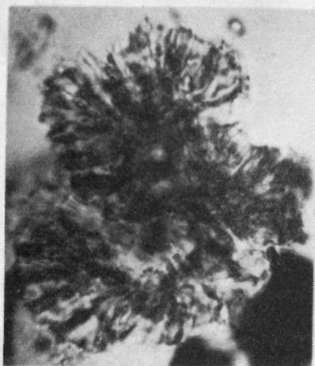




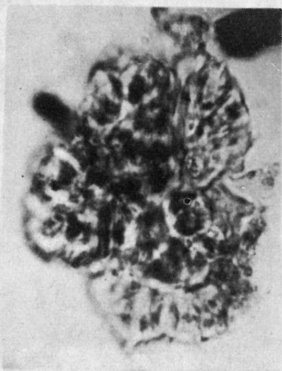
Krivánné : Szénhidrogéntermelő planktonalgák



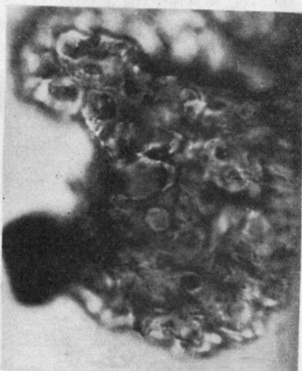
1



2



3



4

Krivánné : Szénhidrogéntermelő planktonalgák

MUNKATÁRSAINKHOZ!

Folyóiratunk, a FÖLDTANI KÖZLÖNY, a szerzők, a szerkesztők és a nyomdaipari dolgozók együttes munkájának eredménye. Ennek az együttes munkának megkönnyítésére, takarékos, jobb és szebb kivitelére kérjük munkatársainkat az alábbi szerkesztőségi kívánalmak és előírások pontos megtartására. Kéziratok jól olvasható módon, gondosan átolvasott s ékezetjavítással ellátott, nyomtatásra kész állapotban adhatók le. Tömör, rövidre fogott fogalmazást kérünk bőbeszédűség nélkül, szükségtelen leíró részletek és ismétlések elhagyásával! Ügyeljünk a helyesírásra, amelyre vonatkozóan a Magyar Tudományos Akadémia az irányadó. Magyarul, magyarosan írunk, minden nélkülözhető idegen szóhasználat mellőzésével (beleértve a szakkifejezéseket is). Íráskészségünk állandó fejlesztésére törekedjünk!

Minden eredeti közlemény elején rövid összefoglalást kérünk a dolgozat tartalma és terjedelme szerinti néhány sorban, legfeljebb nyomtatott egyharmad oldalnyi terjedelemben.

Idegen nyelvi fordítás céljára külön rövid tartalmi kivonatot kérünk. Ábraalírásokat a szövegben a megfelelő helyen illesszük be, egy példányban pedig külön mellékeljük a fordítandó kivonathoz.

Az idegen nyelvű fordítás szükségességét és terjedelmének mértékét a szerzők kívánságai alapján a Szerkesztőbizottság állapítja meg.

A FÖLDTANI KÖZLÖNY negyedévenkénti pontos megjelenésének biztosítására csak a fentebbiek szerint elkészített és minden mellékletével (rajzok, fényképek) együtt már beadott kéziratokat vesszük számításba. Aársulati szaküléseken előadott dolgozatok elsősorban jogosultak kiadásra, de ezek elfogadásáról is a Szerkesztőbizottság határoz.

A kéziratok nyomdára való előkészítésére a betűfajták következő, általános elfogadott egységes megjelölését kívánjuk: cím: ===== összefüggő hármas aláhúzás; fontosabb szavak vagy kiemelkedő megállapítások: egyszeri szaggatott a l á h ú z á s (ritkított vagy szórt szedés); személynevek egyszeri szaggatott a l á h ú z á s; nem és fajnevek egyszerű folytonos vonallal jelölendők (kurzív). Hosszabb adatfölsorolások, irodalomjegyzék (a dolgozat végén) apróbb szedést (petit) kapnak a kéziratban oldalt hullámos vonaljelzéssel.

Teljességre törekvő irodalomfelsorolás csak összefoglaló jellegű, nagyobb tanulmányokhoz kívánatos Szöveg közti irodalomutalások és közbeiktatott mondatok mellőzendők.

Fajneveket, személyekről elnevezetteket is, kis kezdőbetűvel írunk.

Rajzok vonalas kivitelben tussal, a Közlöny tükörméretének többszörösében készítenendők, a szükséges kicsinyítés figyelembevételére szerinti vonalakkal és betűkkel. A szövegközti rajzok magyarázata és felirata a kézirat megfelelő helyén is beírandó a folyamatos szedés elősegítése miatt.

A dolgozatok terjedelme legfőljebb egy nyomtatott ív (16 oldal). Általánosabb jellegű vagy egy tárgykört összesítő, lezart, nagyobb terjedelmű munkák kiadása csak a Szerkesztőbizottság külön határozata alapján lehetséges.

Ismertetések nagyobb mértékű rendszeres közlésére van szükség. Hazai szerzők más kiadásban megjelent munkáit a szerzők ismertethetik folyóiratunkban. Külföldi, összefoglaló jellegű, általános érdeklődésre igényt tartó könyvek ismertetését kérjük, elsősorban a rendelkezésre álló szovjet irodalomból. Az ismertetések azonban csak a figyelem fölkelését szolgálják, tehát csak rövid foglalatot adhatnak.

Különlenyomatok a szerző költségére készíthetők.

Nem megfelelő módon előkészített kéziratokat a szerkesztőség nem fogadhat el.

A kiadvány előfizethető vagy példányonként megvásárolható:
az AKADÉMIAI KIADÓ-nál,
Budapest V., Alkotmány u. 21.
telefon: 111-010, MNB egyszámúszám: 46
csekkbefizetési számla: 05.915.111-46
az AKADÉMIAI KÖNYVESBOLT-ban,
Budapest V., Váci u. 22. telefon: 185-612
a POSTA KÖZPONTI HIRLAP IRODÁ-nál,
Budapest V., József nádor tér 1.
telefon: 180-850. Csekk számla: egyéni 61.257, közületi 61.066
(Példányonként megvásárolható a Posta nagyobb árustóhelyein is)

Felelés szerkesztő:
VADÁSZ ELEMÉR

Technikai szerkesztő:
VÉGH SÁNDORNÉ

A szerkesztő bizottság tagjai:

BALOGH KÁLMÁN, BARNABÁS KÁLMÁN, CSAJÁGHY GÁBOR,
CSEPREGHYNE MEZNERICS ILONA, EGYED LÁSZLÓ, KERTAI GYÖRGY,
KONDA JÓZSEF, KRIVÁN PÁL, MAJZON LÁSZLÓ, MORVAJ GUSZTÁV,
PANTÓ GÁBOR, SZTRÓKAY KÁLMÁN, TASNÁDI KUBACSKA ANDRÁS



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST