

GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI INSTITUTI GEOLOGICI HUNGARIAE
AD ILLUSTRANDAM NOTIONEM GEOLOGICAM
ET PALAEOLOGICAM

SERIES GEOLOGICA

TOMUS 12
1—132 PAGINAE

VÉGHNÉ DR. NEUBRANDT ERZSÉBET: A GERCSEHEGYSÉG FELSŐTRIÁSZ
KÉPZŐDMÉNYEINEK ÜLEDÉKFÖLDTANI VIZSGÁLATA
DR. ELISABETH VÉGH-NEUBRANDT: PETROLOGISCHE UNTERSUCHUNG DER
OBERTRIAS-BILDUNGEN DES GERCSEGEBIRGES IN UNGARN

INSTITUTUM GEOLOGICUM HUNGARICUM
BUDAPESTINI 1960

Lektorálta

DR. VIGH GYULA

a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa
és

DR. BALOGH KÁLMÁN

a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa

Szerkesztette

DR. VÉGH SÁNDORNÉ

**A GERECEHEGYSÉG FELSŐTRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEINEK
ÜLEDÉKFÖLDTANI VIZSGÁLATA**

Írta: VÉGHNÉ DR. NEUBRANDT ERZSÉBET
a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa

BEVEZETÉS

1952-ben a Gerecsehegység földtanának összefoglalására munkaközösség alakult a budapesti Egyetemi Földtani Intézetben. Célja az volt, hogy a lehető legrövidebb idő alatt, minél több vizsgálatra kiterjedő módon, korszerű újrafeldolgozással összesítse a Gerecsehegység földtani adatait. A régebben megjelent igen alapos részletmunkák kiegészítése, az elhanyagolt kérdések új kidolgozása volt a feladat. HOFMANN K. (45), LIFFA A. (70—72) és VIGH Gy. (142—154) alapvető és úttörő munkái jelentették a kiindulási alapot, ami lehetővé tette, hogy a megfigyelt új részleteket a régebben kialakult földtani keretbe beilleszthessük.

Munkánk rétegtani egységek és területek szerint oszlott meg. A reám eső feladat a triász képződmények üledékföldtani, rétegtani és őslénytani vizsgálata volt, a Déli- és a Központi-Gerecse területeinek részben 1 : 10 000, részben 1 : 25 000 méretarányú térképezésével. Munkatársaim a júra képződmények hasonló, komplex vizsgálatát és az Északi-Gerecse júra övének térképezését, illetve a kréta időszak képződmények vizsgálatát, valamint az északi peremrész júra—kréta övének térképezését vállalták. Végül külön feladat volt az eocén képződmények vizsgálata, az oligocén és neogén rétegekkel együtt.

Ez a munka tehát, amelyet 1956-ban fejeztem be, egy nagyobb munkának első része. Közben elkészült és megjelent a kréta képződményekre vonatkozó összesítés FÜLÖP J. tollából (29). A folytatás részint személyes nehézségek miatt, részint pedig azért, mert a feladatok főleg őslénytani vonalon sokkal terjedelmesebbek voltak, még késik.

I. A TERÜLET FÖLDTANI ÖSSZKÉPE

A Gerecsehegység földtani felépítése

A hegység földtanilag két nagy egységre bontható: 1. *Északi-Gerecse*, ahol a triász rögökön vagy mellett mindig megtaláljuk a júra és kréta tagokat; 2. *Déli-Gerecse*, ahol az alaphegységet csakis triász összlet képviseli, a júra és kréta tagok a felszínen teljesen kimaradnak. Csak délnyugat felé, a kőszénmedencék aljzatában érték el itt-ott mélyfúrásokkal ezeket a képződményeket (113, 135). Kifejlődés tekintetében azonban ezeket is inkább a Vérteshegységhez lehet számítani.

A medenceüledékek között az Északi-Gerecse peremén eocén és pannóniai öbölképződményeket találunk. A Déli-Gerecsében pedig az északi típustól némileg eltérő eocén mellett, a felső oligocén törmelékes összlete az uralkodó. Ez az eocén rétegsor, igen nagy gazdasági jelentősége mellett is, főleg csak mélyfúrásokból ismeretes. Legteljesebb kifejlődését a hegység területén a Nagyegyházai medencében ismerjük (113), ahol a kétütemű üledékképződés mindkét szárazföldi szakaszában kőszéntelepek keletkeztek.

Az oligocén nagyvastagságú sorozata az eocénon túlterjedve mélyen benyúlik az alaphegység-rögök közé, a tarjáni, héregi medencék töltelékét adja.

Elszórtan az oligocéntól sokszor alig elkülöníthető módon, kovásodott fatörzsekkel jellemezett miocén kavicsfoszlányok is találhatók.

A pleisztocén a hegység déli és északi peremén futóhomok, a hegység egész területén pedig lösz képviseli. A lösz nemcsak a lejtőkön jelentkezik, hanem a széleshátú triászrögök tetejét is sokszor 10—12 m vastagságban borítja.

A hegység fejlődéstörténete

A Gerecsehegység legidősebb képződménye a triász rétegsorozat. (A STAFF J. (115) által legidősebb képződménynek minősített csillámpala csak durva miocén törmelékben, néhány darabban észlelhető.) A triász időszakban a hegység területén egyveretű üledékképződés folyt. Az első kimutatható epirogenetikus mozgás a triász végén jelentkezett. A hegység déli, délnyugati és nyugati részei kiemelkedtek. E kiemelkedés következtében a triász legfelső tagozata sok helyütt lepusztult. Ezzel szemben az északkeleti részeken nem számolhatunk teljes kiemelkedéssel, a szárazulattá válás csak egyes foltokon, szigetszerűen következett be. Ennek az ősföldrajzi képnek megfelelően a liász tenger elnyomulása a déli területeket valószínűleg már el sem érte. Északnyugaton a liász különböző szintjei eltérő módon települnek a triász lepusztított felszínére, északkeleten ellenben folyamatosan fejlődnek ki a triász rétegekből. A júra lerakódások igen változatos kőzetkifejlődésű, ősmaradványokban gazdag rétegsorozatok. Ez az időben gyorsan és jellegzetesen változó üledéksor a júra időszaki tengerfenék erős nyugtalanságára utal. Mozgásainak részletes kimutatása és szétválasztása azonban külön feladatot jelent, aminek megoldása a júra képződmények részletes vizsgálatát vállalt SZABÓ I.-re hárul.

A júra rétegek finomszemű, főleg karbonátos üledékeit tekintve, azoknak triász anyag feldolgozásából való keletkezésének lehetősége nem merül fel. Feltehető azonban, hogy a déli részeken nem volt júra üledékképződés.

A kréta alján 1—2 m vastag mészkőbreccsa mutatkozik (45, 29,) a környezet kiemelkedésének kétségtelen bizonyítéka gyanánt. Ennek anyaga ui. kis mennyiségű, júra tűzkőből származó anyag mellett, főleg triász mészkő. Ez azt jelenti, hogy a déli terület rész vagy már a júra előtt, de legalábbis alatta kiemelkedett, erőteljes lepusztulás azonban csak a kréta elején indult meg.

A kréta üledékek ugyancsak az Északi-Gerecsére szorítkoznak, és mindvégig törmelékes kőzetek. A berriasi mészkőbreccsára vastag márga-, majd homokkősorozat települ, az időszakot pedig újra durva konglomerátum és breccsa zárja. E képződmények részletes vizsgálatával FÖLÖP J. foglalkozott (29).

A kréta felső tagozatai az eddigi vizsgálatok szerint hiányoznak a Gerecsehegységből.

A hegységtől délre és délkeletre eső területeken a júra és kréta egyaránt hiányzik. Itt a triász összlet egyenlőtlen, karsztos felszínére bauxit települ. Ennek lerakódási idejét analógiák alapján, a barrémi emeletre teszik. Szóts E. szerint azonban az eocén legidősebb szakaszát képviseli.

Felszíni műveléssel kis részét letermelték, más része a medencékben, a mélyben foglal helyet, azonban jóval a karsztvízszint alatt. Két típusát különböztethetjük meg: 1. elsődleges, eocén fedővel takart típus, 2. valószínűleg az oligocén-eleji lepusztulás idején átmosott, felsőoligocén fedővel takart típus. A bauxitfekvő szintvonalas térképét, tehát a triász felszínét, mélyfúrási adatok és felszíni észlelések alapján megszerkesztve, a triász felszín észak felé nyíló völgyet mutat, amelynek aljából hiányzik a bauxit, laposabbá váló oldalain azonban kisebb-nagyobb foltokban megmaradt.

Ez a helyzet a nagygyeházi és mesterberekai előfordulás esetében is. Ezt a domborzatot a fiatalabb kéregmozgások harántirányban lépcsősen felszabdalták; ezért ma már kisebb medencékre bomlik. Ugyanez a mozgási jelleg az északabbra eső mozdós területen is jól felismerhető: krétavégi, É—D-i irányú árkos vetődések és az azokban kialakult völgyek fiatalabb—talán stájer—mozgások során lépcsősen feldarabolódtak, sőt a mozgások vízszintes összetevőjének nagysága szerint, oldalirányban is eltolódtak.

Ezzel érthetővé válik, hogy a triász térszínbe bevágódó északi irányú völgyek talpán az erózió a bauxitot teljesen letakarította; így az csak az erózió munkájának kevésbé kitett magasabb felszíni részekben maradt meg. Ez kicsiben a Nagybaglyas északi oldalán húzódó völgyecskeben felszínen is látható. A lehordás útját az előbbieken alapján északi irányúnak kell tartanunk. A lehordott, igen nagy-mennyiségű bauxitanyag a Gerecse északi és keleti szegélyén található vörös és tarka alsóeocén agyagfajtákban halmozódott fel: ezek anyagának származása és a bauxit lepusztulása így egyszerre kap megnyugtató magyarázatot.

Ez azonban egy kőzetgenetikai kérdést vet fel: vissza- vagy átalakulhat-e a bauxit agyagoskaolinites kőzetté? Ha igen, milyen módon történik ez a folyamat? Ez a kérdés ezen a területen jól tanulmányozható volna, mivel itt az elsődleges(?), eocén előtti bauxit, a másodlagos helyen fekvő, rövid távolságon szállított, oligocén fedőjű bauxit, továbbá a feltehetően nagy távolságú szállítást szenvedett bauxitból alakult agyag egyaránt megtalálható. Elemzéseiket összehasonlítva a minőség változása alátámasztja az előbbi feltevést: a felsorolás sorrendjében egyre agyagosabb, egyre rosszabb ipari minőségű anyaggal van dolgunk. A folyamatnak részleteiben való kidolgozása még további ásvány-kőzettani vizsgálatokat igényel.

A karsztos bauxitaljzat térszínalakulásának, a bauxit képződésének és részleges lepusztulásának hosszú szárazföldi időszakát az eocén tenger transzgressziója zárja le. A krétavégi kiemelkedés során nagy vonalakban már kialakultak a Magyar Középhegység szerkezetének alapvonásai, egyes részeinek morfológiai hegységgé válása is bekövetkezett. Az eocén üledékképződés szintere az alaphegységvonulatot környező és szabdaló változatos öbölrendszer lett. Ennek megfelelően az É-i és D-i Gerecse peremén jelentkező eocén kifejlődések is bizonyos egyéni jelleget nyertek, egymástól sok bélyegben különböznek (134).

Az eocén üledékképződés során megszűnik a tengeri kifejlődések kizárólagossága, a szárazföldi édes- és csökkentsósvízi képződmények nagyobb teret hódítanak. Az északi fedőhegység rész igen változatos eocén rétegsora fokozatos transzgresszióval települ az alaphegységi, főleg kréta tagokra. Édesvízi-szárazföldi képződményekkel indul, majd csökkentsósvízi rétegekkel megy át az alsóeocén felső tagozatába, végül már tengeri kifejlődés is mutatkozik. A transzgresszió a közepső-

eocén alsó szakaszán éri el a csúcspontját, felső szakaszának csökkentsős- és édesvízi képződményei ellenben regressziót jeleznek. A felsőeocént sekélytengeri üledékek jellemzik, a megismétlődő transzgresszió bizonyítékeként. Az üledékciklus tehát kétütemű, az édesvízi szakaszokban mindig kőszénnyomokkal.

A déli terület eocénjének (120, 124, 113, 100) kifejlődése némileg eltérő. Eocén rétegek a felszínen itt csak igen kis foltokban jelentkeznek, s így főleg mélyfúrásokból ismeretesek. Fekvőjük triász dolomit, vagy helyenként bauxit. Az üledékképződés az alsó kőszéntelep-es-csoport édes- és csökkent-sósvízi üledékeivel indul. Ezek között édesvízi agyag, márga és mészkő, kőszenes-palás agyag és kőszénrétegek szerepelnek. Fölöttük molluszkumos, agyagos-márgás rétegek közvetítésével tengeri, nummuliteszes, meszes márgaösszlet következik. Ez a rétegcsoport meglehetősen változatos, réteges-pados, kőzetanyaga is változó színű és összetételű, meszesebb és agyagosabb rétegekből áll.

A tengeri üledékképződést újból édesvízi, kőszenes üledéksor váltja fel. Ez a középsőeocén kőszéntelep-es csoport azonban az alsónál vékonyabb, és csak a medence középső részén ismeretes. A peremeken vagy kis sem fejlődött, vagy az oligocéneljei lepusztítás áldozata lett. Újabb nummuliteszes-molluszkumos, meszes-márgás rétegcsoport zárja le az eocén üledékképződést. Ez is sok helyen lepusztult, és az eocén sorozat különböző tagjaira eróziós diszkordanciával települ a felsőoligocén agyagos-homokos, felső részében helyenként márgás rétegsora.

Az eocént huzamos kiemelkedési szakasz követte, mely az északi peremen a pannóniai emelet kezdetéig, a délin a felsőoligocénig tartott (135). Az ezzel kapcsolatos erőteljes lepusztulás nyomai főleg a déli hegységperemen észlelhetők.

A déli részeken a lepusztulási időszakot a felsőoligocén üledékképződés szakítja meg. Ekkor a megsüllyedt medencékben az eocén képződményeken túlterjedve transzgradál a felig sósvízű tenger. A tarjáni I., II., III. és az innen északabbra levő fúrások 300—400 m vastagságban harántolták a felsőoligocén sorozatot. A változatos kavics-, homok-, homokkőösszletben gazdag, de rossz megtartású fauna mutatkozik.

A miocén képződmények ugyancsak a déli peremre és a központi részekre szorítkoznak. A miocén elején az üledékképződés megszakadt. Csak a helvétii emelet kavicsfoszlányai maradtak meg az oligocéntól elkülöníthető módon (147, 101). Ezeket a durva kavicsos képződményeket kovásodott fatörzsmaradványok jellemzik, amelyek — GREGUSS P. vizsgálatai szerint — az ipolytarnóci famaradványokkal egyező elemekből állnak.

A hegységtől délkeletre előbukkanó triászrögök körül kisebb foltokon már fellép a Bicskei-, Zsámbéki- és Pátyi-medence térségében olyan nagy elterjedésű szarmata durva mészkő is. A szűkebb értelemben vett Gerecsehegység területén azonban ennek nyoma sem mutatkozik.

A pannóniai képződmények ezzel szemben csakis a hegység északi peremén ismeretesek kavics, homok, kongériás homokkő és agyag formájában. Ugyanezen a területen jelentkezik az ó- és újpleisztocén édesvízi mészkő is, diszkordánsan települve a kréta, eocén, pannóniai rétegekre (45, 70—71).

A pleisztocén szárazföldi képződményei az egész területen egyöntetű kifejlődésűek; kivételt csupán a Dunának az északi területhez kötött idős teraszképződményei jelentenek. A helyi kőzet-törmeléket tartalmazó, illetve homokos legidősebb pleisztocén üledék fokozatosan finom homokba, löszbe megy át. A lösz helyenként 10—20 m vastagságot is elér, nemcsak a medencerészekben, hanem a kiemelkedő mészkő- és dolomit-rögök lapos felszínén is.

A Gerecsehegység szerkezeti fővonásai

Az irodalom a Gerecsehegységet SCHMIDT E. R. kivételével (107, 108) jellegzetes röghegységként könyveli el (40, 115). Ehhez csak a tektonikai részletmegfigyelések adhatnak lényegében újat. Ilyeneket a hegység földtani vizsgálatát végző munkaközösség szép számmal gyűjtött. A következőkben még nem törekszünk az új adatok összesítésére, hanem csak a megfigyelt részletek közlésére és azok kiértékelésére szorítkoztunk.

A hegység szerkezeti elemzése lényegében két kérdéscsoport tisztázását igényli: 1. A tektonikai elemek térbeli elrendeződése és jellege; 2. a mozgási folyamatok időrendje.

A Gerecsehegység *jellemző tektonikai elemei* a vetődések. Ezek alakítják ki a jellegzetes röghegység-szerkezetet. A ma észlelhető fő törések ÉK—DNy-i, ÉNy—DK-i, É—D-i, K—Ny-i irányúak. Ezt mutatják MÉSZÁROS M. mérési adatai is. (134., 306. oldal, 76. ábra)

Az ÉK—DNy-i és ÉNy—DK-i, mindig meredek dőlésű síkokkal jellemzett törésrendszerek észak—déli rögvonulatokat alakítottak ki, kiemelt alaphegység-röggökkel és azokat elválasztó árkokkal. Ezt a hegység központi és déli részén mért szelvények világosan szemléltetik (1. ábra). Ez a szerkezeti kép semmiképpen sem magyarázható a SCHMIDT E. R. által feltételezett felpikkelyeződéssel (107). A vetődések lépcsős jellege, a sásbércek mindkét oldalán észlelhető, fokozatos mélybesüllyedés csak diszjunktív mozgás eredménye lehet. Az észlelt törési síkok helyzete is valószínűleg vetődésekre utal.

Ez a törésrendszer 200—300 m elvetési magasságokkal jelentkezik. A magasrög szegélyén kisebb, az árokfelé felé egyre nagyobb mélységbe zökkennek le a lépcsők. Ez a szerkezet különösen a Tardosi-hegyen tanulmányozható jól, ahol a fehér triász mészkő és a vörös júra mészkő határának eltolódásai kitűnően jelzik az elmozdulásokat.

Az É—D-i irányú törések hasonlóképpen lépcsős vetődések. Érdekességük, hogy leginkább a morfológiailag egységes rögöket szelik át, és a térszínben nem okoznak jelentős különbségeket. Ilyen pl. a Bagolyhegy gerincét átszelő törés, amely mentén a triász-júra sorozat krétával érintkezik (137, IX. mell.) A K—Ny-i törések kicsiny függőleges elmozdulás mellett jelentős vízszintes mozgást mutatnak. E vetők fellépése azt eredményezi, hogy az É—D-i, ÉNy—DK-is és ÉK—DNy-i irányú vetővonalak a térképen megszakadnak és bizonyos távolságra önmagukkal párhuzamosan eltolva jelentkeznek újra, mint pl. a Bányahegy É-i részén. 50—60° dőlésű törési síkjait kisméretű, közel északi irányban történt feltolódások jellemzik. Erre szép példa a Bányahegy É-i köfajtájában látható (137. 1. ábra). Ehhez az irányhoz fűződik az északi területről BALKAY B. által leírt közbeekelődés is, a kréta finomlemezes képződményekben (4).

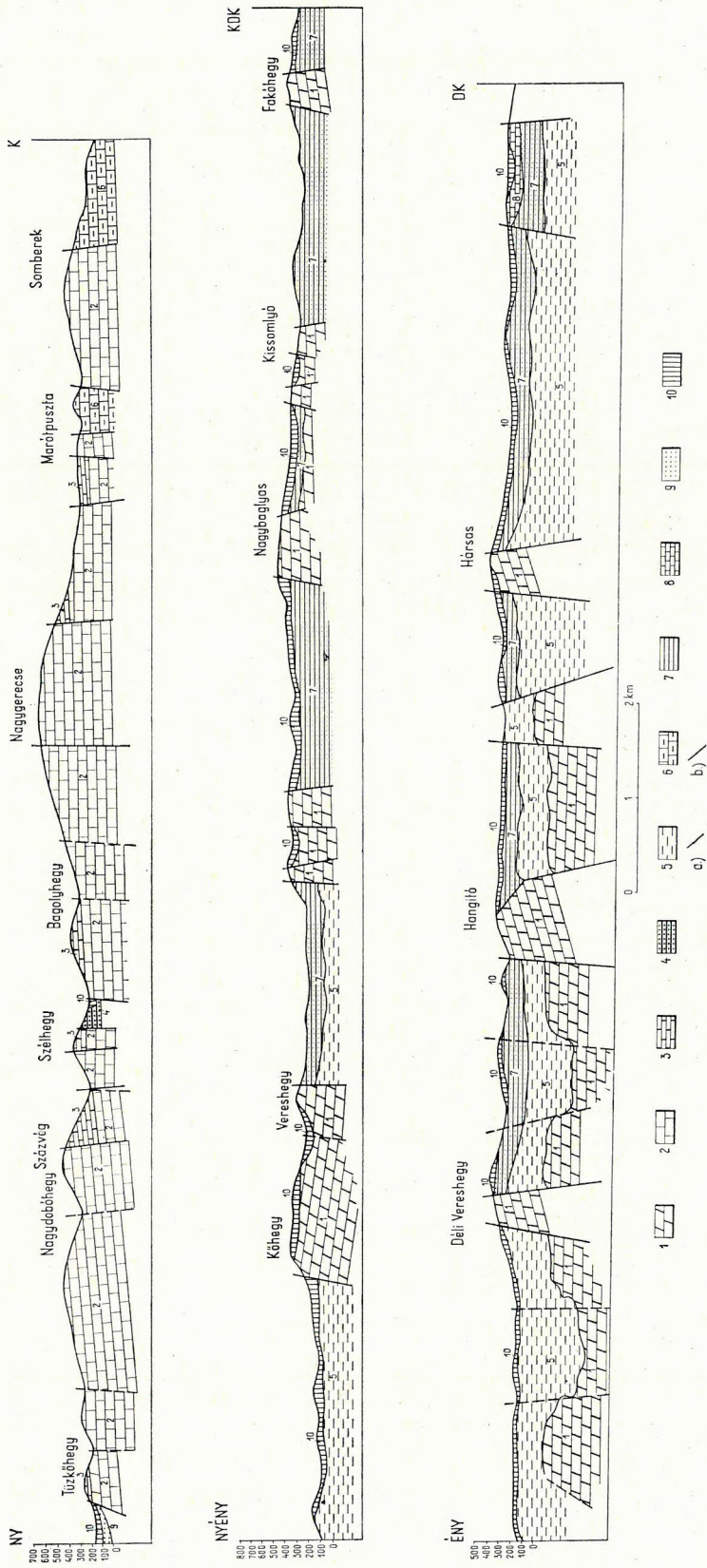
A *mozgások időbeliségére* vonatkozólag két szempont irányadó: 1. Hogyan viszonylanak a törésvonalak a különböző korú rétegekhez, azaz melyik törésrendszer milyen összletet harántol; 2. a különböző irányú törésvonalak egymáshoz való viszonya.

Miután a mért adatokból a törésvonalak és rétegek kora közti összehasonlítás nem vezetett eredményre, a különböző korú rétegek dőlésértékeit ábrázoltuk kördiagramban (137. 3. ábra). Ebben a triász dőlésirányai határozottan az ÉNy-i, a júra és kréta dőlésértékei pedig az ÉK-i körnegyedben sűrűsödnek. Ez és a diszkordanciára utaló sok egyéb megfigyelési adat a triász—júra határon történt ókimériai mozgásra utal.

Feltűnő továbbá, hogy a liász mindig a doggerrel, a titon pedig a krétával együttesen lép fel. Ez az üledékképződési különbségen kívül esetleg a dogger—titon közötti kisebb szerkezeti változásra is enged következtetni.

Az ezekhez a régi mozgási szakaszokhoz tartozó mozgáselemeket, még kevésbé a mozgások irányát — sajnos — nem rögzíthetjük. A különböző mozgási irányok korának megállapításánál csakis a törések egymáshoz való viszonyára vagyunk utalva.

Az ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i törésrendszer az idősebb, az ÉD-i és KNy-i a fiatalabb. Ezt az bizonyítja, hogy a K—Ny-i törésvonalak mentén a más irányokba eső törések vízszintes összetevővel eltolódnak, vagyis a K—Ny-i törések az idősebb szerkezeti síkokat elmetszik. Másrészt az É—D-i és K—Ny-i töréseket elsősorban az északi, júra-kréta üledékekkel borított, területeken lehet jól észlelni, dél felé, a triász röggökön belül, ezek elmosódnak. Ennek nyilván az az oka, hogy minden mozgási fázisban valamennyi régebbi törés megújult. Ott azonban, ahol valamely, már amúgy is jelentős elmozdulásokkal jellemzett idősebb irányhoz tartozó elmozdulások növekedtek tovább az újabb mozgási szakaszokban, az egyszeri, vagy csak kevésszer megújult fiatal irány nem tud döntő jelleget nyerni. Ezzel szemben ott, ahol a legfelső képződmények törésrendszere az elsőkben jelentkező fiatal irány, az idősebb törésrendszer csak a megújult mozgás mértékével hat: ezért erősebben érvényesülnek a fiatalabb törési irányok, az idősebb kismértékben megnyilvánuló mozgásmód pedig elmosódik.



1. ábra. Földtani szelvények a Gerecsehegység központi és déli részén keresztül. *M a g y a r á z a t*: 1. Triász dolomit, 2. Triász mészkő, 3. Júra mészkő, agyagos mészkő és tűzkő, 4. Kréta üledékek (Breccsia, márga, homoktű), 5. Eocén kőszéntelepes sorozat, 6. Felsőocén nummuliteszes mészkő, 7. Felsőoligocén homok és homokos agyag, 2. Szarmata mészkő, 3. Pannóniai homok, 10. Löss

Abb. 1. Geologische Profile durch die zentralen und südlichen Teile des Gerecsegebirges. *E r k l ä r u n g*: 1. Triassischer Dolomit; 2. Triassischer Kalkstein, 3. Jura Kalkstein, toniger Kalkstein und Feuerstein; 4. Kretaische Sedimente (Brecczien; Mergel und Sandstein), 5. Eozäne Braunkohlenserie, 6. Ober- eozäne Nummulitenkalksteine; 7. Oberoligozäner Sand und Sandiger Ton; 8. Sarmatischer Kalkstein, 9. Pannonischer Sand; 10. Löss

II. A TRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEK ANYAGVIZSGÁLATA

A Gerecsehegység triász sorozatában 22 szabad szemmel is felismerhető, fő kőzettípus található. Ezek határozott sorrendben következnek egymásra, tehát jellemzésüknek rétegtani értéke is van. Ezenkívül számos helyi kifejlődésű kőzetfajta is van, amelyek kifejlődési és rétegtani kapcsolatai az eddigi vizsgálati módszerekkel még nem voltak tisztázhatók.

A) Ásvány-kőzettani vizsgálatok

a) Irodalmi összefoglalás

A régebbi irodalom a triász rétegek kőzettani sajátosságaival rendszeresen nem foglalkozott. Csak itt-ott találunk megjegyzéseket a kőzetek jellemzésére. Így PETERS K. 1859-ben említi (90), hogy a dachsteini mészkő a bajóti Öregkőn „lemezes, barnás, kissé tűzköves”(?) és „oolitos szürke mészkő alá bukik”. — HANTKEN M. 1865-ben említi (37), hogy a triász képződmények között fehér, néha vöröses, vagy szürkés, túlnyomólag tömött, néha finomszemcsés, helyenként jól, másutt vastagon rétegezett mészkőfajták vannak. A dolomit és dolomit mészkőösszetlet igen vastag. WINKLER B. (162) 1883-ban kőzetszöveti alapon több típust különített el. A típusok között azonban sem időrendi, sem kifejlődésbeli kapcsolatot nem ismert fel, és nem is keresett.

STAFF J. (115) figyelte meg először a Pisznice ÉNy-i oldalának kőfejtőjében a felsőbb rétegek kemény, bitumenes, pados közbetelepülését.

VIGH Gy. munkái tartalmazzák a legtöbb és legértékesebb kőzettani adatot (142—154). Elsőként említi a dachsteini mészkő közé települt dolomitpadokat, s pontosan jellemzi azok makroszkópos sajátosságait. Ugyancsak ő figyelte meg, hogy egyes helyeken (Öregkő, Berzsek, Tölgyhát, Pockó) a dachsteini mészkő dolomitmentes. A dachsteini mészkő felső részében, többnyire megaloduszos rétegek fekvőjében, 10—25 cm-es, mészkőpikkelyes, szürke, zsíros tapintású anyagot talált, melynek iszapolási maradéka meddőnek bizonyult (144, 145). Ezeket a rétegeket tekinti a nóri-raeti emelet határának. Ez a helytálló megfigyelés újabban csak annyiban módosul, hogy a nóri-raeti határt valamivel mélyebben kell elképzelnünk mint a megfigyelt helyek agyagsávjai, másrészt az agyagbetelepülések sokkal több szintben mutatkoznak, mint azt VIGH Gy. akkoriban valószínűsítette.

VIGH Gy. az első, aki korallós, gyroporellás kifejlődést említ, és azt sekély-nyílttengeri kifejlődésnek minősíti (147). A déli részek likacsos dolomitpadjaival kapcsolatban felveti a növények szerepét azok keletkezésében. Szerinte a likacsosság nem utólagos, hanem az üledékképződéssel egyidejű sajátosság (151). Azonban sem az elemzési eredmények nem mutatnak eltérést a többi dolomit-típus kémiai összetételével szemben, sem vékonycsiszolatban nem látni növényi szerkezetet.

A Pisznicén a bitumenes mészkőpadok mellett sötétszürke lemezes dolomitot is talált s megállapította, hogy a mészkő sok héjtörédket tartalmaz, a táblás dolomit pedig faunamentes (152).

VIGH Gusztáv 1943-ban (155) általánosságban foglalkozik a dachsteini mészkő felsőbb szintjeinek jellegével. A Nagysomlyóról és a Ny-i Gerecse más pontjairól is említ egy jellegzetes, „feketepettyes” mészkőfajta. Ezenkívül elkülöníti a felső tagozat barlangképződésre alkalmas, vastagpados, rétegzetlen mészkőszintjét.

A leírt kőzetfajták közül az új vizsgálatok is jellemzőnek mutatták a PETERS-féle oolitos szintet, a STAFF-féle pizsnicei bitumenes közbetelepülést, a VIGH Gy. említette dolomit- és agyag-közbetelepüléseket, a likacsos dolomitpadokat tartalmazó szintet, a pizsnicei lemezes dolomitszintet és a VIGH G. által leírt „feketepettyes” mészkőszintet.

b) Anyagvizsgálati módszerek

A z a n y a g g y ű j t é s

A rétegsorozat részletes anyagfeldolgozásához és összehasonlításához teljes rétegsorok, tehát minden egyes réteg anyagának begyűjtése szükséges. Ez azonban csak jó feltárásokban, kőfejtőkben valósítható meg, ahol a friss fejtési falak a néhány cm vastagságú rétegeket is feltárják. Ilyen kőfejtő azonban viszonylag kevés van a területen. Sokkal több a törésvonalak mentén kiemelkedő rögök perein a természetes feltárások száma. Ezek vizsgálatára — teljes rétegsor kialakításához és minden egyes rög rétegtani helyzetének megállapításához — feltétlenül szükség van. A természetes feltárásokban azonban a vastag dolomit-, ill. mészkőpadok között jelentéktelenül meghúzódó, szintre azonban igen jellemző, vékony, agyagos, márgás, sávós, gumós padok eltűnnek. Egyszerűen azért, mert lágyabbak az összlet átlagánál, a mállás következtében már nem futnak ki a felszínig. Így részben nagyobb rétegeköz formájában észlelhetők anélkül, hogy hozzáférhetők lennének; részben azonban a fedőpadok saját súlyuknál fogva lerogynak ezeken a részeken és ily módon a rétegrés is eltűnik. Mállott anyagokból a lépcsősen kifejlődött rétegefejekon jó termőtalaj képződik, a növények megtelepednek, és végleg elrejtik e rendszerint márgás rétegecskéket.

Ezért a vékony szintek az összehasonlító szelvényekben nem követhetők egységesen. Azonban nem kiékelődésről van szó, hanem egyszerűen a meglevő réteg észlelhetetlenségéről. Ez sokszor bebizonyosodott, mikor a talaj-, és növénytakaró eltávolítása után előbukkant a keresett kőzet, melyet addig legfeljebb egy-két legurult törmelékdarab képviselt. Észlelhető ez a jelenség a kőfejtők folytatásába eső hegyoldalakon is, ahol a feltárástól távolodva, néhány m után már nem követhetők a jellemző szintek.

Ilyenformán két szelvény összehasonlításakor az is azonnal kitűnik, hogy az egyik kőfejtő, a másik pedig természetes feltárás szelvénye. A kőfejtők szelvényei mindig tagoltabbak, sokkal több vékony közbetelepüléssel.

K ő z e t s z ö v e t i v i z s g á l a t o k

Ezek a kőzetszemcsék alakját, nagyságát, egymástól való távolságát, elrendeződését, s az ebből adódó finomrétegzettséget, csomós, foltos szerkezetet tisztázzák. Dolomitokról, dolomitos mészkövekről és mészkövekről lévén szó, különösen lényeges a dolomit és a kalcit elrendeződésének megállapítása.

Erre vonatkozóan az irodalomban bőven találunk mikrokémiai megkülönböztető módszereket (12, 17, 23, 24, 31, 41, 47, 65, 67, 79, 86, 99, 111). Ezek legtöbbje a kalcit könnyebb oldhatóságán és oldatának kémhatásán alapszik. Ag^+ , Cu^{++} , Fe^{+++} , Al^{+++} -ionok oldatából ugyanis a kalcit felületén hidroxidos csapadék válik ki. A megfelelő ion oldatát a dolomitfelületről leöblíthetjük, a csapadékot pedig valamilyen hatószerezrel színes, feltűnő vegyületté (Ag_2CrO_4 , Ag_2S , $Fe_4(Fe_3CN)_6$, aluminium lakk, FeS) alakíthatjuk. Ez a módszer nagyon alkalmas nagyobb felületű egységek kimutatására. Nagyhátrányuk azonban a festéses eljárásoknak, hogy a színeződés a legtöbb esetben nem állandó, néhány perc, legfeljebb néhány óra alatt elhalványodik. E hátránya ellenére használható gyors módszernek bizonyult a L e m b e r g-féle ferrikloridos — szulfidos eljárás (66, 67). Lényege, hogy a csiszolt kőzetfelületet ferriklorid oldatba merítjük, s a kalcitfelületeken képződött ferrihidroxid csapadékot ammóniumsulfid oldattal feketészöld vassulfiddá alakítjuk. — Amennyiben a kőzet nem kalcit-dolomit keverék, hanem tiszta dolomit, a szemcsék közötti parányi hézagokból öblítéskor nem távozik teljesen a ferriklorid, s ezért itt válik ki a vassulfid csapadék. A szemcsék körvonalai nagyon éleseké válnak és jól megfigyelhetők lesznek. Tiszta mészkő esetében is elérhetjük ezt oly módon, hogy az egész felü-

letre kicsapódott vasszulfidot erőteljesen lemoszuk. A hézagokban mindig marad annyi mechanikailag eltávolíthatatlan csapadék, ami az észleléshez elegendő.

Ahol a festési módszer nem volt megfelelő, egyszerű eljárásokat kísérleteztünk ki.

Igen kicsiny, megfesthetetlen kalcitszemcsék kimutatására jól bevált az 1%-os sósavval történt kezelés. A kevés, elszórt kalcitszemet tartalmazó dolomit csiszolt felszínére 1%-os sósavat cseppen-tünk, és binokuláris mikroszkópon, megfelelő nagyítással figyeljük a buborékképződést. A buborékok igen lassan fejlődnek, percekig megmaradhatnak, s így jól szemléltető a kalcitanyag eloszlása. Minél gyorsabb a buborékok fejlődése, annál kisebb nagyítást célszerű alkalmazni.

Ugyancsak jó szolgálatot tesz a sósavval és ecetsavval létrehozott maratási felületek vizsgálata. A kalcit kimart mélyedései és a kiemelkedő érintetlen dolomitfelületek ferde fényben jól szemléltetik a szerkezetet. Ezt a módszert sikerült még érzékenyebbé tenni azzal, hogy sósavban és ecet-savban oldhatatlan, finom eloszlású, vékony csapadék-, vagy festékréteget vittünk a csiszolt felü-letre. A savas kezelés során a CO₂ pezsgése a kalcitfelületről eltávolította a színes réteget, a dolomit-felületen pedig épen hagyta. — Ennek a módszernek egy másik változata az, ha a mart felületre nigrozinnal, vagy metilvörössel színezett, alkoholos polivinilacetát-, vagy kanadabalsam-réteget viszünk. Szárítás után finom csiszolóporral a felesleges színezőanyagot eltávolítjuk. Így a dolomit-részek fehérek maradnak, a kalcit helyén pedig a szín a maratás mélysége szerint változik.

A már felsorolt irodalom több más módszert is ajánl a dolomit közvetlen kimutatására. Ezekkel kapcsolatban azonban nincsenek jó tapasztalataink. A legtöbb, a halvány reakciószínek miatt, csak fehér dolomitfelületen alkalmazható.

S z e m c s e n a g y s á g - v i z s g á l a t o k

Mivel ezek is csiszolatban történtek, a valóságosoknál általában kisebb méreteket kaptunk, mert a csiszolat nem minden szemcsét metszett legnagyobb szélességében. Másfelől a szemcsenagyságok kevertisége és szórtsága is nagyobb, ugyancsak a különböző helyzetű metszetek következtében. A szemcsék feltüntetett aránya 4 mm² területen kimért szemcseszámot jelent.

S z i l á r d s á g i v i z s g á l a t o k

Az idetartozó megfigyelések, néhány törőszilárság-vizsgálaton kívül, csak durva szilárdság összehasonlításra adtak alkalmat, mivel mindössze a kalapáccsal való törés, illetve pattinthatóság módjának feljegyzésére szorítkoztak.

Bizonyos igen finomszemű dolomitrétegek rendkívül ridegen viselkednek, könnyen zúzódnak, és murvásodnak. A dolomitösszlet felső részében közbetelepült sávós-likacsos, vékonyabb padok mindig rendkívül kemények, szívósak, sőt kalapácsütésre szikráznak. A magasabb szintek mészkő-összletében közbetelepült márgás-dolomitos, sávós padok is kitűnnek a környező kőzeténél nagyobb szilárdságukkal. A vékony, tisztább, finomszemű mészkőpadok, vagy sávós-vörös, kalcitos közbetelepülések ezzel szemben gyakran ridegek, könnyen pattannak és kagylós törésűek. A mészkőösszletben közbetelepült durvakristályos, vékony padok pedig föltűnően kemények és szívósak.

Á s v á n y t a n i v i z s g á l a t o k

A különböző szintek átlagmintái oldási maradékának ásványait VÉGH S. határozta meg, meghatározásait KISS J. ellenőrizte. — Az oldási maradékok és a felső szint közbetelepült zöld agyagjának DTA vizsgálatát FÖLDVÁRINÉ VOGL M. végezte. A vizsgálatok 8-as érzékenységgel 0,1 g anyagból készültek.

Három szint *közbetelepült* dolomit-, illetve dolomitos mészkőmintájának röntgenfelvételét GYÖRE G.-né készítette el, kiértékelését SZTRÓKAY K.-nak köszönöm.

K é m i a i e l e m z é s e k

Elsősorban a könnyen meghatározható főalkatrészek (CO₂, Ca, Mg, Fe) és az oldási maradék mennyiségi vizsgálata készült el. A minták kiválasztásakor lehetőleg teljes rétegsor vizsgálatára

törekedtünk. Ezért a Déli-Gerecse dolomitösszletének főtipusai után a tatabányai Nagyköfőjtő, a Jásti-hegy köfőjtőjének teljes sorozata, a szintben fölötte követhető Nagygercse és az előbbi kettőt áthidaló, de némileg eltérő kifejlődésű Kecskői-kőfőjtő teljes mintasorozatát vizsgáltuk meg.

A „hiánytalan” jelző szigorúan természetesen csak a köfőjtők sorozatára alkalmazható. A többi feltárást főleg törésvonalak mentén kialakult kőzetfalak szolgáltatták. Ezek a külső erők munkájának huzamos ideig voltak kitéve. A lágyabb, vékonyabb rétegek kimállottak, s a keletkezett rés fölött a vastag dolomit és mészkőpadok rendszerint összezsugorodtak.

A kémiai elemzések komplexonos-titrálásos eljárással készültek (51, 102).

Az elemzések nem terjedtek ki minden elegyrészre. Az összegezéskor tehát azt kellett volna várni, hogy mindig 100%-on aluli értéket kapunk. A tapasztalat szerint azonban nagyon sok esetben 100%-nál nagyobb összeg adódott. Ezt eleinte mérés hibával magyaráztuk. A megismételt mérés azonban hasonló eredményt adott. Ennek az lehet az oka, hogy a feltüntetett alkatrészek nem mindig a feltételezett kötésben vannak jelen. Így bizonyos, hogy a vas nem Fe_2O_3 , hanem részben hidroxid alakjában van jelen. Mivel ez a különbség elsősorban dolomitoknál jelentkezik, valószínű, hogy a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ formában megadott Mg-ionok egy része, ha kicsiny része is, más ásványból, esetleg agyagásványból származik. A DTA elemzések szerint az oldási maradék agyagásványa dolomitban a montmorillonit, s ez valószínűvé teszi föltevésünket.

c) Anyagvizsgálati eredmények

A kőzetjellegek változásának rendszeres vizsgálatokor, az idősebb tagoktól dőlésirányban fölfelé haladva vegyük sorra az egymásra következő rétegeket. A Gerecsehegységben az általános dőlés közel É-i, a legidősebb tagoknak tehát a hegység déli részén kell felszínre bukkanniuk. Ez így is van, annak ellenére, hogy csapásmenti vetők miatt a rétegsor nem folyamatos.

D o l o m i t - s o r o z a t

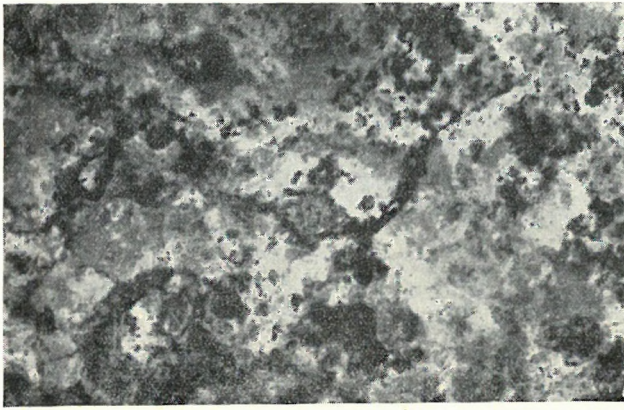
A legidősebb tagozat változatos kifejlődésű dolomit. Ebben az alábbi típusok ismerhetők fel:

1. *Világosbarna, a magasabb szintekben vöröses árnyalatú, likacsos dolomit.* Likacsai igen sűrűn jelentkeznek, sokszor finom réteges elrendeződésűek. Pórustérfogata 7,8—10,2%. Padjai 80—100 cm vastagságúak. E kőzettípus a 2. típus tömött dolomitpadjaival váltakozik. Azokkal éles határ mentén érintkezik, nincs köztük átmenet. A padok nagy távolságra követhetők, sem elvékonyodás, sem kivasztagodás, vagy kiékelődés nem észlelhető. Szemcsészettsége nem mérhető pontosan, mégis kb. 0,05 mm-es szemek építhetők fel, egyenletes eloszlásban (2. ábra a, b.). Az üregek szabálytalansága csiszolatban még feltűnőbb, mint szabad szemmel. Növényi szerkezetre utaló nyom egyik csiszolatban sem fedezhető fel. Réteglapra merőleges metszetében finomréteges szerkezet látszik (2. ábra a), ami a közbezárt üregek rendszeres elhelyezkedéséből származik. A rétegzéssel párhuzamos metszete (2. ábra b) szabálytalan üregezlést mutat. Az üregek keletkezése tisztázatlan. A lehetőségeket vizsgálva három magyarázat is kínálkoznék, az eddigi adatok alapján azonban egyiket sem lehet bizonyítani.

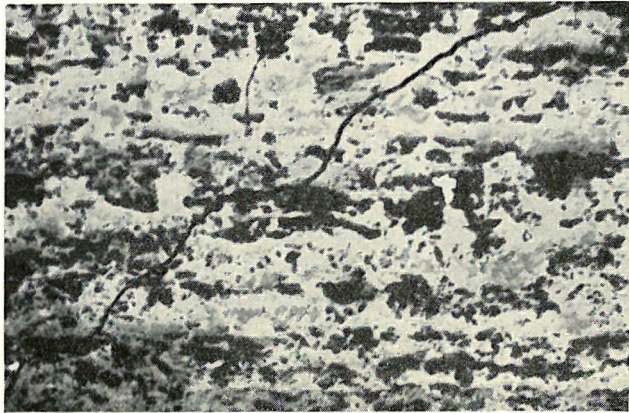
a) az üregek mészalgák vázainak utólagos elpusztulása és kioldása, majd olymértékű továbboldódása révén alakultak ki, hogy az eredeti formák teljesen eltűntek. Azonban egyetlen vékonycsiszolatban sem lehet algamaradványhoz hasonló képződményt látni. VIGH Gy., (151) aki először vetette fel a keletkezés ilyen magyarázatát, szintén nem tudott ilyen maradványokat kimutatni. Átkristályosodásról itt nem lehet szó, mert az igen finom kristályos kőzetanyag legfeljebb a finomszemű vegyi kiválások szemcseméreteit éri el.

A likacs elrendeződés párhuzamossága ugyancsak ellene szól a biogén keletkezésnek. Ez inkább valamilyen vegyi kiválású ritmusra, szakaszosságra utal. A szakaszos kiválás egyébként is igen jellemző a gerecsei triász üledékképződésre.

β) Felvetődik, hogy valamilyen könnyebben oldható ásvány (kalcit, gipsz, só!?) és a dolomit, ill. a dolomit anyakőzetét adó mészsanyag váltakozva váltak ki. A kristálycsoportok nyugodt vízben



a)



b)

2. ábra.

Az 1. típusú dolomit vékonyesizolati képe. a) metszet a rétegződésre merőlegesen, b) a rétegződéssel párhuzamos metszet. Mintavételi hely: Nagybaglyas, Tarján

Abb. 2.

Dünnschliffbild von Dolomit Typ Nr. 1. a) Schnitt senkrecht zur Schichtung, b) Schichtparallel Schnitt. Nagybaglyas

a legkülönösebb formákat vehették fel, ezeket a kiváló karbonátásványok lefedték, majd másutt újra megindult a kristályképződés. Nem hihető azonban, hogy a kérdéses ásványnak sehol semmi nyoma ne maradt volna az utólagos oldási folyamat után. Azonban nemcsak felszínen gyűjtött, a mállásnak erőteljesebben kitett kőzetrészekben, de a kőfejtők falaiból szedett ép mintákon sem ismerhető fel ilyen kitöltés. De nem is lehet erőteljes oldatvándorlásra, tehát kioldásra számítani olyan rétegben, melynek fedője, fekvője s eredeti állapotában maga is vízzáró.

γ) A feltételezett szakaszos vegyi kiváláson kívül még a *likacsosság szingenetikus* volta inkább szóba jöhet. Ismerünk ugyanis édesvízi mészkövek esetében, közvetlenül vegyi úton kivált anyagban, elsődleges likacsos szerkezetet. Ennek egyik feltétele a növényi anyagokra történő kicsapódás, amelyet a szerves anyag teljes elbomlása követ. A növényi lenyomatok azonban ilyenkor mindig felismerhetők maradnak, akár szár-, akár levélmaradványokról van szó. Ez lényegében visszavezet az a) pontban tárgyalt megoldás felé. Másik lehetőség, hogy egészen sekély vízben a víznek a felszínén méshártya válhat ki, s ez annyira megszilárdulhat, hogy az alatta levő, vegyileg kicsapódott méshiszap egyenlőtlenségeit áthidalhatja és maga alatt üreget képez. Ennek képződési mechanizmusára HORVÁTH F. opponens hívta fel figyelmemet. Idézünk opponensi véleményéből:

„A szerzők egy része a karbonátkiválást a tengervízből denitrifikáló baktériumok működésével hozza kapcsolatba. A bomló szerves anyag ammónia-termelése a tengervíz hidrogénion koncentrációját növeli, amit karbonátok kicsapódása kísér. Egyesek szerint ez a folyamat gyakorlatilag specifikus és a *Bactérium calcis*, illetve a *Pseudomonas calcis* életműködéséhez van kötve, mások szerint számos baktérium-féle képes megfelelő koncentráció esetén a tengervízből CaCO_3 -ot kicsapni.

Más szerzők a baktérium közvetítésével tengervízből történő karbonátkiválást a kén ciklusához kapcsolják (LEGENDRE 1938. és NASSEN 1928-ban). Ezt a felfogást igazolják legújabban 1955-ben a francia LALOU érdekes akvárium-kísérletei” (62).

„LALOU recens tengeri iszapot akváriumban hosszabb ideig tengervíz alatt tartott, s azt észlelte, hogy ily módon az iszap feletti víz semmi változást nem szenvedett, s a közeg oxidáló maradt. Az iszap legalább a felszín közelében elvesztette sötét színét, kifakult. A vízben a szulfáttartalom, az oldott oxigénmennyiség, az oldott kénhidrogén mennyiség és a p_H érték, melyet naponta mértek, észrevehetően nem változott. Ezzel szemben, ha az iszap feletti tengervízhez valamely könnyen asszimilálható anyagot, pl. glükózát adtak, mely alkalmas arra, hogy aktiválja a baktérium anyagcseréjét, a közegben csakhamar jelentős változás volt látható. A felszínen kristályos hártya jelent meg, mely röntgenvizsgálattal kalcit, aragonit és dolomit keverékének bizonyult, a kísérleti feltételek szerint

változó arányban. Ezt a karbonátképződést az oldott szulfáttartalom fokozatos és végül teljes eltűnése kísérte, igen erős H_2S képződés és az oldott oxigén elfogyasztása mellett.

Igen érdekes volt kezdetben a p_H érték igen határozott csökkenése, melyet később újránövekedés követett.

Rövidesen a karbonátok első kicsapódása után az iszapban levő vas migrációja is megindult. A felszínen eleinte irizáló, majd később határozottan vörhenyes hártya jelent meg, melyet később a fejlődő kénhidrogén redukál. L a l o u-nak az adott kísérleti feltételek mellett nem sikerült pirit-állapotot elérni, hanem csupán egy nagyon instabilis vasmonoszulfur keletkezett, mely nyomban reoxidálódott, amint a redukáló közegből kikerült. Ezt a folyamatot érdemes itt hangsúlyoznom, nemcsak a dolomitokban oly gyakori karbonát-vas asszociáció miatt, hanem azért is, mert a vegyi eredetűnek tartott szerves maradvány nélküli dolomitban a pirit-pszeudomorfózák gyakoriak, a magasabb fejlettségű szervezetek anyagának bomlásából viszont a pirit éppen a kövülethiány miatt nem származtatható.

A baktérium-működés megtámadja a tengervíz szulfátját és felszabadítja ezáltal a kalcium és magnéziumionokat. A baktériumok anyagcseréje nagymennyiségű széndioxidot is termel, ami eleinte, mint a kísérlet kezdetén láttuk, a p_H érték átmeneti csökkenésére vezet. A kalcium- és magnéziumionok ekkor bikarbonátokká alakulnak. A levegő és víz érintkezésén a CO_2 -tenzió csökken, s a karbonátok kicsapódhatnak.

A tengeri szulfátok destrukciója a baktérium-tevékenység során a kénsav, mint erős sav sóinak gyengébb savakkal való helyettesítésével és a lúgosság növekedésével jár, melynek szintén következménye lehet a karbonátok kicsapódása a p_H érték növekedése során.

Az az érzésem, hogy triász dolomitjaink geokémiájának számos kérdésében ezek az eddig kevésbé méltányolt folyamatok fognak bennünket közelebb vinni a megoldáshoz. Ezek a kísérletek egyébként részünkről is könnyen megismételhetők volnának, különböző kísérleti feltételek, nyomás és hőviszonyok mellett, s ha közben kicsapódó karbonátokban a Ca : Mg arány eltolódását is vizsgáljuk, megtalálhatnók a kapcsolatot közte és a kísérleti feltételek változása között, ami esetleg a környezet tényezőinek a megváltozásával való összefüggésnek s a szakaszosság bizonyos jelenségeinek magyarázatát szolgálhatná.”

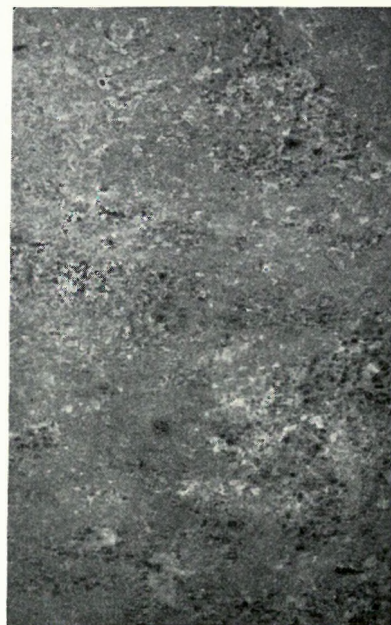
Valamilyen hasonló folyamatot kell itt elképzelnünk.

Erre utal az is, hogy az egyenletes rétegecske felülete egyre egyenlőtlenebbé válik, végül valóságos kis faalakú kinövések keletkeznek rajta, s ezek fölött rendszerint újabb, többé-kevésbé egyenletes alsó-réteglappal jellemezhető réteg telepszik. Ez a jelenség a kinövések valamivel nagyobb kristályszemcséi alapján lassúbb kristályképződés és gyorsabb vegyi kicsapódás váltakozásával magyarázható.

Kémiai összetétele: 93,04% $CaMg(CO_3)_2$, 6,80% $CaCO_3$, 3,14% Fe_2O_3 , 0,32% oldási maradék.

2. Világos és sötétebb barna, tömött, kemény dolomit. Pórus térfogata 1,3%. Rendszerint 60—80 cm-es padokban található a dolomitösszlet alsó szintjeiben, és az 1. típusú kőzet vastagabb rétegeivel váltakozik.

Vékonycsiszolatban nem annyira egyenletes a szemcsézettsége, mint szabad szemmel (3. ábra). Igen aprószemcsés (a szemcsék átmérője kb. 0,002 mm). Az alapanyagban felhős, szabálytalan elrendezésben 0,01—0,02 mm átmérőjű szemecsoportok helyezkednek el. A nagyobb szemek víz-tiszta dolomitszemcsék. Elvértve apró, opak ásványok vannak benne, valószínűleg limonitkoc-kácskák.



3. ábra.

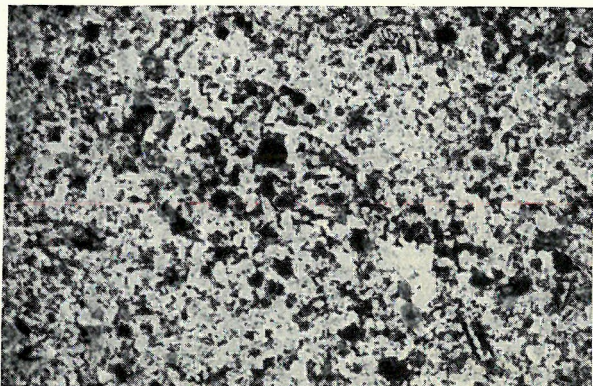
A 2. típusú, világosbarna, tömött kemény dolomit vékonycsiszolati képe. Mintavételi hely: Hársastól DK-re. Szár

Abb. 3.

Dünnschliffbild vom hellbraunen massiven harten Dolomit Typ Nr. 2, SO vom Hársas

Kémiai összetétele meglehetősen homogén. 97,90% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 1,58% szabad CaCO_3 , 2,39% Fe_2O_3 és 0,12% savban oldhatatlan maradék jellemzi. A szabad CaCO_3 valószínűleg az apró üregekben kivált kalcitkristályoktól ered.

3. *Fehéres, világosbarna, könnyen törhető, középszemű dolomit*, Myophoriák és apró csigák lenyomataival. Rétegvastagsága 1—2 m között változik. Ez a típus szorosan összefügg az 1. típusú likacsos dolomittal, mellyel annak felső szintjeiben váltakozik is. A 3. típus likacsai azonban más jellegűek, a nagyobb számban jelentkező kioldott vázrészecskék adhatják. A likacsok ebben nem függenek össze egymással, hanem a különben tömött szövetű kőzetrészekben mutatkoznak, és elrendezésükben semmiféle szabályszerűség nem észlelhető (4. ábra).

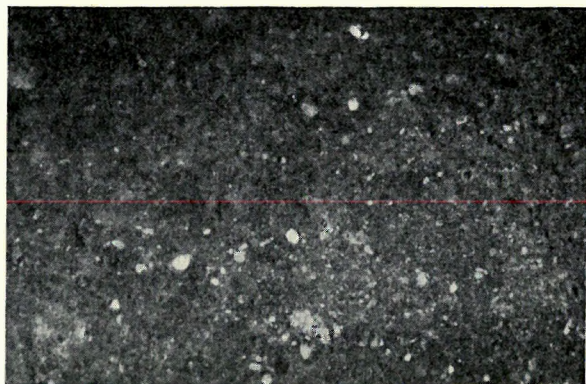


4. ábra.

A 3. típusú, fehéres-világosbarna, myophoriás, könnyen törhető, középszemű dolomit vékonycsiszolati képe. Mintavételi hely: Bagolyhegy, Tarján

Abb. 4.

Dünnschliffbild vom weisslichen-hellbraunen, brüchigen, mittelkörnigen Dolomit mit Myophorien, Typ Nr. 3. Bagolyberg



5. ábra.

A 4. típusú barna, szemcsés törésű dolomit vékonycsiszolati képe. Mintavételi hely: Hársastól DK-re, Szár.

Abb. 5.

Dünnschliffbild vom braunen, körnig brechenden Dolomit Typ Nr. 4. SO vom Hársas.

Szövege 0,5, 0,3 és 0,2 mm átmérőjű, kerek szemek (1 : 3 : 2 arányban) szabálytalan halmaza. Átlátszó kalcitkristályok és kisebb üregecskék láthatók benne elszórtan. Egy-két cső alakú „ősmeradvány” talán mészalgák maradványa lehet. A kőzet zöme azonban nem lehet algás-biogén eredésű, utólagos átkristályosodást tekintetbevéve sem. A szemcsék kerek volta a tiszta vegyi kiválás ellen bizonyít. Valószínű másodlagosan feldolgozott keletkezése. Kémiai összetétele: 100,28% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,14% Fe_2O_3 , 0,15% savban oldhatatlan maradékot találtunk benne.

4. *Barna, szemcsés törésű dolomit*. Igen kemény, szívós; ütésre szikrázik.

Vékonycsiszolatban is meglehetősen egyenletes szövetű (5. ábra). Parányi, 0,005 mm-nél kisebb átmérőjű szemcsékből álló homogén alapanyagban 0,03 és 0,1 mm-es szemcsék vannak elszórvva. A beágyazott szemcsék átlátszatlanok. Hézagterfogata 0,3%.

Rendkívüli keménysége miatt külön vizsgálatok is készültek róla. Törőszilárdsága 2500 kg/cm², tehát a bazaltét is megközelíti. E nagy értéket a kémiai összetétel nem indokolja. Teljes elemzése:

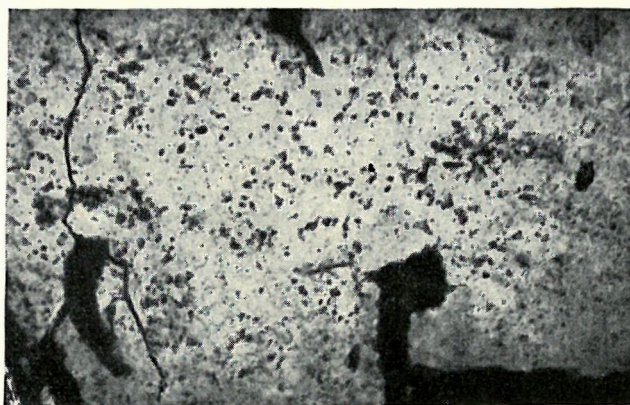
I. táblázat	
Nedvesség	—
Izzítási veszteség	47,19%
Oldhatatlan maradék	0,72 (ebből SiO_2 : 0,50 R_2O_2 0,22)
TiO_2	—
Al_2O_3	nyom
Fe_2O_3	0,28
FeO	—
MnO	—
CaO	30,64
MgO	20,30
Na_2O	0,43
K_2O	—
P_2O_5	—
	99,56

Spektroszkópos nyomelem-vizsgálat:

Ni	gyenge nyom
Zn	—
Pb	?
Ti	gyenge nyom
Mn	gyenge nyom
Cu	nyom
Mo	—

De keménységét nem indokolja voltaképpen szövete, a szemcsék nagysága sem. Külön vizsgálatot igényelne annak tisztázása, hogy mitől függ a dolomitok szilárdsága.

5. *Világosbarna, rendkívül rideg, könnyen zúzódó, ezért murvásodásra nagyon hajlamos dolomit.* A Nagybaglyas hegy ÉNy-i oldalán határozottan észlelhető, hogy az 5. típusú, 80—100 cm-es dolomitpad murvásodik, míg az alatta és a fölötte levő rétegek már teljesen épek. Itt és sok más helyen is sávós-likacsos (1. típus) és myophoriás (3. típus) dolomitpadokkal való váltakozása észlelhető. A murvásodás benne szinte mindenütt fellép.



6. ábra.

A 6. típusú, vörös színű, üreges dolomit vékonycsiszolati képe. Mintavételi hely: Gyarmathegy, Gyermely

Abb. 6.

Dünnschliffbild vom roten, Hohlräume enthaltenden Dolomit Typ Nr. 6. Gyarmatberg bei Gyermely

Vékonycsiszolatban szövetében igen finom alapanyagban elszórt 0,03—0,04 mm-es szemcsék a jellemzők. Különbség azonban az előzővel szemben, hogy itt át nem látszó és átlátszó szemcsemzők szabálytalanul, felhősen illeszkednek egymás mellé.

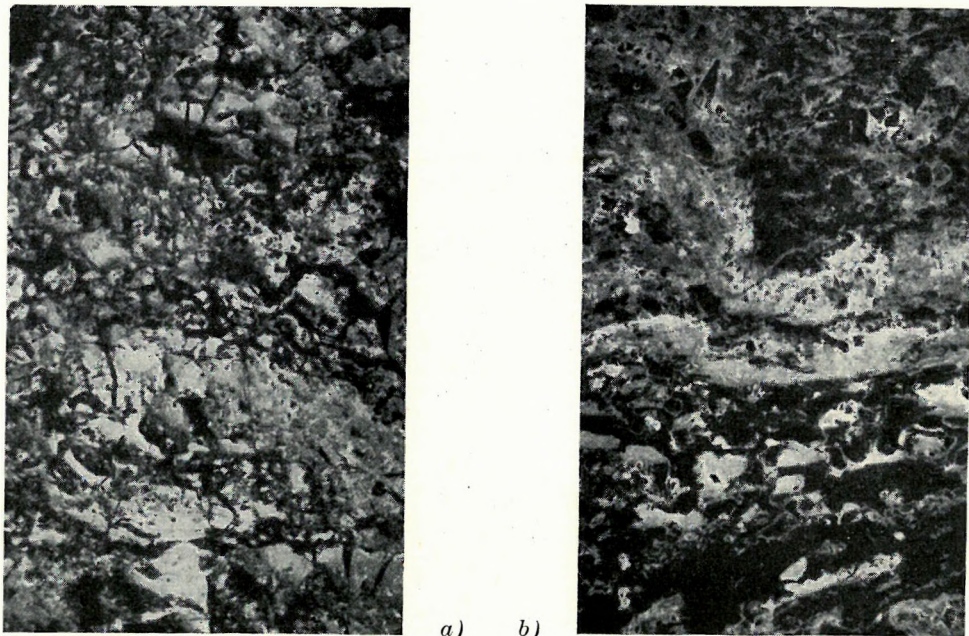
Összetételében 100,19% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ -t, 0,08% Fe_2O_3 -t, 0,14% oldási maradékot mutattunk ki.

6. *Vörös színű, üreges dolomit.* Az üregek falát sokszor parányi kalcitkristálykák borítják. A kőzet egyenletesen aprószemcsés, a friss törési felületeken rózsaszínű-világosbarna árnyalatú, az üregfalakban s a sűrű, zárt repedések falán azonban a ferrioxid feldúsul, s ez az egész kőzetet vörössé teszi. Az üregek teljesen szabálytalan alakúak és elrendezésűek, egymással nem függenek össze. Itt-ott csőszerű üregecskék is mutatkoznak. Pórustérfogata 5,2—7,1% közt váltakozik, tehát kisebb mint az 1. típusé, pedig üregei lényegesen nagyobbak. Az üregeket körülfogó kőzet azonban tömött, s a likacsok száma sokkal kevesebb, így érthető ez a különbség. A világosbarna- vörös sávós-likacsos (1. típus) dolomitpadokat tartalmazó összlet fölött található, és tömött, finomszemű, kristályosabb, világosbarna, vastagabb dolomitpadokkal (3. típus) váltakozik.

Vékonycsiszolatában megfigyelhető, hogy az üregek falai felé a kőzetben semmiféle szerkezeti változás nincs. A kőzet meglehetősen szilárd. Ezt egyenletes szövete indokolja. Igen finomszemű alapanyagban ugyanis 0,1, 0,15 mm átmérőjű átlátszó szemcsék helyezkednek el (6. ábra). E szemek a festési vizsgálatok szerint dolomitzemcsék, akárcsak az alapanyag. A kőzet nagyobb

CaCO_3 -tartalmát az üregek falára rakódott parányi kalcitromboéderek adják. Üregességének okát még nem tudjuk magyarázni. A vil. barna-vörös, likacsos 1. típusú dolomittal ilyen szempontból nem hasonlítható össze, mert ilyen nagy üregek keletkezése csak utólagos kioldással magyarázható. A kioldás minőségét előzetes szingenetikus szerkezeti jellegnek kellett megszabnia. Kémiai összetétele: 99,65% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 2,42% Fe_2O_3 , és 0,18% oldási maradék.

7/a. Fehér- világosbarna, sávos, likacsos, rendkívül kemény dolomit, amely tömött, finomszemű dolomitrétegekkel váltakozik. Rétegvastagsága 40—60 cm között van. Az 1. típustól nemcsak színében tér el, hanem abban is, hogy sávoságát nemcsak a likacsok többé-kevésbé párhuzamos elrendeződése eredményezi, hanem márgásabb (?), világosabb, kevésbé áttetsző és kristályos, áttetszőbb,



a) b)

7. ábra.

A 7. típusú fehér-világosbarna, rendkívül kemény dolomit vékonycsiszolati képe. a) sávos-likacsos változat, b) tömött változat. Mintavételi hely: Nagysomlyóvár, Tarján

Abb. 7.

Dünnschliffbild vom weissen bis hellbraunen gebändert-löchrigen äusserst harten Dolomit Typ Nr. 7a. Nagysomlyóvár a) die gebändert-löchrige Varietät, b) die kompaktere Varietät

barnább színű 0,5—1,0 mm vastagságú rétegek váltakozásából áll, s a likacsokat ezek a rétegecskék ölelik körül. A likacsokat apró kalcit-romboéderek bélelik, esetleg teljesen ki is töltik. Pórustérfogata 8,9%.

Mikroszkópi képe (7a. ábra) is erősen eltér az 1. típustól, bár makroszkóposan a sávozottságban némileg hasonlóak. Szemcséi jóval nagyobbak. A 0,1; 0,3; 0,6 és 1,0 mm átmérőjű szemcsék 9 : 16 : 4 : 1 arányban részesednek szövetének felépítésében, maguk az egyes szemcsék is 0,03 mm-es, vagy még kisebb szemcsékből állanak és ezek hasonló szemcseméretű alapanyagba ágyazódnak. Ez a szövet arra utal, hogy vegyi kiválású, hullámos felületű rétegek autigén törmelékes rétegecskékké váltakoznak: közben üregek, a rétegzés mentén elnyúlt hézagok alakulnak ki.

Kémiai összetétele: 97,90% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 1,65% szabad CaCO_3 , 1,51% Fe_2O_3 és 0,15% oldási maradék.

7/b. Fehér- világosbarna, sávos tömött dolomit. Az előbbi típushoz hasonló, abból fokozatosan fejlődik ki, s köztük minden átmenet megvan (7b. ábra). Fehér és világosbarna, hullámos rétegek építik föl. Rendkívül kemény. A 7/a típustól főleg abban különbözik, hogy tömött, üregeket és pórusokat csak elvétele tartalmaz. Átlátszó és átlátszatlan rétegek váltogatják egymást. Az egész dolomitösszetben rendszeresen visszatérő, tömött, világosbarna dolomiton kívül (2. típus) szivós, hófehér, szem-

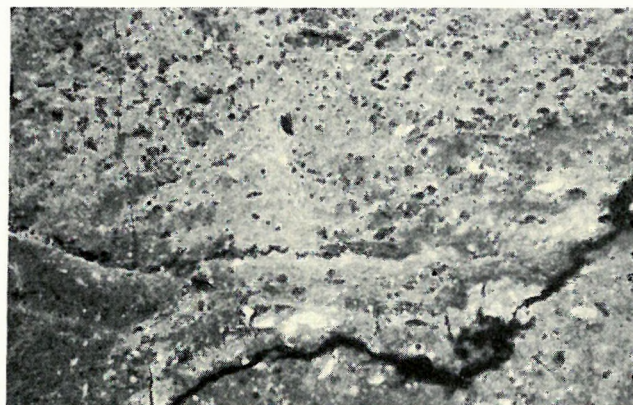
csés, de nagyon tömött padok is kísérik (8. típus), amelyek a felsőbb szintekben kizárólagosakká válnak.

Kémiai összetételében 92,75% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 2,18% CaCO_3 , 1,26% Fe_2O_3 és 0,30% oldási maradék van. A 100%-tól való eltérés kovásodás következménye. A megismételt kémiai elemzés ui. 2,1% kovasavat mutatott ki a kőzetben. Ennek kis része az oldási maradék agyagásványaiból, illetve kvarcsemcséiből származik, a zöme azonban kétségtelenül kötőanyagyszerű elrendeződésben, szabad, koloidos-kovasavas alakban van jelen, és ez indokolja a kőzet rendkívüli keménységét. A kovát igyekeztünk mikroszkóppal is kimutatni, azonban jelenlétét optikai úton biztosan eldönteni nem lehetett.

8. *Hófehér, tömött, szemcsés dolomit.* Jellegzetes kaolinfehér mállási kérge van. Általában vékony-pados, 20—30 cm vastag rétegekből áll. Egy-egy ilyen réteg halványbarna, közönséges dolomit (2. típus) vastagabb padjai közé települt. Nagyon kemény, szinte alig törhető, nehezen formálható. Hézagterfogata tömött külseje ellenére meglehetősen nagy, 4,0%. Ez igen apró, egymással jól közlekedő pórusok összességéből adódik.



a)



b)

8. ábra.

A 8. típusú, hófehér, tömött szemcsés dolomit vékonycsiszolati képe. a) mintavételi helye: Nagysomlyóvár, Tarján, b) mintavételi helye: Gyarmathegy, Gyermely

Abb. 8.

Dünnschliffbild vom schneeweissen, massiven, körnigen Dolomit Typ Nr. 8. a) Nagysomlyóvár, b) Gyarmatberg.

Vékonycsiszolati képe meglehetősen sokféle lehet (8a., 8b. ábra), annak ellenére, hogy makroszkóposan rendkívül jellegzetes, és semmiféle más kőzettel össze nem cserélhető. Igen finom szemcséi szorosan illeszkednek egymáshoz, és a különböző változatok szerint csomósan, rétegesen, vagy sűrű hálósan az alapanyagnál is finomabb szemű részek helyezkednek el benne. Egyes fajtáiban egyenesen elszórt nagyobb szemcsék is mutatkoznak. A rétegsor fiatalabb tagjai felé haladva, a beágyazott szemcsék nagysága és száma is nő (0,05—0,1, 0,2-ig). A dolomitösszlet felső részére nagyon jellemző, s a mészkőösszlet alján is újra visszatér néhány padban. Minden bizonnyal tiszta vegyi kiválású kőzet.

Kémiai összetétele: 100,89% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,06% Fe_2O_3 és oldási maradék 0,16%.

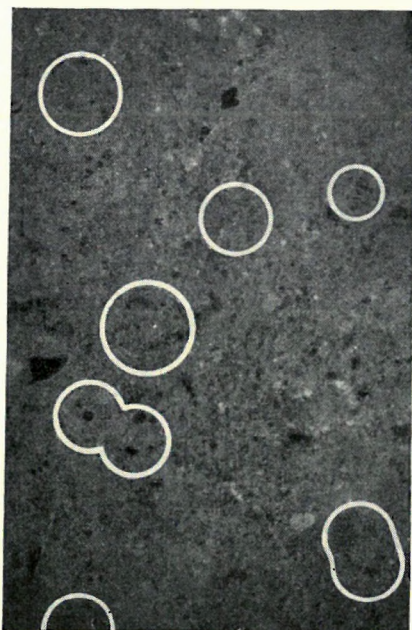
D o l o m i t p a d o s m é s z k ő s o r o z a t

9. A dolomit és mészkősorozat határán a legtöbb helyen élénk rózsaszínű, kristályos, egyenletes szemcséjű mészkő található. Nagyon gyakori, mindig azonos szintben jelentkezik, azonban feltárásban, vagy szálban sehol sem figyelhető meg.

Vékonycsiszolati képe vegyi kiválású mészkő szövetét mutatja. Alapanyaga 0,1—0,3 mm átmérőjű szemcsékből áll. Ebbe szabálytalan, üregkitöltéshez hasonló, 0,7 mm-es kristályszemcsék hol elvékonyodó, hol kivastagodó halmazai ágyazódnak be. E halmazok elágazó, ferde és egyenes sorokba tömörülnek és csiszolatban a rétegzettség nyomainak tűnnek. Makroszkóposan ez nem látható.

Kémiai összetétele: 99,64% CaCO_3 , 0,38% Fe_2O_3 és 0,32% oldási maradék. Hézagterfogata kristályosságának megfelelően nagy, 1,6%.

10. *Hófehér, tömött szövetű mészkő.* Ezt a típust a dachsteini mészkő jellegzetes kifejlődésének szokták nevezni. Teljesen azonos a Budai-hegység dachsteini mészkőtípusával, és azzal szintben is azonosítható. A nóri emelet egyik képviselője. Márgás, kissé dolomitos padok települnek közéje



9. ábra.

A 10. típusú, hófehér, tömött szövetű mészkő vékonycsiszolati képe. Mintavétel helye: Csurgó-hegy, Tarján.

Abb. 9.

Dünnschliffbild vom schneeweissen massiven Kalkstein Typ Nr. 10. Csurgóberg



10. ábra.

Brachiopodás mészkő, mely a tömött fehér mészkő padjai közé települt, vékonycsiszolatban. Mintavételi hely Herkályos, Vértestolna

Abb. 10.

Brachiopodenkalk als Einschaltung zwischen den Bänken des massiven Kalkes. Herkályos.

(11, 12, 14 típus), ami a Budai-hegységben ismeretlen. A sárgás, de hasonlóan tömött, mikrokristályos, dolomitos mészkőpadok (14. típus) mellett fölfelé jellegzetes, márgás, bitumenes, fehér, barnasávos, dolomitos mészkő is jelentkezik közbetelepülésként (11, 12 típus).

Ez a fehér mészkő a hegység D-i és DNy-i részén, a legmagasabb triász tagokig, az összlet legfontosabb közettípusa, amelynek egyes szintjeiben csak a közbetelepült rétegek jellege változik.

Általában mélyebb szintjeiben vékonyabb, felfelé vastagabb, 1—3 m vastag padokban található.

Vékonycsiszolatában leginkább egyenletes eloszlású, 0,05 mm körüli átmérőjű szemcsék látszanak.

Vannak azonban olyan fajtái, ahol ebbe a finom alapanyagba 0,2 mm-es kalcit kristálykák ágyazódnak. Hézagterfogata 0,4%. Ebben a kőzetben már ősmaradványokra utaló nyomok, főleg apró, alig 1—2 mm-es korallak átmetszetei is akadnak (9. ábra). Egyes padokban Brachiopoda-héjmetszetek és Foraminiferák is megfigyelhetők. (10. ábra).

Kémiai összetétele rendkívül változó. A mélyebb szintekben több, felfelé egyre kevesebb Mg-ot tartalmaz.

Több minta elemzési adatait közöljük:

II. táblázat

	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Old. marad %
Bánhida, Szelimlyuk	99,80	—	0,23	0,18
Tarján, Csurgóhegy	98,56	1,22	0,26	0,19
Héreg, Alsó szőlők feletti kőfejtő* 1. sz. minta	97,04	1,92	0,09	0,68
3b sz. „	97,24	1,55	0,06	0,25
4b sz. „	95,93	2,97	0,07	0,56
7b sz. „	98,48	1,55	0,07	0,17
13a sz. „	97,26	1,83	0,17	0,34
14. sz. „	97,16	2,01	0,10	0,25
19. sz. „	96,75	1,46	0,13	0,08
20. sz. „	95,06	2,28	0,13	0,64
21. sz. „	97,11	1,46	0,29	0,61

* A minták számozása alulról felfelé, rétegenként történt.

A mélyebb szintek fehér mészkőve hasonló szövetű és mikroszkópi képű, azonban sárgásabb színű dolomitos mészkő padokkal váltakozik. Ezek makroszkóposan sárga színük alapján már elkülöníthetők. Kémiai összetételük szerint sokkal több dolomitot tartalmaznak, amit a héregi Alsó-szőlők kőfejtőjéből származó minták elemzési adatain mutathatunk be:

III. táblázat

	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Old. marad %
4a sz. minta*	66,02	34,11	0,57	0,64
7a sz. „	85,44	14,08	0,27	0,32
15. sz. „	88,49	9,78	0,15	0,38
16. sz. „	14,90	82,31	0,56	0,53
17. sz. „	89,62	9,33	0,21	0,25

* A minták számozása rétegenként, alulról felfelé történt.

Itt kell megemlékeznünk egy különleges kőzettípusról, amelyből mindössze egyetlen padot találtunk a Herkályoshegy déli részén, fehér mészkőrétegek közé települten. Ebben az összletben, különösen a felső szintjeiben, már meglehetősen gyakoriak a biogén közbetelepülések. Az említett pad is szinte tisztán *Brachiopoda-héjából áll*. Az ép, egyáltalában nem zúzott héjak átmetszetein vékonycsiszolatban kitűnően látszik a héjszerkezet és a kartámasztó vázak is épen mutatkoznak. A Brachiopodák apró, 0,5-cm-es példányok lehetnek és a legkülönbélebb metszetekben jelentkeznek (10. ábra).

11. *Vékonyos, márgás, bitumenes-dolomitos mészkő*. Fehér és sárgás mészkő- és dolomitos mészkőpadok közé települt. Ebben a típusban igen finom, párhuzamos sávokba rendezett, 1—2 mm, legfeljebb 3 mm vastag szürke, bitumenes rétegecskék vékonyabb, 0,5—1 mm-es fehér sávokkal váltakoznak. A rétegek 10—30 cm vastagok, alsó és felső harmaduk szabályosan váltakozva sávzott. A középső harmad felé azonban alulról és felülről is növekszik a fehér anyag mennyisége, kalcit-kristály-csoportokat tartalmazó hullámos rétegek iktatódnak közbe, majd középen a bitumentartalom nélküli fehér anyag szinte kizárólagossá válik. Itt a szemcsék is nagyobbodnak s a sávzotttság teljesen elmosódik. Hézagterfoga 5,2—3,1% között van. Csiszolt felületét Lemberg-oldattal megfestve kiderül, hogy benne meszesebb és dolomitosabb rétegek váltakoznak.

A szélső és középső részek vékonycsiszolati képe erősen eltérő. A szélső részek márgásak, sávozottságuk jól észlelhető. (11a. ábra.) Egy-egy rétegecske gyakran kettétört, a törés helyén kissé beroppan. Sem az alatta, sem a fölötté levő lemezkét nem harántolja ez a folytonossági hiány (11b. ábra). Ez a kőzet keletkezését bizonyító jelenség. Lágú, nehezebben szilárduló, bitumenes mészszipap és rögtön keményedő, tisztább mészlemezkeké váltogatva rakódtak le a tenger fenekén. A lágú iszaprétegecske fölött a mészlemezke megpattant, gyakran kissé belenyomódott lágú fekvőjébe. A fölötté következő, újabb lágú réteg hajlata követte a lemezke elhelyezkedését, a törés azonban természetesen nem folytatódik benne. Gyakran látható, hogy a keményebb mészlemezkeket képviselő fehér rétegek egész sorozata egymás fölött, kis eltolódásokkal tört ketté. Ez abból következik, hogy a mészlemezke mindig ott repedt meg, ahol nem feküdt fel teljes, vagy legalábbis nagy felülettel az aljzatra. S ahol egyszer már az első törés következtében, vagy akár más okból is lehajlás történt, ott a lemezke csak két ponton megtámasztva helyezkedhetett el. Ez a helyzete okozta a legkisebb terhelésnél, de lehet, hogy saját súlyánál fogva is, hogy a lehajlás fölött kettétört. Kevésbé likacsos, tömöttebb kőzetanyagban, vízmozgás esetén, hasonló módon keletkeznek az irodalomból közismert autigén lemezes breccsák nyílttengeri összletekben is (15, 16, 103—105, 112).

A kőzettípus rétegeinek középső részén egészen más a szövet (11c. ábra). A finomszemű kőzetanyag szabálytalan, erősen csipkézett szegélyű halmazokban jelentkezik. Ezek közül még egy finomabb szemű, átlátszatlan, foszlányos, fehér szegély jelentkezik. Az így kialakult halmazok közötti teret pedig *kalcitkristálycsoportok* töltik ki. Oldási maradéka egészen kevés.

A kőzettípus több padban lép föl, ezek kémiai összetétele az egyes rétegsorokban alulról felfelé haladó sorrendben:

IV. táblázat

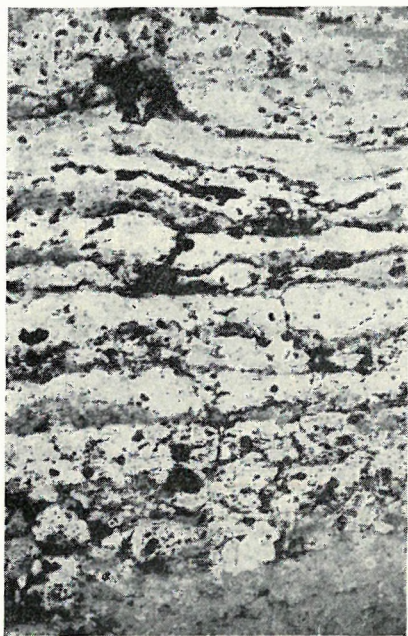
	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Old. marad %
Tatabányai nagy kf.				
1. sz. minta	44,20	53,95	—	1,85
2. sz. „	44,34	55,02	—	0,64
6. sz. „	47,85	51,45	—	0,80
7. sz. „	53,91	32,87	—	13,22
12. sz. „	40,82	58,24	—	0,94
Héreg, Alsószőlők kf.				
2. sz. minta	47,06	48,47	1,04	6,66
10a sz. „	43,34	54,87	0,32	1,44
10b sz. „	62,71	12,99	1,07	22,90
11. sz. „	16,78	82,77	0,42	1,24
13b sz. „	72,46	5,21	0,73	20,00
Nagyerecse				
290. sz. minta	11,55	88,11	0,48	0,15
316. sz. „	92,73	6,47	1,51	0,64
326. sz. „	15,64	83,18	0,89	0,95
331. sz. „	8,23	91,38	1,35	0,11
Kecskekő				
444. sz. minta	37,05	61,26	0,30	1,00

Megjegyzés: A minták számozása alulról felfelé történt.

E típusnak van egy tömött, kevésbé márgás változata is, amely mindössze abban különbözik, hogy oldási maradéka kevesebb, mészanyaga tisztább, tömöttebb. Hézagterfoga mindössze 0,94%. A rétegek alsó és felső szegélye itt is kissé márgásabb.

A típus és változata között vékonycsiszolatban szerkezeti szöveti különbség nincs, csak az utóbbi áttetszőbb (11d. ábra).

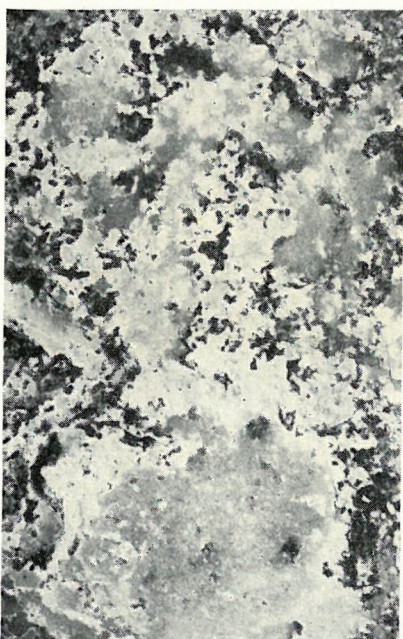
12. *Vékonylemez, vékony meszes dolomit padok.* Az egyes lemezkék sárga színűek, márgás kinézésűek, finoman rétegzettek. A rétegzettség kalcitkristályok sorozatának párhuzamos elrendződéséből adódik. A lemezcsoport legfeljebb 20—30 cm vastag. Hézagterfoga 6,6%.



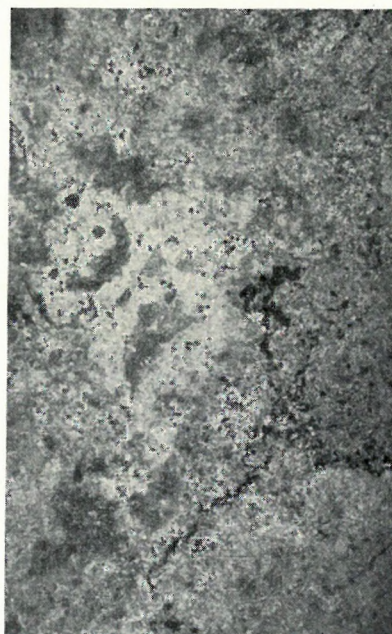
a)



b)



c)



d)

11. ábra.

A 11. típusú, vékonysávú, márgás bitumenes-dolomitós mészkő vékonycsiszolati képe. a) A rétegződésre merőleges metszet a pad alsó szegélyéről, b) a rétegződésre merőleges metszet a pad felső szegélyéről, töredezett lemezekkel, c) rétegződésre merőleges metszet a pad középső részéről, d) a típus tömött, kevésbé márgás változatának csiszolati képe. Alsó-szőlők feletti kőfejtő, Héreg

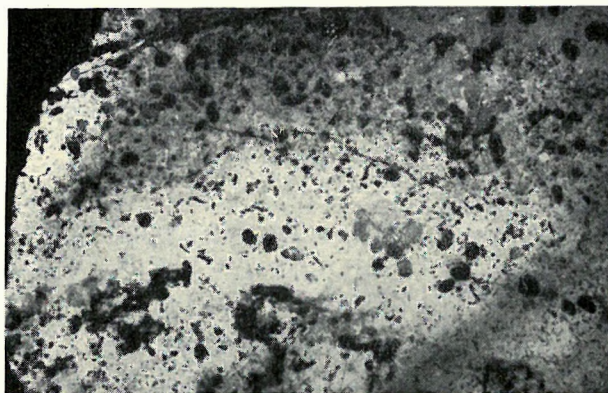
Abb. 11.

Dünnschliffbild vom feingebänderten mergeligen bituminös-dolomitischen Kalk Typ Nr. 11.

a) Schnitt senkrecht zur Schichtung vom unteren Rand der Bank, b) Schnitt senkrecht zur Schichtung vom oberen Rand der Bank, mit gebrochenen Plättchen, c) Schnitt senkrecht zur Schichtung von der Mitte der Bank, d) Dünnschliffbild einer massiven, weniger mergeligen Abart. Héreg, Steinbruch über den unteren Weingärten

Vékonycsiszolatban likacsos, igen finomszemű alanyanyagban 0,2—0,5 mm átmérőjű kerek vagy romboéder alakú kristálykák mutatkoznak. E kristálykák meghatározott sávokban sűrűbben állók, másutt egészen ritkán. Sokszor nagyobb szabálytalan halmazokká olvadnak össze, de e halmazok is rétegekben helyezkednek el (12. ábra). Ez adja az egyes lemezkéken belüli finomabb rétegességet. Az egyes lemezek 0,5—1—2 cm vastagságúak, s bennük 4—5 finom réteg ismerhető fel. Kémiai összetétele: 77,74% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 18,98% CaCO_3 , 1,30% Fe_2O_3 és 0,52% oldási maradék.

13. *Fehér, nagy kristályos, meszes, pados dolomit.* A mészkőösszlet középső szintjeiben több helyen találkozunk vele. Ez a kőzet teljesen dolomitmárvány külsejű. Kristályszemcséi azonban nem nyomás hatására növekedtek meg, mert az alattuk és a felettük levő mészkőpadok megtartották rendkívül finomszemcsés eredeti szövetüket. Ez a kőzet csak kevés helyen mutatkozik, s ezért jellegzetessége ellenére sem volt eddig rétegzonosításra használható. Vékonycsiszolatban 0,1—0,2 mm szemcsenagyságú alanyanyagba ágyazott 0,3—0,7 mm-es nagyobb szemcsék ismerhetők fel. Ezek egy része átlátszó romboéder,

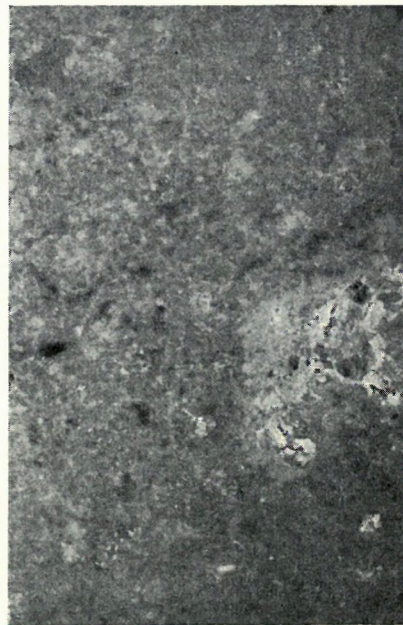


12. ábra.

A 12. típusú, vékonylemez, meszes dolomit vékonycsiszolati képe. Réteglap menti metszet. Mintavételi hely: Öregkovács, Vértestolna

Abb. 12.

Dünnschliffbild vom dünnplattigen kalkigen Dolomit Typ Nr. 12. Schichtparalleler Schnitt. Öregkovács bei Vértestolna



13. ábra.

A 13. típusú, fehér, nagy-kristályos, meszes, pados dolomit vékonycsiszolati képe. Nagygercesse DK-i része, Héreg

Abb. 13.

Dünnschliffbild eines weissen grobkristallinen kalkigen bankigen Dolomits. Héreg, Südwestflanke des Grossen Gerecse

más része fehér, de átlátszatlan kerek szemcse. Ooidokhoz hasonló, bár szerkezet nem ismerhető fel. Ezek az ooidok csoportosan, fészkekben helyezkednek el. Lehetséges azonban, hogy nem ooidok, csak mész-, vagy dolomithomok-szemcsék. Más része e kőzetfajtának apró, egyenletes kristályszemcsékből áll (13. ábra).

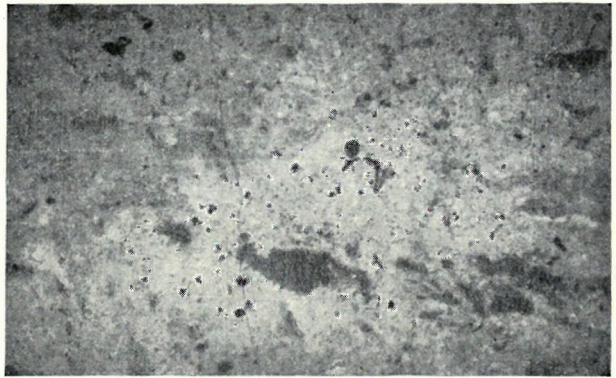
Kémiai összetétele: 84,97% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 14,78% CaCO_3 , 0,75% Fe_2O_3 , 0,04% oldási maradék. Hézagterfoga 1,6%.

14. *Vastag lemez, márgás, dolomitos mészkő.* Vastagabb lemezekből áll és rétegvastagsága is nagyobb, 1 m-t elérhet. A lemezek általában 2—3, legfeljebb 5 cm-esek. A lemezekben belül rétegzettség alig, vagy egyáltalában nem látszik. Felületén és a réteglapok közein fehér, agyagos mállási kéreg látszik. A réteglapokon ezenkívül gyakori a fehér, meszes bevonat is.

Általában a nóri rétegzés felső szintjeiben figyelhető meg a kristályos, kemény fehér dolomit (13. típus) társaságában vékony közbetelepülésként. A sávos-, márgás (11-es) típust váltja fel az üledéksorban, majd fölfelé kimarad, és helyét vörös- fehér-, csiszolatban átlátszó, kalcitsávos mészkő foglalja el.

Vékonycsiszolatban az igen finomszemű alapanyagban 0,06—0,08 mm-es elszórt szemcsék láthatók (14. ábra). Helyenként pedig sötétebb foszlányok mutatkoznak benne, melyeknek szövete azonban megegyezik az alapanyag szövetével. Némi finom réteggességre mutató jel, hogy a foszlányok mindig egyirányban megnyúltak, és megnyúlási tengelyük párhuzamos. Ez a jelenség azonban makroszkóposan nem látható, így az egyes lemezek homogénnek látszanak.

Kémiai összetételében még mindig szerepel a Mg, de sokkal kisebb mennyiségben, mint az a mélyebb szintek márgás közbetelepüléseinél tapasztalható. Összetétele: 85,16% CaCO_3 , 6,63% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,17% Fe_2O_3 , oldási maradék 8%.



14. ábra.

A 14. típusú, vastaglemezes, márgás, dolomitos mészkő vékonycsiszolati képe. Mintavételi hely: Öregkovács, Vértestolna.

Abb. 14.

Dünnschliffbild vom dickplattigen mergeligen dolomitischen Kalkstein Typ Nr. 14. Öregkovács bei Vértestolna.

M é s z k ő ö s s z l e t

15. *Világosszürke, tömött szövetű, mikrokristályos mészkő.* Meglehetősen rideg, ezért sokszor zúzott, repedésekkel átjárt, a repedéseket kalciterek töltik ki. Tömött, szabadszemmel homogénnek látszó alapanyagába apró, 0,5—0,2 mm-es csillogó kalcitkristálykák ágyazódnak. Ez a típus adja a raeti emeletbe sorolható mészkőösszlet zömét. 0—200 cm vastag padjainak sorozatát csak 1—1 vékonyabb, eltérő szövetű és jellegű pad szakítja meg. DNy-ról ÉK felé ebben az összletben fációs eltérés mutatható ki. A DNy-i részeken tiszta, világosszínű mészkő ÉK felé fokozatosan sötétebb, több oldási maradékot tartalmazó, bitumenesedő összletbe megy át. Mikroszkóposan sok típusra volna felbontható, mivel azonban ezek biztos felismerése és azonosítása makroszkóposan nem végezhető el, a részletesebb felbontásnak nincs értelme. Főleg az jellemző erre az összletre, hogy fölfelé egyre gyakoribbak az oolitos és mészalgákat tartalmazó rétegek és sokféle vékonypados közbetelepülés mutatkozik benne. A 21. típus felé minden átmenete ismeretes. A következőkben ismertetendő típusok mind a 15. típus közbetelepülései

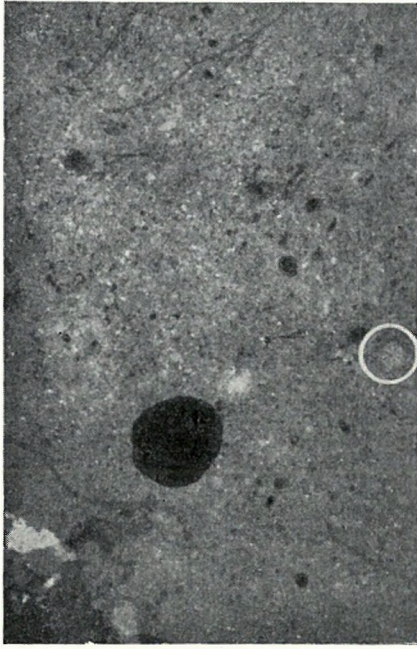
Vékonycsiszolatai igen változatos képet mutatnak. Van igen finomszemű változata, amelynél az anyag fő tömege 0,001 mm-es szemcsékből áll, s csak elszórtan tartalmaz egy-egy nagyobb kalcitgömböcskét, vagy szabálytalan kristálycsoportot (15a. ábra). Másik változatában már nagy szerepet játszanak a 0,1—0,2 mm-es kalcitkristályok, nagyobb 1—2 mm-es szabálytalan üregkitöltések. Itt már váztöredékek, ritkán *Foraminifera*-átmetszetek és ooidok is jelentkeznek (15b. ábra).

Harmadik változatában túlsúlyra jutnak az ooidok (átlag 0,1—0,2 mm ármérőjűek), gyakoriak a kagylótöredékek (15c. ábra). Mindig ez a típus tartalmazza a felsőbb szintek *Megalodus*-faunáját. Végül már 2—3 mm-es ooidok lépnek fel, amelyek között nagy számban fordulnak elő Triasinák (15d. ábra).

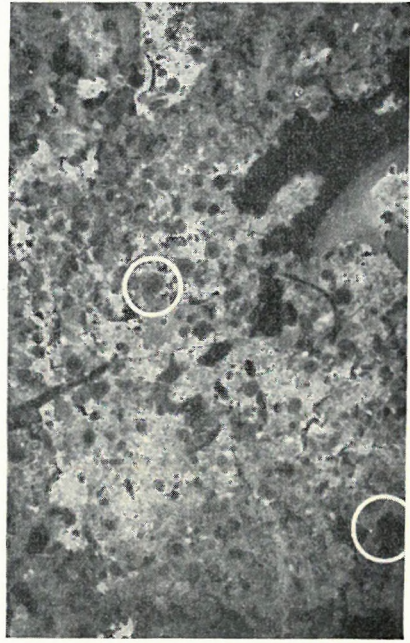
E típusok nagyon különböznek egymástól, mégsem választhatók külön. Egyrészt azért, mert makroszkóposan csak a szélső típusok különböztethetők meg, az átmenetek nem, másrészt, mert e típusok egy rétegen belül is előfordulnak, egymást lensésen, szabálytalanul váltják, helyettesítik.

Általánosságban csak annyi állapítható meg, hogy a mélyebb szintekben az első változatnak legnagyobb a szerepe, fölfelé egyre inkább a többi változatok válnak gyakorivá.

A típus kémiai összetétele, változó szövetű alkata ellenére is egyenletes. Csaknem tiszta mészkő. Mg soha sincs benne, vastartalma általában 0,5% alatti, oldási maradéka pedig az 1%-ot ritkán éri el, inkább 0,5 körül van. A legtöbb minta ebbe a típusba tartozik.



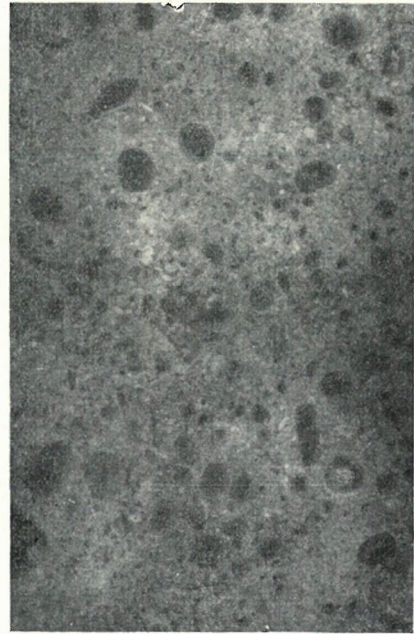
a)



b)



c)



d)

15. ábra.

A 15. típusú, világosszürke, tömött szövetű mikrokristályos mészkő vékonycsiszolati képe. a) igen finomszemű változat, elszórt, nagyobb kalcitgömböcskékkal, b) elszórt kalcitkristályokkal, szabálytalan kalcit-üregkitöltésekkel, ritka váztöredékekkel, Foraminifera- és ooid-átmetszetekkel jellemzett változat. Mintavételi hely: Kisgerecse, Süttő, c) ooidos-foraminiferás, apró molluszkahéj-töredékeket tartalmazó változat, Nagypisznice, Piszke, d) ooidos-triasinás változat, mintavételi hely: Marót-pusztá, Nyergesújfalu

Abb. 15.

Dünnschliffbild vom hellgrauen massiven mikrokristallinen Kalkstein Typ Nr. 15. a) Sehr feinkörnige Abart mit zerstreuten grösseren Kalzitkugeln, b) andere Abart mit zerstreuten Kalzitkristallen, unregelmässigen Hohraumausfüllungen aus Kalzit, spärlichen Schalenresten, Querschnitten von Foraminiferen und Ooiden. Kleiner Gerecse bei Süttő. c) Abart mit Ooiden, Foraminiferen und Bruchstücken kleiner Molluskschalen. Pisznice bei Piszke. d) Abart mit Ooiden und Triasinen, Marót-pusztá bei Nyergesújfalu

Elemzési adatok:

V. táblázat

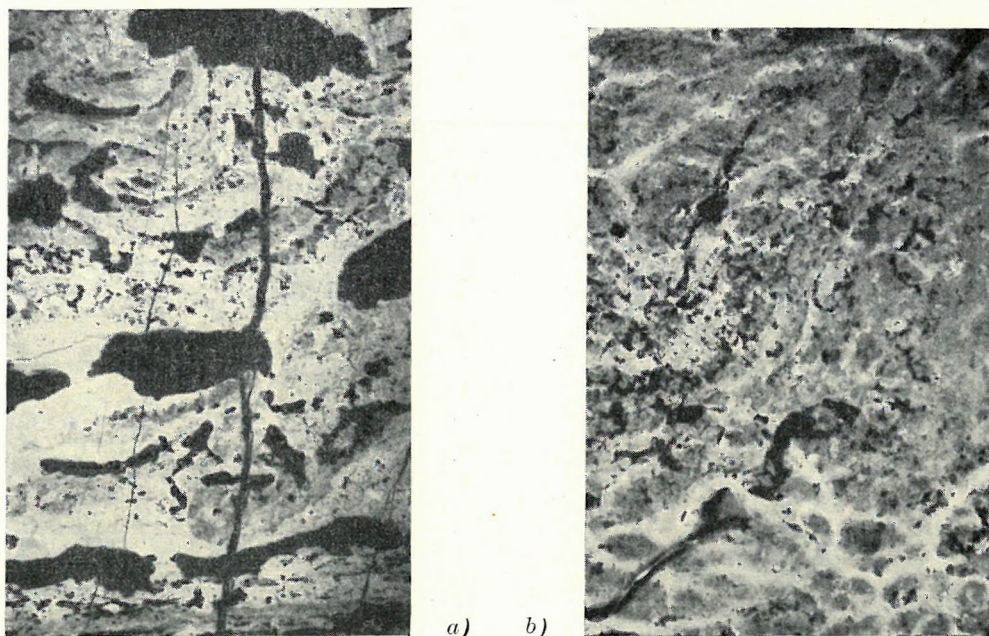
	CaCO ₃ %	CaMg(CO ₃) ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Old. maradék %
Kisgerecsce*				
21. sz. minta	89,08	—	0,16	0,18
22. sz. „	99,97	—	0,03	—
23b sz. „	99,88	—	0,01	0,11
24. sz. „	99,74	—	0,04	0,22
25. sz. „	98,97	—	0,06	0,97
26. sz. „	99,77	—	0,02	0,22
27. sz. „	—	—	0,21	0,22
28. sz. „	—	—	0,27	0,32
29. sz. „	99,65	—	0,05	0,34
30. sz. „	99,24	—	0,09	0,75
31. sz. „	99,84	—	0,08	0,15
32. sz. „	99,25	—	0,14	0,74
33. sz. „	97,60	—	0,54	2,31
34. sz. „	98,77	—	0,15	1,22
35. sz. „	99,57	—	0,24	0,41
36. sz. „	99,70	—	0,09	0,29
37. sz. „	—	—	0,44	0,19
38. sz. „	99,11	—	0,58	0,83
39. sz. „	98,81	—	0,05	1,18
40. sz. „	99,98	—	0,11	—
41. sz. „	99,92	—	0,14	0,07
42. sz. „	—	—	0,27	0,17
43. sz. „	—	—	0,16	0,18
44. sz. „	—	—	0,11	0,10
45. sz. „	—	—	0,84	0,15
46. sz. „	—	—	0,21	0,19
47. sz. „	99,76	—	0,07	0,23
48. sz. „	98,62	—	—	1,38
49. sz. „	99,83	—	0,15	0,16
50. sz. „	—	—	—	0,27
51. sz. „	—	—	—	—
53a sz. „	99,81	—	0,32	0,73
53b sz. „	99,73	—	0,10	0,19
54. sz. „	99,28	—	—	0,66
55a sz. „	99,74	—	—	0,27
55b sz. „	99,99	—	0,11	—
56. sz. „	—	—	0,47	0,10
57. sz. „	—	—	0,43	0,72
58. sz. „	99,73	—	0,02	0,27
Nagygerecsce				
303a sz. minta	99,93	—	0,17	0,05
305. sz. „	98,73	1,13	0,18	0,12
306. sz. „	99,95	—	0,48	1,00
307. sz. „	99,73	—	0,09	0,26
309. sz. „	99,89	—	0,12	0,30
313. sz. „	99,97	—	0,23	0,21
314. sz. „	96,67	2,51	0,13	0,81
332. sz. „	99,84	—	0,38	0,12
333. sz. „	99,82	—	0,09	0,18

* A minták számozása alulról felfelé történt.

16. *Sárga-vörös-sávos, kalcitüreg kitöltéses, dolomitos mészkő.* Sárga, vagy kissé vöröses árnyalatú, kissé márgás, kagylóstörésű alapanyagban vékony (0,5 mm-es), hullámos, helyenként üreg kitöltésekkel csomósodott kalcitrétegek helyezkednek el, 1—2 mm sűrűséggel. Sok helyen breccsásodás észlelhető benne. Rendkívül rideg, könnyen pattintható. 10—20 cm-es rétegek formájában található, 1—2 m-es padok között. Azonban meglehetősen nagy távolságokban ismétlődik, eddig egymás fölött csupán 4 réteget sikerült találni egy szelvényben. Vékonycsiszolati képe sem mutat sokkal többet, mint ami szabadszemmel megfigyelhető (16a. ábra). Finomszemű kristálycsoportokból álló, hullámos, egyenlőtlen felületű, sejtesnek mondható váz látszik, amelynek üregeit nagyobb szemcséjű (1—0,5 mm), víztiszta kalcit tölt ki. Hézagterfogata 2,5%.

Keletkezésének problémája azonos a likacsos-sávós dolomit keletkezésének kérdésével. A különbség az, hogy a dolomit likacsai teljesen üresek, a szóbanforgó mészkőéi ezzel szemben kalcittal teljesen kitöltöttek. Ez a kitöltés azonban bizonyára utólagos. Ha a kőzetanyaggal egyidejű lerakódás lenne, akkor a kétféle anyag nem határolódhatnék el olyan élesen. A víztiszta kalcit szemcsék között legalább itt-ott kellene mutatkoznia egy-egy tömöttebb, átlátszatlan kristályhalmaznak. A tapasztalat azonban az, hogy a színezett átlátszatlan alapanyag valóságos vázat alkot, mindenütt saját anyagra támaszkodva építődik föl és a víztiszta kalciterekben sohasem látunk lebegő foszlányokat belőle.

Másrészt a kalcit anyag a repedéseket kitöltő víztiszta kalcittal minden jellegében, a kiválás sebességére és fizikai-kémiai körülményeire jellemző szemcsenagyságában is megegyezik.



a) b)

16. ábra.

A 16. típusú, sárga-vörös-sávós, kalcit-üregkitöltéses dolomitos mészkő vékonycsiszolati képe. a) Hullámosan-sávós változat, mintavételi helye: Kálváriadomb, Tata, b) megnyúlt, kalcittal kitöltött üregeket tartalmazó változat, mintavételi helye: Asszonyhegy, Süttő

Abb. 16.

Dünnschliffbild vom gelb-rot gebänderten dolomitischen Kalkstein mit kalzitischen Hohlräumen, Typ Nr. 16. a) Wellig gebänderte Abart, Tata, Kalvarienhügel. b) Abart mit gedehnten kalzitgefüllten Hohlräumen, Asszonyberg bei Süttő

Vannak olyan változatok is, amelynél az elsődleges sárga-vörös kőzetanyagban csak apróbb, szabálytalan, csipkézett üregek maradtak. Rétegeességét csak az üregecskék megnyúlási irányának párhuzamos volta eredményezi (16b. ábra). E változatok sokszor egy rétegen belül is mutatkoznak, gyakran a rétegek középső részét adja a második változat, a szegélyek pedig az első változat, réteges-, sávós szerkezetét mutatják.

Kémiai összetétele: Tata, Kálvária 84,71% CaCO_3 , 15,89% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,68% Fe_2O_3 , oldási maradék pedig 0,31%.

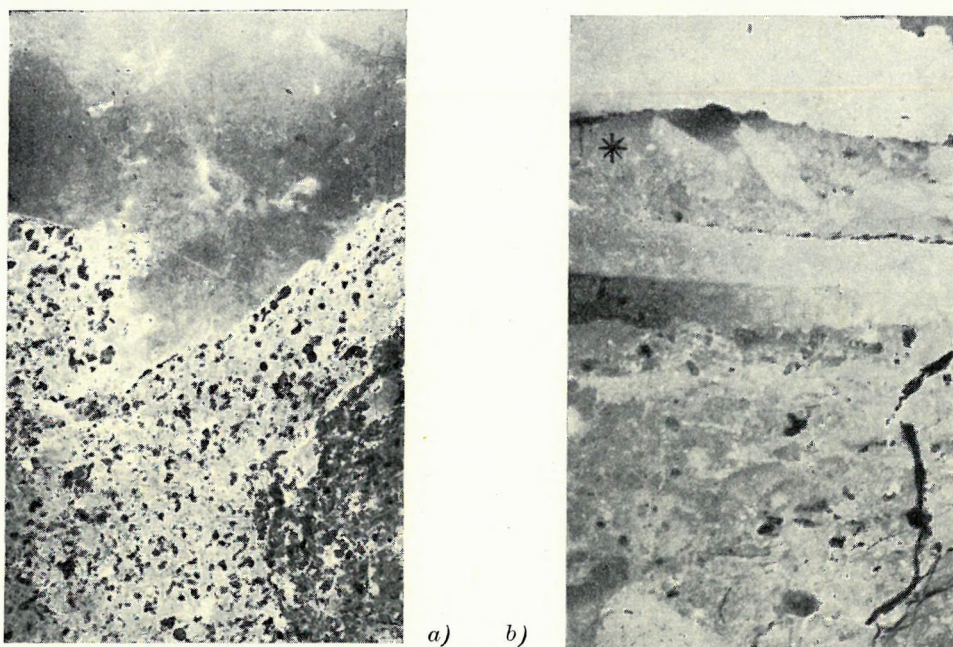
17. *Vörös-szürke sávós, tömött, kagylós törésű, mészkő.* Vörös alapanyagában vékony szürke sávok többé kevésbé párhuzamosan helyezkednek el. A vörös anyag lefelé hirtelen, éles határral megy át a szürke sávba, felfelé azonban fokozatosan tér vissza ismét a vörös alapanyag. A mellékkőzet felé is éles a határ.

Vékonycsiszolatban a rétegek határa általában élesebben észlelhető. Egységes anyagú, igen finom (0,002 mm-nél kisebb) szemű rétegei durvább, 0,2—0,3—0,7 mm-es beágyazásokat 1 : 10 : 2 arányban tartalmazó rétegekkel váltakoznak (17a. ábra).

Hézagterfogata tömött szövetének és aprószemű voltának megfelelően kicsiny, 0,3%.

A rétegek között színezésbeli különbség is adódik, a durvább szemű rétegek rendszerint világosabb, a finomabb szeműek pedig sötétebb színűek.

A kőzet rendkívül rideg, nagyon alkalmas autigén breccsa képződésre (17b. ábra). Ez a breccsásodás makroszkóposan is jól észlelhető. Két folyamatot kell itt megkülönböztetnünk. Az egyik a nagyobb formákat létrehozó utólagos, tektonikai erők hatására bekövetkezett breccsásodás. Ennél a rétegsorocskák látható, utólag kalcittal kitöltött törések mentén mozdulnak el egymáshoz képest. E törések azonban a fedő és fekvő rétegekbe nem húzódnak át, tehát a kőzet inkompetens viselkedéséből származnak. Ugyanebben a kőzetben azonban az üledék lerakódásával egyidejű, autigén breccsaképződés is végbement. A rétegecskék között ugyanis találunk olyan rétegeket, amelyek teljesen ép, összefüggő fedő és fekvő között, feldarabolt mészlemezkekből és közéjük rakódott finom mész-



17. ábra.

A 17. típusú, vörös-szürke sávós, tömött, kagylós törésű mészkő vékonycsiszolati képe. a) Durvább és finomabb szemcséjű rétegecskék váltakozása, b) autigén breccsa a vékony lemezek között. Mintavételi hely: Tardosi hegy, Tardos

Abb. 17.

Dünnschliffbild vom rot-grau gebänderten massiven muschelrig brechenden Kalkstein Typ Nr. 17. a) Abwechslung feiner- und gröberkörniger Schichtchen. b) Authigenetische Breckzie unter den feinen Bändern. Tardoser Berg bei Tardos.

iszapból keletkeztek. E breccsásodás ideje mindenképpen a fekvő és fedő rétegecske lerakódása között rögzíthető (17b. ábra.*).

A frissen lerakódott mészrétegek szingenetikus újrafeldolgozása a felsőtriász rétegekben egyébként is gyakran, több szintben észlelhető jelenség (139, 140).

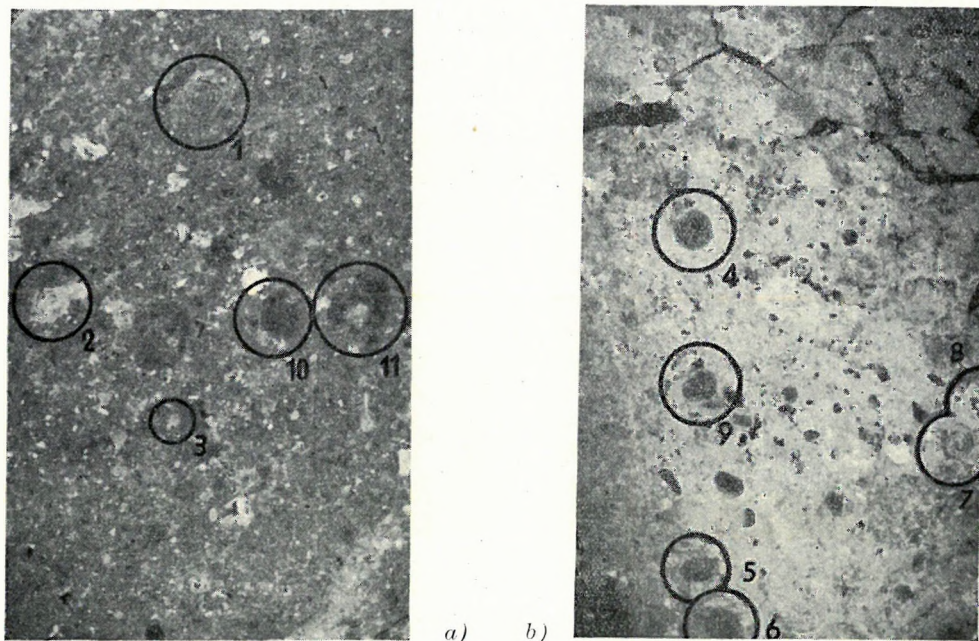
Kémiai összetétele: 98,73% CaCO_3 , MgO-t nem tartalmaz, 0,69% Fe_2O_3 és 1,20% oldási maradék.

18. Vörös, kristályszemcsés, kissé fehérfoltos mészkő, amelynek felső része fekete mészszemcséket tartalmazó, lilás alapanyagú mészhomokkőbe megy át. Ez egyik változata az ugyancsak fekete mésztermelék-szemcséket tartalmazó breccsáknak (19. kőzettípus), amelynek fáciése lehet.

Vékonycsiszolatban a fekete szemcsék és az alapanyag között nem lászik sok különbség. A szemcsék anyaga valamivel sötétebb és a szögletes szemek szélét sötétebb szegély veszi körül. Meglehetősen tömött. Hézagterfogata 0,50%.

Gyakoriak a kőzetben a 0,5–1 mm átmérőjű Triasinák. Ezek spirálisan felcsavart alakok, amelyeknek kamrázottsága jól látszik. Nem is egy, hanem két fajuk ismerhető fel: az egyik kevesebb

és nagyobb kamrájú (18a. ábra 1, 2, 18b. ábra 7), a másik apró, sűrű kamrázottságú (18b. ábra 4, 5, 6, 18a. ábra 10, 11). Korallnyomok is látszanak a csiszolatban (18b. ábra 8.) Ebben a szintben általában gyakoriak már a szerves maradványok. Mészalgákra utaló töredékek (18b. ábra 9) is jelentkeznek. Tiszta mészkő, Mg-ot nem tartalmaz. Összetételében 99,15% CaCO_3 , 1,21% Fe_2O_3 és 0,73% oldalási maradék vesz részt.



18. ábra.

A 18. típusú, vörös, szemcsés-foltos mészkő (a) és fekete mészszemcséket tartalmazó, lilás alapanyagú mészhomokkő (b) vékonycsiszolati képe. Mintavételi hely: Kőhegy, Szelimlyuk mellett, Bánhida

Abb. 18.

Dünnschliffbild des roten körnig-fleckigen Kalksteines Typ Nr. 18. (a) und des Kalksteines mit violetter Grundmasse und mit schwarzem Kalksteindetritus (b). Bánhida, Kőberg in der Nähe der Szelim-Höhle.

19. *Fekete szemcséjű, vörös alapanyagú mészkőbreccsa.* Rendkívül jellegzetes, igen széles elterjedésű típus. Még a Budai- és Pilishegység rögeiben is követhető. Szögletes, 0,5–3 cm átmérőjű, fekete bitumenes mészkőszemcsék fehér és vörös mészkőanyagba ágyazódnak. A kőzet tömött és meglehetősen rideg. Hézagterfogata 1,09%. A fekete szemcséket fehér kalcitréteg veszi körül és csak azután következik a fehér kötőanyag. Egyes rétegekben azonban a fehér kőzet is töredezett, breccsaszerű. Szemcséit ugyancsak vékony kalcit-burok övezi (19a. ábra). A szemcsék között rózsaszínű, kagylós törésű, tömött anyag tölti ki. Ez a rózsaszínű kőzetanyag makroszkóposan nagyon hasonlít az alsóliász mészkőhöz. Nem azonos azonban vele, mert egyrészt a fedőrétegek még most is kb. 30 m vastagságban vannak a réteg fölött feltárva, másrészt vékonycsiszolatában nem látszanak a júra kőzetre mindig jellemző biogén elemek. Feketeszemcsés breccsa mélyebb szintekben is jelentkezik, azonban némileg más kifejlődésben. Az alapanyag itt ugyanis sötétlilas-vörös márga, és ebbe elszórtan apróbb 3–4 mm átmérőjű törmelékdarabkák ágyazódnak.

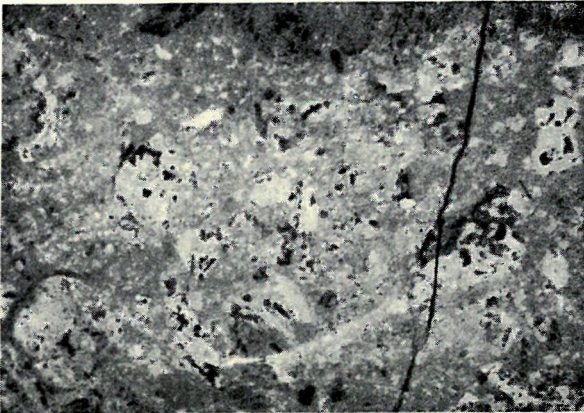
Kémiai összetételében a fehér kőzetanyag és fekete szemcsék anyaga nem nagyon különbözik egymástól. Mindössze a vas- és az oldási maradék mennyisége nagyobb a szemcsék anyagában.

VI. táblázat

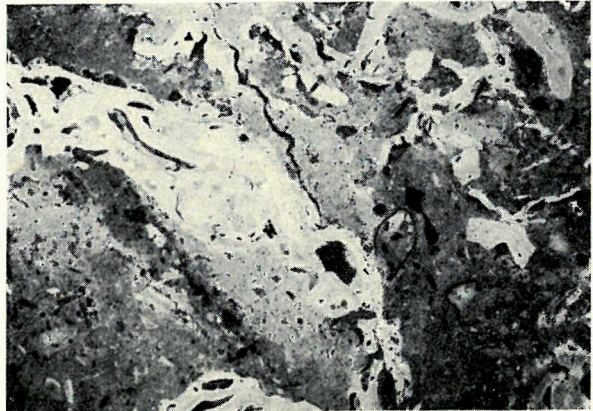
	CaCO_3 %	Fe_2O_3 %	Oldási maradék %	Bitumen %
Fekete szemcsék anyagi összetétele	95,32	0,85	1,10	2,73
Fehér anyag	99,70	0,34	0,27	—

Mivel a mészkőbreccsa keletkezése nyíltabb tengeri képződményekben valószínűtlen, megvizsgáltuk azt a kérdést is, nem lehet-e a triásztenger friss üledékéből feldolgozott, helybenképződött, autigén breccsáról szó. Az ilyen genetikájú breccsákra általában jellemzőnek tartják a szemesék lemez alakját és többé kevésbé lapos elrendeződését (103—105, 112).

Általában ezek a breccsák nem ilyen jellegűek, hanem zömök, szögletes darabokból állanak, bár vannak olyan típusai is, ahol lemezkék adják a törmelék darabokat. Vannak olyanok is, ahol hullámos váltakozó rétegekben mutatkozik, sőt más helyen e hullámos rétegek összetöredezéséből alakult breccsa is ismeretes (19b. ábra).



a)



b)

19. ábra.

A feketeszemcsés, vörös alapanyagú mészkőbreccsa különböző változatainak vékonycsiszolati kép. a) Feketeszemcsés mészkőbreccsa, mintavételi helye: Jásti-hegy, Héreg, b) hullámos, fekete, bitumenes rétegek összetöredezéséből alakult autigén breccsa, mintavételi helye: Nagykeselyői kf., Tatabánya

Abb. 19.

Dünnschliffbilder verschiedener Abarten der Kalksteinbrekzie von roter Grundmassen und schwarzen Kalksteinkörnern. a) Schwarzkörnige Kalksteinbrekzie. Jástiberg bei Héreg. b) Eine aus der Zerbrechung welliger, schwarzer, bituminöser Schichten entstandene authigenetische Brekzie. Tatabánya, Steinbruch bei dem Nagykeselyő.

Szemnagysága ugyan változik, de ebben területileg semmiféle szabályszerűség nem mutatható ki. Így a legdurvább szemek vannak a tatai Kálváriadomb feltárásából származó mintában, legfinomabbak pedig a bánhidai Szelimlyuk bejáratánál talált mészhomokkőben. Meglehetősen durva szeműek a felsőgallai nagyköfajtó, a Tardosi-hegy, Asszony-hegy ilyen kőzetei, finomabbak Jásti hegyről, Kisgerecséről, a Budai hegységből és a Nagysomlyóról származó minták. Ez önmagában elegendő arra, hogy a partokról való szállítás gondolatát elveszük. Ez ellen szól a nagy területi kiterjedés is.

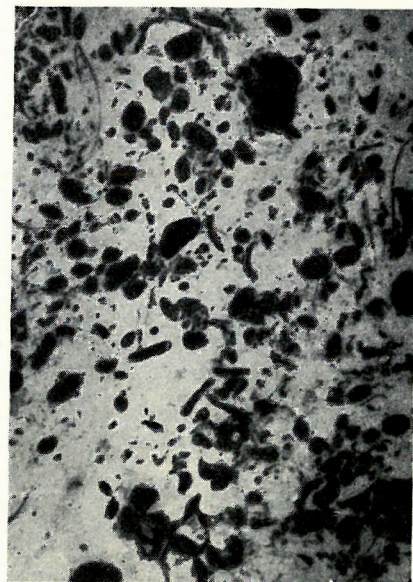
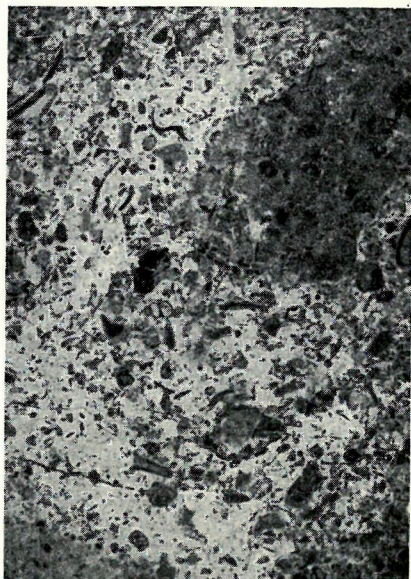
Ha azonban valóban autigén breccsáról van szó, akkor az eredeti lerakódott réteget helyenként épségben is meg kell találni. Eddig csak két helyről vizsgáltunk ilyen kőzetnek minősíthető ép réteget: a tatabányai nagyköfajtóból, ahol foszlányokban és a Nagypisznicéről, ahol vastag, összefüggő fekete bitumenes rétegben fordul elő.

V i g h Gy. opponensi véleményében felhívta a figyelmet arra, hogy a bajnai Kálváriahegy tetején és a felsőgallai Kálváriahegyen is vannak újjnyi vastag, fekete bitumenes betelepülések (L. 126 is.)

Ez a -réteg szintben megegyezik a fekete breccsákkal, vékonycsiszolati képe azonban nem azonos. A törmelékben szerves maradványok nyomai nem észlelhetők, a pisznicei bitumenes rétegek pedig tele vannak héjtöredékekkel. Ennek okát bizonyára a feldarabolódás és újralerakódás szelektív hatásában kereshetjük. A pisznicei anyag éppen szerves maradvány tartalmából következő keménysége miatt maradhatott ép. Kémiai összetételük jó közelítéssel egyezik:

	CaCO ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Old. marad. %	Bitumen %
Fekete szemcséké	95,32	0,85	1,10	2,73
Fekete rétegé	93,18	0,62	1,32	4,88

A fekete breccsával feltételezhetően egy szintbe helyezhető bitumenes rétegek maguk sem teljesen egyenletes kifejlődésűek. Egyik részük igen finomszemű, bennük az ősmaradványok vázai láthatóan kioldódtak, s a vázak helyét teljesen átlátszó kalcitanyag (fekete foltok az ábrán) tölti



a) b)

20. ábra.

A fekete breccsával feltehetőleg egy szintbe tartozó bitumenes rétegek vékonycsiszolati képe. a) Fekete, bitumenes lemezes mészkő, kioldott ősmaradvány-vázak üregeivel, b) fekete, bitumenes, lemezes mészkő, ősmaradványok váztörmelékeivel. Mintavételi hely: Nagypisznice, Piszke

Abb. 20.

Dünnschliffbild der bituminösen Schichten, vermutlich aus dem gleichen Horizont wie die schwarzen Brekzien.
a) Schwarzer bituminöser plattiger Kalkstein mit Hohlräumen ausgelöster Schalenrümmer. b) Schwarzer bituminöser plattiger Kalk mit Bruchstücken von fossilen Schalen. Nagypisznice bei Piszke.

ki (20a. ábra). A másik változat *Foraminifera*, csigaházak és kagyló, vagy *Brachiopoda* héjtörmelék sűrű halmaza. A maradványok alakja és szerkezete jól látszik (20b. ábra). A harmadik változat apró, fekete homokszemcséket és törmelékdarabkákat tartalmaz, melyek finomszemű alpanyagban helyezkedhetnek el. Néhány helyen korallátmetszet, illetőleg egy váltakozó kétkamrasoros, széles *Foraminifera*-váz látható benne. Ezt a kőzetet talán az első változathoz helyben feldolgozott homokkőnek lehet tekinteni. Ez mindenesetre ugyancsak alátámasztaná a fekete breccsák autigén, helyben keletkezett voltát.

20. A triász rétegsor befejező rétegei között ismét fellép a *tömött szövetű fehér mészkő*. Az alsóbb még nóri emeletbe tartozó hasonló mészkővel szemben megkülönbözteti Mg-mentessége és a gyakori ősmaradványok. Hézagterfogata rendkívül kicsiny, 0,15%. Kalciterekkel sűrűn átjárt kőzet ez, amelyben fehér kalcitos kitöltésű korall-, illetve apró *Megalodus* átmetsetek láthatók.

A fekete-breccsás mészkő, a 16. sz. sárga-vörös-kalcitsávós mészkő és korallós, ill. megalodusos mészkő együttesen mutatkozik. *Ez a rétegegyüttes biztos vezetősíntnek tekinthető*, mert az egyes típusok többször ismétlődnek, a négy típus szoros egymásutánja azonban nem ismétlődhetik.

Vékonycsiszolatában finom szemcsék között elhelyezkedő, 0,05—0,2 mm átmérőjű, átlátszatlan (a képen fehér) szemcséket figyelhetünk meg (21. ábra). Ősmaradványai makroszkópósan, vagy felületi csiszolatban jobban megfigyelhetők.

Kémiai összetétele: 99,19% CaCO₃, 0,19% Fe₂O₃ és 0,79% oldási maradék.

21. A raeti emelet felsőbb részeiben egyre gyakoribbak az *oolitos*, *foraminiferás*, *korallós*, *mészalgás* közbetelepülések. Már a 15. típus tárgyalásakor említettük, hogy ezek fokozatosan fejlődnek ki a mélyebb szintek világosszürke főleg vegyi eredésű kőzeteiből. Azokkal eleinte váltakoznak, sőt azoknak a rétegeiben kisebb, szabálytalan lencsék is alkotnak. Az összlet vastag, 1—3 m-es padjait alkotják. Hézagterfogatuk 0,4—1,2% között változik. Négy fajtájuk különíthető el:

Az első világosszürke, apró, fehérebb kalcitszemcséket tartalmazó mészkő (22a. ábra). A másik szemelláthatóan aprózemű oolit. Vékonycsiszolatban kristályos alapanyagba, sőt inkább kötőanyagba ágyazott 0,1—1,0 mm között változó kerek, ovális vagy egészen megnyúlt ooidok láthatók (22b, c. ábra). A koncentrikus szerkezet ezek mindegyikénél jól felismerhető. Van azonban a kőzetben szabályos körvonalú, finom, sejtes szerkezetű formák is. Ezek a *Triasina* nemzetséghez tartozó Foraminiferák kalcitosodott maradványai. Ezek azonosak a HANTKEN M. vékonycsiszolati fényképein már ábrázolt, de csak MAJZON L. cikkében 1954-ben leírt (74—75) *Triasina hantkeni* metszettel.

A rétegsorozat részletes átvizsgálása során Triasinákat csak a raeti emelet felsőbb szintjeiben találunk, bár MAJZON L. a nóri emeletből is említi (74).

A harmadik típus makroszkóposan más jellegű. Itt egyenletesnek látszó, világosszürke alapanyagban sűrűn kisebb-nagyobb kalcitpettyecskek találhatóak. Mikroszkóp alatt e kalcitpettyek Triasináknak bizonyultak. Az egyenletesnek látszó alapanyag pedig felhősen-foltosan elrendeződő kristálycsoportocskákra bomlik fel. A Triasinákon kívül szinte minden csiszolatban látható egy-két kisebb-nagyobb 0,1—4 mm közötti korallátmetset is. (22d, e, f ábra).

A negyedik típus csak kevés helyen volt megfigyelhető. Makroszkóposan szürke, kristályos mészkő, amelyben kerek, ovális, alakatlan, kavicsjellegű, tömött, porcellánszerű szemcsék helyezkednek el.

Vékonycsiszolatban, mikroszkóp alatt a kőzet (22g. ábra) alapanyaga 0,1—0,2 mm-es kristályos kalcit. Ebben ooidok, Triasinák és oolittörmelék-szemek helyezkednek el. Az ooidok közepén jól látszik a kiválást megindító mag. A szabadszemmel nagy ooidoknak tűnő szemcsék pedig triasinás, váztörmelékes mészkő kissé koptatott törmelékének bizonyultak. Szerkezetük és szövetük nagyon hasonlít a bezáró kőzethez, csupán alapanyaguk más. Ezeknél apróbb, átlátszatlanabb a szemcsék szabálytalan halmaza. Ez a szerkezet arra utal, hogy ismét az autigén törmelékképződés egy különleges esetével állunk szemben. A kavicsok ugyanis csak az előző szakaszban kivált és megkeményedett triász mészkő helyben történt feldolgozásából származhatnak, s nem lehetnek partról besodort idegen kavicsok. Az autigén törmelékképződés, mint láttuk, itt már több ízben jelentkezik a triász összleten belül.

Ez a kőzet is sok Triasinát, korallátmetsetet és csiga, kagylóhéjmetszeteket tartalmaz.

A 21. típus változatos szöveti jellegének megfelelően kémiai összetételében is nagyon változó. A típusok sorsrendjében:



21. ábra.

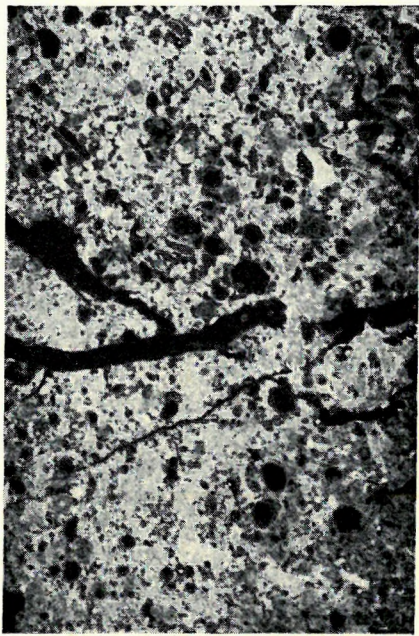
A 20. típusú, tömött szövetű fehér mészkő vékonycsiszolati képe, átkristályosodott korall- és Megadolusátmetsetekkel. Mintavételi hely: Tardosi hegy, Tardos

Abb. 21.

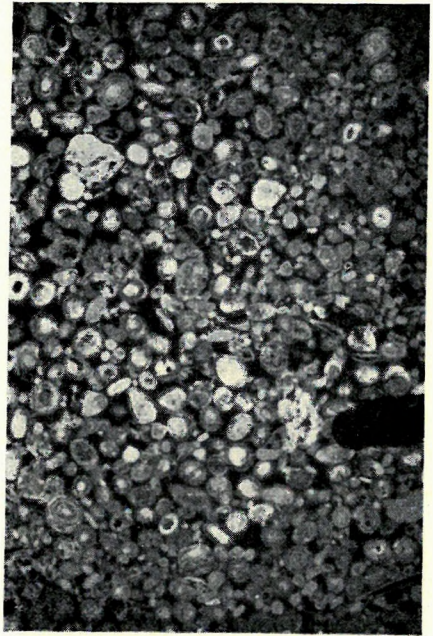
Dünnschliffbild des massiven weissen Kalksteines vom Typ Nr. 20, mit Schnitten umkristallisierter Korallen und Megalodonten. Tardoser Berg bei Tardos

VIII. táblázat

	CaCO ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Old. maradék %
Kisgerecse	99,19	0,19	0,79
Pockó	99,02	0,34	0,95
Kecskekő	99,57	0,39	0,39



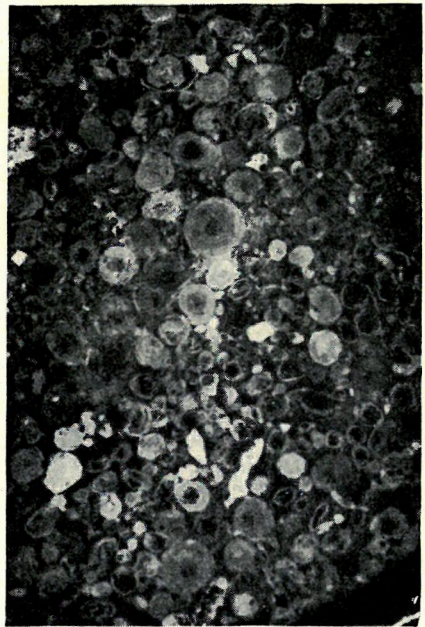
a)



b)



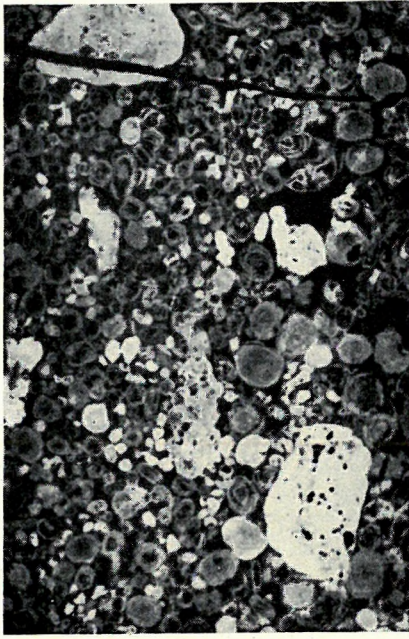
c)



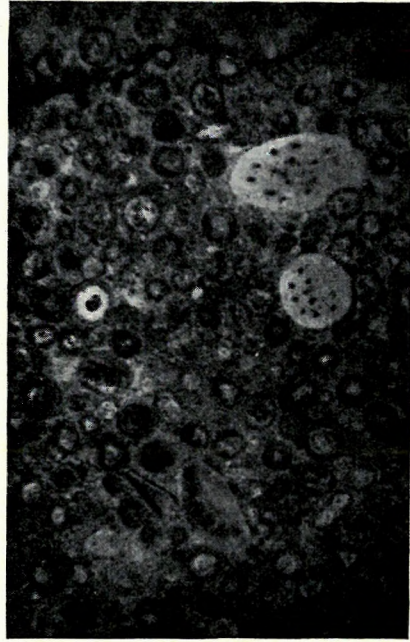
d)

22. ábra.

A 21. típusú, ooidos-foraminiferás-korallos-mészalgás mészkő változatainak vékonycsiszolati képe. a) Világosszürke, apró kalcitpettyes mészkő. Mintavételi hely: Kisgerecse, Süttö. b–c) Aprószemű, ooidos mészkő Triasinákkal és egyéb Foraminiferákkal, mintavételi hely: Kisgerecse, Süttö, illetve Marót-puszta, Nyergesújfalu. d) Triasinás-korallos mészkő, mintavételi hely: Nagyménkes, Piszke. e) Triasinás-korallos-mészalgás mészkő, mintavételi hely: Nagyménkes, Piszke. f) Korallos-mészalgás-triasinás mészkő, mintavételi hely: Nagyménkes, Piszke. g) triasinás-korallos mészkő szingenetikus breccsája, mintavételi hely: Kecsekő, Nyergesújfalu. h) Alsóliász ooidos mészkő, krinoidea-nyéltagokkal, Foraminiferák, Hydrozoák átmetszeteivel. Mintavételi hely: Nagypisznice, Piszke



e)



f)



g)

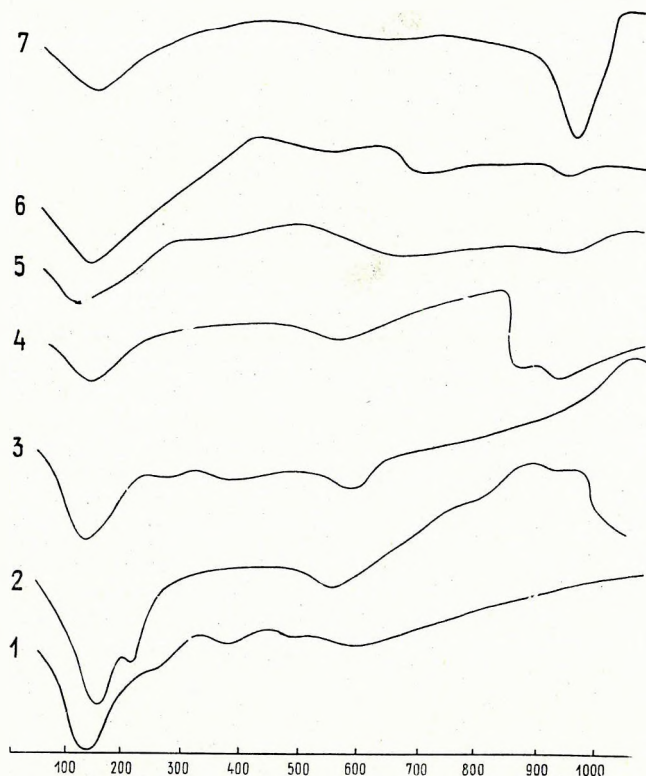


h)

Abb. 22.

Dünnschliffbilder der Abarten des oolithischen, Foraminiferen, Korallen und Kalkalgen führenden Kalksteines vom Typ Nr. 21. a) Hellgrauer Kalkstein mit winzigen Kalzulflecken. Klein-Gerecse bei Süttő. b)–c) Feinkörniger oolithischer Kalkstein mit Triasinen und anderen Foraminiferen. Klein-Gerecse bei Süttő bzw. Marót-puszta bei Nyergesújfalu. d) Kalkstein mit Triasinen und Korallen, Gross-Eménkes bei Piszke. e) Kalkstein mit Triasinen, Korallen und Kalkalgen, Gross-Eménkes bei Piszke. g) Syngenetische Brekzie eines Triasinen-Korallen-Kalksteines. Kecskékő bei Nyergesújfalu. f) Kalkstein mit Korallen, Kalkalgen und Triasinen, Gross-Eménkes bei Piszke. h) Oolithischer Unterliaskalk mit Stielgliedern von Krinoiden, Schnitten von Foraminiferen und Hydrozoen. Gross-Pisznice bei Piszke

Ezek szerint a triász rétegsor kifejlődésében a vegyi üledékek rovására egyre inkább túlsúlyra jutnak az oolitos és biogén üledékek. Ez a kifejlődés a jurában éri el tetőfokát. Azokon a helyeken, ahol az üledéksor folyamatos, lényeges a hasonló kifejlődésű triász, ill. júra rétegek megkülönböztetése. Ez legtöbb esetben szín alapján elég pontosan elvégezhető, vékonycsiszolatban azonban teljesen biztosan.



23. ábra.

Átlagminták sósavas oldási maradékának és a 22. típusú zöld agyagnak a DTA-görbéi. A felvételek 8-as érzékenység mellett, 0,1 g anyagból készültek (FÖLVÁRINÉ VOGL M. felvételei és kiértékelése). 1. Hajagos, Vértestolnai szelvény átlagmintája: montmorillonit, limonit (illit?), 2. Nagybaglyas, Tarján átlagmintája: montmorillonit (illit?), oxidációs folyamat, 3. Öregkovács, Vértestolna átlagmintája: illit, esetleg montmorillonit (kaolinit?), limonit, 4. Kisgerecse, Süttő, a sorozat alsó részének átlagmintája: illit (és montmorillonit?), oxidációs folyamat, Kisgerecse, a sorozat felső részének átlagmintája: illit (és montmorillonit?), 6. Kecskető, Nyergesújfalú, átlagmintája: montmorillonit, esetleg illit is, a 400-as exoterm csúcs szerves anyag (bitumen) oxidációjával lehet kapcsolatos, 7. Kecskető, zöld agyag minta: illit és sok kalcit

Abb. 23.

DTA-Kurven der Lösungsrückstände von Durchschnitts-proben und des grünen Tones Typ Nr. 22. Die Aufnahmen wurden bei der Empfindlichkeit 8 an 0,1 g Probe gefertigt. 1. Durchschnittsprobe vom Hajagos: Montmorillonit, Limonit (Illit?), 2. Nagybaglyas: Montmorillonit, (Illit?), oxidativer Prozess. 3. Öregkovács: Illit, eventuell Montmorillonit, (Kaolinit?), Limonit. 4. Klein-Gerecse, untere Serie: Illit (und Montmorillonit?), Oxydativer Prozess. 5. Klein-Gerecse, obere Serie: Illit (und Montmorillonit?). 6. Kecskető: Montmorillonit vielleicht mit Illit, die exotherme Spitze bei 400° kann mit der Oxydation von organischen Stoffen zusammenhängen. 7. Kecskető, grüner Ton: Illit und viel Kalzit

22. Zöld agyag. A dachsteini mészkő felső rétegei között és a mélyebb szintekben is, több rétegben mutatkozó, 5—15 cm vastag képződmény. Benne mészkőtörmelék van elosztva. Keletkezése mindmáig tisztázatlan. Felmerült vulkáni tufa-eredete. Más magyarázat szerint az agyagsávok a mészkő halmirogén feloldódásával, (134), vagy a mészüledékképződés kimaradásával keletkeztek, azonos ütemű terrigén anyagszállítás mellett (136). A tufaredet ellen szól, hogy a zöld agyag ásványi összetétele azonos a mészkő oldási maradékával. Az agyagásvány mindkettőben illit, esetleg kevés montmorillonit (23. ábra, DTA-görbe). A halmirolitos oldódást egy régebbi dolgozatunkban már elvetettük, s ott a mészüledékképződés kimaradásával, illetve lassúbodásával számolunk (136). A halmirolitos oldódást az ott felsorolt érveken kívül az agyagból több helyről kiiszapolt Triasinák is valószínűtlenné teszik. E vékonyhjú Foraminiferáknak ugyanis a halmirolitos oldódás során ugyancsak fel kellett volna oldódnok.

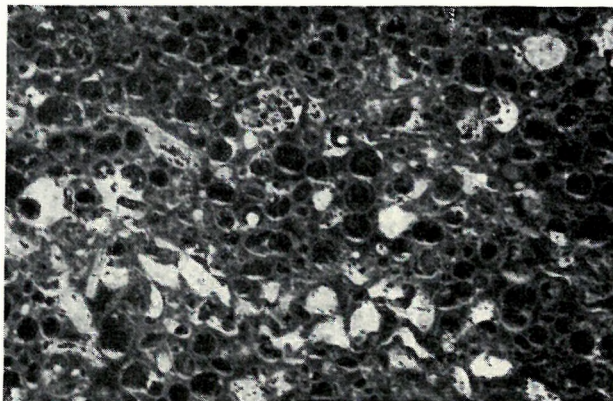
Nehezen magyarázható az is, hogy a zöld agyag fekvő és fedő réteglapjával érintkező mészkőfelületek határozottan korrodáltak, egyenlőtlenek. Az alsó réteglap egyenlőtlenségei ugyan származhatnak a mészképződés megszűnését is okozó kémiai-fizikai változásokkal fellépő fokozott oldódásból, a felső réteglap korrodált volta azonban csak az agyagréteg utólagos kémiai változása következtében léphet fel. Ugyancsak ilyen epigenetikus változásra utal a fekvő és fedőréteg érintkező részein VADÁSZ E. vizsgálatai során kimutatott kovásodási jelenség.

Elemzése: 32,38% CaCO_3 , 0,46% Fe_2O_3 és 67,12% agyagalkatrész.

* * *

Meg kell emlékeznünk a Gerecsehegység ama különleges kőzetfajtáiról is, amelyhez hasonlóan az eddigi irodalom nem emlékezett meg, és amely karbonátos kőzetekben egyedülállónak látszik.

A Tarjától ÉNy-ra levő Peskő rétegsorából került elő egy minta, amelynek felületén makroszkóposan kerek, kavicszemek átmetszeteihez hasonló képződmények látszanak. Vékonycsiszolatban, mikroszkóp alatt azonban viágosan kiderül, hogy a kőzet hab-szerkezetű s a buborékok utólag töltődtek ki kalcittal. Mivel a habot alkotó anyagban most sem lehet szemcséket elkülöníteni, valószínű, hogy kolloidos habképződésről volt szó. A hab-jelleg legfőbb bizonyítéka az egyes buborékok egymástól teljesen független volta és rendkívül vékony, hártyaszerű fala (24. ábra).



24. ábra.

Hab-szerkezetű mészkő. Mintavétel helye: Peskő, Tarján

Abb. 24.

Kalkstein von schaumigen Gefüge. Peskő bei Tarján.

A mészanyag kolloidos kiválása a mészüregek falán sok helyen megfigyelhető. Így a pilisi Leánybarlangban 1953-ban gyűjtött, és a Budafoki szarmata mészkőben vájt pince falán 1955-ben gyűjtött minta vizsgálata során tapasztaltunk ilyen kiválást. A habképződéshez szükséges gázanyag pedig szerves bomlásból származtatható.

d) Különleges vizsgálatok

Ásványtani vizsgálatok

Hat feltárás átlagmintáinak oldási maradékában vizsgáltuk meg az ásványszemcséket a szokásos 0,12 mm-es frakcióban. Ugyanezen oldási maradékok agyagfrakciójának ásványos jellegét mutatják a DTA-elemzések. (23. ábra).

Az első két minta a tiszta dolomitsorozatból való, egy minta a dolomitos mészkősorozatból és három minta a tiszta mészkősorozatból került vizsgálatra.

1. sz. minta: a Hajagoshegy dolomitsorozatának átlagmintája. Könnyű frakciójában kvarc, földpát és opál (35 : 18 : 2 arányban) mutatkozott, nehéz frakciójában pedig limonit, illetve hidrohematit, turmalin és néhány meghatározhatatlan ásványszemcse jelent meg (42 : 23 : 3 arányban).

A kvarcok között sok a zárványos szemcse. A földpáton albit-ikerlemezség látszik, a plagioklász-sor andezin körüli tagja lehet.

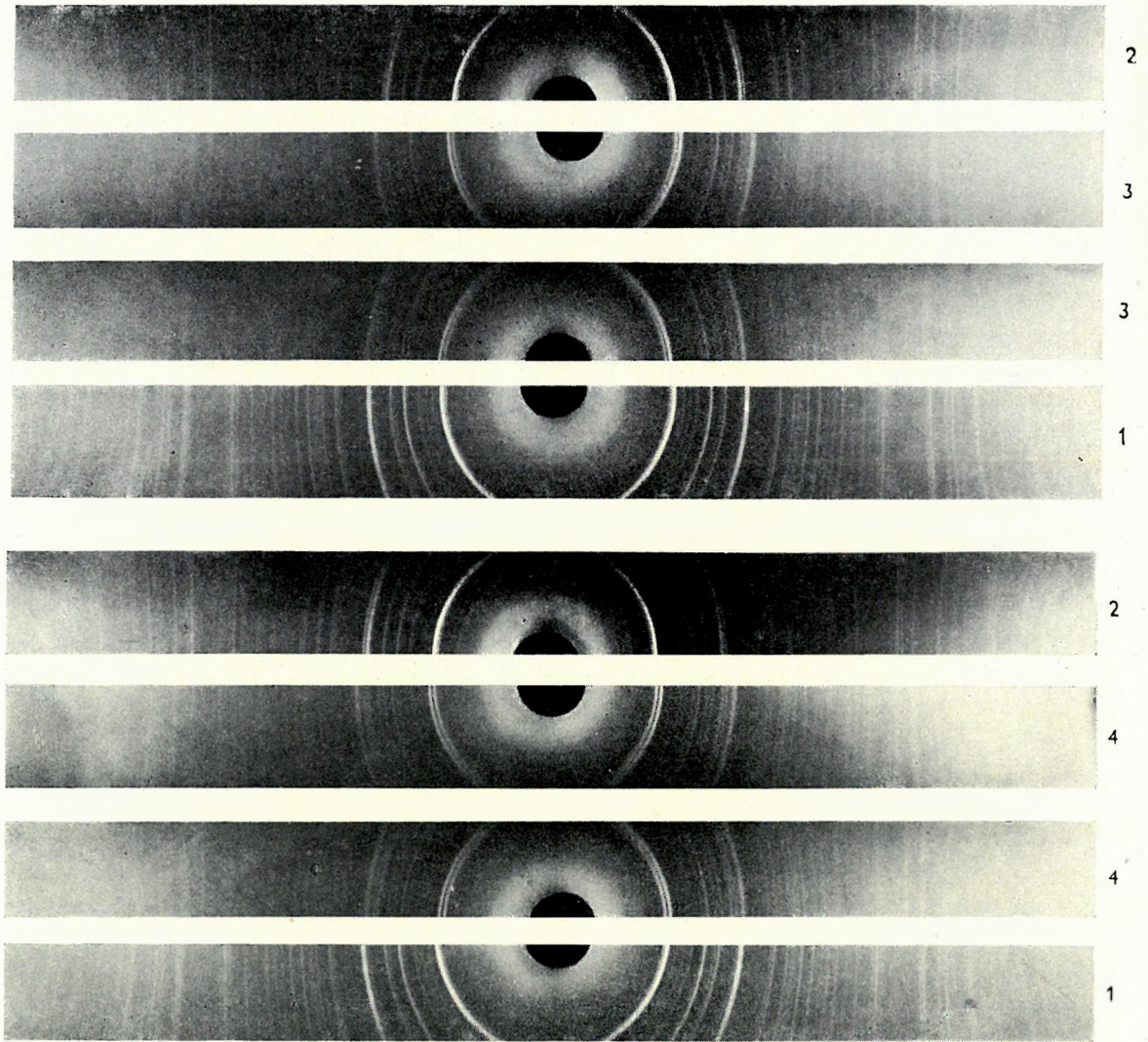
A turmalin barnás-sárga interferencia színű, erősen pleokróos.

2. sz. minta: a Nagybaglyas dolomitsorozatának átlagmintája. A könnyű frakciókban ugyancsak kvarc és földpát (42 : 51 arányban) ismerhető fel. Nehéz frakciója limonit, turmalin, aktinolit, spinell (50 : 3 : 3 : 2) ásványokból áll. A kvarcsemcsék egy része itt is zárványos, néhol jól látható folyadéklibellával. A földpát ugyancsak andezin körüli.

3. sz. minta: az Öregkovács dolomitos mészkősorozatának átlagmintája. Könnyű frakciójában földpát, kvarc, gipsz (?) vesz részt (25 : 15 : 1 arányban). Nehéz frakciója limonit ill. hidrohematit kockákból, turmalinból, gránátból áll (87 : 32 : 1 arányban).

4. sz. minta: a Kisgerecse ÉK-i részének mészkősorozatában az alsó idősebb rész átlagmintája. Könnyű frakciója földpát, kvarc (7 : 12 arányban), nehéz frakciója limonit-hidrohematit kockák, turmalin és cirkon (39 : 16 : 1 arányban).

5. sz. minta: a Kisgerecse ÉK-i részének mészkősorozatából, felsőbb szintekből származó minta. Könnyű frakciójában éles és lekerekített kvarcsemcsék, földpát, fakult biotit, muszkovit-



25. ábra.

Néhány minta röntgen-felvétele. Magyarázat: 1. tiszta dolomit, 2. Tiszta mészkő összehasonlításul, 3. Sok dolomitot tartalmazó sávós-márgás mészkő, mintavétel helye Jásti-hegy, Héreg, 4. Kevés dolomitot tartalmazó sávós-márgás mészkő, mintavételi helye: Kecsekő, Nyergesújfalu

Abb. 25.

Röntgenaufnahmen einiger Proben. Erklärung: 1. Reiner Dolomit, 2. Reiner Kalkstein als Vergleich, 3. Gelblicher gebänderter mergeliger Kalkstein mit viel Dolomit, Jástiberg bei Héreg, 4. Gebänderter mergeliger Kalkstein mit wenig Dolomit, Kecsekő bei Nyergesújfalu.

csillám és kagylós törésű, fekete kőszénzemcsék vesznek részt. Nehézasványai között pedig hidrohematit-limonit pirit utáni pszeudomorfózáival, turmalinnal, igen sok korunddal, néhány magnetit-szemcsével találkozunk. A korund minden bizonnyal epigén ásvány, tökéletesen ép, szögletes átmetzetű, kék kristályokban jelenik meg.

6. sz. minta: a Kecsekő zöldagyagos mészkősorozatának átlagmintája. Könnyűásványai földpát, nagyon zárványos kvarc (21 : 20 arányban), nehézasványai pedig limonit-hidrohematit, turmalin és ugyancsak korund (68 : 5 : 8 arányban).

Az ásványtársaság összképe, mint látjuk, az üledéksorozat különböző szintjeiben nem változik. Főleg epigén földpát, korund, hidrohematit és kevés metamorf fáciesre jellemző ásvány mutatkozik benne. A zárványos kvarcok mélységi kőzetből való származására utalnak, de ezek többszörösen is áthalmazottak lehetnek.

Különös a könnyű frakciókban a kőszénzemesek jelenléte. Nem helyben elszénesedett maradványokról, hanem határozottan kőszéntörmelékéről van szó. Ez utal arra, hogy a terrigén lehordási terület felépítésében kristályos palákon kívül kőszéntelepés rétegsornak is részt kellett vennie. Lehetséges, hogy karbon kőszénképződmények lepusztulási termékeiről van szó. Ez az érdekes ősföldrajzi következtetésekre jogosító kérdés bővebb vizsgálatot érdemelne.

DTA-vizsgálatok

Külön kell megemlékeznünk az átlagmintákon végzett oldási maradék vizsgálatról. Összesen hét átlagminta vizsgálata alapján kiderült, hogy a tiszta dolomitból álló idősebb összeletek finom oldási maradéka montmorillonit. A dolomitos mészkőösszletben főleg illit, kevés montmorillonit van. Ez valóban megfelel a Mg-ban szegény mészkőösszlet kémiai jellegének. A DTA-vizsgálatok görbéit a 23. ábrán mutatjuk be.

Röntgen vizsgálatok

Egy mélyebb és egy magasabb szintből való 11. típusú, márgás-bitumenes, nagy Mg-tartalmú minta került vizsgálatra. A vizsgálat célja az volt, hogy ellenőrizze, vajon a Mg valóban dolomitformájában, vagy esetleg más kötésben van-e jelen ezekben a kőzetekben. A röntgen felvételek eredményeképpen ezek a minták kétségtelenül dolomittartalmúak. Az idősebb azonban sokkal több dolomitot tartalmaz, míg a fiatalabb mintában sokkal több a kalcit a dolomit mellett. — A röntgenfelvételeket nem mértük ki, csak típusos minták összehasonlításával történt a kiértékelésük. A felvételeket a 25. ábrán láthatjuk.

B) Őslénytani vizsgálatok

a) Irodalmi összefoglalás

A Gerecsehegység területéről eleinte csak szórványosan, időközönként került elő egy-egy meghatározható ősmaradvány. Rendszeres gyűjtés sokáig nem történt. Elsőül VIGH Gy. gyűjtött céltudatos munkával nagy mennyiségű ősmaradványt. Ez különösen nagy érdem, ha tekintetbe vesszük a mészkőben található kagylómaradványok nehezen kiszabadítható voltát. Három nyáron át végzett térképező és anyaggyűjtő munkánk során mindössze 15—20 db meghatározható kóbél került elő, VIGH Gy. gyűjtése pedig többszáz darabból áll.

Időrendben tekintve át a Gerecsehegység triászának faunisztikai megismerését, először rendszertelen, véletlen leletekről kell beszámolnunk. PETERS K. 1859-ben a bajóti Öregkőről, a tardosi Bányahegyről és a Nagygerceséről *Megalodus triqueter* WULF.-t idéz (90), majd HAUER Fr. R. 1870-ben ugyanezt a fajt említi az Öregkőről is (40). Itt tekintetbe kell venni, hogy ebben az időben a *Megalodus* ismerete még igen kezdetleges állapotban volt, és minden alakot a *M. triqueter* fajhoz soroltak. HOERNES M. csak 1876-ban próbálta meg először az addig összegyűjtött adatok összesítését (42, 43).

WINKLER B. 1883-ban a tatai Kálvárián talált *Megalodus* leletről számol be, és Somodori puszta, Óbarok körül talált *Chemnitzia* és *Myophoria* leletekről emlékezik meg (162). Ugyanebben az évben HOFMANN K. a Vöröshíd és az Asszonyhegy gerincéről említi *Megalodus*okat, közelebbi fajmeghatározás nélkül (45). STAFF J. 1906-ban a Tekehegyről említi *Megalodus*-átmetszeteket, s az idősebb dolomitból *Megalodus triqueter* WULF.-t (115).

LIFFA A. az első, aki fajra meghatározható maradványokat talált: *Megalodus cf. lóczyi* HÖRN. sp., a *M. gryphoides* GUMB. csoportból (Hárshegy) és a *M. böcki* HÖRN. (Öreghegy, Bartaszvég). Megjegyzi, hogy az első a bakonyi földolomit középső szintjének vezérkövülete, az Öregkovács azonban ennél magasabb szintet képvisel (70).

1907-ben *Dicerocardium*ot említi az Öregkőről és sok *Megalodust* a Nagypisznicéről (71). 1912-ben a Balaton monográfiájában írja le FRECH Fr. a bajóti Öregkőről az első *Megalodus incisus* FRECH var. *cornuta* FRECH változatot (25).

1913-ban jelenik meg VIGH Gy. első erre vonatkozó munkája (142), s ettől fogva gyors iramban szaporodnak a gerecsei triászra vonatkozó faunisztikai adatok. 1913-ban *Megalodus* sp.-t említ a dorogi Nagykőszikláról, 1914-ben pedig egész faunalistát közöl (143). *Myophoria* sp. (ex. aff. *picta*?) LEPS. Vöröshegy. *Megalodus hoernesii* FRECH var. *rotundata* (VIGH) Vöröshegy, *M. seccoii* (?) PAR. Vöröshegy, *Schafhäutlia* cf. *mellingi* HAUER, Vöröshegy, *Loxonema* sp. Vöröshegy, *M. eupalliatius* FRECH Öregkő, *M. incisus* FRECH var. *cornuta* FRECH Öregkő.

VIGH Gy. 1925-ben (144, 145) az alsóliász határa alatt 5—10 m-re raeti emeletbe sorolt megaloduszos-dicerokardiumos szintre hívja fel a figyelmet. A Pockón ebből a szintből egész kis faunát említ. *Megalodus tofanae* HOERN. var. *gryphoides* GÜMB., *M. scutatus* SCHAFH., *Dicerocardium* kőből, (most *Paramegalodus*!) *D. incisum* FRECH, *D. mediofasciatum* FRECH.

1927-ben (146) a Szénahegyről a *Megalodus seccoii* PAR. fajt említi, a Nagygerecse É-i oldaláról pedig *Worthenia escheri* (STOPP.) és *Megalodus gümbeli* STOPP. fajokat. 1928-ban (147, 148) a Pockó faunáját a *Megalodus damesi* HOERN. fajjal bővíti. A nóri rétegekből a *M. böckhi* HOERN., *M. seccoii* PAR., *M. gümbeli* STOPP. fajokat említi. A dolomitpados mészkőből *Worthenia escheri* (STOPP.), *Megalodus complanatus* GÜMB., a dolomit összletből *Myophoricardium lineatum* WÖHRM. és *Myophoria* cf. *inaequicostata* KLIPST. kerültek elő.

1933-ban főleg a déli részek faunája került vizsgálatra (151). Ekkor került nyilvánosságra a Hárságy ma is leggazdagabb alsónóri faunája és néhány más lelőhely ősmaradványtársasága. Így a Nagybaglyas dolomitjából *Myophoria* cf. *inaequicostata* KLIPST., *M. goldfussi* ALB. és *Worthenia* sp. a Nagysomlyóról meghatározhatatlan csigák és Myophoriák. A Lóingatóról *Myophoria goldfussi* ALB., *Megalodus* sp., *Worthenia* fajok (cassiani típusok) kerültek elő. A Hársasról Myophoriák, a nagygyeházi Csúcshegyről pedig *Megalodusok*, *Myophoria inaequicostata* KLIPST., *M. goldfussi* ALB., *Megalodus complanatus* GÜMB., *Purpuroidea taramellii* (STOPP.). A gyarmatpusztai Góréhegyről *Myophoria* sp., *Megalodus hoernesii* FRECH var. *rotundata* VIGH, *Macrodon* sp., a gyermelyi Vöröshegyről *Megalodus böckhi* HOERN. és *M. hoernesii* FRECH válnak ismeretessé. Az eddig felsorolt faunák VIGH Gy. szerint mind a nóri emeletre jellemzők. Ezzel szemben a Bősomlyóról mélyebb, karni-nóri határra jellemző *Myophoria* sp., *Pleurophorus* sp. (ex. cf. *curionii* HAU., forma *merioni* PAR.), *Avicula* cf. *caudata* STOPP., *Stephanocosmia* aff. *compressa* (MSTR.), *Loxonema stoppaniana* PAR. került elő. VIGH G. 1943-ban *Megalodusok*at és *Megalodus* cf. *gümbeli* STOPP., valamint *M.* cf. *damesi* HOERN. példányokat ír le a Nagysomlyóról.

Ezt a gazdag irodalmi adathalmazt jelen munka során ugyancsak a főleg VIGH Gy. gyűjtéséből származó *Megalodus* fauna feldolgozása egészíti ki.

b) A gerecsei triász faunavizsgálatának újabb eredményei

Az irodalomból és a mostani vizsgálati eredményekből összesített faunaképet az alábbi táblázatban tüntettük fel:

IX. táblázat

A Gerecsehegység *Megalodus*-faunája

Faj	dolomit	dolomit-os mészkő	mészkő	Lelőhely
<i>Megalodus böckhi</i> HOERN.		+		Vöröshegy, Öregkovács, Bartaszvég
<i>M.</i> cf. <i>böckhi</i> HOERN.		+		Szénahegy, Öregkovács
<i>M. böckhi gerecsensis</i> n. ssp.			+	Kecskekő
<i>M.</i> aff. <i>böckhi</i> HOERN.			+	Kecskekő
<i>M. complanatus</i> GÜMB.		+		Szénahegy,* Öregkovács, Csúcshegy*
<i>M. complanatus desioi</i> n. ssp.		+		Szénahegy
<i>M. damesi</i> HOERN.			+	Pockó*
<i>M.</i> cf. <i>damesi</i> HOERN.			+	Nagysomlyó*
<i>M. gümbeli</i> STOPP.		+		Nagygerecse É.*
<i>M.</i> cf. <i>gümbeli</i> STOPP.			+	Nagysomlyó*

Faj	dolomit	dolo- mitos mészkö	mészkö	Lelőhely
<i>M. aff. gümbeli</i> STOPP.			+	Bagolyvölgy, Kecskető
<i>M. hoernesii</i> FRECH	+			Vöröshegy*
<i>M. hoernesii rotundatus</i> VIGH	+			Vöröshegy, Góréhegy
<i>M. kutassyi</i> TOMOR		+		Öregkovács
<i>M. laczkói</i> HOERN.		+		Öregkovács
<i>M. paronai</i> di STEF.	+	+		Szénahegy, Vöröshegy*
<i>M. scutatus</i> SCHAFFH.			+	Pockó*
<i>M. seccoii</i> PAR.	+			Szénahegy,* Nagybaglyas, Lóingató
<i>M. tofanae gryphoides</i> GÜMB.			+	Pockó*
<i>M. cf. triqueter dolomiticus</i> FRECH		+		Öregkovács
<i>Conchodus infraiasicus</i> STOPP.			+	Kecskető
<i>Paramegalodus eupalliatius</i> (FRECH)			+	Kecskető, Öregkő
<i>P. aff. eupalliatius</i> (FRECH)			+	Kecskető
<i>P. hungaricus</i> n. sp.			+	Kecskető
<i>P. incisus</i> (FRECH)			+	Pockó,* Kecskető
<i>P. aff. incisus</i> (FRECH) 1-2-3			+	Pockó
<i>P. cf. incisus</i> (FRECH)			+	Bagolyvölgy
<i>P. incisus cornutus</i> (FRECH)			+	Öregkő,* Kecskető
<i>P. mediofasciatus</i> (FRECH)			+	Pockó*
<i>P. (?)</i> nov. forma			+	Bagolyvölgy
<i>P. vighi</i> nov. sp.			+	Bagolyvölgy
<i>P. triangulatus</i> nov. sp.			+	Nagygercese
<i>Avicula cf. caudata</i> STOPP.	+			Bősomlyó*
<i>Myophoria</i> sp. (ex. aff. picta?) LEPS.	+			Vöröshegy
<i>Myophoria inaequicostata</i> KLIPST.	+			Nagybaglyas*
<i>Myophoria cf. inaequicostata</i> KLIPST.	+			Csúcshegy,* Nagybaglyas
<i>Myophoria goldtussi</i> ALB.	+			Nagybaglyas,* Lóingató,* Csúcshegy*
<i>Myophoria</i> sp.	+			Góréhegy,* Bősomlyó,* Nagybaglyas, Lóingató, Somlyóvár, Hársas
<i>Schaffhäutlia cf. mellingi</i> HAUER	+			Vöröshegy
<i>Worthenia escheri</i> STOPP.	+	+		Nagygercese* F.
<i>Worthenia</i> sp.	+			Nagybaglyas*
<i>Amauropsis</i> sp.	+			Lóingató*
<i>Loxonema stoppaniana</i> PAR.	+			Bősomlyó*
<i>Loxonema</i> sp.	+			Vöröshegy,* Lóingató
<i>Macrodon</i> sp.	+			Góréhegy*
<i>Myoconcha</i> sp.	+			Lóingató
<i>Pleurophorus</i> sp. ex aff. <i>curionii</i> HAU. (forma <i>meriani</i> PAR.)	+			Bősomlyó
<i>Purpuroidea taramellii</i> STOPP.	+			Lóingató,* Csúcshegy*
<i>Stephanocosmia aff. compressa</i> (MSTR.)	+			Bősomlyó*
<i>Brachiopoda</i> sp.		+		Tardosi Gorba,* Herkályos

A *gal jelölt lelőhelyekről származó fajokat már az irodalom is megemlíti. Mivel az anyag legnagyobb részét más, főleg VIGH Gy. gyűjtötte, s a helymegjelölés eléggé tág, így a közszintek szerinti eloszlás utólag már nem állapítható meg.

Az általam feldolgozott anyag legnagyobb része VIGH Gy. gyűjtéséből származik és főleg a Pockó, Kecskető, Öregkő, kisebb része részben a Nagygercese, Bagolyvölgy, Öregkovács, Szénahegy lelőhelyekről került elő.

A pockói, kecskekői, öregkői fajok és példányok nagy száma részletes feldolgozást és pontosabb összehasonlítást tett lehetővé.

A *Kecskető* és *Pockó* faunája különös módon igen eltérő a többi lelőhelyekétől ezek térbeli közelsége és azonos szerkezeti helyzete ellenére is. A Pockóról túlnyomórészt a *Paramegalodus incisus* (FRECH) faj képviselői kerültek ki igen nagy számban (25 jól meghatározható példány és számtalan azonosítható töredék). A Kecskető faunája ezzel szemben már két típust tartalmaz: *Conchodus infraiasicus* STOPPANI és *Paramegalodus* fajokat és változatokat találunk itt. Valószínű, hogy a két nemzetség képviselői nem ugyanabban a szintben fordulnak elő. Erre utal megtartási állapotuk, s bezáró és a teknő helyét kitöltő kőzetanyag minősége is.

A *Conchodus* tartalmú réteg mélyebb, a *Paramegalodus* tartalmú pedig magasabb szintet képviselhet. A *Conchodus* példányok ugyanis sűrű, tömött mészkőben jelentkeznek, vörös agyag-

márga kitöltéssel, korrodált felülettel. A héjkitöltő anyag hasonlít a felső szintekben mindenütt megtalálható liászanyag kitöltésekhez, de nem azonos vele. Inkább a sötétszürke triász mészkő oxidált oldási maradéka lehet. Laboratóriumi vizsgálat szerint az oldott anyag izzított maradéka egészen hasonló. Ilyen vörös agyagos kitöltés különben a triász összletben igen gyakori, különböző helyeken és különböző szintekben megtalálható repedéskitöltés, vagy közbetelepült réteg alakjában is. A közbetelepülésekben sokszor fekete, mangános mészkőtörmeléből álló breccsa alapanyagaként szerepel. Így a Jásti-hegyen, a Tardosi-hegy déli kőfejtőjében legalább 80—100 m vastag triász rétegsor tartozik még a szintek fölé. Ugyanígy jelentkezik a bajóti Öregkő és a tatai Kálváriahegy kőfejtőjében is, ahol azonban mindössze 10—15, illetve 4—5 m-nyi dachsteini mészkő közbeiktatásával már a liász tagok mutatkoznak a fedőben.

Az alsóliász kőzetanyaghoz való hasonlósága alapján azonban feltételezhető, hogy a liász tenger üledékanyagának legalább egy része hasonló típusú mészkövek feloldódásából és oxidációs körülmények között történt újralerakódásából származhatott.

A *Paramegalodus*-tartalmú szint ősmaradványai kivétel nélkül fennőtt kalcittal borított kőbelek, jeléül annak, hogy a kioldott vázak üregei hosszabb időn keresztül valóban üregek voltak, és szépen fejlett kristálycsoportok fejlődésére adtak alkalmat. A kalcit kristálytisza, tehát vasoxidos, vagy agyagos szennyeződéstől mentes vízből vált ki. Utólagosan azonban a kristályszemcsék közeit és a meglevő szabad teret zöld agyag töltötte ki. A zöldagyag a dachsteini mészkőpadokkal sokszorosán váltakozó rétegekből származhatik.

Lényegében hasonló megtartású és kőzetanyagú, de még fiatalabb harmadik szintnek tekinthető a lapos, nagyon megnyúlt formákat bezáró, *Paramegalodus eupalliatus* (FRECH) tartalmú réteg, fejlettebb új alakokkal.

A Pockó *Paramegalodus*- és a Kecskő *Conchodus*-faunájának megtartási állapota és utólagos kitöltése látszólag hasonlít egymáshoz. A kecskekőit azonban, mint az előbbiekből kitűnt, triász anyag agyagos oldási maradéka tölti ki. A szint fölött összefüggő, függőleges falban 60 m-nyi triász kőzetvastagság látható és kb. kétszerannyi feltételezhető. A Pockón a paramegalodusos szintet elmet-szi a liászeleji abrázió, és fölötte közvetlenül a júra tagok települnek. Ezek anyaga tölti ki a *Megalodus*-héjakat is.

A további összehasonlításból kitűnik, hogy a Kecskő *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) alakjai semmiképpen sem tartozhatnak egy szintbe a pockói *Paramegalodus incisus* (FRECH) faunával. A *cornutus* alfaj ugyanis a fajtól élesen körülhatárolható jellegekkel tér el, mégpedig legfőképpen a váz karcsúbb, magasabb és megnyúltabb voltában, a búbok és lunula meghosszabbodásában. Két azonos magasságú példányt tekintetbe véve az alábbi értékek adódnak:

	Magasság	Szélesség	Vastagság	Lunula magasság	Lunula szélesség
1. <i>Paramegalodus incisus</i> (FRECH)	110 mm	70 mm	60 mm	42 mm	15—28 mm
2. <i>P. incisus cornutus</i> (FRECH)	110 mm	77 mm	55 mm	70 mm	14—18 mm

A *cornutus* változat több okból fiatalabbnak tekinthető a törzsfajnál.

1. Az Öregkő faunájának vizsgálatakor a *cornutus* változat fiatalabb és idősebb példányait hasonlítottuk össze. A fiatalabb, kisebb példányok zömökebbek, kövérebbek, kevésbé megnyúltak, a búbok csökevényesebbek, az egész apró példányoknál határozottan aránytalanabban fejletlenebbek, mint a váz többi része. Ez azt jelenti, hogy az állat *egyéni* fejlődésében a búbok megnyúlása és kifejlődése a teknő alsó részének fejlődésénél később következett be.

2. A pockói fauna vázméreteinek arányait vizsgálva a faj és a *cornutus* változat között egész sor átmenetet találtunk, amelyek fejlődési sorba szedhetők (26. ábra). A faj fejlődését mutató alakok itt együttesben találhatóak, a típusos *cornutus* változat azonban még nem jelenik meg. A Kecskőn és Öregkőn ezzel szemben csak a típusos *cornutus* változat példányait találjuk meg, átmeneti alakot egyet sem.

3. A törzsfajlódási vonalnak is megfelel az előbbi következtetés, a rövidbubú, alacsony lunulájú *Megalodus*-félék (devon *Megalodon*, a ladini *M. arthaberi* KUT., *M. hispanicus* WURM., *M. malladae*

WURM., *M. oenanus* REIS, *M. palaeomorphus* REIS, a karni *M. anceps* LAUBE, *M. carinthiacus* HAUER, *M. cassianus* HOERN., *M. columbella* HOERN., *M. compressus* WÖHRM., *M. stoppani* HOERN., *M. triqueter* WULF., *M. hoernesii* FRECH, a nóri-emeletbeli *M. amplus* KUT., *M. böckhi* HOERN., *M. complanatus* GÜMB., *M. guembeli* STOPP., *M. laczkói* HOERN., *M. paronai di* STEF., *M. seccoii* PAR., *M. vértessensis* KUT., *M. elegans* DANK, után lépnek fel a megnyúltabb, de még viszonylag rövid, mégis fejlettebb búbú alakok (*M. böckhi* HOERN., *M. complanatus* GÜMB. var. *dudarensis* TOMOR, var. *inflata* TOMOR, *italica* KUT. változatai, *M. damesi* HOERN., *M. desioi* KUT., *M. tofanae* HOERN., s utánuk a megnyúlt hosszúbúbú, magas lunulájú *Paramegalodus*, majd a megcsavart búb uralkodó jellegét mutató *Dicercardium*-félék, melyek a Megalodusok fejlődésének legutolsó szakaszában lépnek fel óriási alakokkal együtt. Ezek alapján a pockói *Paramegalodus* fauna idősebb, mint a kecskekői és öregkői.

Hogy ez a fauna a kecskekői alsó, conchodusos szinttel milyen kapcsolatban van, azt egyelőre eldönteni itt nem lehet. Valószínű, hogy az utóbbi minden paramegalodusos rétegnél idősebb, mivel majdnem lehetetlen, hogy ilyen viszonylag kis területen nagy mennyiségben található *Paramegalodus*ok azonos kőzetkifejlődésben egy időre teljesen eltűnjenek, hogy utána fejlettebb formában ugyancsak nagy számban lépjenek fel újra.

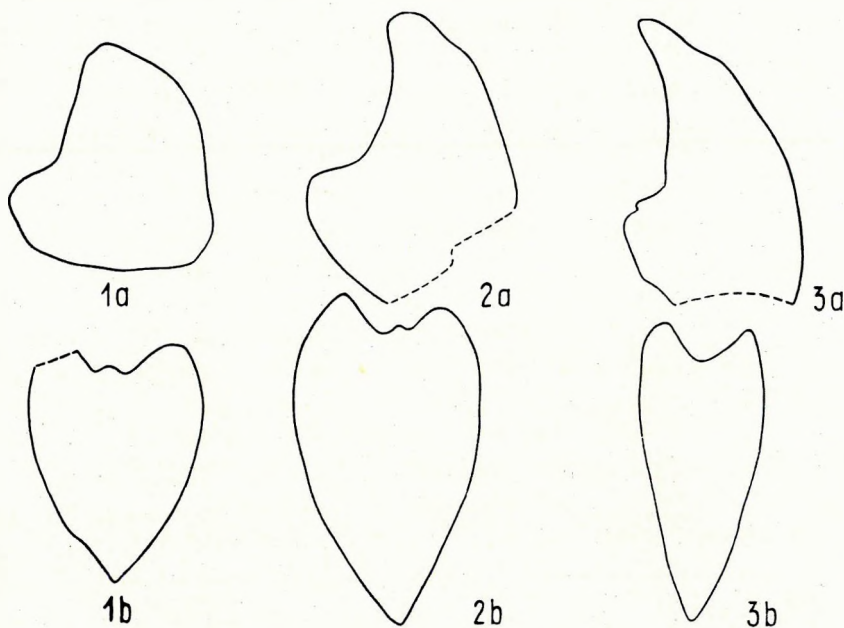
Az Öregkő és Kecsekő faunáját összehasonlítva kitűnik, hogy ezek sem azonosíthatók megnyugtató módon. Az összehasonlítási alapot itt is a *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) változat adja. Mindezideig azonban csak egyetlen, az öregkőiekkel teljesen egyező *P. incisus cornutus* (FRECH)

és ugyancsak egyetlen a pockóival teljesen megegyező *P. incisus* (FRECH) került innen elő. Mivel az előbbieket kőzetanyaga, megtartási állapota, valamint a vázkitöltő vörös, márgásagyag megegyezik az öregkői faunáéval, ez a magányos alak nem vehető bizonyító erejűnek. Különösen, ha tekintetbe vesszük e faj rendszerint tömeges megjelenését.

Fedőjükben más, még fejlettebb jellegeket mutató *Paramegalodus* fajok (*P. eupalliatius* (FRECH), *P. hungaricus* n. sp., *P. nov. forma*) jelennek meg.

Mindezeket az előbbiekkal összevetve kitűnik, hogy a Kecsekő idős, *Conchodus*-tartalmú szintje és a *Paramegalodus eupalliatius* (FRECH)-tartalmú szint közé kell helyeznünk a pockói paramegalodusos és az öregkői cornutás rétegeket. Ez azt jelenti, hogy a kecskekői kőfejtő több, mint 60 m magas és 150—200 m széles feltárásában még nagyobb számban várhatók a *P. incisus* (FRECH) és a *P. incisus cornutus* (FRECH) alakok.

Összefoglalva az eredményeket, a Gerecsehegység területén gyűjtött *Megalodus*-fauna földolgozása több, jól rögzíthető szint megkülönböztetését tette lehetővé. Legidősebb a déli részek apró *Megalodus*-félékkel (*M. paronai* STOPP.) jellemzett, Myophoriákat és csigákat tartalmazó dolomit összelete, amely faunisztikai alapon finomabb tagozatokra nem bontható a kevés és elszórtan előkerült ősmaradvány miatt.



26. ábra.

Paramegalodus incisus (FRECH) faj (1a, b) és a *P. incisus cornutus* (FRECH) (3a, b) változat közötti átmenet (2a, b)

Abb. 26.

Übergang (2a, b) zwischen *Paramegalodus incisus* (FRECH) (1a, b) und *P. incisus cornutus* (FRECH) (3a, b)

Annyi azonban megállapítható, hogy a karni emelet felső emeletében kezdődhetik, és a nóri emeletbe nyúlik át. A nóri emelet felső részét jelzi a vértistolnai Szénahegy és Öregkovács *M. complanatus* GÜMB. tartalmú rétegének határozottan nóri-emeletbeli faunája. Fölötte egyelőre bizonytalan helyet foglal el a Nagygerecse és Bagolyvölgy *M. gümbeli* STOPP. tartalmú összelete. Az előbbieknél mindenképpen fiatalabb a raeti emeletet elfoglaló összlet négy szintje:

1. *Conchodus*-tartalmú szint (Kecskekő),
2. *Paramegalodus incisus* (FRECH) tartalmú szint (Pockó),
3. *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) tartalmú szint (Öregkő, Kecskekő),
4. *Paramegalodus eupalliatatus* (FRECH) tartalmú szint (Kecskekő, dorogi Nagyköszikla).

Mivel az egyes szintekben egy-egy faj csaknem kizárólagos és emellett igen nagy tömegben található, a további vizsgálatok szempontjából igen fontos rétegazonosításra kiválóan alkalmasak, mert nagyon nehezen kipreparálható és meglehetősen ritka ősmaradványokból ezek szerint egyetlen példány is elegendő lehet az illető réteg besorolására és szintjének megállapítására.

Szint	Hársas, Lóingató, Vöröshegy	Öregkovács, Szénahegy	Bagolyvölgy	Kecskekő	Pockó	Öregkő	Dorogi Nagyköszikla
7. <i>Paramegalodus eupalliatatus</i> (FRECH)							
6. <i>P. incisus cornutus</i> (FRECH)				a b			
5. <i>P. incisus</i> (FRECH)							
4. <i>Conchodus infraliasicus</i> (STOPP.)							
3. <i>Megalodus gümbeli</i> STOPP.							
2. <i>M. complanatus</i> GÜMB. <i>M. böckhi</i> HOERN.							
1. <i>M. paronai</i> STOPP. Myopophoriákkal, csigákkal							

e) Őslénytani leírás

Genus: *Megalodus* HOERN. 1880.

Megalodus böckhi HOERNES.

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 28. o. (59). cum syn.

1936. KUTASSY E.: Fődolomit és dachsteini mészkő faunák a Budai hegységéből. Math. és Term. tud. Ért. 54. kt. 1936. (6).

1953. DANK V.: Új *Megalodus*-lélőhely a Vértes hegységben. Földt. Közl. 1953. (18).

Négy töredékes példányt sorolhatunk ehhez a fajhoz. Egy csaknem teljes példány, egy bal teknőrészlet, melynek búbjá és alsó pereme hiányzik, egy búbrész és egy középrész két teknővel. Hasonlítanak a típushoz, de különösen FRECH: Lethaea Geognostica (27) 53. tábla 1. ábrájához. Ez típuspéldányt ábrázol, de lényegesen nagyobb, mint HOERNES eredeti bakonyi darabja (44). A gerecsei példányok ugyancsak jóval nagyobbak a típusnál. Azonosításukat indokolja az egyenlőtlen teknőkifejlődés, a lunula alacsony és enyhén bemélyedő volta, a rövid, alig előrehajló búbok és oldalnézetben a jellegzetes körvonal azonossága. A másik példányról a búbok is hiányoznak, de kiegészítve hasonlóképpen képzelhetők el. Nagyon jól látszanak rajta a hátsó peremmel hegyes-szöget bezáró, lefelé széttartó egyenes lefutású növekedési vonalak.

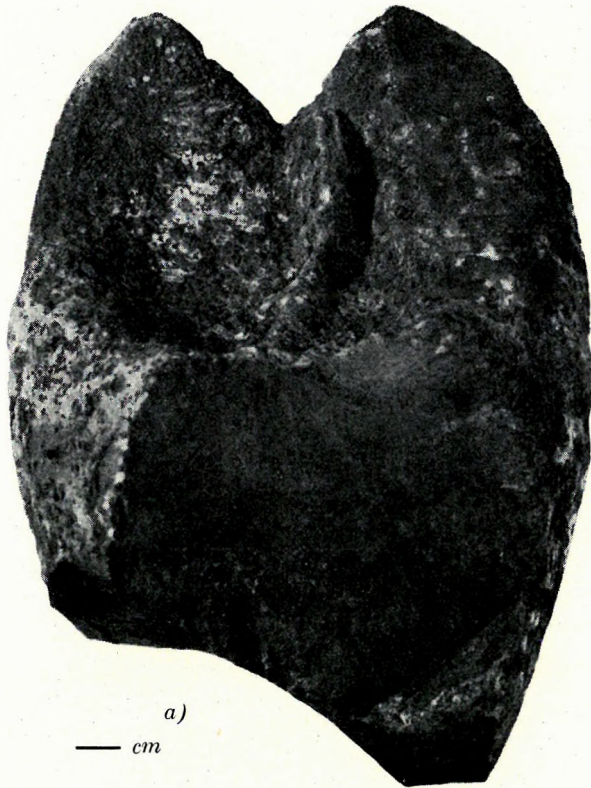
Lélőhelyük: Vértistolna, Szénahegy, Öregkovács.

M. böckhi gerecsensis nov. ssp.

(27 a, b, c ábrák)

Méretei és körvonala nagyon jól megegyezik a típussal. Különválasztását a nagyobb és homorúan bemélyedő lunula és a búbok kihegyesedése indokolja.

Lelőhely: Nyergesújfalu, Kecsekő.



27. ábra.

Megalodus böckhi gerecsensis nov. ssp. Kecsekő,
Nyergesújfalu

Abb. 27.

Megalodus böckhi gerecsensis n. ssp. Kecsekő bei
Nyergesújfalu

Megalodus complanatus GÜMB.

KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. 31. o. (59). cum syn.

Ennek a közismert és igen gyakori fajnak 4 példánya került elő. Ezek közül az egyik csaknem teljesen ép kőbél, a többi töredék, de jól azonosítható. Az irodalomban igen változatos formákat írtak le ezen a néven, és némely ábrától eléggé eltér a vértestolnai faj. De meg kell jegyezni, hogy az ábrák egymás között még nagyobb mértékben különböznek.

A típushoz hasonlít, bár annak ábrája nem a legszerencsésebb. Sokkal inkább azonosítható HOERNES ábrájával, ezzel teljesen megegyezik (43). A típustól is csak annyiban tér el, hogy valamivel nagyobb, a búb nem hajlik annyira és magasságában valamivel megnyúltabb az alak. Az eltérések nemcsak a földrajzi távolságból adódhatnak, hanem a példányok eltérő fejlettségéből is. Az idősebbek — úgy látszik — megnyúltabbak a fiatal példányoknál. Ez azért is érdekes, mert ugyanezt a jelenséget tapasztaltuk a *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) alfaj esetében is, ahol az idős és fiatal példányok ugyanazon lelőhelyről valók.

Az eltérés oka nemcsak egyéni, hanem törzspejlődésbeli különbség is lehet. A példányok ugyanis átmenetet alkotnak a *M. complanatus desioi* változat felé. Ezt a változatot is megtalálták a lelőhelyen egy példányban.

Lelőhely: Vértestolna, Szénahegy és Öregkovács.

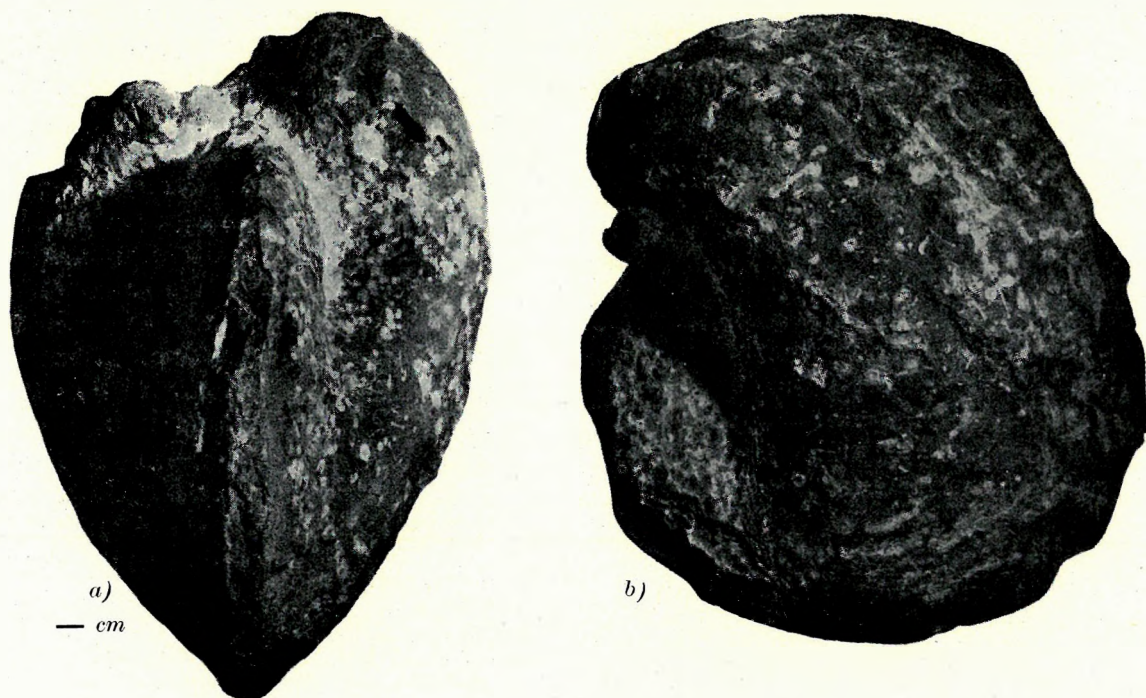
Megalodus complanatus desioi n. ssp.

KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. 33. o. (59). Cum syn.

1953. DANK V.: Új *Megalodus*-lelőhely a Vértes hegységben. Földtani Közöny 1953. (18).

Egyetlen, majdnem teljesen ép kőbél került ki az előző faj lelőhelyéről. A típussal minden jellegében megegyezik. Miután a délalpi előfordulás után egy második helyről is előkerült, célszerű lenne a változatnak nevet adni, a: *M. complanatus desioi* nevet javaslom.

Lelőhely: Vértestolna, Szénahegy.



28. ábra.

Megalodus aff. *gümbeli* STOPP. Bagolyvölgy, Vöröshídi kőfejtő, Süttö

Abb. 28.

Megalodus aff. *gümbeli* STOPPANI, Süttö, Bagolytal, Steinbruch am Vöröshid

Megalodus gümbeli STOPP.

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 35. o. (59). Cum syn.

Egyetlen példányt azonosíthatunk ezzel a fajjal. Ez kissé nyomott, majdnem teljes kőbél, mindössze a mellső pereme töredékes. STOPPANI és BASSANI ábráival megegyezik (117, 5).

Lelőhely: Tardos, Nagygercese.

Megalodus aff. *gümbeli* STOPP

(28 a, b ábra)

Feltételesen ide sorolható néhány süttői *Megalodus*-példány. Bár a faj igen változékony, ezek a példányok elég erősen eltérnek az eddig leírt példányoktól. Az egyikkel egyik, a másikkal másik sajátságuk azonban megegyezik, ezért nem tartom célszerűnek különválasztani a típustól.

Közel egyenlő teknőjű alakok, a bal teknő valamivel erősebb (117, 57. tábla, 1. ábra). A hátsó peremen egészen enyhe árok látszik (1. uo. 57. tábla, 3. ábra). A búb megnyúlt és oldalnézetben a lunula pereme hirtelen, de rövid vonalban jut a belső perem felé (27, 54. tábla, 2b. ábra). A példányok elég nagyok és a lunula szélén egy kis lécecske maradványai látszanak (116, C. tábla, 1a ábra). Az egyik példány zárószervezete is épen maradt. A bal teknőben látszik a nagy, osztott főfog lenyomata és a mögötte levő meder. A hátsó mellékfognak csak éppen a nyoma van meg (26, XI. tábla, 5. ábra). A jobb teknő zárószervezetét nem sikerült kipreparálni.

Lelőhely: Süttő, Bagolyvölgy, Vöröshidi kőfejtő, Nyergesújfalu; Kecskető.

Megalodus kutassyi TOMOR

(29 a, b ábra)

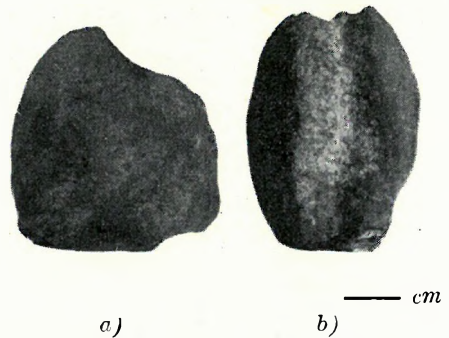
KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. 38. o. (59). Cum syn.

Két példány kőbél, az egyikben azonban a héjnak egy kis részlete is meg van.

A típus ábrájával és leírásával megegyezik, csak az egyik példányon a jobb teknő búbja tom-pább valamivel. A jobb teknő valamivel magasabb mint a bal, szélességük az egyik példányon erősebb, a másikon alig tér el. A lunula elég alacsony, és a bal teknő-nél mélyebbre lehúzódik. A mellső perem a magasság felső harmadában elég erősen előreugrik. Látható a jellegzetesség-ként felsorolt barázda, mely a búbban a zársperem felé fut le. A hátsó részen ugyancsak észlelhető a kagylóperemek konvergenciája a búbok felé és a hátsó perem egyenes lefutása. A típustól mindössze nagyságban tér el, kb. 1 cm-el nagyobb minden irányban. TOMOR raeti emeletbe sorolt dachsteini mészkőből írta le ezt a fajt, a vértestolnai példány pedig határozottan nóri faunatársasággal együtt került ki a dachsteini mészkő mélyebb szintjéből.

Mivel a dudari típuspéldány is a nórinak ismert *Megalodus complanatus* GÜMB. raetinek tekintett változataival együtt fordul elő, azt mondhatjuk, hogy az is inkább nóri, de legfőlegbb legidősebb raeti rétegekből kerülhetett ki. A vértestolnai lelőhely nóri volta a *M. complanatus* GÜMB., *M. triquetus dolomiticus* FRECH, *M. paronai* DI STEF. faunaegyüttes alapján kétségtelen.

Lelőhely: Vértestolna, Öregkovács.



29. ábra.

Megalodus kutassyi TOMOR, Öregkovács, Vértestolna

Abb. 29.

Megalodus kutassyi TOMOR, Öregkovács bei Vértestolna

Megalodus laczkói HOERN.

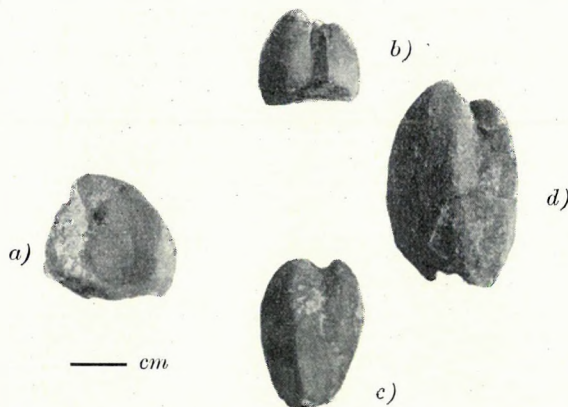
(30 a, b, c, d ábra)

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 38. o. (59). Cum syn.

Három jó megtartású példány van ebből a fajból. Ezek HOERNES eredeti leírásával azonosíthatók (44), minden faji jelleg megvan rajtuk.

Kis termetű, kissé egyenlőtlen teknőjű alakok. Bal teknőjük vastagabb, búbja is erősebb, magasabb, mint a jobb teknőé. Az egyik példánynál a búbok magasságkülönbsége alig észrevehető, a másikon azonban feltűnő.

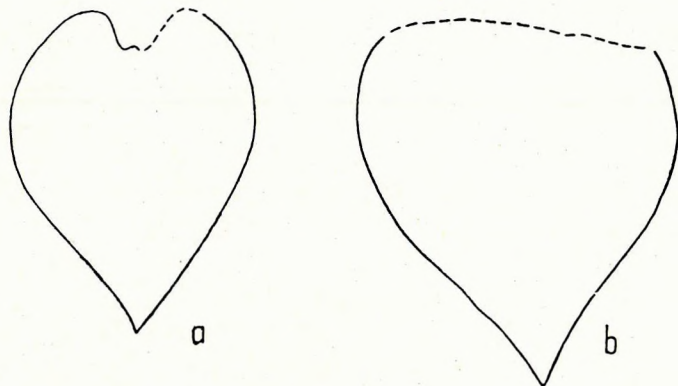
Lelőhelye: Vértestolna, Öregkovács.



30. ábra.

Megalodus laczkói HOERN., Öregkovács, Vértestolna

Abb. 30.

Megalodus laczkói HOERNES, Öregkovács bei Vértestolna

31. ábra.

A *Megalodus triqueter dolomiticus* FRECH típuspéldányának (a) és a gerecsei példányának (b) körvonala

Abb. 31.

Umriss (a) des Typus von *Megalodus triqueter dolomiticus* FRECH und (b) des Gerecseer Exemplars.*Megalodus paronai* DI STEF.

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 41. o. (59). Cum syn.

Jobb teknő köbele. Nagyságban, alakban nagyon hasonlít a *Megalodus laczkói* HOERN. fajhoz. A teknők egyenlőtlenlensége természetesen nem figyelhető meg.

A mellső perem mély beöblösödése, a lunula félkör alakú, öblös volta azonban elkülöníti a *M. laczkói* HOERN. fajtól és a *M. paronai* DI STEF. alakkörébe utalja. Ezzel a fajjal különben egyéb sajátágaiban is megegyezik.

Lelőhely: Vértestolna, Szénahegy.

Megalodus cf. triqueter dolomiticus FRECH

KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. 47. o. (59). Cum syn.

Töredékes példány, ezért nem lehet teljes biztonsággal azonosítani. Jellegetes körvonala azonban igen nagy valószínűséggel ide utalja. Az alak rövid búbú, felső kétharmadában igen vastag. A legnagyobb vastagságú rész fölött elég lapos ívben fejeződnek be a búbok, innen lefelé pedig hirtelen 75°-os szöggel futnak össze az oldalak, hegyes, keskeny, alsó peremet alkotva.

Szemből nézve a kagylót tökéletes szív alakú körvonalat mutat. Oldalról tekintve is azonos a meglevő rész körvonala a típuséval (31. ábra).

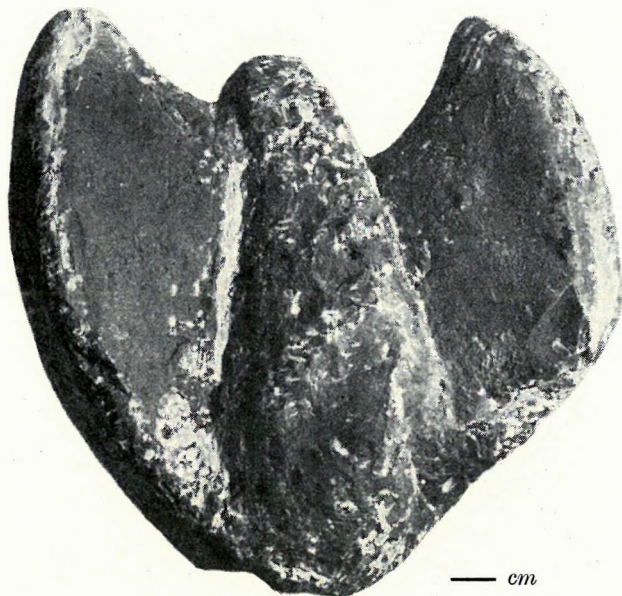
Lelőhely: Vértestolna, Öregkovács.

Megalodus sp. ind.

(32. ábra)

Búbtöredék, amelynél a teknők elmozdultak egymástól. Leginkább a *Megalodus böckhi* HOERN. fajhoz hasonlít, de meghatározása teljesen bizonytalan.

Lelőhely: Piszke, Pockó.



32. ábra.

Megalodus sp. ind., Pockó. Piszke

Abb. 32.

Megalodus sp. ind. Pockó bei PiszkeGenus: *Conchodus* STOPP. 1865.*Conchodus infraliasicus* (STOPP).

(33 a—d ábra)

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 51. old. (59).

A kecskekői kőfejtőből származó anyag legnagyobb része ehhez a fajhoz tartozik. (18 példány, 8 búbtöredék.) Példányaink kétségtelenül azonosíthatók a fajjal. Több teljes kőbél, néhány darabon a zárószervezet egyes részeivel és egy díszített kőbél áll rendelkezésre.

A pozitív kőbél jobb teknője alakja, a búb becsavarodottsága, a hátsó perem nagysága alapján teljesen megegyezik SCHAFFHÜTL eredeti ábrájával (106. LXXII. tábla), bár az bal teknőt ábrázol.

A kőbelek különböző nagyságúak, de eltérést, amely az egyéni fejlődés folyamatára valami fényt derítene, nem sikerült a fejlett és fejletlen példányok között kimutatni.

A megtartási módra különben jellemző, hogy a héj helyét vörös, helyenként rozsdabarna anyag tölti ki, amely esetenként tiszta agyag jellegű, máskor kemény márga, illetve mészkő is lehet. Hasonló anyagú kitöltések másutt a liász rétegek alatt fordulnak elő már liász anyagból. Itt azonban a triász mészkő málladékáról, ill. oldási maradékáról lehet csak szó, mivel a faunás pad fölött még ma is 80 m-nyi triász kőzettömeg van.

Méretek:	Magasság	hosszúság	vastagság
A legkisebb példány méretei:	100	kb. 70	68 mm
A legnagyobb példány méretei:	kb. 210	kb. 150	120 mm

Néhány példány a *C. praefaliasicus* FRECH-re emlékeztető jelegeket mutat, különösen a fogak elrendezésében és a mellő perem lefutásában. Ezeket az átmeneti alakokat azonban különválasztani nem érdemes, mivel a főfog első részén kívül a zár többi része hiányzik, a példányok is töredékesek és körvonaluk sem azonosítható jól. FRECH eredeti ábrája (25-64. o. 90. ábra) jobb teknőt ábrázol, fogakkal rendelkező példányuk pedig balteknő, ezért sem azonosítható teljes biztonsággal.

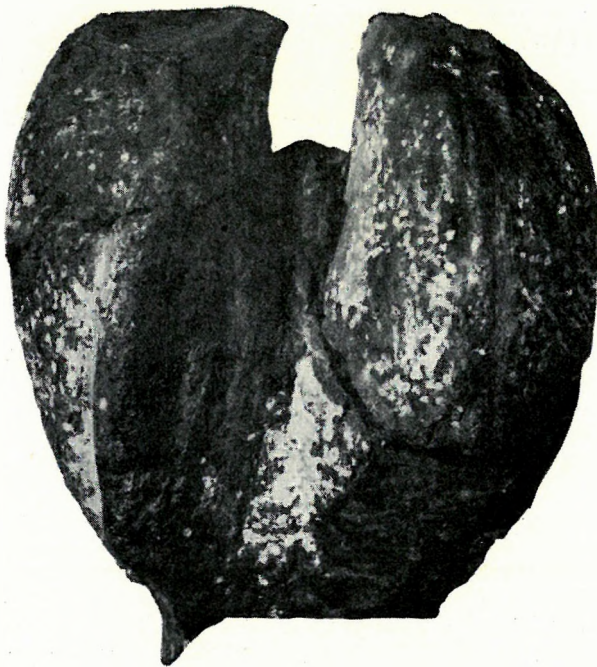
Lelőhely: Nyergesújfalu, Kecsekő.



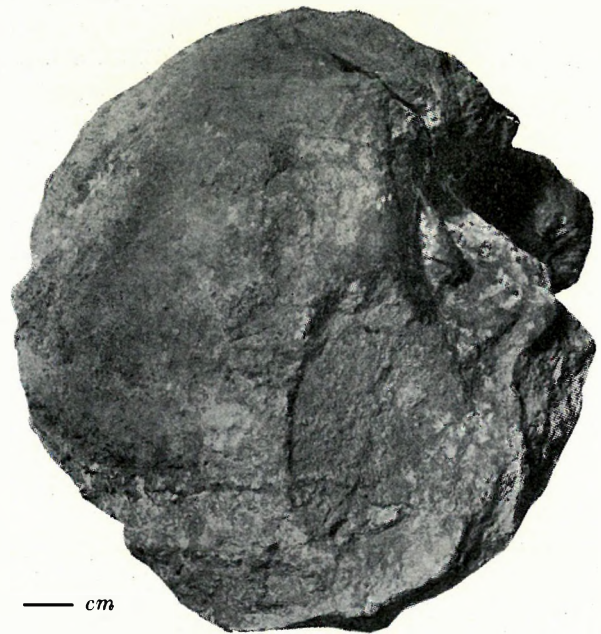
a)



b)



c)



d)

33. ábra.

Conchodus infraliasicus (STOPPANI), Kecskekő, Nyergesújfalu

Abb. 33.

Conchodus infraliasicus (STOPPANI), Kecskekő bei Nyergesújfalu

Genus: *Paramegalodus* KUTASSY

*Paramegalodus eupalliatu*s (FRECH)

(34. ábra)

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 52. o. (59). Cum syn.

Egy darab jobb teknőtöredék. A búbrész maradt meg, kb. a lunula alsó részétől fölfelé. A példány tökéletesen megegyezik VIGH ábrájával (143. 601. o., 48. ábra), amely ugyancsak jobb teknő búbrészt ábrázol. A VIGH által leírt példány az Öregkőről, ez a süttöi „vöröshídi” kőfejtőből való.

Méretei: magasság: kb. 180 mm, szélesség: 90 mm, vastagság: 100 mm. Lunula magassága 135 mm szélessége: 30 mm.

Lelőhely: Süttö, Bagolyvölgy, Vöröshídi kőfejtő.



34. ábra.

*Paramegalodus eupalliatu*s (FRECH), Bagolyvölgy, Vöröshídi kőfejtő, Süttö

Abb. 34.

*Paramegalodus eupalliatu*s (FRECH). Steinbruch am Vöröshíd, Bagolytal, bei Süttö



35. ábra.

Paramegalodus aff. *eupalliatu*s (FRECH), Kecskető, Nyergesújfalú

Abb. 35.

Paramegalodus aff. *eupalliatu*s (FRECH). Kecskető bei Nyergesújfalú

Paramegalodus aff. *eupalliatu*s (FRECH.)

(35. ábra)

1 db. bal teknőtöredék. Zárószervezete nem látszik.

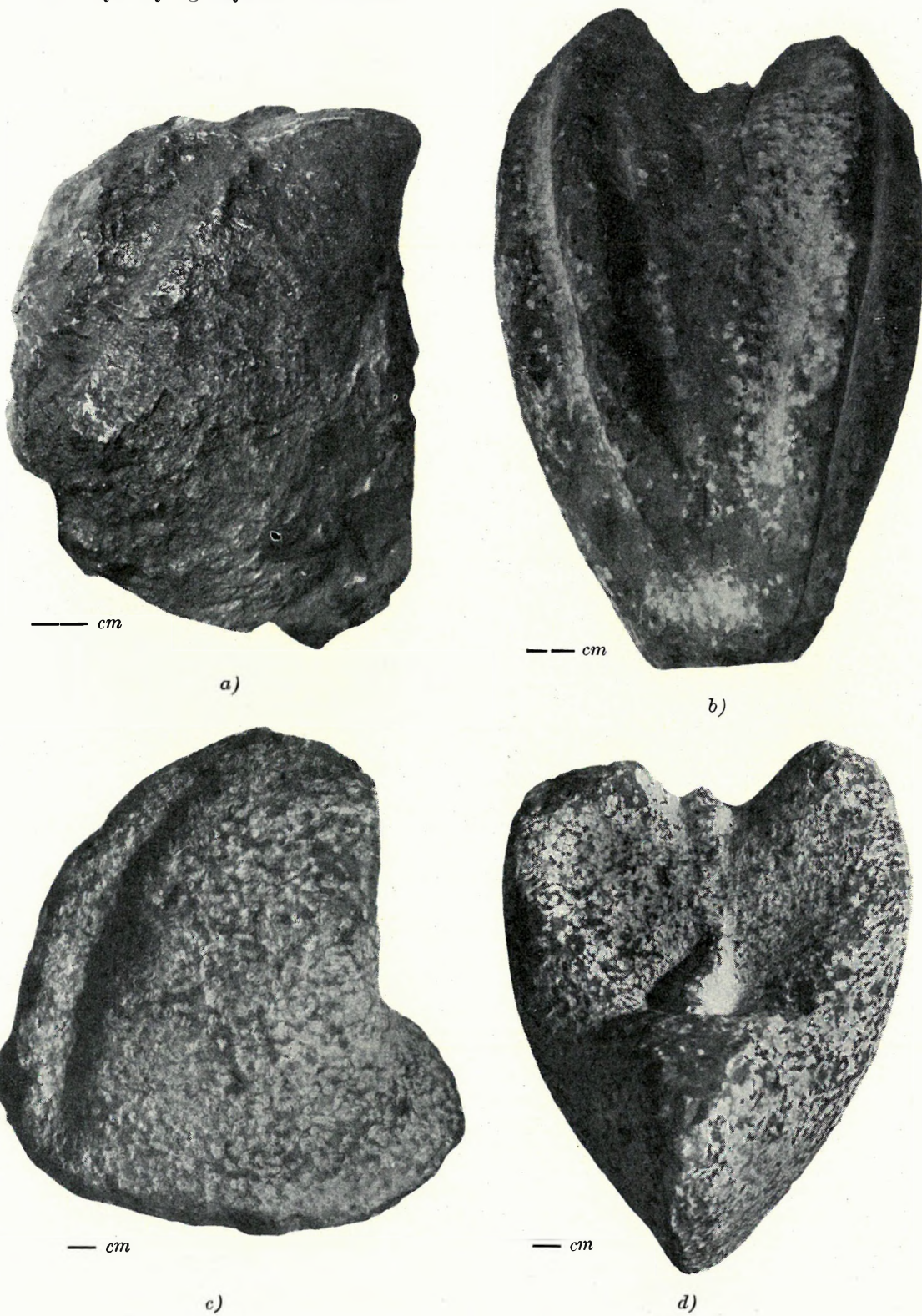
A típusal mindenben megegyezik, azonban búbjá kissé megnyúltabb és kihegyesedőbb. Lunulája valamivel mélyebbnek látszik, bár ez a jelleg FRECH ábráján nem vehető jól észre (15, 51. o. 78—81. ábrák). A típus is bal teknő búbi része és a meghatározott példány is, ezért az azonosítás jól keresztülvihető. VIGH ábrájával (143. 601. o. 48. ábra). összehasonlítva is az a különbség, hogy a búb belső vonala hosszabb, s így a lunula is megnyúltabbnak látszik. Mindkét ábrától abban különbözik még, hogy a lunulát határoló szegély más átmetszetű, mintha kettős lécecske lenne.

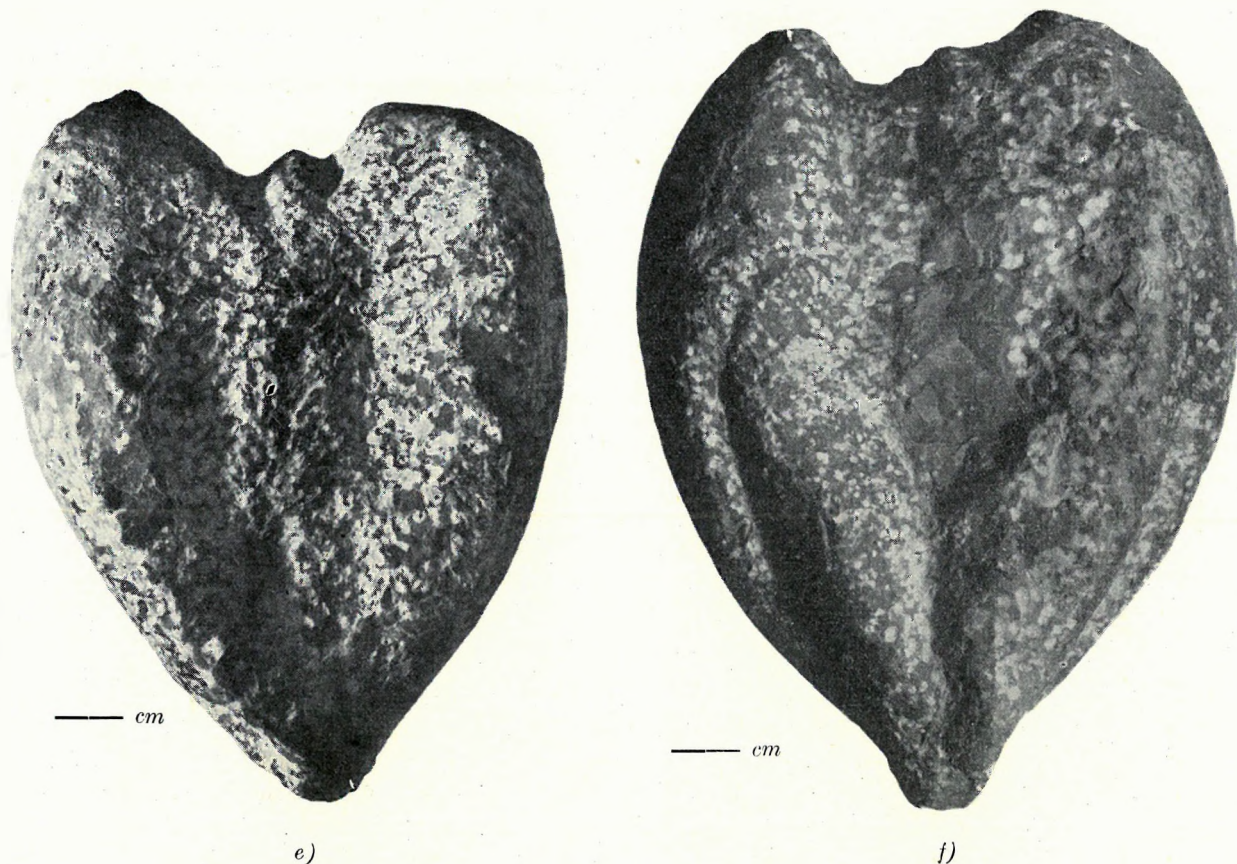
Ebben a jellegében a *M. cultridens* BRITN.-re emlékeztet. Ezzel a fajjal különben már FRECH-
is összehasonlította, mint legközelebb álló típussal.

Méreték: magasság: kb. 200 mm, fél vastagság: 59 mm, szélesség: 110 mm, lunula hossza: 150 mm, széles-
sége: 45 mm, lunula hosszúságának és szélességének aránya: 3,3 : 1.

A VIGH Gy. által leírt példány lunulájának három utolsó adata: 135 mm, 40 mm, 3,3 : 1.

Lelőhely: Nyergesujfalu, Kecskékő.





36. ábra.

Paramegalodus incisus (FRECH). a) héjas példány, Pockő, Piszke, b) Öregkő, Bajót, c, d, e) Szénahegy, Vértestolna, f) Pockő, Piszke

Abb. 36.

Paramegalodus incisus (FRECH) a) Beschalttes Exemplar, Pockő bei Piszke, b) Öregkő bei Bajót, c—d—e) Szénaberg bei Vértestolna, f) Pockő bei Piszke

Paramegalodus incisus (FRECH)

(36 a—f. ábra)

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 53. o. (59). Cum syn.

A pockói fauna legnagyobb részét ez a faj adja különböző változatokkal. 25 eltérő nagyságú és megtartási állapotú példány áll a vizsgálat rendelkezésére. Egyetlen példány származik a vértestolnai Szénahegyről. Az eddigi feltevések és a faunaegyüttes többi tagjainak bizonyossága szerint a vértestolnai rétegsor idősebb mint a Gerecsehegység északi dachsteini mészkővonulata, mégpedig nóri. Különös tehát, hogy innen egy eddig csak raeti emeletből ismert és ebben igen gyakori alak a nóri rétegekből került ki. A vértestolnai fauna pontos lelőhelyét azonban nem ismerjük, lehetséges, hogy a nóri fauna mélyebben fekvő rétegekből való, míg a *P. incisus* magasabb helyzetű rétegekből származik. E feltevés szerint Vértestolnán a triásznak több szintje is fel volna tárva.

A faunát végigvizsgálva megállapítható, hogy a jellegzetes *P. incisus* (FRECH) és a *P. incisus cornutus* (FRECH) között minden átmenetet megtalálunk. A *Paramegalodus*okra jellegzetes megnyúlt búb és ennek megfelelően megnyúlt lunula az egyes példányokon igen eltérő hosszúságú és arányú, a két szélső határ között azonban minden átmenet megvan (36. ábra).

Nagy általánosságban a kisebb darabok zömökebbek, kövérebbek, kevésbé megnyúltak, különösen oldalnézetből, a nagyobbakon a faji bélyegek határozottabbak. Ebből arra következtethetünk, hogy az említett jellegek az egyéni fejlődés folyamán változnak meg. Ez megfelel a törzs-

fejlődési vonalnak is, hiszen a megnyúlt, hosszú búbú *Paramegalodus* KUTASSY és *Dicerocardium* STOPPANI félek időben a *Megalodus*ok fejlődésének utolsó szakaszában lépnek fel óriási *Megalodus* alakokkal együtt.

A sorozat biometriai adatai az alábbiak:

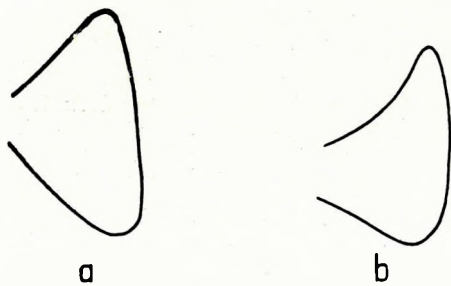
	Magasság	Szélesség	Vastagság	Lunula	Magasság bal — jobb	Szélesség — jobb
1. példány	64 mm	60 m	42 mm	33 m	12	15
2. „	68 mm	50 m	46 mm	30 m	11	15
3. „	110 mm	70 m	60 mm	42 m	15	28
4. „	115 mm	82 m	64 mm	57 m	17	25
5. „	125 mm	89 m	75 mm	64 m	22	28
6. „	115 mm	82 m	kb. 80 mm	58 m	25	30
7. „	135 mm	90 m	96 mm	92 m	?	32
8. <i>P. incisus cornutus</i> (FRECH)	110 mm	77 m	55 mm	70 m	14	18

Arányok :	Magasság : Szélesség	Szélesség : Vastagság	Magass. : Lunula m ag.
1.	1,09 : 1	1,42 : 1	1,94 : 1
2.	1,36 : 1	1,08 : 1	2,26 : 1
3.	1,57 : 1	1,16 : 1	2,61 : 1
4.	1,40 : 1	1,28 : 1	2,01 : 1
5.	1,40 : 1	1,18 : 1	1,98 : 1
6.	1,40 : 1	1,02 : 1	2,01 : 1
7.	1,50 : 1	0,94 : 1	1,50 : 1
8.	1,56 : 1	1,40 : 1	1,57 : 1

Lelőhely: Piszke, Pockó: Vértestolna, Szénahegy.

Paramegalodus aff. *incisus* (FRECH) 1—2—3.

1. Töredék, amelyen jól fel lehet ismerni a faj feltünőbb jellegeit, különösen a hátsó perem mentén végigfutó két tarajt. Különlegessége, hogy látszik rajta a többi *Paramegalodus* fajnál gyakori kis lécecske, amely a lunulát a héj többi részétől elválasztja. Kőbélről lévén szó, ez a lécecske a héj belső falán mutató mélyedést, csatornát jelent, amelynek peremei kissé megvastagodtak és a kőbélben enyhe bemélyedést okoznak.



37. ábra.

Paramegalodus aff. *incisus* (FRECH), Pockó, Piszke (a) és egy típusos példány (b) búbjának átmetszete

Abb. 37.

Wirbel-Querschnitt des *Paramegalodus* aff. *incisus* (FRECH), Pockó bei Piszke (a) und eines typischen Exemplars (b)

normálisnál. Lunuláját pedig egy előreugró perem határolja a teknő többi része felé. Nem a szokásos lécecske mutatkozik itt, hanem egy enyhe bemélyedés van a váz felé, ennek mentén az egész lunula besüllyed és a szélén marad a kiemelkedő perem.

Lelőhely: Piszke, Pockó.

Paramegalodus cf. *incisus* (FRECH) 1907.

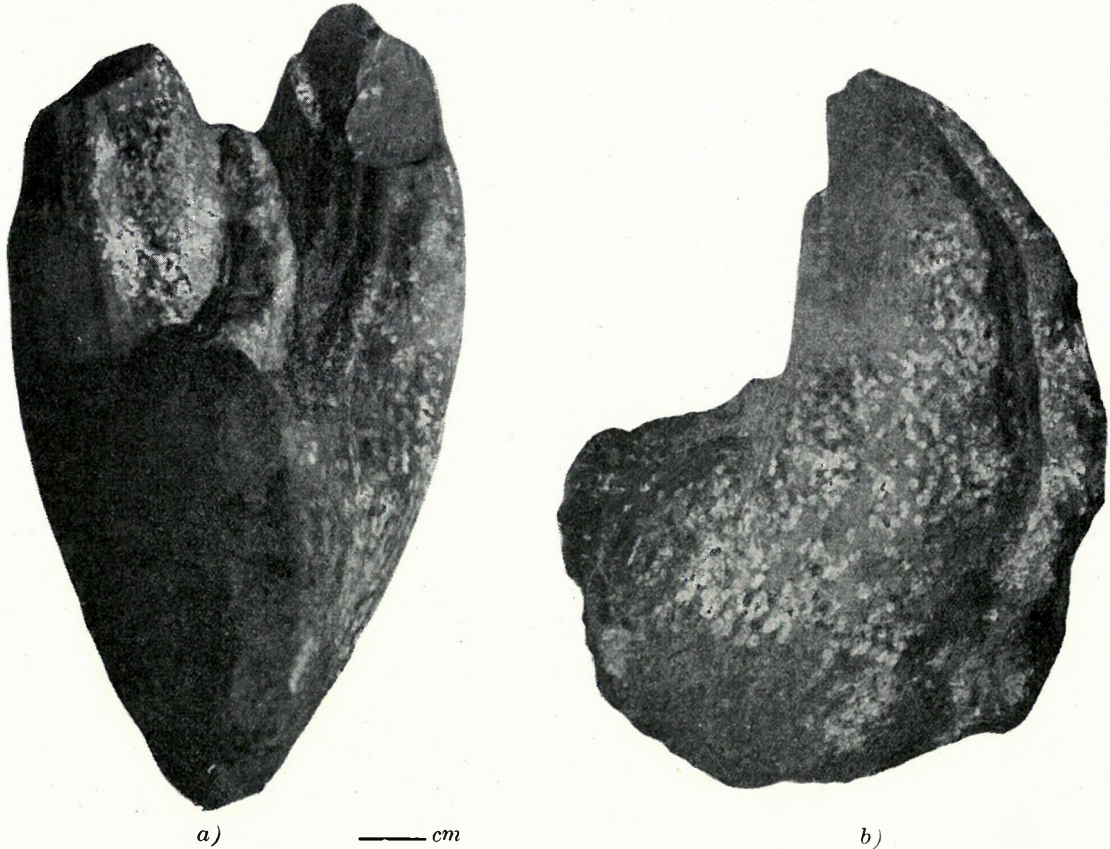
Töredék, amelynek bal teknőjéről a búb csúcsa, jobb teknőjéről pedig annak felső fele hiányzik. Megegyezik FRECH ábrájával (25. 55. o. 82. ábra), amelyet *Dicerocardium* nov. spec. aff. *Dic. mediofasciatum* néven jelöl. KUTASSY a Foss. Cat.-ban *Paramegalodus incisus* FRECH-nek jelöli,

bár igen sok sajátságában eltér a típustól. Ezt az alakot FRECH a hallstatti raeti emeletbeli dachsteini mészkőből írta le.

Sokkal vastagabb és alacsonyabb a típusos *P. incisus* (FRECH)-nél, lunulája is kevésbé bemélyedő és valamivel mélyebbre nyúlik le, mint a magasság kétharmada.

Méreték: magasság 135 mm, szélesség 65 mm, vastagság 90 mm, Lunula: magasság 80 mm, szélesség 25 mm, arány: 3, 2 : 1.

Lelőhely: Süttö, Bagolyvölgy, Vöröshídi kőfejtő.



38. ábra.
Paramegalodus incisus cornutus (FRECH), Öregkő, Bajót

Abb. 38.
Paramegalodus incisus cornutus (FRECH), Öregkő bei Bajót

Paramegalodus incisus cornutus (FRECH)
(38 a, b ábra)

KUTASSY: Foss. Cat. pars. 68. 53. o. (59.) Cum syn.

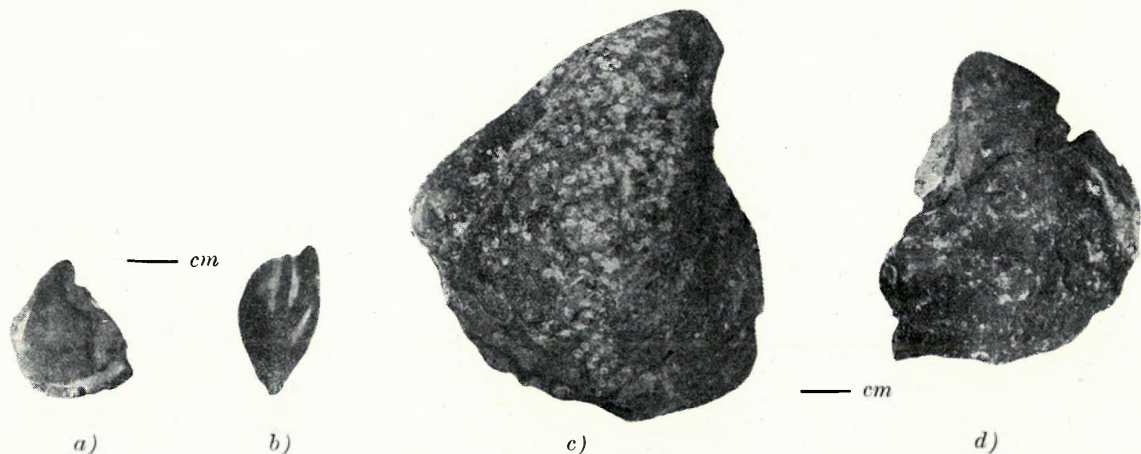
Egy igen jó megtartású, majdnem teljes példány (kőbél) és több jól azonosítható töredék-került vizsgálatra. Teljesen megegyeznek a típussal, sőt lelőhelyük is azonos (Bajót, Öregkő) a FRECH-féle példányokkal. (26. 84. old. XV—XVI. tábla).

Érdekességként csak egy fiatal példányt érdemes megemlíteni: az említett fejlődési folyamat itt is érvényesül, a fiatal példány nem olyan megnyúlt, alakra a *M. complanatus* GÜMB.-hez hasonlít. Ha nem volna az izomtartó lécek bemélyedésének helye a kőbélben, nem is lehetne a fajjal azonosítani. Ezek az árkok nincsenek teljesen kifejlődve: az alsó perem felé ugyanis igen mélyek, a búb felé fokozatosan ellaposodnak és kimaradnak (39. a-d ábrák).

A búb a kagylóttest többi részéhez viszonyítva szemmel láthatóan fejletlen.

Egyetlen az öregkőihez hasonló példány került elő a Kecsekőről (40. ábra, a, b, c). Ez az alak megtartási állapotban és nagyságban is teljesen megegyezik az öregkői példányokkal.

Lelőhely: Bajóti Öregkő, Nyergesújfalu, Kecsekő.

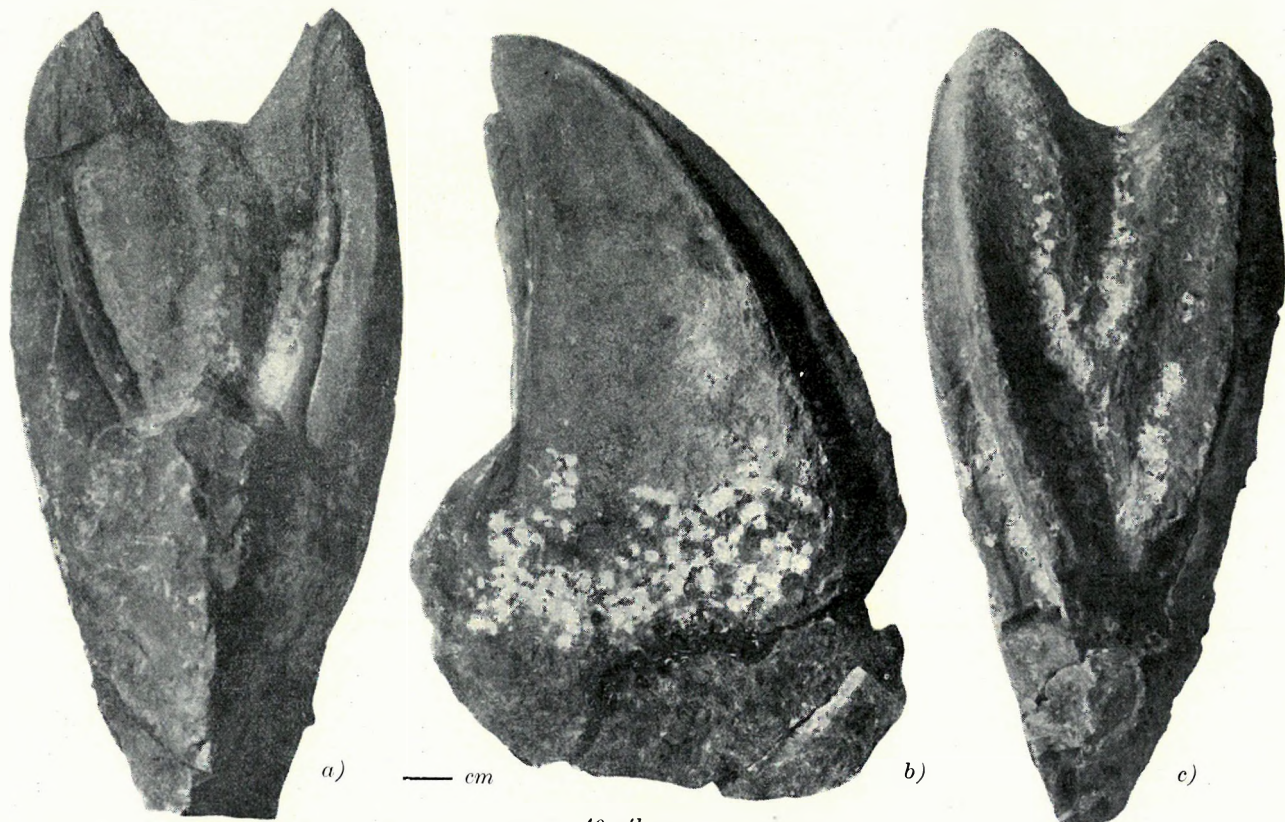


39. ábra.

a, b) *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) fiatal példánya, Öregkő, Bajót. c) *Paramegalodus incisus* (FRECH) fiatal példánya, Póckő, Piszke, d) *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) fiatal példánya, átmenet az a, b és c között. Öregkő, Bajót

Abb. 39.

a, b) *Junges Exemplar von Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH), Öregkő bei Bajót, c) *Junges Exemplar von Paramegalodus incisus* (FRECH) Póckő bei Piszke, d) *Junges Exemplar von Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH), Übergang zwischen a, b) und c) Öregkő bei Bajót



40. ábra.

Paramegalodus incisus cornutus (FRECH). Kecsekő, Nyergesújfalu

Abb. 40.

Paramegalodus incisus cornutus (FRECH). Kecsekő bei Nyergesújfalu

Paramegalodus hungaricus n. sp.

(41 a—c ábra)

Derivatio nominis: Magyarországi előfordulása alapján.

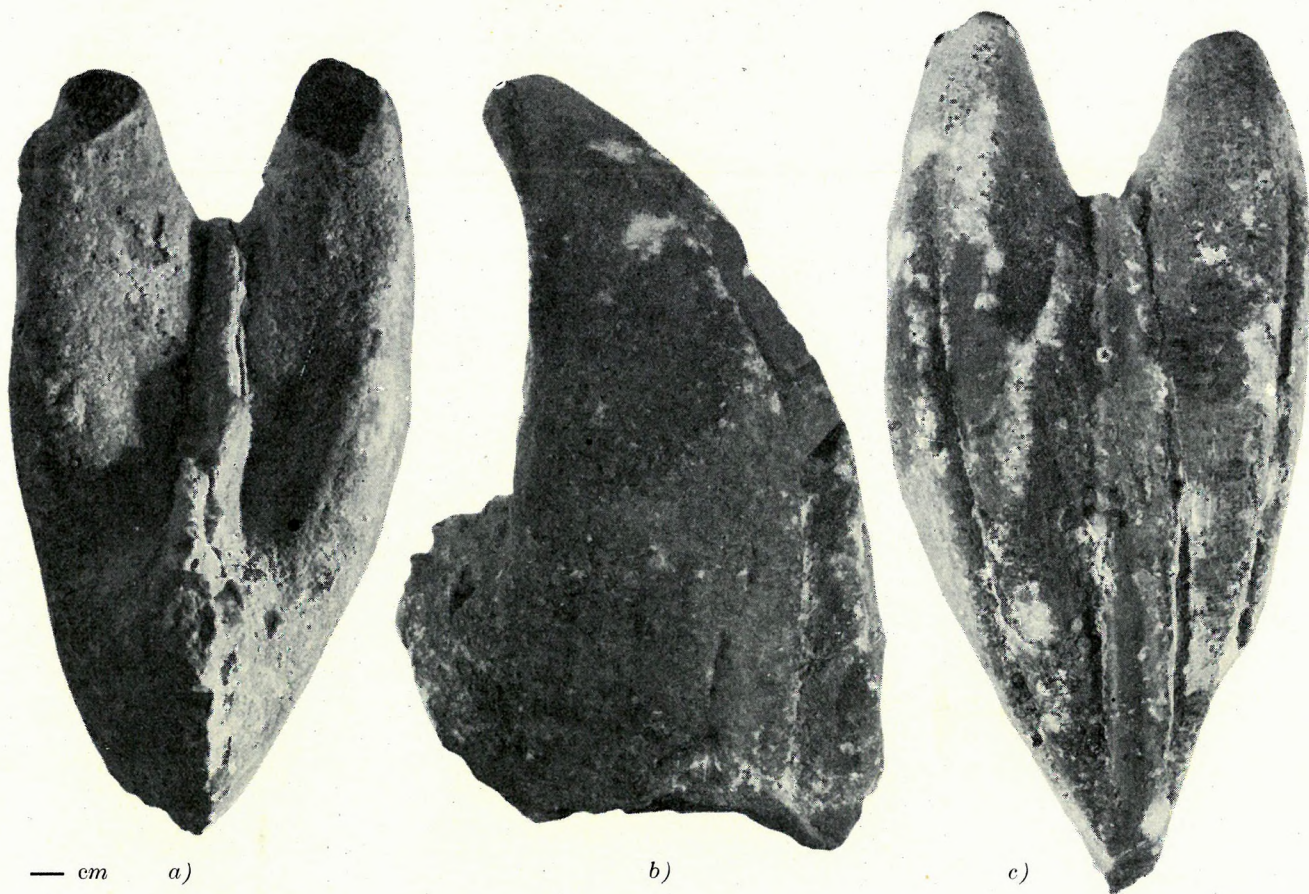
Holotypus: Az Állami Földtani Intézet gyűjteményében.

Paratypoidok: ugyanott.

Locus typicus: Gerecsehegység.

Stratum typicum: raeti emelet.

Diagnosis: Nagytermetű a genusz tagjai között. Lunulája mély, izomtartó lécc a héj alsó szélére fut ki.

Ebből a fajtól 3 példány került elő a Kecskői kőfejtőből. Megtartási állapotuk eltér a mélyebb szintek *Conchodus*ainak és a Pockő, Öregkő, vagy akár a Kecskő *P. incisus cornutus*

41. ábra.

Paramegalodus hungaricus n. sp. Kecskő, Nyergesújfalu

Abb. 41.

Paramegalodus hungaricus n. sp. Kecskő bei Nyergesújfalu

nutus (FRECH) példányainak megtartásától. A kioldott héj helyét ugyanis nem vörös agyag, hanem jól fejlett kalcit kristály csoportok töltik ki, s a kristályok közé zöld agyag mosódott be. A zöld agyagos kitöltéssel némileg a *Paramegalodus eupalliatus* (FRECH) példányok megtartási állapotára emlékeztet. Szintben is megegyezhetnek, valószínűleg a kecskői legfelső faunás szintből kerülhettek elő. A faj nagyon hasonlít a *P. incisus cornutus* (FRECH) változathoz, különösen oldalnézetben és szemben. Méretei azonban nagyobbak: magassága 210 mm, szélessége 110 mm, legnagyobb vastagsága az alsó egyharmadban 130 mm. Lunulája mélyebb, 120—130 mm-nyi. A *cornutus* változatra jellemző lunula-peremi lécecske csak gyengén látszik a kalcit-kristály kéreg alatt. Legnagyobb különbség a *P. incisus* és *cornutus* változatával szemben az, hogy a hátsó peremen

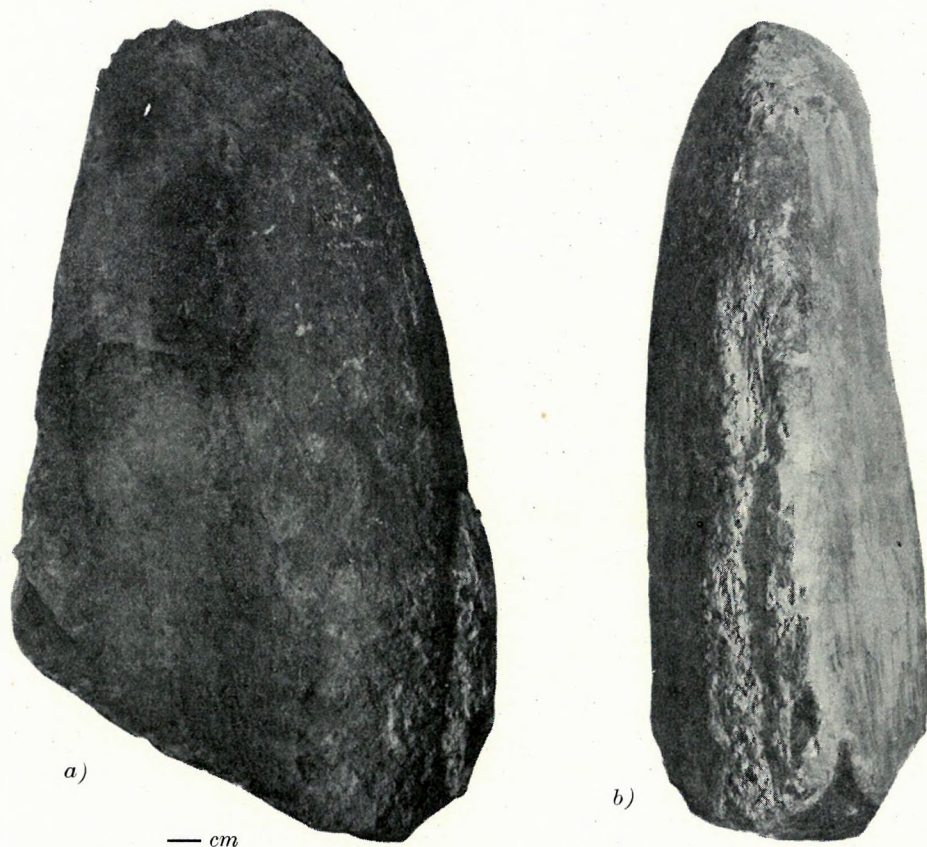
lefutó izomtartó lécecske a héj alsó szélére fut ki, míg ezeknél az alsó negyedben hátul fut össze. Oldalnézetben a legnagyobb a hasonlóság (41. ábra, c).

Lelőhely: Kecskető, Nyergesújfalu.

Paramegalodus nov. forma.

(42 a, b ábra)

Egy bal teknő búbtöredéke. Legjobban a *P. eupalliatu*s (FRECH)-hez hasonlít, bár nem azonosítható vele egészen. Új fajként való leírása azonban a példány töredék volta miatt nem célszerű. A *P. eupalliatu*s (FRECH)-nél jóval nagyobb kagyló része lehet. A búb igen erősen megnyúlt, a kagyló



42. ábra.

Paramegalodus nov. forma, Kecskető, Nyergesújfalu

Abb. 42.

Paramegalodus nov. forma. Kecskető bei Nyergesújfalu

igen lapos. A két búb közötti részen, középvonalban egy lankás csatorna húzódik. A búb majdnem teljesen egyenes, igen gyengén ívelődik befelé. A búb átmetszete közel derékszögű háromszög, lefelé a belső középvonalat alkotó szög egyre laposabb tompaszögbe megy át.

Ennek megfelelően a búb átmetszete befelé viszonylag egyre laposabb.

A scutum peremén mutatkozó barázda megvan, de nem mély. Az egész forma lekerekített, lekoptatott jellegű, annak ellenére, hogy koptatásnak nem volt kitéve.

A töredék méretei (kiegészíteni nem lehet!): magasság: 190 mm, szélesség: 55 mm, hosszúság: 105 mm.

Lelőhely: Nyergesújfalu, Kecskető.

Paramegalodus vighi nov. sp.

(43 a, b, ábra)

Derivatio nominis: VIGH Gy., a Gerecsehegység kutatója tiszteletére.

Holotypus: az Állami Földtani Intézet gyűjteményében.

Locus typicus: Gerecsehegység.

Stratum typicum: raeti emelet.

Diagnos: Bubja kevésbé megnyúlt, mint a genusz többi tagjaié, hirtelen keskenyedő, egyenes. Mellső pereme közel derékszögben kiugró.

Két példány. A típuspéldány jobb és bal teknő bubi része. Kőből. A genuszba sorolását



43. ábra.

Paramegalodus vighi n. sp. Kecskékő, Nyergesújfalu

Abb. 43.

Paramegalodus vighi n. sp. Kecskékő bei Nyergesújfalu

a hátsó peremen lefutó mély barázda indokolja annak ellenére, hogy a búb a szokásosnál kevésbé megnyúlt.

Majdnem egyenlő búbú, a bal teknő valamivel erősebb, mint a jobb. A búb hirtelen keskenyedő, csaknem egyenes: igen kissé hajlik előre és befelé. Az első perem hirtelen ívben, derékszöghöz közelálló tompaszögben erősen előreugrik. Ez a jelleg különbözteti meg elsősorban a többi *Paramegalodus* fajtól. A lunulát szegélyező lécecske alig észrevehető.

Zárószervezete jól látható. A jobb teknőben egyetlen hatalmas, majdnem függőlegesen álló, kissé a búbok irányában konvex főfog mutatkozik. A bal teknőben egy első kisebb, enyhén hajlott fog, egy széles meder és egy, a jobb teknőéhez hasonló hatalmas főfog van. A fogak lefelé kissé összehajlók. A fogak mellett elöl is, hátul is, mély fogmeder van.

Méretei: a töredék magassága 120 mm. Kiegészítve kb. 160—180 mm. Hosszúsága: a töredék 110 mm, kiegészítve 130 mm. Vastagsága 105 mm.

Lelőhely: Nyergesújfalu, Kecskékő.

Paramegalodus triangulatus n. sp.

(44. a–c ábra)

Derivatio nominis : alakja alapján

Holotypus : az Állami Földtani Intézet gyűjteményében

Locus typicus : Gerecsehegység

Stratum typicum : racti emelet

Diagnosis : Alakja közel egyenlő szárú háromszögbe foglalható, bubjai rövidek, lunulája azonban nagyon magas, széles és teljesen lapos. Hátsó taraja nagyon széles, a bubok felé hirtelen keskenyedik el.

Egyetlen példány, kőbél, SCHAFARZIK F. gyűjtéséből származik, 1885-ből, közelebbi lelőhely megjelölés nélkül („Gerecsehegy, Piszke, Esztergom megye” az eredeti címke felírása).

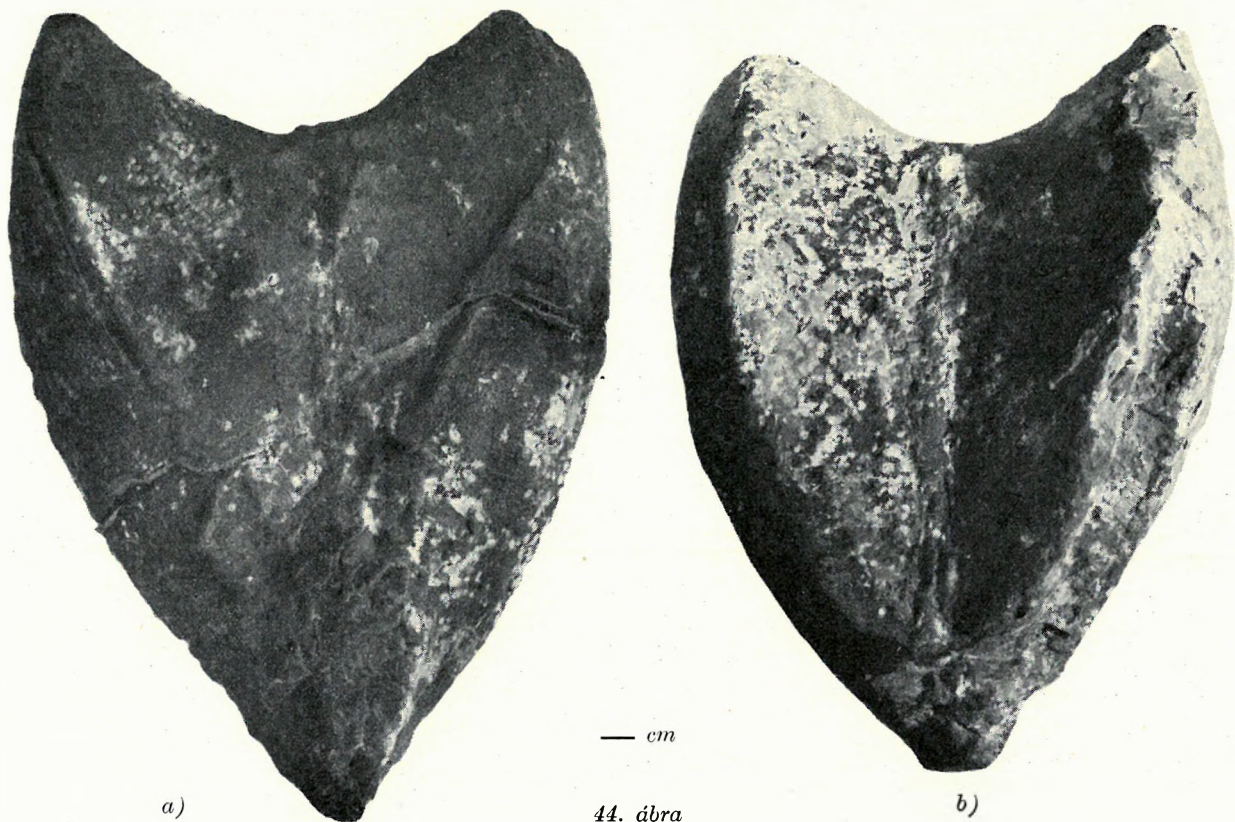
A *Paramegalodus* nembe sorolását az igen erősen megnyúlt lunula, a váz hátsó peremén mutatkozó mély barázda, az ezzel kialakított éles taraj, a mély scutum és a lunulát kétoldalt elhatároló lécecske indokolja.

Az eddig ismert *Paramegalodus* fajoktól azonban sok bélyegben különbözik. Megkülönböztető jellegei szemközti állásban tűnnek elő legjobban. Alakja közel egyenlőszárú háromszögbe foglalható, amelynek alapját a búbok és alsó perem közt húzható egyenesek (165 mm) adják. Az „alapon” fekvő két szög $70-70^\circ$, az alsó peremnél összefutó szög 40° körüli. Ily módon a kagyló körvonala a háromszögen kívül domborodik, a lunulát szegélyező lécecske azonban az „alapvonalal” egyenlő oldalú háromszöget alkotva közel a szögcsúcsokra esik, (45. ábra).

A búbok rendkívül rövidek. Ez a genuszba sorolása ellen szólna. A lunula megnyúlt volta ezt kiegyenlíti, oldalnézetben úgy látszik, mintha a bú is megnyúlt volna. A lunula magas, széles, de egészen lapos, szinte síkot alkot. Az enyhén konvex héjrész a lécecskéig tart, innen kis mélyedéssel a lunula síkká válik.

A két búbot lapos parabola alakú ív köti össze.

Összehasonlítás : oldalnézetben körvonala megegyezik a *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) körvonalával. Csak a mellső perem és a búb kevésbé hajlott (46. ábra).



Hátulról nézve nagyon hasonlít a *P. incisus* (FRECH) fajhoz, scutuma valamivel szélesebb és felfelé egyenletesen enyhe ívben nagyobb mértékben szélesedik, mint az említett fajú. A jellegzetes vályú pedig még erőteljesebb, mélyebb és szélesebb, a taraj pedig majdnem a búbig egyformán széles, ott hirtelen laposodik el.

Méretei :

Magasság:	165 mm
Hosszúság:	115 mm
Vastagsága a lunula alsó részén:	85 mm
„ „ közepén:	117 mm
Bübsúcsok távolsága:	84 mm
„ magassága:	28 mm
A lunula magassága a középvonalban:	68 mm

Lelőhely: Süttő, Gerecsehegy (?).

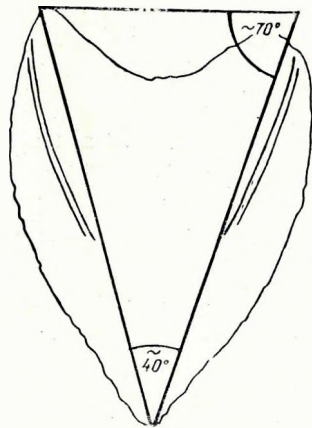


44. ábra.

Paramegalodus triangulatus n. sp. „Piszke, Gerecsehegy” SCHAFARZIK F. eredeti helymegjelölése szerint

Abb. 44.

Paramegalodus triangulatus n. sp. „Piszke, Gerecseberg” nach der originalen Angabe des Sammlers F. SCHAFARZIK

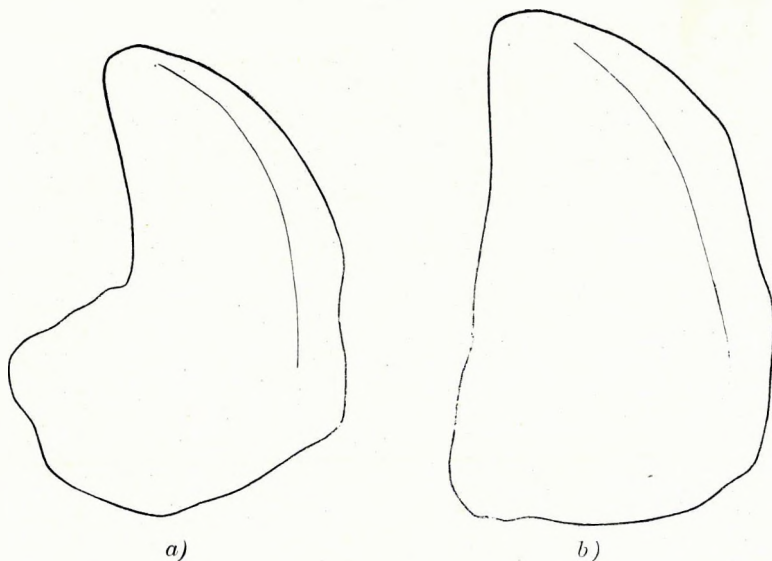


45. ábra.

Paramegalodus triangulatus n. sp. szemközti állásban a szögek arányának feltüntetésével, kb. felére kicsinyítve

Abb. 45.

Paramegalodus triangulatus n. sp. in Vorderansicht, mit den Daten des Verhältnisses der Winkel cca auf die Hälfte verkleinert



46. ábra.

Paramegalodus incisus cornutus (FRECH) (a) és *P. triangulatus* n. sp. (b) oldalnézetben

Abb. 46.

Paramegalodus incisus cornutus (FRECH) (a) und *P. triangulatus* n. sp. (b) in Seitenansicht

III. RÉTEGTANI KÉRDÉSEK

a) Módszertani megjegyzések

A Gerecsehegység triász összetétét illetően két rétegtani kérdés merült fel. Egyik a rétegsorozat finomabb tagolásának és a tagok azonosításának, másik az alsó és felső határnak a kérdése.

A sorozat rétegtani helyzete nagy vonalakban már a régebbi irodalomban is szerepel: a karni, nóri és raeti emeletre terjed ki. Ez a vizsgálatok során nem módosult, csak részleteiben némileg tisztázódott.

1. A triász sorozat finomabb tagolására több alapszelvény részletes vizsgálatát végeztük el. E részletvizsgálatok alapja a feltárások anyagának rétegről rétegre történt begyűjtése volt. Az ily módon begyűjtött mintasorozatokat összehasonlítva, a feltárások egymás mellé, illetve egymás fölé illeszthetők lettek.

Az összehasonlítás makroszkóposan is jellemzőnek, szinttartónak bizonyult közettípusok azonosításával, a kevésbé jellemző típusok egymásrakövetkezésének megállapításával, a jellegzetesnek bizonyult rétegvastagságok egymásutánja alapján történt.

E módszerrel sikerült a jellemző közettípusok egymásfölötti helyzetét rögzíteni és az egyes szelvények rétegsorát azonosítani (47. ábra).

Nehézséget jelentett, hogy bizonyos közettípusok minden szintben megtalálhatók, s csak egyes jellegzetes fajták tekinthetők egy-egy szintre jellemzőnek. Ezenkívül folyamatos üledékképződésről lévén szó, az egyes szintek között éles határt vonni nem lehet. Ez nem csorbítja a szintek biztos megkülönböztethetőségét, csak azt jelenti, hogy mindig fokozatosan változó, átmeneti rétegsorok választják el őket egymástól.

2. A határkérdések a triász mélyebb szintjei felé továbbra is nyitva maradtak: az egyes gerecsei rétegszettek a Vérteshegységben azonos kőzetkifejlődéssel folytatódnak lefelé is.

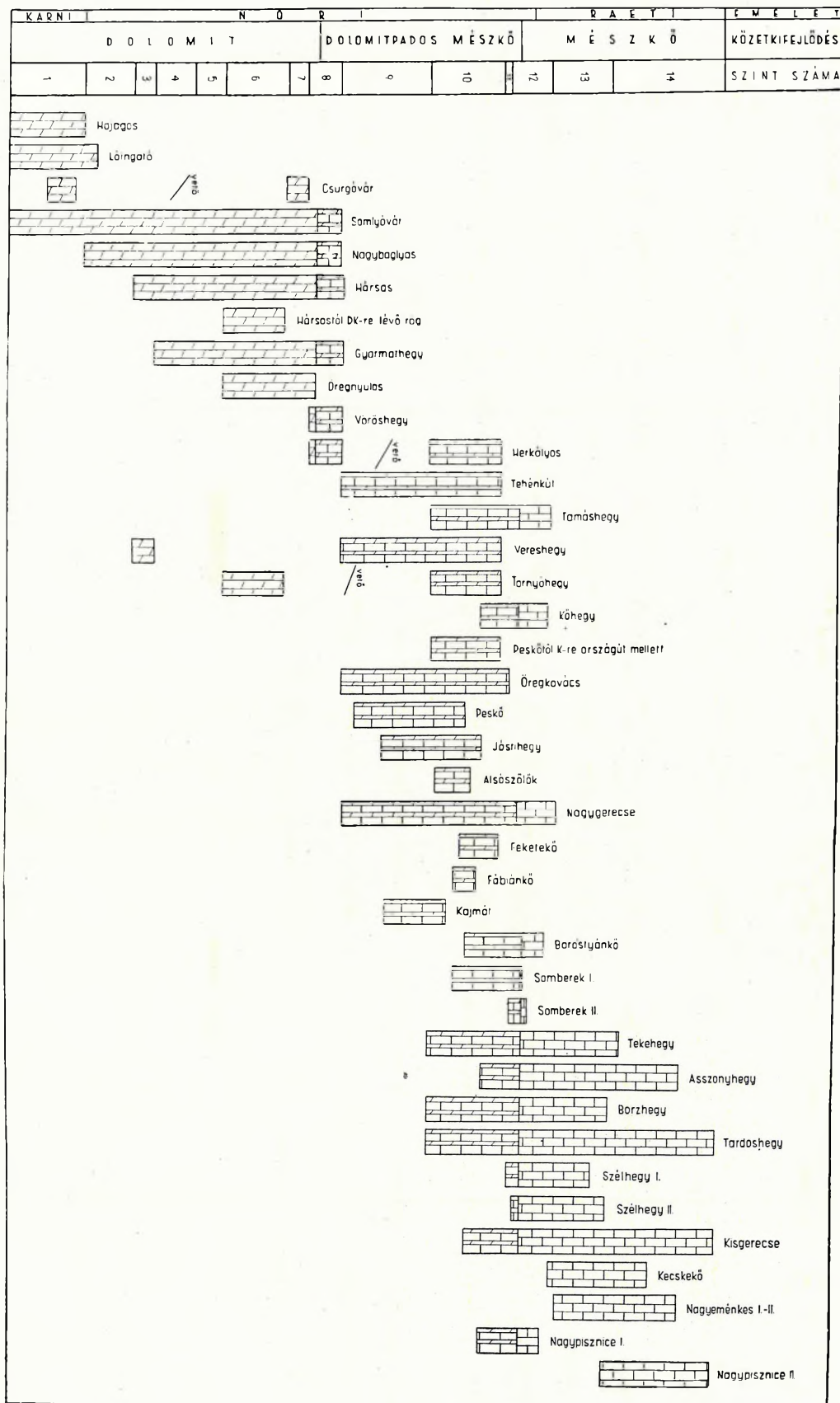
A felső, júra felé eső határ már hosszú irodalmi vita tárgya volt. A kérdés megoldására két út kínálkozott. Ezen a vonalon már eldöntötték, hogy a liász különböző szintjeivel és fáciesével települ a triászra (147, 148).

Ellenkező oldalról azonban még senki nem vizsgálta a kérdést, vajjon a júra a triász azonos, vagy különböző szintjére települ-e? A kérdés ilyen felvetését és megoldását tette lehetővé a rétegsor részletes vizsgálata és finom szintbeosztása.

b) A gerecsei felsőtriász rétegek tagolásának irodalma

A gerecsei triász rétegeknek a triász rétegsorba való besorolása tudománytörténetileg érdekes gondolatsor eredménye.

A mészkő és dolomit megkülönböztetését már a legrégebb munkákban is megtaláljuk, PETERS K. 1859-ben a mészkövet a „liász”-ba sorolta (90). Ez a „liász” elnevezés még egy ideig szerepelt az irodalomban, ami a liász fogalomnak a maitól egészen eltérő használatából fakadt. Az alpi típusösszletben ugyanis a triász és júra átmeneti tagjaként különböztették meg a liászt.



47. ábra
A gerecsegyeségi felsőtriász feltárások rétegtani összehasonlítása
Abb. 47
Stratigraphischer Vergleich der obertriassischen Aufschlüsse im Gerecsegebirge

Ennek az emeletnek a francia irodalomban sokáig bizonytalan helyzete hatott a keletalpi területek tagolására is.

A dolomitot ezzel szemben PETERS K. sajátos tévedés folytán az eocénbe helyezte. Megfigyelése szerint ugyanis a „Luckenberg”-en (Budaörsi Kőhegy) a nummuliteszes mészkő dolomitodott, s ott látszanék is az átmenet a nummuliteszes mészkőből a dolomitba. Valóban e két kőzet ott egymás mellett foglal helyet, csak hogy törés mentén kerültek egymás mellé, a törésvonal ma már jól fel van tárva.

HANTKEN M. 1861-ben (36) még csatlakozott PETERS véleményéhez, de megjegyezte, hogy a dolomit települése szerint a mészkőnél idősebbnek látszik és sok helyen a nummuliteszes mészkőtől függetlenül lép fel. 1865-ben (37) azonban már határozottan az „alsóliász” alsó részébe helyezte a dolomitösszletet. Mélyebb szintjeit az esinodolomittal azonosította, mely HAUER Fr. (40) felismerése szerint triász. 1868-ban (38) még egy lépéssel előbbre jutott, a dachsteini mészkövet már „rhäti”-nek nevezi, és a liásztól való megkülönböztetését a Megalodusok jelenléte alapján biztosnak jelenti ki.

WINKLER B. 1883-ban (162) a dolomitból gyér szerves maradványokat említ, és megállapítja, hogy a dolomit „észrevétlenül” megy át a mészkőbe. Mindkét képződményt raetinek tartja.

STAFF J. 1905—1906-ban (115) a dolomit alsó szintjét már nóri emeletbelinek minősíti. Ezen az alapon nóri földolomit és raeti dachsteini összletet különböztet meg.

A végleges rétegtani helyzetet VIGH Gy. tisztázza. Már 1925-ben (144, 145) megállapítja, hogy a dolomit idősebb, sőt még a mészkőbe települt dolomitos padok is nóri faunát tartalmaznak. További vizsgálataiból 1927-ben (146) kiderül, hogy a dolomitösszlet fauna alapján a karni emelet felső és a nóri emelet alsó részébe tartozik. A dolomittal váltakozó mészkőösszlet és a tiszta mészkő legnagyobb része a nóri emeletbe tartozik, s csak a mészkő legfelső szintjei sorolhatók a raeti emeletbe. A mészkőösszlet felső szintjeiben zöld agyagrétegek települnek közbe, ezek jelzik a nóri-raeti határt.

X. táblázat

A Gerecsehegység triász összletének beosztása VIGH Gy. szerint (148)

		Keleti Gerecse	Nyugati Gerecse	Tata, Kálvária
		Réteghiány	Regresszió	Hézag
Felsőtriász	Raeti emelet	<i>Avicula contorta</i> szint	Dachsteinimészkő <i>Megalodus damesi</i> HOERN., <i>Megalodus tojanae</i> HOERN. var. <i>gryphoides</i> GÜMB. Dicerocardiumok <i>Dicerocardium incisum</i> (FRECH) var. <i>cornuta</i> (FRECH)	<i>Dicerocardium incisum</i> FRECH
	Nóri emelet	<i>Worthenia escheri</i> szint	Dachsteini mészkő <i>Megalodus gümbeli</i> STOPP.-vel Dachsteini mészkő vékony dolomit közbetelepülésekkel <i>M. böckhi</i> HOERN., <i>M. seccoii</i> PAR., <i>M. complanatus</i> GÜMB.-el Dolomit mészkőpadok közbetelepülésével <i>Worthenia escheri</i> STOPP.-vel Rétegzett dolomit apró <i>Megalodusokkal</i>	?
	Karni emelet	<i>Tropites subbullatus</i> szint	Rétegzett dolomit a Gerecse hegység déli részén (Óbarok) <i>Myophoricardium lineatum</i> WÖHRM. és <i>Myophoria</i> cfr. <i>inaequicostata</i> KLIPST.-el	
		<i>Trachyceras aon</i> szint		

Ez a nagy keret azóta is helytállónak bizonyult. VIGH Gy. 1928-ban (148) táblázatosan is összefoglalta a Gerecsehegység triászának rétegtanát, s beillesztette az alpi szintek kereteibe is (X. táblázat).

1933-ban (151) a Gerecsehegységtől délre, Csákánypusztá mellett, a Hárságy keleti lejtőjén egy, a gercseivel teljesen egyező, rétegsort írt le:

1. Alul tömör, pados dolomit,
2. fölötte likacsos 2—3—5 m vastag dolomit,
3. tömött, barnásszürke dolomit sok Myophoriával, egyéb kagylókkal, felső részén kevés kistermetű *Megalodussal*,
4. igen vastag rétegekben roppant sok *Megalodust* tartalmazó összlet.

A fauna alapján ezt a sorozatot a nóri emelet alsó részébe sorolta.

VIGH Gy. 1943-ban (155) több helyen jellegzetes szinteket mutatott ki az északnyugati Gerecse területén.

c) A gercsei triász tagolásának újabb eredményei

Mint láttuk, eddig VIGH Gy. adta a gercsei triászösszlet legrészletesebb tagolását. Beosztása főleg faunisztikai alapon nyugszik, de a kőzetkifejlődést is tekintetbe veszi. A megkülönböztetett szinteket térképen is ábrázolta. Térképe azonban nem jelent meg, s kéziratos példányának a Földtani Intézet térképtárában nem sikerült nyomára akadnom. A VIGH Gy. féle áttekintés ma is megállja a helyét. Mindössze annyit kell megjegyeznünk, hogy a dolomitösszletben több helyen sikerült a myophoriás rétegek fedőjében gazdag *Megalodus* lelőhelyeket találni. Ezekon kizárólag *Megalodus paronai* DI STEF. fajra akadtunk, igen nagy egyedszámban. Lehetséges, hogy ez a szint azonosítható VIGH apró-megalodusos, rétegezett dolomitszintjével.

A nóri-raeti határrétegeknek tartott zöld agyag közbetelepülésék megítélése azonban nehezebb, mint azt VIGH Gy. feltételezi. Nem két-három, hanem sokkal több rétegről van szó. Így a dorogi nagy kőfejtőben 12, a tatabányai nagy kőfejtőben 5, a kecskekői kőfejtőben 9 ilyen sáv található egy folytonos szelvényben. Másrészt ezek szintbeli helyzete sem állandó. A tatabányai és dorogi kőfejtőben u. i. VIGH Gy. által is középső nórinak minősített dolomitpados mészkőszintben, a kecskekői kőfejtőben azzal szemben paramegalodusos (*dicerocardiumos*), *conchodusos* raeti emeletbeli, tiszta mészkőrétegek között jelentkezik. Az említett, jól feltárt helyeken kívül számos kisebb kőfejtőben, feltárásban észlelhető még zöldagyagos közbetelepülés. A mészkő megjelenésétől kezdve az egész rétegsort végigkíséri. Indokolatlan tehát határrétegnek tekinteni.

A VIGH Gy. féle beosztás csak igen hosszú időt igénybevevő gyűjtéssel (szerencsés gyűjtéssel!) és csak helyenként finomítható tovább. A fauna-lelőhelyek szétszórt helyzete miatt azonban minden egyes rög szintjének megállapítására nem elegendő. Ezért a teljes rétegtani és nem utolsó sorban a tektonikai kép kialakítására közetszerkezeti, illetve közetszöveti alapon igyekeztünk megfelelő finom beosztást létrehozni. Ily módon 14 jól azonosítható közetszintet mutattunk ki s azok elterjedését a mellékelt térképen tüntettük fel (48. ábra).

A közetszintek mindegyikében meg kell különböztetnünk az összlet zömét jelentő, rendszerint vastagabb padokban megjelenő „alapképződményt” és az ezzel váltakozó, rendszerint alárendeltebben jelentkező „közbetelepüléseket”. A közbetelepülések lehetnek az alapképződménnyel csaknem egyenértékű, vastag padokban, sűrűn fellépő rétegek, de legtöbbször, különösen a sorozat felső részében vékony rétegekben fellépő, nagyon jellegzetes szövetű kőzetek.

Ezek a szintek alulról fölfelé haladó sorrendben a következők:

1. Alapközet a likacsos-porózus dolomit (1. típus*), amely 80—100 cm-es padokban tömött, világosbarna, rideg és sötétebb barna, rendkívül szívós, kemény dolomitpadokkal (2. típus) változik. A közbetelepült világos és sötétebb barna padok 50—20 cm vastagok. Ebben az összletben

* A típus-szám a 15—39. oldalakon leírt kőzetkifejlődésekre vonatkozik.

az „alapképződmény” és a közbetelepülések együttese a jellegzetes, mert mindkét típus a következő szintbe is átmegy, de más típusú kőzetek is fellépnek benne.

2. Az alapképződmény itt myophoriás, kissé likacsos, világosabb barna, pados dolomit (3. típus), amely rideg, törékeny (5. típus) és szívós, kemény, sötétbarna (2. típus) padokkal változik. Az 1. típusú likacsos dolomit itt megritkul, és színe vöröses lesz. Ritka közbetelepülésként kristályos, vagy kevésbé kristályos, de szemcsés törésű (4. típus) 5—10 cm vastag padok is közbeiktatódnak. A rétegsor folyamatosságából következőleg alsóbb rétegeiben a feképződményből áthúzódó, szívós, barna közbetelepülések jelentkeznek, az összlet magasabb részében pedig ismét sűrűsödnek a következő szintben uralkodóvá váló vöröses, sávos-likacsos (1. típusú) rétegek.

3. Rendkívül rideg, üvegesen áttetsző, murvásodásra hajlamos dolomit. Voltaképpen a 2. és a 4. sz. szint között helyezkedik el oly módon, hogy azok átmeneti szakaszán különleges közbetelepülésként jelentkezik.

4. Az alapképződményt tömött, barna, 50—80 cm-es rideg dolomitrétegek (2. típus) alkotják. Ezek közé települnek a vörös-világosbarna, likacsos-sávos dolomit (1. típus) 1—2 m vastag padjai. Az összlet nagyon hasonlít az 1. szint összletéhez; felépítésében ugyanazok a kőzettípusok vesznek részt (1,2. típus), de a likacsos sávos dolomit a mélyebb szint világosbarna, 80—100 cm-es padokból álló kifejlődéséhez viszonyítva vörös-vörösesbarna színű és vastagabb pados. Ez az összlet igen vastag és belőle folyamatosan fejlődik ki a következő szint. A felsőbb részeken ui. megjelennek a fiatalabb összletre jellemző üreges, élénk vörös, kb. 60—80 cm-es padok. Később a finomsávos rétegek elmaradnak.

5. Vörös, üreges, kemény dolomit (6. típus), mely eleinte sávos-likacsos padokkal (4. típus), később tömött, barna (2. típus), 1—1,5 m-es, majd vékony, 20—30 cm-es durvakristályos (4. típus) rétegekkel váltakozik. Az összlet magasabb része a Somlyóváron tanulmányozható legjobban: fokozatosan világosabbá válik, a vörös padok kimaradnak, s helyükbe finoman-hullámosan sávozott fehér padok települnek.

6. Az alapképződmény fehér és egészen világosbarna, szemcsés dolomit (3. típus). Gyakran tartalmaz *Myophoria* maradványokat. 1—1,5 m vastag padjai közé jellegzetes fehér, hullámosan sávos (7a., 7b. típus), 20—30 cm-es szívós kemény padok (8. típus) települnek. Fölfelé a rétegecskék hullámossága egyre csökken, a kőzet egyenesen, finoman sávozottá válik, majd eltűnik a sávozottság.

7. Az előző szintből áthúzódó fehér-halványbarna alapképződményben (3. típus) 10—20 cm-es tömött, kissé szemcsés, rendkívül kemény, szívós padok (8. típus) települnek. E padok fehérek és még fehérebb mállási kéreg jelentkezik rajtuk.

8. Rózsaszínű, kristályos mészkő (9. típus), amely sok helyen (Herkályos, Alsógalla Vörös-hegy) hófehér, jellegzetes dachsteini mészkővel (10. típus) váltakozik. Eddig csak törmelékből ismeretes, és mindig a dolomit-mészkőösszlet határa közelében jelentkezik. A 7. sz. szint dolomitos összletével nincs semmiféle üledékképződési összefüggésben. Inkább a fölötte következő sorozattal van kapcsolatban.

9. Alapképződménye fehér, itt-ott kissé sárgás, mészkő vagy kissé dolomitos mészkő (10. típus). Ennek 1—2 m-es padjai közé 10—20—30 cm-es vékonysávos bitumenes márgás, dolomitos mészkő padok (11. típus) települnek. E bitumenes sávos padok határán jelentkeznek gyakran a legidősebb zöld agyag (22. típus) rétegek, amelyek a triász rétegsor legfelső részéig vissza-vissza térnek. Ez a sorozat már fokozatosan megy át a következő szint felé, ami különösen a közbetelepült rétegek kifejlődésében tükröződik.

10. Ebben a szintben is fehér mészkő vagy dolomitos mészkő az alapképződmény (10. típus), csak a hegység északi, északkeleti része felé helyettesíti azt finomszemű, világosszürke mészkő (15. típus). A közbetelepülések azonban vöröses és sárga, kalcitpettyes és kalcit üregkitöltéses, kissé dolomitos mészkőből (16. típus) és kristályos, pados, meszes dolomitból (13. típus) állnak.

11. Alapképződménye a nyugati, délnyugati részeken ugyancsak fehér, tömött szövetű mészkő, az északkeleti részeken szürke, tömött mészkő, amelyek közé fekete mészkő törmelékéből alakult breccsa (19. típus) és mészhomokkő (18. típus) települ. Mindig kapcsolatos azonban vörös-sárga kalcitsávos padokkal (16. típus) és algás-korallós fehér mészkőpadokkal.



48. ábra.
A gerecsehegységi felsőtriász közetszintek elterjedése és a mintavételi helyek alaprajza.

Magyar ázat :

1. Világosbarna, likacsos-sávos, porózus dolomit, sötétebb tömött, kemény dolomitpadokkal 2. Fehéres-világosbarna, likacsos, myophoriás dolomit keményebb barna padokkal, ritkán fellépő likacsos-sávos rétegekkel 3. Rideg, világosbarna, murvásodó dolomit fehér-világosbarna, középszemű dolomit, barna, szemcséstörésű dolomit, világos és sötétebb barna tömött, kemény dolomittal váltakozva, világosbarna-likacsos-sávos dolomit közbetelepülésekkel 4. Vörös, likacsos-sávos dolomit, tömött barna, kemény dolomitpadokkal és barna, szemcséstörésű dolomit közbetelepülésekkel 5. Vörös, üreges dolomit világos és sötétebb barna tömött, kemény dolomitpadokkal váltakozva, vörös árnyalatú, likacsos-réteges dolomit és barna szemcséstörésű dolomit közbetelepülésekkel 6. Fehéres, világosbarna, tömött, néha közepesen szemcsés dolomit hullámos-sávos, likacsos és tömött, szívós dolomit közbetelepülésekkel, és hófehér, tömött, szemcsés dolomitpadokkal 7. Világosbarna, fehér, tömött dolomit, szívós, kemény hófehér dolomitpadokkal 8. Fehér, tömött mészkő, rózsaszínű kristályos mészkővel váltakozva 9. Fehér, sárgás mészkő, vékony-sávos-bitumenes-márgás-dolomitos mészkő és fehér, kristályos-meszes dolomit közbetelepülésekkel, zöld agyagsávkokkal 10. Fehér, sárgás vagy világosszürke, tömött vagy kristályos mészkő, vörös-sávos, kalcitpettyes és kalcit-üregkitöltéses padokkal, vastaglemez-márgás-dolomitos mészkő és fehér kristályos-meszes dolomit közbetelepülésekkel 11. Fehér, tömött illetve világosszürke mészkő, fekete mészkő-breccsiával és mészhomokkővel fehér korallós és sárga-vörös-sávos kalcitüregkitöltéses dolomitos mészkőpadokkal 12. Fehér, világosbarna, világosszürke mészkő, vastaglemez, márgás, dolomitos mészkőpadokkal, igen ritka foraminiferás-, triasinás és sárga-vörös-sávos, kalcitüregkitöltéses dolomitos mészkő közbetelepülésekkel 13. Tömött szürke mészkő megalodonton-führenden Bänken, mergelig-mergelig dolomitpadokkal, a mélyebb részeken sávos, vörös közbetelepülésekkel, zöld agyagsávkokkal, ritka foraminiferás-triasinás-oolitos padokkal 14. Világosszürke, tömött, sok padban foraminiferás, triasinás, oolitos, koralltörmelékes mészkő, a mélyebb részeken zöldagyagsávkokkal a) Szelvények mintavételi helye b) Törésvonalak

Abb. 48.

Verbreitung der Obertriásbildungen im Gerecsegebirge.

Erklärungen

1. Hellbrauner löchrig-gebänderter poröser Dolomit mit dunkleren massiven harten Bänken 2. Weissliche-hellbraune löchrige Bänke von Dolomit mit Myophorien, mit härteren braunen Bänken, seltenen löchrig-gebänderten Schichten 3. Spröder, hellbrauner, zergrusender Dolomit, weisser, hellbrauner mittelkörniger Dolomit, brauner körnig brechender Dolomit, abwechselnd mit hell- und dunkelbraunem massivem hartem Dolomit, mit Einschaltungen von hellbraunem löchrig-gebändertem Dolomit 4. Roter, löchrig-gebänderter Dolomit mit Bänken von massivem hartem braunem Dolomit und Einschaltungen aus braunem körnig brechendem Dolomit 5. Roter Dolomit mit Hohlräumen, abwechselnd mit hell- und dunkelbraunem massivem harten Dolomitbänken, mit Einschaltungen aus rötlichem löchrig-gebändertem und braunem körnig brechendem Dolomit 6. Weisslicher, hellbrauner massiver örtlich mittelkörniger Dolomit mit Einschaltungen aus wellig-gebändertem löchrigem zähem Dolomit und Bänken von schneeweissem körnigem Dolomit 7. Hellbrauner, weisser massiver Dolomit mit zähen, harten schneeweissen Dolomitbänken 8. Weisser massiver Kalkstein, abwechselnd mit rosa kristallinem Kalk 9. Weisser, gelblicher oder hellgrauer, massiver oder kristalliner Kalkstein, mit Einschaltungen von feingebändert-bituminös-mergelig-dolomitischen Kalk und weissem kristallinem kalkigem Dolomit, mit grünen Tonbändern 10. Weisser, gelblicher oder hellgrauer, massiver oder hellgrauer, massiver Dolomit mit zähen, harten gebänderten, kalzitflüchigen Bänken mit kalzitischen Hohlraumausfüllungen, Einschaltungen aus dickplattig-mergeligem dolomitischem Kalk und weissem kristallinem kalkigem Dolomit 11. Weisser, massiver bzw. hellgrauer Kalk mit schwarzer Kalksteinbrechie und Kalkarenit, weissen korallenführenden und gelb-rot gebänderten dolomitischen Kalkbänken mit Hohlraumausfüllungen aus Kalzit 12. Weisser-hellbrauner, hellgrauer Kalk, mit Bänken von dickplattig, mergeligem, dolomitischem Kalk, sehr seltenen Einschaltungen von gelb-rot gebändertem dolomitischem Kalk, mit Hohlraumausfüllungen von Kalzit, mit Foraminiferen und Triasinen 13. Massiver grauer Kalk mit megalodonton-führenden Bänken, mergelig-mergeligen Einschaltungen, in den tieferen Teilen mit gebänderten roten Einschaltungen, grünen Tonbändern. Seltenen Bänken mit Triasinen, Foraminiferen und Oolithen 14. Hellgrauer massiver, häufig foraminiferen-führender Kalkstein mit Triasinen, Oolithen und Korallenresten, in den tieferen Zonen mit grünen Tonbändern a) Probeentnahmestellen an den Profilen, b) Bruchlinien

12. Fehér és világosbarna, világosszürke tömött, néha szemcsés mészkőösszletbe (15. típus) márgás padok (14. típus) és zöld agyagsávok (22. típus) települnek.

13. Szürke, tömött, vastagpados dachsteini mészkő gyakori megalodusos padokkal és faunás-márgás közbetelepülésekkel. Mélyebb részeiben még mindig akadnak sávos vörös mészkőpadok is.

14. Szürke, tömött, néha kalcitpettyes tiszta mészkő (21. típus), melynek vékonycsiszolataiban alga, korall és oolit, valamint *Triasina* maradványok láthatók kisebb-nagyobb gyakorisággal. Közben szürke, faunamentes padokkal (15. típus), kevés zöld agyaggal.

Összefoglalóan: A közettani szintekről a következőket állapíthatjuk meg: Alapképződésük likacsos barna dolomittal kezdődik, tömött világosbarna dolomittá fejlődik, majd világossárga, fehér dolomitos mészkő, tiszta fehér, tömötszövetű mészkő lesz belőle, a legfelsőbb szintekben pedig világosszürke, finomszemű tömött mészkő lép a helyére, amelynek felsőbb részein már sok a biogén elem (foraminiferák, mészalgák, oolitok).

Ezzel szemben a „*közbetelepülések*” tömött, szívós, sötétbarna dolomit képében jelentkeznek a legmélyebb szintekben, majd likacsos, sávos vörös dolomittal, később vörös üreges dolomittal helyettesítődnek. Még később sávos, hullámos, kissé bitumenes dolomit közbetelepülések iktatódnak közbe. Ezeket fehér, rendkívül tömött, szemcsés, szívós fehér dolomitpadok váltják fel.

Ezután vékony, párhuzamosan sávos, bitumenes dolomitos mészkőpadok következnek, amelyek fölfelé egyre meszesebbé, kalcitosabbá válnak, végül vörös-sárga sávos, kalcitos mészkőpadok foglalják el a helyüket. Ezekkel együtt található a zöld agyagsávok, amelyek azonban mélyebbre is lenyúlnak, de ezek fölött is kitartanak.

Az előbbi szinteket a VIGH Gy. féle faunisztikai szintekkel egybevetve táblázatban szemlél-tjük (XI. táblázat).

d) Az elhatárolási kérdések irodalmi összefoglalása

A geressei triász-liász határkérdéssel kapcsolatban az első adatot PETERS K. munkájában (85) találjuk. A bajóti Öregkőn végzett megfigyelései szerint a rózsaszínű liász mészkő alatt átmeneti oolitos szürke mészkő települ. HAUER Fr. (40) vizsgálati területe már kiterjedtebb; ő 1870-ben megállapítja, hogy a hegység délnyugati peremén a júra diszkordánsan települ a dachsteini mészkőre, az északkeleti részeken pedig konkordancia van, s egy oolitos pad iktatódik be. STAFF J. szerint (115) (1907) a Pisznícén a júra konkordánsan települ a raeti dachsteini mészkőre, s ez mindenütt így van, ahol fel van tárva a határ. A diszkordancia látszólagosságát feltárásokkal bizonyíthatónak tartja. VADÁSZ E. 1913-ban (132) helyi visszahúzódás okozta eróziós időszakot tételez fel, amely után a júra tenger transzgradál a dachsteini mészkőre. VIGH Gy. 1925-ben (144) triászvégi kiemelkedést valószínűsít. Szerinte a *Megalodus*-fauna hirtelen kipusztulását is tengerszint-ingadozások okozták. A kiemelkedés után karsztosodási folyamatok játszódtak le, amelyek után a liász tenger egyenlőtlenül transzgradált. A hegység keleti részén a liász üledékek látszólag konkordánsan települnek, nyugaton feltűnőbb az eróziós diszkordancia.

Egy későbbi, 1927-ben (146) írt munkájában a keleti hegységész üledékfolytonosságát hangsúlyozza VIGH Gy. A nyugati területek diszkordanciáját azonban újabb megfigyelésekkel támasztja alá: malm rétegek közvetlenül triászra települését észleli. (Ez azonban nem a raet-liász közötti kiemelkedés feltétlen bizonyítéka, származhatik júrán belüli kiemelkedésből is!) Sok helyen pedig transzgressziós breccsát mutat ki a liász alján. Ő vizsgálja végig először a határterületet, és sok helyen megfigyeli a dachsteini mészkő karsztos repedéseibe lerakódott liász-anyag jelenlétét.

1928-ban írt munkájában (147 148) újra kísért a helyenkénti konkordancia gondolata. Megfigyelése szerint a Kisgerescén dachsteini mészkő és világos vörös liász mészkő ujjnyi vastag rétegei váltakoznak. Ezt azzal magyarázza, hogy a még meg nem keményedett triász anyag újra áthalmazódott. Erre vonatkozóan azonban anyagvizsgálati bizonyítékokat nem említ. A leülepedett rétegek újraátdolgozása gyakori jelenség a triász összleten belül is, de mindig szingenetikus breccsáképződéssel jár együtt. Ez azonban éppen ellenkezőleg a mészüledék gyors megkeményedéséről tanúskodik. Ezért a Kisgerescén nem annyira újrafeldolgozott anyagról, hanem inkább a váltakozva

lerakodott rétegekről lehet szó. A Kisgerecsén a VIGH Gy. említette jelenséget nem sikerült megtalálni, ezzel szemben az új út bevágása mellett több helyen fokozatos átmenetet észleltünk a triász és a liász között.

VIGH Gy. véleménye szerint az előbbi átmeneti típus és a Megalodusok héjának liász anyaggal való kitöltődése a kiemelkedés rövid idejére utal, bár megjegyzi, hogy ez az időtartam a hegység különböző részein eltérő hosszúságú volt. Így a nyugati részeken (Asszonyhegy, Tekehegy, Kis- és Nagysomlyó) csak az alsóliász felső szintjei vannak meg hierlatzi kifejlődésben, transzgressziós alapbreccsával.

VIGH Gy. 1933—35-ben megjelent munkája (152) a Pisznicével kapcsolatos vizsgálatok során veti fel újra ezt a kérdést, s az alábbiakat állapítja meg: „Itt az alsóliász testszínű, vékonyabb pados mészkőve éles vonalat alkotó réteghatár mentén közettani átmenet nélkül települ a fehéreszürke dachsteini mészkő vastagabb padjára. A fekvő dachsteini mészkőrétegek repedéseit a liász-sárgás-vörhenyes mészkőanyaga tölti ki, ami határozottan ellentmond az üledékfolytonosság lehetőségének”. Majd később „... látszólag konkordánsan, de némi eróziós diszkordanciával települnek a dachsteini mészkőre”. A rátelepülő rétegek szerinte az alsóliász legfelső, a *Coroniceras retiformis* szintjébe tartoznak.

Végigtekintve a megfigyelések és vélemények sorozatán, láthatjuk, hogy ellentétes álláspontok váltogatják egymást, még ugyanazon szerzők munkáiban is. Ennek oka, hogy a kérdésre nem lehetett általános érvényű választ adni. Diszkordancia helyenként biztosan kimutatható. Nyitva marad azonban a kérdés: azokon a pontokon, ahol üledékfolytonosság észlelhető, ez valószínű, vagy látszólagos konkordancia-e? A régebbi szerzők kizárólag a határon mutatkozó általános földtani megfigyelések, illetve a júra rétegek vizsgálata alapján próbálták a kérdést megoldani. A triász összlet részletes vizsgálata és ismerete azonban lehetővé teszi a kérdés másoldali felvetését is: igaz, hogy helyenként a triász tagokra eltérő szintbe tartozó júra rétegek települnek; de vajjon a júra rétegek mindig ugyanabba a triász szintbe tartozó tagokra települnek-e? Erre a kérdésre határozott nemmel kell felelnünk.

Sok helyen nemcsak a júra alja, de a triász legfelső szintje is hiányzik.

e) A triász-liász határkérdés a Gerecsehegységben a triász rétegek vizsgálata alapján

A triász összletben azonos szövetű és jellegű rétegek többször is ismétlődnek, de mindig egyazon rétegcsoporton belül. Ha pedig több különböző, de jellemző sajátosságú réteg rendszeresen együtt található, együttesük biztos vezető szintnek tekinthető.

Ilyen vezető szintet kellett keresni, hogy a triász-júra határnak ahhoz viszonyított helyzetéből következtetni lehessen a triász rétegsor teljes, vagy nem teljes voltára.

Ilyen jellegzetes vezető szintnek bizonyult a következő, több helyen kimutatható rétegegyüttes: 1. sárga-vörös, hullámosan sávós, kalcitüregkitöltéses dolomitos vékony mészkőpad (16 típus), 2. az e felett jelentkező, fekete mészkőszemcséket tartalmazó breccsa, vagy mészhomokkő (18. és 19. típus), 3. az e fölött levő korallós-algás pad (20. típus). Ez a rétegegyüttes a nyugati részeken jellegzetes fehér, tömött (10. típusú) mészkőpadok közé települ, a keleti részekeken pedig világoszürke, szürke, tömött mészkőpadok között foglal helyet (15. típus).

Ezt a rétegcsoportot a 49. ábrán jelzett pontokon, jó feltárásban találhatjuk meg. A felső számok a tengerszint feletti magasságot, az alsó számok a pont és a liász határának magasságkülönbségét jelentik.

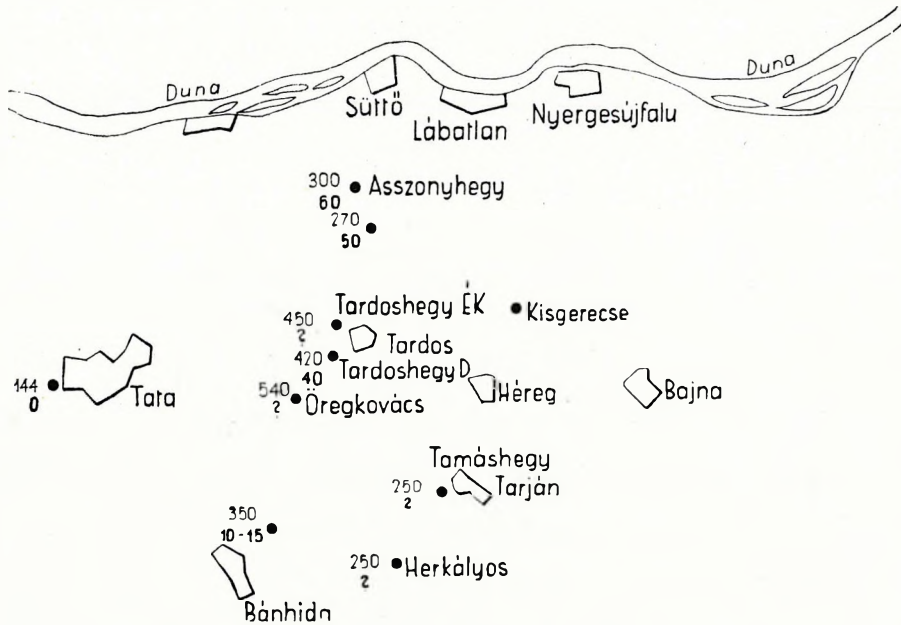
Ezek a számok világosan bizonyítják, hogy nyugat felé haladva a vezetőrétegek és a júra rétegek között egyre vékonyabb felsőtriász rétegegyüttes foglal helyet.

A tatai Kálvárián közvetlenül a vezető szintre települ a liász, a bánhidai Szelimlyuk bejáratánál még kb. 10—15 m vastag triász sorozat van felette. A Herkályos déli részén ugyancsak 15—20 m, típusos, fehér dachsteini mészkő fedeti. A Tamáshegy Ny-i részén nem tisztázható a települése. A Tardosi-hegy déli részén kb. 40 m-nyi triász összlet közbetelepülése után következik csak a júra. A Tardosi-hegy ÉK-i részén és az Öregkovács É-i részén rátelepülésben nem látszik júra,

Emelet	Vigh Gy. beosztása		Ú j b e o s z t á s						
	Szint	Kőzetkifejlődés és jellemző ősmaradvány	Szint száma	Kőzettani kifejlődése	Jellemző ősmaradványa	Vastagság m-ben és jellemző feltárás	Az őszletben szereplő kőzettípusok fontossági sorrendben	Általános jellemzés	
Raeti	Avicula contorta szintje	Dachsteini mészkő <i>Megalodus damesi</i> HOERN. és <i>M. tofanæ</i> HOERN. var. <i>gryphoides</i> GÜMB.-el <i>Dicerocardium incisum</i> FRECH és <i>Dic. incisum</i> FRECH var. <i>cornuta</i> FRECH tart. rétegek	14.	Világosszürke, tömött, sok padban foraminiferás, triasinás, oolitos, koralltörmelékes mészkő, a mélyebb részeken zöld agyagsávokkal	d) <i>Paramegalodus eupaliatus</i> (FRECH) c) <i>P. incisus cornutus</i> (FRECH) b) <i>P. incisus</i> (FRECH) a) <i>Conchodus</i>	150—180 m Kecskekő Öregkő	21, 15, 22	Mészkő- összet (280— 330 m)	
			13.	Tömött szürke mészkő megalodusos padokkal, márgás-gumós közbetelepülésekkel, a mélyebb részeken sávos, vörös közbetelepülésekkel, zöld agyagsíkokkal, ritka foraminiferás-triasinás-oolitos padokkal		80—100 m Asszonyhegy Nagyeménkes	15, 14, 16, 21		
			12.	Fehér-világosbarna, világosszürke mészkő, vastaglemezes, márgás, dolomitos mészkő padokkal, igen ritka foraminiferás-triasinás, és sárga-vörös sávos, kalcitüreg-kitöltéses dolomitos mészkő közbetelepülésekkel		<i>Megalodus gümbeli</i> STOPP.	50 m Kisgercece		15, 14, 21, 16
Nóri	Worthenia escheri szintje	2—3 zöldesszürke agyag közbetelepülés Dachsteini mészkő <i>Megalodus gümbeli</i> STOPP.-val	11.	Fehér, tömött, illetve világosszürke mészkő fekete mészkőbreccsával és mészhomokkővel, fehér korallós és sárga-vörös sávos, kalcitüregkitöltéses dolomitos mészkő padokkal		10—15 m Szelimlyuk Tardosi hegy	10, 15, 19, 18, 16	Dolomitos mészkő- összet (500— 650 m)	
		Dachsteini mészkő vékony dolomit közbetelepülésekkel, <i>Megalodus böckhi</i> HOERN., <i>M. seccoii</i> HOERN., <i>M. complanatus</i> GÜMB.-vel.	10.	Fehér, sárgás vagy világosszürke, tömött v. kristályos mészkő, sárga-vörös sávos, kalcitpettyes és kalcitüreg-kitöltéses padokkal, vastaglemezes-márgás-dolomitos mészkő és fehér kristályos meszes dolomit közbetelepülésekkel		<i>Megalodus complanatus</i> GÜMB. <i>Megalodus böckhi</i> HOERN.	100—120 m Öregkovács		10, 15, 16, 14, 13
			9.	Fehér, sárgás mészkő, vékonyos-sávos-bitumenes-márgás-dolomitos mészkő és fehér kristályos-meszes dolomit közbetelepülésekkel, zöld agyagsávokkal			100—150 m Jástihegy Nagygercece		10, 11, 13, 22
		Dolomit dachsteini mészkő közbetelepülésekkel, <i>Worthenia escheri</i> STOPP.-val	8.	Fehér tömött mészkő, rózsaszínű kristályos mészkővel váltakozva			80 m, Herkályos		10, 9
			7.	Világosbarna, fehér, tömött dolomit, szívós kemény hófehér dolomitpadokkal			30—50 m, Gyarmathegy		3, 8
			6.	Fehéres, világosbarna tömött, néha közepesen szemcsés dolomit, hullámos-sávos, likacsos és tömött, szívós dolomit közbetelepülésekkel, és hófehér, tömött, szemcsés dolomitpadokkal			60—100 m Öregnyulas		3, 7a, 7b, 8
		Rétegzett dolomit apró <i>Megalodus</i> okkal	5.	Vörös üreges dolomit világos és sötétebb barna, tömött, kemény dolomitpadokkal váltakozva, vöröses árnyalatú, likacsos-réteges dolomit és barna szemcsés-törésű dolomit közbetelepülésekkel		<i>Megalodus paronai</i> DI STEF.	40—50 m Somlyóvár		1, 6, 2, 1, 4
			4.	Vörös, likacsos-sávos dolomit, tömött barna, kemény dolomitpadokkal és barna szemcsés törésű dolomit közbetelepülésekkel		Myophorien	50—60 Gyarmathegy D-i rész		1, 2, 4
			3.	Rideg, világosbarna, murvásodó dolomit fehér-világosbarna, középszemű dolomit, barna, szemcséstörésű dolomit, világos és sötétebb barna tömött, kemény dolomittal váltakozva, világosbarna-likacsos-sávos dolomit közbetelepülésekkel			30—40 m Nagybaglyas		5, 3, 4, 2, 1
			2.	Fehéres-világosbarna, likacsos, myophoriás dolomit keményebb barna padokkal, ritkán fellépő likacsos-sávos rétegekkel		<i>Myophoriák</i>	80 m Nagybaglyas ÉNy		3, 4, 2, 1
Karni	<i>Tropites subbul-latus</i> szint	Rétegzett dolomit <i>Myophoricardium lineatum</i> WÖHRM. és <i>Myophoria</i> cf. <i>inaequicostata</i> KLIPST.-el	1.	Világosbarna likacsos-sávos, porózus dolomit, sötétebb tömött, kemény dolomit padokkal	<i>Myophoriák</i> apró csigákkal	100—120 m Lóingató	1, 2		

de a hegyoldal alján néhány vörös liász-mészke törmelékdarab található. A Teke-hegy nyugati oldalán a fekete mészkőbreccsa nem látható, de a kíséretében mutatkozó sárga-vörös, hullámosan sávós mészkő bőséges törmelékben látszik. E fölött kb. 50 m-rel láthatólag diszkordánsan települ a hierlatz fáciesű liász.

Abból, hogy egyazon jellemző rétegsor fölött a júra alsó tagjai különböző magasságban települnek, nyilvánvalóan következik, hogy a két összlet között *települési diszkordancia van*. Ezek az adatok azonban *csak a nyugati részekre vonatkoznak*, s a keleti részek látszólagos konkordanciájának kérdését nem döntik el. Biztos megfigyelési adataink ugyanis kizárólag a délnyugati Gerecsére vonatkoznak, északkeleten az említett vezető rétegek nem ismeretesek. Talán ezekkel azonosítható a Kisgercse keleti oldalán egy vörös mészkőpad sorozat. E fölött 80 m-nyi triász rétegösszlet után következik a júra, látszólagos, vagy teljes konkordanciával. Hasonló konkordancia ismerhető fel a Kis-



49. ábra

A triász vezető szint (16, 18-19, 20 típusú kőzetegyüttes) és a liász határ viszonya. A felső számok a vezető szint feltárásának a tengerszint fölötti magasságát, az alsó számok a vezető szint és a liász határának magasságkülönbségét jelentik

Abb. 49.

Verhältnis des triadischen Leithorizontes (Gesteinkomplex mit den Typen 16, 18-19, 20) zu der Trias-Lias-Grenze
Die oberen Nummern bedeuten die Höhe der Aufschlüsse über dem Meeresspiegel, die unteren Nummern bedeuten die Höhendifferenz zwischen dem Leithorizont und der Trias-Lias-Grenze

gercse keleti részén, a Nagypisznicén, a Tölgyhát kőfejtőjében, az Öregkőn, a Pockón. Ahol a peremi törések kissé megzavarják a képet, ott sokkal nehezebb ezt biztonsággal megállapítani. A triász képződmények szemszögéből vizsgálva a kérdést, mindenesetre a legkisebb hézagot itt kell feltételeznünk, mert az említett helyeken *mindenütt* oolitos-kalcitpettyes, illetve triaszinas rétegekre, tehát *azonos triász szintre települ a júra*. Ez a szint kétségtelenül vastag ugyan, de az említett helyeken mindenütt láthatólag ennek magasabb tagjaira települnek a júra rétegek.

Ez a felismerés ösföldrajzilag azt jelenti, hogy a triász-júra határon a Buda-Pilisi hegység és a nyugati Gerecse között húzódó egységes nyílttenger keskeny tengerággá zsugorodott. Ezzel egysapással érthetővé válik a felsőtriász képződmények partközeli és partszegélyi jellege, amelyet oolitos képződmények és a vastaghéjú Megalodusok tömeges megjelenése bizonyít. Továbbá magyarázatot kap a liász hierlatz jellegű rétegek partszegélyi mivolta, jellemző hullámveréses, összerosott, krinoideás-brachiopodás, apró ammonitás faunalenséivel. Ennek a keskeny tengerágnak a másik partját megtaláljuk a Pilis vonulatában, ahol a diszkordánsan települt partszegélyi liász-foszlányokban a nyugati Gerecse tükörképét láthatjuk. Ennek részletes vizsgálata még a jövő feladata.

IV. A GERECEI TRIÁSZ ÜLEDÉKFÖLDTANI ÉRTÉKELÉSE

A gerecei triász rétegsor üledékképződését vizsgálva és annak időbeli változásait figyelve, az egyenletes, meghatározott irányú változások mellett szakaszosan visszatérő, megisméllődő jelenségekkel és jelenségcsoportokkal találkozunk. Ezeket a változásokat egy kiválasztott szelvényen részletesen feltüntettük (50. ábra).

Az egyirányú változások jellegzetességei:

1. A dolomitképződést fokozatosan kiszorítja a mészképződés.

2. Az alsó szintek főleg vegyi üledékképződése egyre több biogén elemmel gazdagodik, végül túlsúlyra jut a biogén mész- és az ehhez csatlakozó oolítképződés.

3. Az egyenletesen fejlődő vastag padok között mindvégig találunk vékonypados közbetelepüléseket. Ezek különböző típusú sávós képződmények. Kifejlődésükben határozottan felismerhető három irányzat: a) Alulról felfelé egyre ritkábbakká és egyre vékonyabb padosakká válnak. b) Szövetük egyre tömöttebb lesz, a likacsos-üreges közbetelepülések márgás, hullámosan sávós, kevésbé likacsos képződményekbe mennek át, ezeket ugyancsak márgás, tömött, de párhuzamosan sávós rétegekkel jellemzett közbetelepülés-csoport váltja fel. Végül állandósulnak a tömött, vörös márgás, illetve sárga-vörös sávós, kalcitos mészkő közbetelepülések.

c) Ezek a rétegek dolomitodási hajlamukat mindvégig megőrzik, és a mészkőösszleten belül mintegy túlhaladott üledékképződési módot képviselnek.

Ha görbében akarnók ábrázolni ezt a változást, fokozatosan csillapuló rezgőmozgás képét kapnánk. Ezt jól szemlélteti az 50. ábra rétegsorán a $\text{CaCO}_3/\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ arány vonala, bár az ábra csak a rétegsor felső részét ábrázolja.

Ennek a jelenségnek a magyarázatát keresve, csak olyan tényező jöhet számításba, amely szabályosan visszatérő, de egyre csökkenő hatásokkal működik. Ez valószínűleg éghajlatváltozás. 5—6 millió éves időtartamról lévén szó, a tektonizmus nem jöhet számításba, mert a rétegsor vizsgálata szerint a közel 100 oszcilláció 50—60 ezer évenként visszatérő, kis időtartamú kiemelkedést jelentene. A kémiai tényező sem tekinthető egyedüli oknak. Egyrészt, mert nagy mértékben függ a külső klimatikus viszonyoktól, másrészt, mert változásaiban sokkal kisebb periódusokat követ. E kisebb periódusok ki is mutathatók a gerecei üledéksoron belül is.

A klímaváltozások üteme azonban nagyon jól egybevághat a megközelítőleg kiszámított 50—60 ezer évvel.

A földi besugárzást befolyásoló első fő tényező, a földpálya tengelyváltozása (3), annak átlagolt periódusa ugyanis 40—50 000 év (3). Mivel az ϵ hatását főként magasabb földrajzi szélességeken fejti ki, a Milankovitch-féle besugárzási törvények értelmében hol fölmelegedést, hol lehűlést eredményez, és ebben a tényezőben kereshetjük a hideg áramlások kialakulásának okait is (80). Másrészt a klímaváltozások sajátága az, hogy az újonnan kialakuló viszonyok fokozatosan hódítanak teret, s az ellentétes tényezők harcában a régi klímátípus vissza-vissza tér.

A dolomitot általában nagyobb hőmérsékleten keletkezett kőzetnek tartják. (Ennek óriási irodalmát itt nem célszerű felsorolni, csak utalok VAN TUYLE összefoglaló munkájára (129), amely az 1914-ig megjelent irodalmat feldolgozta, s DOELTHER könyvére (22), aki bőséges irodalomfelo-

rolást ad. Egészen modern geokémiai alapon tárgyalja Szokolov 1955-ös cikke (119) a dolomitosodás folyamatát, elsősorban szovjet eredmények alapján.) E feltevés bizonyítékai ugyan nem meggyőzőek, az ellenérvek azonban eddig nem zárták ki ezt a lehetőséget.

A gercsehegységi üledéksor képződéseinek sajátosságai a dolomittól a mészkő felé haladva a hőmérséklet állandó emelkedésére utalnak. Gondolni kell itt a *Megalodus*-fauna fejlődésére. A *Megalodus*ok az idősebb dolomitrétegekben kis fajszámmal és apró alakokkal jelennek meg. A fiatalabb szintekben egyre nagyobb termetűek, gazdagabb fajszámmal jelentkeznek. A raeti emelet legfelső szintjében pedig hirtelen virágzásnak indulnak, óriás-termetű alakok, sok faj és változat jelentkezik köztük. Ez a fejlődés nem magyarázható csupán a nemzetség belső, biológiai fejlődési tényezőiből. Feltétlenül azt jelenti, hogy a kagylók egyre megfelelőbb életkörülmények közé kerültek, fejlődésük meggyorsult, életlehetőségeik optimálissá váltak.

Ugyancsak a hőmérséklet növekedését bizonyítja a mélyebb szintekben teljesen hiányzó korallok későbbi megjelenése, a Foraminiferák gyakorisága, az oolitos képződmények feldúsulása. Tovább menve a triász határán, a meleg állandósulását igazolja a Crinoideák, Brachiopodák és Ammoniták hirtelen fellépő tömege.

A mészkőpadok vastagodása felsőbb szintek felé ugyancsak meleg környezetet, fokozottabb mészkiválasztást igazol.

Ezek a jelenségek, a dolomitéképződés hidegebb vízben, hidegebb éghajlaton történő voltára utalnak (134). Ezzel a lehetőséggel az irodalom eddig nem foglalkozott és geokémiai vonatkozásai még kivizsgálásra várnak.

Az üledékképződés szakaszos változásai, az ismétlődő változások összetettek. Több fokozatot különböztethetünk meg bennük. Ezek nagyságrendben igen eltérőek.

a) A legnagyobb rendű szakaszos változás a dolomitösszlet fölött a dolomit-mészkő rétegcsoportok, majd rétegek váltakozása, végül a tiszta mészkőszint kifejlődése.

b) A dolomitszinten belül tömött, világosbarna dolomitpadok váltakoznak likacsos-sávós, világosbarna, majd vörös dolomitpadokkal, myophoriás padokkal, majd likacsos-üreges dolomitpadokkal, végül kemény, kovás, hullamosan réteges vékony közbetelepülésekkel.

A meszes-dolomitos átmeneti szintben tiszta, vagy igen kevésbé dolomitos fehér, sárga mészkőpadok váltakoznak sárga, meszes dolomitos mészkőpadokkal, illetve bitumenes-dolomitsávós közbetelepülésekkel.

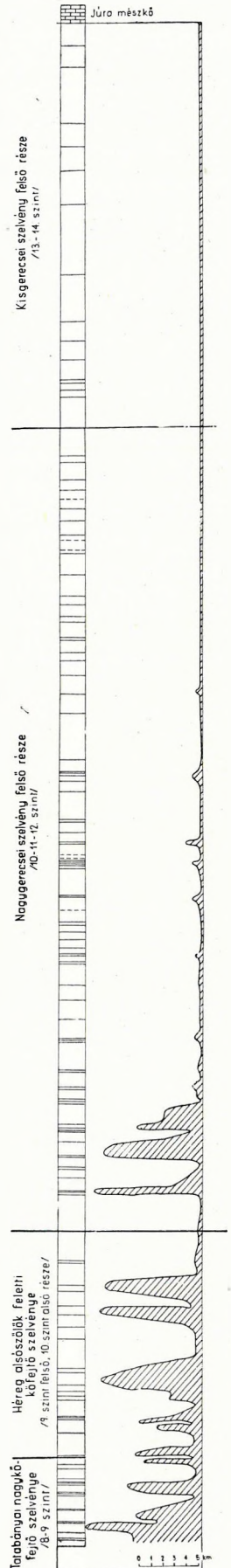
A felsőbb szintekben tiszta mészkőrétegek között eleinte egy-egy dolomitos rétegcsoportot, később egy-egy dolomit-sávós közbetelepülést találunk. Ezután mészkő és zöld agyagsávok váltakozása következik, végül az összlet már csak vastag mészkőpadokból áll.

c) Egészen finom szakaszosság mutatkozik az egyes rétegeken belül. Ezek fajtáit az egyes közettípusok tárgyalásánál már érintettük.

Összegezve megállapíthatjuk, hogy az üledékek szakaszos változásai alapján megkülönböztethetünk az egész rétegösszleten belüli, egyes rétegcsoportokon belüli és egy-egy rétegben magában fellépő szakaszos üledékkiválást.

50. ábra. — A rétegvastagság és a $\text{CaCO}_3\text{—CaMg}(\text{CO}_3)_2$ arányának változása a gercsehegységi triász rétegsor felső részén

Abb. 50. — Änderungen der Schichtmächtigkeit und des $\text{CaCO}_3\text{—CaMg}(\text{CO}_3)_2$ Verhältnisses im oberen Teil der Triassschichten im Gercsegebirge



Ha a gerecei üledékképződés *térbeli sajátosságait* elemezzük, jóval bizonytalanabb talajra lépünk. Általánosságban megállapítható, hogy a gerecei triász üledékgyűjtője egy nagy összefüggő tengerrész kisebb részlete lehetett, amely többi hegységeink felé (Pilis, Vértes, Bakony) nem foglal el különleges helyzetet. Ui. valamennyi irányban fokozatos a fácies-átmenet, és az egész rendszer még nagyobb keretekhez, az alpi-triász üledékképződéshez is természetes módon simul hozzá.

Eme üledékgyűjtőmedencerészlet földtani sajátosságairól a nagy kerettel szemben sok újat mondani nem lehet. Két szempontot azonban ki kell emelni:

1. Az üledékképződés nyílt, de egészen sekély tengerben történt **(147)**. Ezt a több szintben megtalálható autigén breccsa képződés és a fauna kifejlődése is világosan bizonyítja.

2. A második dolog inkább csak gondolat, amit a dolomitól mészkő felé haladó üledékképződés vet fel: vajon a dolomitos, illetve a meszes üledékek lerakódása nem kapcsolatos-e a tengermélység változásával? Az előzőkben ugyan kifejtettük, hogy a dolomit kimaradását nem kéregmozgások, hanem hőmérsékletváltozás okozhatta, mégis kizárva annak a lehetősége, hogy a hőmérsékletváltozás mellett a tenger fokozatos sekélyesedése is bekövetkezett. Ez azonban természetesen nem jelenti a dolomitösszlet mélytengeri keletkezésének feltételezését, csupán a sekélytenger mélységének még sekélyebbé válását. Erre utal a triász—liász határon helyenként észlelhető biztos kiemelkedés, és ezzel kapcsolatos, lepusztulásos-karsztosodásos üledékhézag. Ugyanerre következtethetünk abból is, hogy a dolomitképződés — nagy ősföldrajzi egységeket tekintve — nem egyszerre maradt ki mindenütt **(134)**. Ez utóbbi bizonyíték azonban további részletesebb igazolásra szorul, ami a jövő triász-kutatásának feladata lehet.

**PETROLOGISCHE UNTERSUCHUNG DER OBERTRIAS-BILDUNGEN
DES GERECEGEBIRGES IN UNGARN**

DR. ELISABETH VÉGH-NEUBRANDT

Kandidat der geologisch-mineralogischen Wissenschaften

EINLEITUNG

Es wurde 1952 im Geologischen Institut der Universität Budapest eine Arbeitsgemeinschaft zur geologischen Synthese des Gerecse-Gebirges ins Leben gerufen, mit dem Ziel, so bald wie möglich in moderner Neubearbeitung, unter Anwendung aller möglichen Untersuchungsmethoden, eine Zusammenfassung der geologischen Verhältnisse des Gerecse-Gebirges zu geben. Die Aufgabe war die Ergänzung der früher erschienenen, sehr gründlichen klassischen Arbeiten, sowie die gänzlich neue Bearbeitung vernachlässigter Probleme. Die Grundlagen, anhand deren es möglich war, die neuen Beobachtungen in die früher aufgestellten geologischen Rahmen einzufügen, waren die grundlegenden und bahnbrechenden Arbeiten von K. HOFMANN (45), A. LIFFA (70—72) und Gy. VIGH (142—154).

Die Beteiligten haben die Arbeit unter sich nach Gegenden und stratigraphischen Einheiten verteilt. Meine Aufgabe wurde die sedimentpetrographische, stratigraphische und paläontologische Untersuchung der Triasbildungen, sowie die Kartierung des Südlichen und Mittleren Gerecse-Gebirges teils im Maßstab 1: 10 000, teils im Maßstab 1: 25 000. Meine Arbeitsgenossen haben die entsprechende komplexe Untersuchung der Jurabildungen sowie die Kartierung der nördlichen Jurazone des Gebirges, bzw. die Untersuchung der Kreidebildungen und die Kartierung der Jura-Kreide-Zone am Nordrande unternommen. Endlich ergab sich als eine gesonderte Aufgabe die Untersuchung der Eozänschichten zusammen mit den Oligozän- und Neogenablagerungen.

Die vorliegende Arbeit, die 1956 beendet wurde, ist ein Teil einer zusammenfassenden Monographie. Inzwischen ist die Synthese der Kreidebildungen in der Verfassung von J. FÜLÖP erschienen (29). Die weiteren Teile lassen noch auf sich warten, teils wegen persönlicher Schwierigkeiten, teils weil die zu bewältigende Arbeit hauptsächlich in paläontologischer Hinsicht viel umfangreicher ist.

I. GEOLOGISCHES GESAMTBILD DES GEBIETES

Geologischer Bau des Gerecsegebirges

Das Gebirge lässt sich geologisch in zwei grosse Einheiten gliedern, nämlich: 1. *Das Nord-Gerecse*, wo über und neben den Triasschollen überall auch jurassische und kretazische Bildungen vorliegen; und 2. *das Süd-Gerecse*, wo das Grundgebirge ausschliesslich aus Trias besteht und die Jura- und Kreideablagerungen von der Oberfläche vollkommen fehlen. Nur im Südwesten, im Untergrund der Braunkohlenbecken hat man diese Bildungen hier und da in Tiefbohrungen angebohrt (113, 135). In Anbetracht ihrer Fazies gehören jedoch auch diese noch zum Gerecsegebirge.

Unter den Beckenablagerungen kommen am Rande des Nord-Gerecse eozäne pannonische und Buchtablagerungen vor. Dagegen herrscht im Süd-Gerecse neben dem vom nördlichen Typ etwas abweichenden Eozän die detritische Serie des Oberoligozäns vor. Das Eozän ist, trotz seiner grossen wirtschaftlichen Bedeutung, meistens nur aus Bohrungen bekannt. Die vollkommenste Schichtenfolge kennen wir aus dem Becken von Nagyegyháza (113), wo in beiden terrestrischen Phasen der zweitaktigen Ablagerung Braunkohlenflöze entstanden sind.

Die mächtige Oligozänserie reicht, über das Eozän transgredierend, weit zwischen die Grundgebirgsblöcke hinein, und füllt die Becken von Tarján und Héreg aus.

Stellenweise kommen durch verkieselte Baumstämme gekennzeichnete, vom Oligozän meistens kaum unterscheidbare Reste miozäner Schotter vor.

Das Pleistozän wird an den nördlichen und südlichen Rändern des Gebirges durch Flugsand, und ziemlich überall durch Löss vertreten. Der Löss tritt nicht bloss an den Hängen auf, sondern deckt auch die breiten Rücken der Triasschollen in Mächtigkeiten bis 10—12 m.

Die Entwicklungsgeschichte des Gebirges

Die älteste Bildung des Gebirges ist die Triasserie. (Der durch J. STAFF (115) als älteste Bildung beschriebene Glimmerschiefer kommt nur in einigen Bruchstücken im groben Miozängeröll vor). In der Trias ging im Gebirge eine eintönige Ablagerung vor sich. Die erste nachweisbare epirogenetische Bewegung meldete sich zum Ende der Trias. Die südlichen, südwestlichen und westlichen Teile des Gebirges stiegen empor. Infolge dieser Hebung ist das oberste Glied der Trias von vielen Stellen abgetragen worden. Dagegen kann man im nördlichen Teil keine vollständige Emersion annehmen; dieses Gebiet ist nur fleckenweise, inselartig trockengelegt worden. Entsprechend diesem paläogeographischen Bilde sind die südlichen Teile von der Jura-Transgression vermutlich gar nicht mehr überschwemmt worden. Im Nordwesten liegen verschiedentliche Horizonte des Lias über der denudierten Oberfläche der Trias, wogegen sie sich im Nordosten stetig aus den Triasschichten entwickeln. Die Ablagerungen des Jura sind fossilreich, lithologisch überaus variabel. Diese sich in der Zeit rasch und charakteristisch verändernde Sedimentreihe deutet die lebhaftige Mobilität des jurassischen Meeresbodens an. Jedoch ist die Nachweisung und Unterscheidung der Bewegungen ein Problem für sich, dessen Lösung von mit der eingehenden Bearbeitung der Jurabildungen beauftragtem I. SZABÓ angegriffen wird.

In Anbetracht der äusserst feinkörnigen, grösstenteils karbonatischen Eigenart der Juraschichten ist der Gedanke, dass diese z. T. vielleicht durch die Umhäufung triassischer Ablagerungen entstanden sein konnten, abzulehnen. Auch in den südlichen Teilen des Gebirges ist keine Juraablagerung zu vermuten.

An der Basis der Kreide liegt eine 1—2 Meter mächtige Kalksteinbrekzie (45, 29), als unwiderlegbarer Zeuge einer Emersion. Sie besteht nämlich nebst spärlichen Resten des Jurafeuersteins hauptsächlich aus Triaskalk. Das hat zu bedeuten, dass die südlichen Teile des Gebirges vor dem Jura, oder spätestens im Laufe dessen emporgestiegen sind, eine kräftige Abtragung jedoch erst zu Beginn der Kreide anfang.

Die Kreideablagerungen beschränken sich gleichfalls auf das Nord-Gerecse und bestehen durchwegs aus detritischen Gesteinen. Über der Kalksteinbrekzie der Berriaser Stufe liegt eine mächtige Mergelserie, die allmählich in Sandsteine übergeht, und der Zyklus wird durch das erneuerte Auftreten von grobem Konglomerat und Brekzie abgeschlossen. Diese Bildungen sind durch J. FÜLÖP eingehend behandelt worden (29).

Die bisherigen Untersuchungen weisen auf die Abwesenheit von Oberkreidebildungen im Gerecsegebirge hin.

In den Gebieten südlich und südwestlich vom Gebirge fehlt sowohl der Jura als auch die Kreide. Die unregelmässige, verkarstete Oberfläche der Trias wird hier von Bauxit überlagert, den man anhand von Analogien in die Barremstufe setzt. E. SZÓTS ist jedoch der Meinung, dass der Bauxit das älteste Glied des Eozäns darstellt.

Ein kleinerer Teil des Bauxits ist durch Tagebauten ausgebeutet worden, ein anderer Teil befindet sich in den Tiefen der Becken, jedoch weit unter dem Karstwasserspiegel. Man kann zwei Typen unterscheiden: 1. Primären, vom Eozän bedeckten und 2. vermutlich zur Zeit der früholigozänen Abtragung umgehäuften, vom Oberoligozän bedeckten Bauxit. Wenn man die Tiefenishypsen der Bauxitsohle, d. h. der Oberfläche der Trias konstruiert, so erhält man ein sich nach Norden öffnendes Tal, von dessen Sohle der Bauxit fehlt, an den sanfteren Flanken jedoch in kleineren Flecken haften blieb.

Das ist die Lage auch in den Vorkommen bei Nagygyháza und Mesterberek. Hier wurde die Oberfläche durch jüngere Krustenbewegungen transversal abgestuft, so dass sie heute in kleinen Becken unterteilt erscheint. Derselbe Bewegungsstyl kann auch im nördlicheren Gebiet der mesozoischen Ablagerungen wohl erkannt werden: spätkretazische, N—S streichende Grabentäler sind durch jüngere, vielleicht steirische Bewegungen stufenartig zerschnitten und durch die streichenden Komponenten der Bewegungen in vielen Fällen auch seitlich verschoben worden.

So wird es begreiflich, wie die Erosion den Bauxit von der Sohle der in die Triasoberfläche eingeschnittenen nordwärts gerichteten Täler samt und sonders wegzufegen vermochte, sodass dieser nur an den der Erosion weniger ausgesetzten höhergelegenen Talhängen stehen blieb. Im Kleinen kann die Erscheinung in einem der Täler an der Nordflanke des Nagybaglyas auch an der Oberfläche beobachtet werden. Anhand des obigen Gedankenganges können wir eine nördliche Abtragsrichtung vermuten. Das abgetragene Bauxitmaterial von sehr bedeutender Masse häufte sich in der Form von roten und bunten untereozänen Tonsorten an den nördlichen und östlichen Flanken des Gebirges an: durch diese Annahme erhält sowohl die Abstammung dieser Tone als auch die Abtragung des Bauxits eine beruhigende Erklärung.

Diese Erklärung wirft jedoch ein lithogenetisches Problem auf; ob nämlich der Bauxit sich unter Umständen in ein tonig-kaolinitisches Gestein umwandeln, oder besser zurückverwandeln kann? Und wenn das der Fall wäre, wie geht der Prozess vor sich? Das genannte Gebiet ist zur eingehenden Untersuchung dieser Frage recht gut geeignet, da hier der primäre (?) voreozäne Bauxit, der auf kurze Entfernung umgehäuften Bauxit, auf sekundärer Lagerstätte unter oligozänem Hangenden, und das vermutlich von weither transportierte, aus Bauxit entstandene Material nebeneinander vorkommen. Eine Vergleichung der Analysen scheint die obige Annahme zu unterstützen, da man in der obigen Reihenfolge immer tonigere Sedimente von einer immer schlechteren industriellen Qualität vorfindet.

Die langandauernde terrestrische Periode der Reliefentwicklung der karstigen Bauxitsole, der Entstehung und teilweisen Umhäufung des Bauxits wird durch die Transgression des eozänen Meeres abgeschlossen. Im Laufe der spätkretazischen Emersion haben sich bereits die Grundzüge der Struktur des Ungarischen Mittelgebirges entwickelt, und gewisse Teile waren bereits zu Gebirgen im morphologischen Sinne geworden. Der Schauplatz der eozänen Ablagerung war das die Grundgebirgszüge umrahmende und zerschneidende mannigfaltige Buchtsystem. Dementsprechend weisen die Eozän-Fazies in den nördlichen und südlichen Randgebieten des Gebirges gewisse Verschiedenheiten in ihren kennzeichnenden Eigenschaften auf (134).

Im Laufe der eozänen Sedimentbildung hört die Alleinherrschaft der marinen Fazies auf; die terrestrischen, limnischen und brackischen Bildungen gewinnen an Bedeutung. Die überaus abwechslungsreiche Schichtenfolge des nördlichen Deckgebirgsteiles lagert mit stetiger Transgression über das vorwiegend kretazische Grundgebirge. Sie beginnt mit terrestrisch-limnischen Ablagerungen, geht dann in brackische über, und im oberen Untereozän treten bereits marine Schichten auf. Die Transgression erreicht ihren Höhepunkt in der unteren Stufe des Mitteleozäns, wogegen die brackischen und limnischen Ablagerungen im oberen Mitteleozän bereits eine Regression bezeugen. Das Obereozän wird durch die Bildungen des seichten Meeres gekennzeichnet, die eine erneuerte Transgression andeuten. Folglich ist die Ablagerung zweitaktig, mit Braunkohlenbildung in beiden limnischen Phasen.

Die Entwicklung des Eozäns im Süden ist etwas anders (113, 100, 120, 124). Am Tage kommen dort Eozänschichten nur in sehr kleinen Flecken vor, sodass sie meistens nur aus Tiefbohrungen bekannt sind. Ihr Liegendes ist Triasdolomit oder stellenweise Bauxit. Die Sedimentation beginnt mit den limnischen und brackischen Ablagerungen der unteren Braunkohlenserie. Es gibt darunter limnische Tone, Mergel und Kalke, kohlig-schieferige Tone und Braunkohlenflöze. Mit molluskenführenden tonig-mergeligen Schichten als Übergang folgen darauf marine nummulitenführende kalkige Mergel. Diese Schichtenfolge ist ziemlich abwechslungsreich, plattig-bankig, auch lithologisch und in der Farbe variabel, aus kalkigeren und tonigeren Schichten bestehend.

Die marine Serie wird wiederum durch eine limnische, kohlenführende Folge abgelöst. Diese mitteleozäne Kohlenserie ist jedoch nicht so mächtig wie die untereozäne, und kommt nur im Beckeninneren vor. An den Rändern ist sie entweder garnicht entwickelt, oder der früholigozänen Denudation anheimgefallen. Die eozäne Ablagerung wird durch eine neuere, nummuliten- und molluskenführende kalkigmergelige Schichtenreihe abgeschlossen. Diese ist gleichfalls weitgehend abgetragen worden, sodass die tonigsandige, in ihren oberen Teilen örtlich mergelige Serie des Oberoligozäns über verschiedenen Gliedern der Eozänreihe lagert.

Dem Eozän folgte eine langandauernde Emersionsperiode, die am Nordrand bis zum Anfang der Pannonstufe, am Südrand bis zum Oberoligozän dauerte (135). Die Spuren der damit verbundenen tiefgreifenden Abtragung sind besonders am südlichen Gebirgsrand wohl zu erkennen.

An den südlichen Teilen wird die Denudationsperiode durch die oberoligozäne Ablagerung unterbrochen. Zu dieser Zeit transgrediert das brackische Oberoligozänmeer in den eingesunkenen Becken und Buchten weit über die Grenze des Eozäns hinaus. Die Oberoligozänbildungen sind in den Bohrungen Tarján I--III. in Mächtigkeiten von 300 bis 400 m durchquert worden. Im abwechslungsreichen, Schotter, Sande und Sandsteine enthaltenden Komplex befindet sich eine reiche Fauna recht schlechter Erhaltung.

Die Miozänbildungen beschränken sich gleichfalls auf die südlichen Randgebiete und auf die zentralen Teile. — Am Anfang des Miozäns wurde die Ablagerung eine Zeitlang unterbrochen. Nur die Schotterreste der Helvetstufe lassen sich vom Oligozän unterscheiden (147, 101). Diese grobschottrigen Bildungen werden durch verkieselte Baumstammreste gekennzeichnet, die nach den zur Zeit noch nicht publizierten Untersuchungen von P. GREGUSS mit der Flora von Ipolytarnóc identische Elemente enthalten. In der Umgebung der südlich vom Gebirge liegenden inselartigen Triasschollen tritt in kleineren Flecken bereits der sarmatische Grobkalk auf, der weiter südlich, in den Becken von Bicske, Zsámbék und Páty eine weite Verbreitung besitzt. Im Gerecsegebirge im engeren Sinne gibt es jedoch keine Spur von dieser Bildung.

Dagegen sind die pannonischen Bildungen in der Form von Schotter, Sand, Kongeriensandstein und Ton ausschliesslich vom Nordrand des Gebirges bekannt. Im selben Gebiet kommt auch der alt- und jungpleistozäne Süsswasserkalkstein vor, diskordant über Kreide-, Eozän- und Pannon-schichten (45, 70—71).

Die kontinentalen Bildungen des Pleistozäns sind im ganzen Gebiet einheitlich entwickelt; nur die alten Terrassenbildungen der Donau am Nordrand des Gebirges sind Ausnahmen. Das älteste, lokalen Detritus enthaltende bzw. sandige Pleistozänsediment geht allmählich in Feinsand und Löss über. Der Löss erreicht stellenweise Mächtigkeiten bis 10—20 m, nicht nur in den Becken, sondern auch auf den flachen Rücken der emporragenden Kalkstein- und Dolomitschollen.

Tektonische Grundzüge des Gerecsegebirges

Mit der Ausnahme von E. R. SCHMIDT (107—108) schreibt die Literatur dem Gerecsegebirge eine charakteristische Schollenstruktur zu (40, 115). Wesentlich neue Erkenntnisse können in dieser Hinsicht nur auf eingehenden tektonischen Beobachtungen beruhen. Derartige Einzelbeobachtungen sind von der Arbeitsgemeinschaft zur geologischen Neubearbeitung des Gerecsegebirges in grosser Zahl gesammelt worden. Hier werden wir demnächst noch keine Synthese der Angaben anstreben, sondern nur die beobachteten Einzelheiten beschreiben und auswerten.

Eine Strukturanalyse des Gebirges erfordert die Klärung folgender Fragenkomplexe: 1. Die Natur und räumliche Verteilung der tektonischen Formenelemente, 2. die zeitliche Reihenfolge der Bewegungsvorgänge.

Die kennzeichnenden tektonischen Elemente des Gebirges sind Brüche. Diese gestalten die eigentümliche Schollenstruktur aus. Die heute nachweisbaren Hauptbrüche streichen NO—SW, NW—SO, O—W und N—S. Das wurde auch durch die statistischen Messungen von M. MÉSZÁROS bestätigt (134, S. 306, Abb. 76).

Die NO—SW und NW—SO streichenden stets steileinfallenden Brüche haben Blockzüge von nord-südlicher Richtung ausgestaltet, mit hochaufragenden Grundgebirgshorsten und dazwischenliegenden Gräben. Diese Struktur wird durch die im mittleren und südlichen Teil des Gebirges aufgenommenen Profile in einleuchtender Weise dargestellt (S. 11. Abb. 1. im ungarischen Text). Dieses Strukturbild kann unmöglich durch die von E. R. SCHMIDT vorgestellte Schuppung (107) entstanden sein. Die treppenartige Absenkung der Blöcke an beiden Seiten der Horste kann nur durch Zerrung erklärt werden. Die Lage der aufgeschlossenen Bruchflächen zeugt auch davon, dass die Brüche wahrhaftig Abschiebungen darstellen.

Dieses Bruchsystem tritt mit Sprunghöhen von 200 bis 300 m auf. Am Rande der Hochscholle sind die Sprunghöhen zuerst kleiner, gegen dem Rande der Tiefscholle zu dagegen immer grösser. Diese Struktur kann besonders am Tardoser Berg gut studiert werden, wo die Verschiebungen der Grenzfläche zwischen weissem Triaskalk und rotem Jurakalk die Bewegungen ausgezeichnet anzeigen.

Die N-S streichenden Brüche sind gleichfalls treppenartige Abschiebungen. Sie durchqueren meistens die morphologisch einheitlichen Züge und verursachen keine wesentliche Abstufung des Reliefs. Ein derartiger Bruch durchquert z. B. den Grat des Bagolyberges: ihm entlang berühren sich Kreidebildungen mit der Trias-Jura-Serie (137. IX.).

Die O—W streichenden Brüche zeigen bei kleinen Sprunghöhen wesentliche streichende Verschiebungen. Diese Brüche haben zur Folge, dass die N—S, NO—SW und NW—SO streichenden Bruchlinien auf der Karte aufhören und etwas weiter parallel verschoben wieder auftreten, so z. B. auf der Nordflanke des Bányaberges. Die Bruchflächen von 50—60° Einfallen werden durch Auf-schiebungen kleiner Sprunghöhe und annähernd nördlicher Richtung gekennzeichnet. Ein schönes Beispiel dafür liegt im nördlichen Steinbruch des Bányaberges vor (137, Fig. 1). Zu dem Formenschatz dieses Systems gehört auch die durch B. BALKAY aus den feinplattigen Kreideschichten beschriebene Einkeilungserscheinung (4).

Betreffs der zeitlichen Reihenfolge der Bewegungen sind zwei Gesichtspunkte ausschlaggebend. Erstens: was ist das Verhältnis zwischen Brüchen und Schichtreihen, d. h. welche Schichtkomplexe

werden durch welche Brüche durchquert? Zweitens: welches ist das gegenseitige Verhältnis zweier Bruchsysteme?

Da ein Vergleich der Alter der Brüche und Schichten anhand der ausgeführten Messungen zu keinem Ergebnis führte, haben wir die Einfallwinkel der Schichten verschiedenen Alters in statistischem Diagramm dargestellt (137, Abb. 3). In diesem Diagramm häufen sich die Einfallrichtungen der Triasschichten ausgesprochen im nordwestlichen, diejenigen der Jura- und Kreidebildungen dagegen im nordöstlichen Quadranten. Diese Angabe, sowie zahlreiche andere Beobachtungen, die gleichfalls eine Diskordanz beweisen, deuten die altkimmerischen Bewegungen an der Wende Trias-Jura an.

Es ist des weiteren auffallend, dass der Lias durchwegs mit dem Dogger, das Tithon dagegen mit der Kreide verbunden auftritt. Neben den Unterschieden in den Ablagerungsverhältnissen lässt das eventuell eine kleinere strukturelle Veränderung an der Grenze Dogger-Tithon vermuten.

Leider lassen sich die Formenelemente, von der Richtung der Bewegungen ganz zu schweigen, bei diesen alten Phasen nicht feststellen. Bei der Bestimmung der Alter der Brüche sind wir ausschliesslich auf die gegenseitigen Verhältnisse der Brüche verwiesen.

Wir finden, dass das System NW-SO und NO-SW älter ist als das System N-S und O-W. Der Beweis hierfür ist, dass die Brüche von verschiedenen Streichen durch die O-W-lichen Brüche horizontal verschoben werden, d. h. es werden die älteren Strukturflächen durch die O-W streichenden Brüche zerschnitten. Andererseits sind die N-S und O-W streichenden Brüche in erster Reihe in den nördlichen Jura- und Kreidegebieten auffallender, wogegen sie im Süden, auf den Triasschollen verschwommener werden. Der Grund dafür ist offenbar, dass in einer jeden Bewegungsphase sämtliche älteren Brüche erneuert worden sind, dort jedoch, wo die älteren, bereits durch bedeutende Verschiebungen gekennzeichneten Richtungen sich in den jüngeren Bewegungsphasen weiterentwickelt haben, die einmalig oder nur wenige Male durchbewegten jungen Bruchrichtungen keine durchschlagende Bedeutung erlangen können. Dort jedoch, wo die jüngeren Bruchsysteme nur mit Hauptrichtungen vorkommen, wirken die älteren erneuerten Bruchsysteme nur mit untergeordneter Intensität, weshalb die jungen Bruchrichtungen vorwiegen und die älteren schwächeren verschwommener sind.

Die genaue Einfügung der Bewegungen in die geologische Geschichte kann anhand der Erfahrungen im Gerecsegebirge allein nicht gelöst werden. In Kenntnis der Bewegungen der ganzen transdanubischen Gebirgskette können wir die ersten wesentlichen Bewegungen mit der laramischen Phase parallelisieren; nachher können wir die Wirkung der pyrenäischen und vielleicht der steirischen Phasen annehmen. Die endgültige Klärung dieser Probleme liegt jedoch ausserhalb der Rahmen dieser Arbeit.

II. SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DEN TRIASBILDUNGEN

Die Triasreihe des Gerecsegebirges enthält 22, mit dem unbewaffneten Auge unterscheidbaren Haupttypen von Sedimentgesteinen. Diese liegen in einer bestimmten Anordnung übereinander, sodass sie auch eine gewisse stratigraphische Bedeutung haben. Daneben gibt es eine Zahl von Gesteinstypen lokaler Verbreitung, deren fazielle und stratigraphische Beziehungen mit den bisher angewandten Methoden noch nicht geklärt werden konnten.

A) Mineralogisch-petrologische Untersuchungen

a) Übersicht der Literatur

Die petrographischen Eigenschaften der Triasschichten sind in der älteren Literatur nicht systematisch behandelt worden. Es gibt nur vereinzelte Bemerkungen über die Eigenschaften der Gesteine. So erwähnt K. PETERS im Jahre 1859 (90), dass der Dachsteinkalkstein am Öregkö-Felsen bei Bajót »plattig, bräunlich, schwach kieselig« (?) ist und »unter einen oolithischen grauen Kalk eintaucht«. — M. HANTKEN bemerkt 1865 (37), dass es unter den Triasbildungen weisse, örtlich rötliche oder gräuliche, überwiegend massive, lokal feinkörnige, stellenweise wohlgeschichtete, anderswo dickbankige Kalksteinarten gibt. Die Dolomit- und dolomitische Kalksteinserie ist überaus mächtig. — B. WINKLER unterschied 1883 (162) anhand ihrer Gefüge mehrere Gesteinstypen. Jedoch hat er unter den Typen keine zeitlichen oder faziellen Zusammenhänge erkannt oder überhaupt gesucht. — J. STAFF erkannte als erster (115) im Steinbruch auf der nordwestlichen Flanke des Pisznice-Berges eine harte, bankige, bituminöse Einschaltung im oberen Teil der Serie.

Die meisten und wertvollsten petrographischen Angaben sind in den Arbeiten von GYULA VIGH (143—154) enthalten. Er erwähnt als erster die mit dem Dachsteinkalkstein wechsellagernden Dolomitbänke, und gibt eine genaue Kennzeichnung ihrer makroskopischen Eigenschaften. Der Umstand, dass der Dachsteinkalkstein stellenweise auch ohne Dolomit auftritt (Öregkö, Berzsek, Tölgyhát, Pócskö) ist gleichfalls von ihm erkannt worden. Er fand im oberen Teil der Dachsteinkalksteinserie, meistens im Liegenden von megalodontenführenden Schichten, graue Tonbänder mit Kalksplintern, deren Schlämmrückstand sich als steril erwies (114, 145). Er war der Meinung, dass diese Bänder die Grenze Nor-Rhät andeuten. Diese im grossen und ganzen richtige Feststellung ist neuestens nur in dem Sinne abgeändert worden, dass die Toneinschaltungen in mehreren Horizonten vorkommen, als Gy. VIGH damals vermutete, und dass dementsprechend die Grenze Nor-Rhät auch etwas tiefer liegt.

Gy. VIGH erwähnt als erster die Korallen- und Gyroporellen-Fazies und betrachtet sie als neritische Entwicklungen (147). Betreffs der löchrigen Dolomitbänke im Süden vermutet er, dass in deren Entstehung die Pflanzenwelt eine Rolle gespielt haben mag. Er meint, dass die Löchrigkeit keine nachträgliche, sondern vielmehr eine synsedimentäre Eigenschaft ist (151). Jedoch zeigen weder die Analyseergebnisse eine Abweichung der chemischen Zusammensetzung den übrigen Dolomittypen gegenüber, noch kann man in den Dünnschliffen irgendeine pflanzliche Textur erkennen.

Gy. VIGH fand am Pisznice nebst den bituminösen Kalksteinbänken auch grauen plattigen Dolomit und stellte fest, dass der Kalkstein reichliche Schalentrümmer enthält, wogegen der plattige Dolomit fossilleer ist (152).

GUSTAV VIGH hat sich mit der allgemeinen Beschreibung der oberen Horizonte des Dachsteinkalksteines befasst. (155) Vom Nagysólyomberg und auch von anderen Stellen im Gerecsegebirge erwähnte er eine eigentümliche, »schwarzpunktierte« Kalksteinart. Weiterhin unterschied er den dickbankigen, ungeschichteten, zur Höhlenbildung geeigneten Horizont der oberen Triasserie.

Unter den beschriebenen Gesteinsarten haben die neuen Untersuchungen den oolithischen Horizont von PETERS, die STAFF'sche bituminöse Einschaltung am Pisznice, die von Gy. VIGH beschriebenen dolomitischen und tonigen Einschaltungen sowie den »schwarzpunktierten« Kalksteinhorizont von G. VIGH bestätigt.

b) Methodik der Materialprüfung P r o b e e n t n a h m e

Zu einer detaillierten vergleichenden Bearbeitung ist die Einsammlung vollständiger Schichtenreihen, d. h. eine Probeentnahme Schicht für Schicht notwendig. Jedoch lässt sich dieses Prinzip nur in guten Aufschlüssen, Steinbrüchen verwirklichen, wo die frischen Abbauwände selbst Schichten von etlichen Zentimetern Mächtigkeit erkennen lassen. Derartige Steinbrüche gibt es jedoch in unserem Gebiet recht wenige. Die Zahl der natürlichen Aufschlüsse an den Rändern der entlang von steilen Bruchflächen emporgehobenen Horste ist viel grösser. Ihre Untersuchung ist — zur Zusammenfügung einer vollkommenen Schichtenreihe und zur Feststellung der stratigraphischen Lage der einzelnen Blöcke — unbedingt notwendig. Jedoch sind in den natürlichen Aufschlüssen die zwischen den mächtigen Dolomit- bzw. Kalksteinbänken liegenden, stratigraphisch äusserst charakteristischen dünnen tonig-mergelig-kieselig-knolligen Bänke nicht wahrzunehmen, aus dem guten Grunde, dass diese Schichten, die weniger widerstandsfähig als die mächtigeren sind, infolge der Verwitterung gar nicht bis zur Oberfläche austreichen. So werden sie z. T. durch weite Schichtfugen angedeutet, ohne dass man aus ihnen Proben entnehmen könnte; z. T. wird jedoch die klaffende Schichtfuge durch den Druck der hangenden Schichten zusammengepresst. Aus den Verwitterungsprodukten der schmalen Schichten bildet sich ein Boden mit reicher Vegetation, die die meistens dünnen mergeligen Schichten endgültig versteckt.

Deshalb können die dünneren Schichten in den vergleichenden Profilen schon *a priori* nicht verfolgt werden. Das bedeutet nicht ihre Auskeilung, sondern einfach, dass die dünne Schicht unter Umständen nicht wahrgenommen werden kann. Das hat sich öfters, bewiesen als nach dem Auffinden vereinzelter herabrieselnder Bruchstücke, nach sorgfältiger Entfernung der Bodenschicht und der Pflanzen die gesuchte Schicht zu Sicht kam. Diese Erscheinung ist besonders gut zu sehen auf Felswänden, die in der Fortsetzung von Steinbruchswänden liegen, und an welchen man in einer Entfernung von etlichen Metern von der frisch gereinigten Steinbruchswand die dünneren Schichten bereits nicht mehr verfolgen kann.

Desgleichen lässt es sich bei der Vergleichung verschiedener Profile sofort erkennen, ob es sich um das Profil eines Steinbruches oder um das eines natürlichen Aufschlusses handelt. Die Profile der Steinbrüche sind immer mehr gegliedert, mit einer viel grösseren Zahl dünner Einschaltungen.

G e f ü g e a n a l y s e n

Sie betrafen die Gestalt, Grösse, gegenseitige Entfernung, Anordnung der Körnchen und die sich daraus ergebende Bänderung, knollige oder fleckige Struktur. Da es sich meistens um Dolomite, dolomitische Kalke und Kalksteine handelt, ist die Bestimmung der Anordnung der Dolomit- und Kalzitkörner von besonderer Wichtigkeit.

Verfahren zur mikrochemischen Unterscheidung des Kalzits vom Dolomit sind in der Literatur in grosser Zahl beschrieben (12, 17, 23, 24, 31, 41, 47, 65, 67, 79, 86, 99, 111). Die meisten beruhen auf der grösseren Löslichkeit des Kalzits und auf der basischen Reaktion seiner Lösung. Aus Lösungen von Ag⁺-, Cu⁺⁺-, Fe⁺⁺⁺- und Al⁺⁺⁺-Ionen wird nämlich auf der Oberfläche der Kalzitkörner ein hydroxydisches Präzipitat gefällt. Danach kann man die Lösung des entsprechenden Ions von der Gesteins-

fläche abwaschen, und das Präzipitat mit einem entsprechenden Reagent (Ag_2CrO_4 , Ag_2S , $\text{Fe}_4(\text{Fe}_3\text{CN})_6$, Aluminiumlacke, FeS) in eine auffallend gefärbte Verbindung umwandeln. Diese Verfahren eignen sich recht gut zur Nachweisung von Körnern grösserer Oberfläche. Ein grosser Nachteil der Färbungsverfahren liegt jedoch darin, dass die Färbung in den meisten Fällen nicht beständig ist, sondern nach einigen Minuten oder höchstens Stunden verbleicht. Ungeachtet dieses Nachteiles hat sich das Lembergsche Ferrichlorid-Sulfidverfahren (66, 67) als brauchbares Schnellverfahren erwiesen. Sein Wesen besteht darin, dass man die polierte Gesteinsfläche in Ferrichloridlösung taucht, und das auf den Flächen der Kalzitkörner entstandene Ferrihydroxyd-Präzipitat mit einer Lösung von Ammonhydroxyd in schwärzlichgrünes Eisensulfid umwandelt. — Falls das Gestein anstatt einer Mischung von Kalzit und Dolomit aus reinem Dolomit besteht, so bleibt das Ferrichlorid selbst nach der Spülung in den winzigen Fugen zwischen den Körnern haften, folglich wird in den Fugen Eisensulfid ausgefällt. Man kann derart die Korngrenzen überaus scharf sichtbar machen. Bei reinem Kalkstein können wir das erreichen, indem wir das über die ganze Oberfläche ausgeschiedene Eisensulfid kräftig abwaschen. In den Fugen verbleibt immer soviel mechanisch anhaftendes Präzipitat, als es zur sichtbaren Umrandung der Körner hinreicht.

Wo die Färbungsverfahren nicht die erwünschten Resultate erzielten, haben wir einfache Verfahren entwickelt:

Zur Nachweisung von sehr kleinen, unfärbbaren Kalzitkörnern hat sich die Ätzung mit 1 prozentiger Salzsäure recht gut bewährt. Die polierte Oberfläche des Dolomits mit kleinen zerstreuten Kalzitkörnern wird mit 1 prozentiger Salzsäure betropft, wonach man die Blasenbildung an den Kalzitkörnern unter dem Binokularmikroskop beobachtet. Die Blasen bilden sich äusserst langsam und bleiben minutenlang bestehen, sodass man die Verteilung der Kalzitkörner leicht bestimmen kann. Je schneller sich die Blasen entfalten, eine desto kleinere Vergrösserung ist zu wählen.

Die Untersuchung von mittels Salzsäure und Essigsäure geätzten Flächen hat auch gute Dienste geleistet. Im schräg einfallenden Licht lässt sich die Verteilung der korrodierten Kalzitkörner und der hervorragenden unversehrten Dolomitmörner recht gut erkennen. Es gelang mir, diese Methode noch empfindlicher zu gestalten, indem ich eine in Salzsäure und Essigsäure unlösliche, fein dispergierte, hauchdünne Präzipitat- oder Farbschicht auf die polierte Oberfläche auftrug. Im Laufe der Behandlung mit der Säure entfernt die Efferveszenz des CO_2 die farbige Schicht von den Kalzitflächen, wogegen diese an den Dolomitmörnern unversehrt bleibt. — Eine andere Variante dieser Methode ist, die geätzte Fläche mit einer Schicht von mit Nigrosin oder Methylrot gefärbtem Polyvinylacetat oder Kanadabalsam zu überziehen. Nach der Trocknung wird der überflüssige Farbstoff mit feinem Polierpulver entfernt, wobei die Dolomitmörner weiss emportauchen, die Kalzitkörner jedoch durch eine der Tiefe der Ätzung entsprechend wechselnde Farbtiefe verraten werden.

Die weiter oben aufgezählte Literatur schlägt noch weitere Rezepte zur direkten Nachweisung von Dolomit vor. Wir haben jedoch mit diesen keine günstigen Erfahrungen gemacht. Die meisten können wegen der bleichen Reaktionsfarben nur auf weissen Dolomitflächen angewendet werden.

Korngrossen-Studien

Da diese an Schliffen vorgenommen wurden, haben sie im allgemeinen etwas verminderte Korngrossen ergeben. Andererseits ist auch die Streuung der Korngrossen grösser, auch schon wegen der zufälligen Lage der Schnitte. Die angeführten Korngrossenverteilungen beziehen sich auf eine Fläche von 4 Quadratmillimeter.

Festigkeitsbestimmungen

Nebst einiger Bestimmungen der Bruchfestigkeit bestanden diese bloss aus einer groben qualitativen Prüfung der Festigkeit durch die Bestimmung des Bruches bzw. Splitterung mittels Hammerschlag.

Gewisse sehr feinkörnige Dolomitschichten sind äusserst spröde, leicht zu brechen, und zerfallen bald in Grus. Die dem oberen Teil des Dolomitkomplexes zwischengeschalteten gebändertflöchrigen,

dünnenen Bänke sind immer ausserordentlich hart, zäh, und sprühen Funken auf Hammerschlag. Die im höhergelegenen Kalksteinkomplex vorkommenden gebänderten mergelig-dolomitischen Bänke sind auch durch eine den umgebenden Gesteinen gegenüber grössere Festigkeit ausgezeichnet. Dagegen sind die dünnen, reineren feinkörnigen Kalksteinbänke sowie die gebändert-rötlichen, kalzischen Einschaltungen häufig spröd, leicht zu zersplittern, und zeigen muschelige Bruchflächen. Die grobkristallinen dünnen Bänke, die als Einschaltungen im Kalksteinkomplex vorkommen, sind auffallend hart und zäh.

Mineralogische Untersuchungen

Die Mineralien der Lösungsrückstände der Durchschnittsproben einzelner Horizonte sind durch S. VÉGH bestimmt, seine Bestimmungen durch J. KISS kontrolliert worden. Frau M. FÖLDVÁRI—VOGL hat die DT-Analyse der unlöslichen Rückstände und der grünen Tonbänder aus dem oberen Horizont durchgeführt. Die DT-Analysen sind an Proben von 0,1 g mit Empfindlichkeit 8 vorgenommen worden.

Die Röntgenaufnahmen dreier Dolomit- bzw. dolomitischen Kalksteinproben, die als *Einschaltungen* in drei verschiedenen Horizonten vorkamen, hat Frau E. GYÖRE aufgenommen, die Auswertung habe ich Prof. K. SZTRÓKAY zu verdanken.

Chemische Analysen

In erster Reihe ist die quantitative Analyse der leicht bestimmbaren Hauptgemengteile (CO_2 , Ca, Mg, Fe) und des unlöslichen Rückstandes angestellt worden. Wir haben dabei die Analysen womöglich vollständiger Schichtenreihen angestrebt: deshalb haben wir nach den Haupttypen der Dolomite aus dem südlichen Gerecse vollständige Probenserien des grossen Steinbruches von Tatabánya, des Steinbruches am Jástiberg, des kontinuierlich darüber folgenden Nagygercse-Profiles und des die letzteren überbrückenden, jedoch etwas anders entwickelten Kecskekő-Steinbruches analysiert.

Die Bezeichnung »vollständig« gilt streng nur für die Probenserien aus den Steinbrüchen. Die übrigen Aufschlüsse waren meistens durch Brüche freigelegte Gesteinswände, die einer ziemlich langdauernden Verwitterung ausgesetzt waren. Die weicheren, dünneren Schichten wurden ausgewaschen und die mächtigeren Bänke haben sich über den klaffenden Schichtfugen zusammengeschlossen.

Die chemische Analyse der genannten Komponenten ist mit der komplexometrischen Methode ausgeführt worden (51, 102).

Da die Analysen nicht alle Komponenten betroffen haben, waren Summen unter 100% zu erwarten. Dagegen zeigte die Erfahrung, dass die Summe in einer recht grossen Zahl der Fälle 100% überschritt. Wir haben das zuerst durch die Annahme von Messfehlern zu erklären versucht. Da jedoch die Wiederholung der Messungen konsequent dieselben Werte ergab, müssen wir als Ursache der Fehler vermuten, dass die nachgewiesenen Komponenten nicht immer in der angenommenen chemischen Verbindung vorliegen. So ist z. B. ganz gewiss, dass das Gestein nicht Fe_2O_3 , sondern Eisenhydroxyd enthält. Da der Messfehler in erster Reihe bei Dolomiten auftritt, ist vermutlich ein Teil des in der Form $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ angegebenen Magnesiums in einer anderen Form, etwa in Tonmineralien zugegen. Laut der DTA-Ergebnisse ist das Tonmineral des unlöslichen Rückstandes Montmorillonit, wodurch unsere Auffassung bekräftigt zu werden scheint.

c) Ergebnisse der Materialanalysen

Wir wollen nun bei der systematischen Untersuchung der Veränderungen der lithologischen Eigenschaften die übereinander folgenden Schichten der Reihe nach von den ältesten Gliedern aufwärts betrachten. Im Gebirge ist das allgemeine Einfallen nördlich, weshalb die ältesten Glieder im Süden des Gebirges auftreten müssen. Das ist wahrhaftig der Fall, obzwar die Schichtenreihe durch streichende Brüche mehrfach gestört wird.

Die Dolomitserie

Das älteste Glied besteht aus Dolomit abwechslungsreicher Entwicklung. Es enthält folgende Typen:

1. *Hellbrauner, weiter oben rötlich gefärbter, löchriger Dolomit.* Die Löcher sind recht häufig und formen öfters eine feine Bänderung. Das Porenvolum des Gesteins beträgt 7,8 bis 10,2 Prozent. Die Bänke sind 80 bis 100 cm mächtig. Dieser Gesteinstyp wechselt sich mit den massigen Dolomitbänken des Typs Nr 2 ab. Die beiden Typen berühren sich entlang scharfer Grenzen ohne jeglicher Übergänge. Die Bänke lassen sich auf langen Strecken verfolgen, ohne Verjüngung, Verdickung oder Auskeilung zu zeigen. Die Korngrößenverteilung lässt sich nicht genau bestimmen, doch scheint die vorwiegende Klasse etwa vom Durchmesser von 0,05 mm zu sein. (S. 16. Fig. 2, a—b). Die Unregelmässigkeit der Hohlräume ist im Dünnschliff noch auffallender als makroskopisch. Die Schliffe zeigen keine Spur pflanzlicher Texturen. In den zur Schichtfläche normalen Schnitten wird eine feingebänderte Textur sichtbar (Fig. 2, a), die durch die regelmässige Verteilung der winzigen Hohlräume verursacht wird. Die schichtparallelen Schnitte (Fig. 2, b) zeigen eine unregelmässige Verteilung der Hohlräume. Die Entstehung der Hohlräume ist zur Zeit noch nicht geklärt. Eine Analyse der Möglichkeiten lässt zwar drei verschiedene Erklärungen zu, deren keine sich jedoch voll beweisen lässt.

a) Die Hohlräume sind entstanden durch die nachträgliche Auslösung von Kalkalgen-skeletonen, die die ursprünglichen Formen vollkommen zerstört hat. Jedoch konnten in keinem einzigen Schliffe Algenreste oder auch nur von weitem ähnliche Bildungen nachgewiesen werden. GY. VIGH (151), der als erster diese Erklärung für die Hohlraumbildung gab, konnte selber keine derartigen Reste finden. Eine Umkristallisierung der Algenreste kommt nicht in die Frage, da die sehr feinkristalline Grundmasse höchstens die Korngrösse der feinkörnigen chemischen Ausscheidungen erreicht.

Auch die schichtparallele Anordnung der Löcher spricht gegen eine biogenetische Entstehung. Diese Eigenschaft scheint vielmehr eine rhythmische Ausscheidung, chemische Periodizität anzudeuten. Die periodische Ausscheidung ist überhaupt recht kennzeichnend für die triassische Sedimentierung im Gerecsegebirge.

β) Es besteht die Möglichkeit, dass irgendein leichter lösliches Mineral (Kalzit, Gips, Steinsalz?) und Dolomit, bzw. der als Urmasse des Dolomits dienende Kalkschlamm sich rhythmisch abwechselnd ausschieden. Die Kristallgruppen konnten im ruhigen Wasser die eigenartigsten Formen aufnehmen: diese sind dann durch die weitere Ausscheidung von Kalkschlamm zugedeckt worden, und die Kristallbildung ging anderswo weiter. Es ist aber schwer zu verstehen, warum es überhaupt keine Spuren dieses leichter löslichen Kristalls mehr gibt, jedoch kommen solche weder in den bereits stärker verwitterten Proben der Felswände, noch in den frischen der Steinbruchshöfe vor. Andererseits ist in einem Gestein, wo Liegendes und Hangendes, und im ursprünglichen Zustand die Schicht selber auch wasserundurchlässig sind, sowieso keine intensivere Wanderung der Lösungen vorauszusetzen.

γ) Nebst der oben besprochenen rhythmischen chemischen Ausscheidung kann noch die *synsedimentäre Löchrigkeit* als am ehesten wahrscheinlich betrachtet werden. Eine derartige primäre Porosität ist uns in Süsswasserkalken, in direkt durch chemische Fällung entstandenen Gesteinen, bekannt. Eine Bedingung einer derartigen Löchrigkeit ist die Ausscheidung auf pflanzliche Organe, die später durch die vollkommene Verwesung der pflanzlichen Gewebe begleitet wird. Jedoch bleiben die pflanzlichen Formen und teilweise auch die Texturen durchwegs erkennbar, ob es sich auch um Stengeln oder Blätter handeln soll. Diese Erklärung führt im wesentlichen zum Punkt α) zurück. Eine andere Erklärung ist, dass in ganz seichtem Wasser auf der Oberfläche eine Kalkhaut zustandekommen konnte, die die Unregelmässigkeiten des am Boden ausgeschiedenen Kalkschlammes überbrücken und derart zur Bildung von Hohlräumen führen konnte. Meine Aufmerksamkeit ist durch einen der Opponenten meiner Kandidatenthese, F. HORUSITZKY, auf diesen Mechanismus gelenkt worden.

Es sei mir erlaubt, seine Opponentenkritik zu zitieren:

»Ein Teil der Verfasser bringt die Karbonatausscheidung aus dem Meereswasser mit der Wirkung von denitrifizierenden Bakterien in Zusammenhang. Die Ammoniumproduktion durch die Verwesung organischer Stoffe erhöht die Hydrogenion-Konzentration des Meereswassers, weswegen es zu Ausscheidung von Karbonaten kommt. Nach der Meinung gewisser Autoren ist diese Wirkung spezifisch mit den Lebensäusserungen von *Bacterium calcis* bzw. *Pseudomonas calcis* verbunden, wogegen nach anderen Verfassern zahlreiche verschiedene Bakterienarten fähig sind, im Falle einer hinreichend grossen Konzentration CaCO_3 aus dem Meereswasser auszufallen.

»Andere Verfasser ordnen die durch die Vermittlung von Bakterien stattfindende Ausscheidung von Karbonaten aus dem Meereswasser dem Zyklus des Schwefels zu (LEGENDRE 1938 und NASSEN 1928). Diese Auffassung ist neuestens durch die interessanten Aquarien-Experimente des Franzosen LALOU in 1955 (62) bewiesen worden:

»LALOU hielt rezenten Meeresschlamm im Aquarium längere Zeit hindurch unter Meereswasser, wobei er fand, dass das Wasser über dem Schlamm gar keine chemische Veränderung erlitt, und das Medium oxydativ blieb. Der Schlamm ist, wenigstens in der Nähe seiner Oberfläche, unter Verlust seiner dunklen Farbe verblichen. Die täglich gemessenen Werte des Sulfatgehaltes, der gelösten Oxygen- und Schwefelwasserstoffkonzentration sowie des p_{H} blieben im Wasser im wesentlichen unverändert. Wenn man dagegen dem Meereswasser über dem Schlamm irgendeinen leicht assimilierbaren Stoff, z. B. Glukose beigab, der zur Aktivierung des Stoffwechsels der Bakterien geeignet war, so unterfiel das Medium bald einer bedeutenden Veränderung. Auf der Oberfläche ist eine kristalline Haut erschienen, die sich mittels Röntgenanalyse als aus Kalzit, Aragonit und Dolomit bestehend erwies, in den Versuchsbedingungen entsprechend sich verändernden Verhältnissen. Diese Karbonatbildung ist durch das allmähliche und später gänzliche Verschwinden des gelösten Sulfatgehaltes begleitet worden, unter kräftiger Bildung von H_2S und der Aufzehrung des gelösten Sauerstoffs.

»Merkwürdigerweise fiel anfangs der p_{H} -Wert stark herab, was später durch eine allmähliche Zunahme abgelöst wurde.

»Kurz nach der ersten Ausscheidung begann auch die Migration des im Schlamm befindlichen Eisens. Auf der Oberfläche entstand vorerst eine irisierende, später ausgesprochen rötliche Haut, die später durch den sich entwickelnden Schwefelwasserstoff reduziert wurde. LALOU war nicht imstande, unter den gegebenen Bedingungen die Pyritstufe zu erreichen, sondern erhielt bloss ein sehr instabiles Eisenmonosulfid, das sofort reoxydiert wurde, sobald es aus dem reduzierenden Medium herauskam. Es ist der Mühe wert, diesen Prozess hier zu betonen, nicht nur wegen der in den Dolomiten so häufigen Assoziation Eisen-Karbonat, sondern auch weil in den fossilereen, für chemische Ausscheidungen gehaltenen Dolomiten es häufig Pseudomorphosen nach Pyrit gibt, jedoch der Pyrit aus der Verwesung höherer Organismen gerade wegen der Fossilereen nicht abzuleiten ist.

»Die bakterielle Tätigkeit greift die Sulfate des Meereswassers an und befreit dadurch die Kalzium- und Magnesium-Ionen. Der Stoffwechsel der Bakterien produziert reichliches Kohlendioxyd, das, wie wir gesehen haben, zur übergangsweisen Abnahme der p_{H} führt. Gleichzeitig gehen Kalzium und Magnesium in bikarbonatische Bindung. Am Kontakt Wasser—Luft nimmt die Tension des Kohlendioxyds ab und die Karbonate können sich ausscheiden.

»Die Zerstörung der Sulfate im Meere durch bakterielle Tätigkeit geht Hand in Hand mit der Substitution der Salze der Schwefelsäure als starker Säure durch Salze schwächerer Säuren unter einer entsprechenden Zunahme der Basizität. Das mag gleichfalls zu einer Ausscheidung von Karbonaten führen.

»Ich habe das Gefühl, dass in manchen Problemen der Geochemie unserer Triasdolomite diese bislang recht wenig beachteten Prozesse uns der Lösung näherführen werden können. Übrigens sind wir in der Lage, diese Experimente unter variablen Umständen, Druck- und Temperaturwerten, wiederholen zu können, und falls wir gleichzeitig in den ausgeschiedenen Karbonaten die Verschiebungen des Verhältnisses $\text{Ca} : \text{Mg}$ verfolgen könnten, würden wir eventuell die Zusammenhänge zwischen dieser Verschiebung und den Veränderungen der experimentellen Bedingungen finden,

die vielleicht die Zusammenhänge der Karbonatbildung mit den Veränderungen der Eigenschaften des Mediums und gewisse Erscheinungen der Rhythmizität erklären würden.«

Wir müssen auch bei unserem Gestein einen ähnlichen Prozess vorstellen. Diese Annahme wird auch dadurch unterstützt, dass die Oberfläche der sonst gleichmässigen Schichten immer ungleichmässiger wird, und endlich wahrhaftige kleine Auswüchse von Baumform aufweist, worüber im allgemeinen wieder eine durch eine mehr oder minder glatte untere Schichtfläche gekennzeichnete Schicht liegt. Anhand des etwas gröberen Kornes der Auswüchse kann diese Erscheinung durch die Abwechslung langsamerer Kristallbildung und rascherer chemischer Ausscheidung erklärt werden.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteintyps ist: 93,04% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 6,80% CaCO_3 , 3,14% Fe_2O_3 , 0,32% unlöslicher Rückstand.

2. *Hell- bis dunkelbrauner, harter massiver Dolomit.* Das Porenvolum beträgt 1,3%. Der Typ kommt meistens in Bänken von 60 bis 80 cm Mächtigkeit in den tieferen Horizonten des Dolomitkomplexes vor, mit mächtigeren Schichten vom Typ Nr. 1 abwechselnd.

Das Korn erscheint im Schlicke nicht so einheitlich wie dem unbewaffneten Auge (S. 17, Fig. 3). Die Korngrösse ist sehr fein, beträgt etwa 0,002 mm. In der Grundmasse liegen in unregelmässiger, wolkenartiger Anordnung Korngruppen von 0,01—0,02 mm Durchmesser. Die grösseren Körner bestehen aus wasserklarem Dolomit. Vereinzelt findet man winzige opake Gemengteile, wahrscheinlich Limonitwürfelchen.

Die chemische Zusammensetzung ist ziemlich homogen: 96,90% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 1,58% freies CaCO_3 , 2,39% Fe_2O_3 und 0,12% säureunlöslicher Rückstand. Das freie CaCO_3 liegt vermutlich in der Form von Kalzitkristallen an den Wänden der kleinen Hohlräume vor.

3. *Weisslicher, hellbrauner, brüchiger mittelkörniger Dolomit.* Enthält die Abdrücke von Myophorien und kleinen Gastropoden. Die Mächtigkeit der Bankung variiert zwischen 1 und 2 m. Dieser Typ ist eng verbunden mit dem löchrigen Dolomit Typ Nr 1, womit er sich in den höheren Lagen auch abwechselt. Jedoch sind die Löcher des Typs Nr. 3 anders, und können durch die Auslösung von in grösserer Zahl dagewesenen Schalen entstanden sein. Die Löcher sind nicht zusammenhängend, sondern treten in Gesteinsteilen von sonst massigem Gefüge auf; ihre Verteilung zeigt keinerlei Regelmässigkeit (S. 18, Abb. 4).

Das Gefüge besteht aus einem unregelmässigen Aggregat rundlicher Körner von 0,5, 0,3 und 0,2 mm Durchmesser (im Verhältnis 1 : 3 : 2). Vereinzelt sind durchsichtige Kalzitkristalle und kleinere Hohlräume sichtbar. Einige röhrenartigen »Fossilien« können vielleicht Kalkalgenreste sein. Die Masse des Gesteins könnte jedoch nicht biogenetisch, durch Algentätigkeit entstanden sein, auch wenn man eine nachträgliche Umkristallisation voraussetzt. Die Abrundung der Körner spricht gegen eine rein chemische Genese. Eine Entstehung durch sekundäre Umhäufung ist wahrscheinlich.

Chemische Zusammensetzung: Unsere Analyse ergab 100,28% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,14% Fe_2O_3 , 0,15% Säureunlösliches.

4. *Brauner Dolomit von körnigem Bruch.* Sehr hart und zäh; mit Stahl beschlagen funkensprühend.

Auch die Dünnschliffe zeigen ein einheitliches Gefüge (S. 18, Abb. 5). Körner von 0,03 und 0,1 mm Durchmesser liegen in einer Grundmasse von winzigen Körnchen unter 0,005 mm zersprengt. Die Einsprenglinge sind undurchsichtig. Das Porenvolum beträgt 0,3%.

Die ausserordentliche Härte des Gesteins erfordert noch besondere Untersuchungen. Die Bruchfestigkeit beträgt 2500 kg/cm², also ist sie der der Basalte nahestehend. Diese hohe Festigkeit wird durch die chemische Zusammensetzung nicht begründet. Die Ergebnisse einer vollständigen Analyse stehen in Tabelle I auf Seite 18, 19. Die Härte wird auch durch Textur und Korngrösse nicht erklärt. Die Klärung der Frage, von welchen Faktoren die Festigkeit der Dolomite im allgemeinen abhängt, bedarf besonderer Untersuchungen.

5. *Hellbrauner, ausserordentlich spröder, leicht brüchiger, folglich zu Grusbildung neigender Dolomit.* An der Nordwestflanke des Nagybaglyas-Berges kann der Zerfall einer 80—100 cm mächtigen Dolomitbank von Typ Nr. 5 zum Grus einwandfrei beobachtet werden, wogegen die liegende und hangende Schicht noch ganz massiv sind. Hier und an mehreren anderen Stellen sieht man die

Abwechslung mit gebändertlöchrigen (Typ Nr. 1) und Abdrücke führenden (Typ Nr. 3) Dolomitbänken. Der Zerfall zum Grus tritt fast überall auf.

Im Dünnschliff ist das Gefüge durch zersprengte Körner von 0,03—0,04 mm Durchmesser in einer sehr feinen Grundmasse gekennzeichnet. Ein Unterschied gegenüber Typ Nr. 4 ist jedoch, dass hier durchsichtige und undurchsichtige Körner unregelmässig, in wolkenartigen Haufen nebeneinander vorkommen.

Wir haben eine Zusammensetzung von 100,19% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,08% Fe_2O_3 , und 0,14% unlöslichem Rückstand bestimmen können.

6. *Roter, löchriger Dolomit*. Die Wände der Hohlräume sind häufig durch winzige Kalzitkristalle bewachsen. Das Gestein ist gleichmässig feinkörnig, an frischen Bruchflächen rosa-hellbraun getönt, jedoch häuft sich das Ferrioxyd an den Wänden der Hohlräume bzw. entlang der dichten, geschlossenen Klüfte an und verleiht dem Gestein einen rötlichen Eindruck. Die Hohlräume sind von völlig unregelmässiger Form und Verteilung, und hängen miteinander nicht zusammen. Stellenweise treten auch röhrenartige Poren auf. Das Porenvolum variiert zwischen 5,2 und 7,1%, es ist daher kleiner als bei Typ Nr. 1, obwohl die einzelnen Hohlräume viel grösser sind. Jedoch ist das Gestein um die Hohlräume massiv und die Zahl der Hohlräume ist viel kleiner, und dadurch wird der Unterschied verständlich. Typ Nr. 6 kommt oberhalb des Komplexes hellbrauner, rotgebänderter Dolomitbänke (Typ Nr. 1) vor und wechselt mit massiven, feinkörnigen, hellbraunen, mächtigeren Dolomitbänken höherer Kristallinität (Typ Nr. 3) ab.

In den Dünnschliffen sieht man, dass das Gestein in der Nähe der Hohlräume keinerlei textuelle Veränderung aufweist. Es besitzt eine recht grosse Festigkeit. Das beruht auf dem einheitlichen Gefüge. Es kommen nämlich in einer überaus feinkörnigen Grundmasse durchsichtige Körner von 0,1 bis 0,15 mm Durchmesser zerstreut vor (S. 19, Abb. 6). Die Färbungsproben haben erwiesen, dass diese Körner, denen der Grundmasse ähnlich, aus Dolomit bestehen. Der grössere CaCO_3 -Gehalt des Gesteins rührt von den winzigen, den Wänden der Hohlräume anhaftenden Kalzitrhomboedern her. Für die Löchrigkeit haben wir bisher noch keine Erklärung gefunden. Mit dem hellbraun-rötlichen, löchrigen Dolomit Typ Nr. 1 lässt sich das Gestein in dieser Hinsicht nicht vergleichen, da diese grossen Hohlräume nur durch nachträgliche Auslösung entstanden sein können. Diese Auslösung musste jedoch durch eine syngenetische Eigenschaft des Gefüges bedingt werden. Die chemische Analyse ergab 99,65% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 2,42% Fe_2O_3 und 0,18% Unlösliches.

7a. *Weiss-hellbraun gebänderter, löchriger, sehr harter Dolomit, abwechselnd mit massiven, feinkörnigen Dolomitschichten*. Die Schichtmächtigkeit beträgt 40—60 cm. Vom Typ Nr. 1 unterscheidet sich das Gestein nicht nur in der Farbe, sondern auch in dem Umstand, dass die Bänderung neben einer mehr oder minder parallelen Anordnung der Löcher aus der Abwechslung von lichterem, weniger durchscheinenden mergeligen (?) und kristallinen, durchscheinenderen, bräunlicheren Schichten von 0,5—1,0 mm Mächtigkeit besteht. Die Löcher werden von diesen Schichtchen umgeben. An den Wänden der Hohlräume sitzen winzige Kalzit-Rhomboeder, die die Löcher z. T. auch vollkommen ausfüllen. Das Porenvolum beträgt 8,9%.

Das mikroskopische Bild (S. 20, Abb. 7a) weicht auch bedeutend von dem des Typs Nr. 1 ab, obwohl die Bänderung den beiden Gesteinen eine gewisse makroskopische Ähnlichkeit verleiht. Im Gefüge nehmen Körner von 0,1, 0,3, 0,6 bzw. 1,0 mm im Verhältnis 9 : 16 : 4 : 1 teil. Die einzelnen Körner bestehen selber aus Körnchen von 0,03 mm oder noch kleinerem Durchmesser, und sind in einer Grundmasse von ähnlicher Korngrösse eingebettet. Diese Textur weist darauf hin, dass wir hier mit einer Abwechslung von chemisch ausgeschiedenen Schichtchen welliger Oberfläche und von authigenetisch-detritischen Schichtchen zu tun haben; inzwischen sind Hohlräume, entlang der Schichtebene gedehnte Fugen entstanden.

Die chemische Analyse ergab 97,90% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 1,65 freies CaCO_3 , 1,51% Fe_2O_3 und 0,15% Unlösliches.

7b. *Weiss-hellbraun gebänderter massiver Dolomit*. Er ist dem vorangehenden Typ ähnlich, entwickelt sich daraus und hat damit Übergänge aller Art gemeinsam (S. 20, Abb. 7b). Das Gestein besteht aus der Abwechslung von weissen und hellbraunen, welligen Schichten. Es ist überaus hart.

Vom Typ No. 7a unterscheidet es sich hauptsächlich darin, dass es massiv ist, nur vereinzelte Poren und Hohlräume enthält. Nebst den im ganzen Dolomitkomplex systematisch wiederkehrenden massiven, hellbraunen Dolomitschichten (Typ Nr. 2) wird dieser Typ durch massive, schneeweisse, körnige, doch sehr harte Bänke begleitet (Typ Nr. 8), die in den oberen Horizonten die Alleinherrschaft erlangen.

Die chemische Zusammensetzung ist 92,75% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 2,18% CaCO_3 , 1,26% Fe_2O_3 und 0,30% Unlösliches. Die Abweichung von 100% ist die Folge einer Verkieselung. Eine entsprechende chemische Analyse hat nämlich 2,1% Kieselsäure im Gestein nachgewiesen. Ein kleiner Teil davon stammt aus den Tonmineralien des unlöslichen Rückstandes her, wogegen der überwiegende Teil zweifellos in bindemittelartiger Anordnung als Kolloid bzw. freie Kieselsäure zugegen ist, wodurch die ausserordentliche Härte des Gesteins begründet wird. Wir waren bestrebt den Kiesel auch mikroskopisch nachzuweisen, jedoch konnte seine Anwesenheit optisch nicht mit Gewissheit demonstriert werden.

8. *Schneeweisser, massiver, körniger Dolomit mit charakteristischer kaolinweisser Verwitterungskruste.* Er kommt im allgemeinen in dünnen, 20—30 cm mächtigen Bänken vor. Einzelne Schichten dieses Typs liegen zwischen mächtigeren Bänken von hellbraunem, gewöhnlichem Dolomit (Typ Nr. 2). Das Gestein ist sehr hart, kaum zu brechen, schwer zu formen. Das Porenvolum ist trotz des massiven Aussehens recht gross, 4,0%. Das ergibt sich aus sehr kleinen, miteinander wohlverbundenen Poren.

Das Dünnschliffbild kann recht mannigfaltig sein (S. 21, Abb. 8a, 8b) obwohl das Gestein makroskopisch überaus kennzeichnend und mit keinem anderen Gesteinstyp zu verwechseln ist. Die sehr feinen Körner stehen in dichter Packung und die verschiedenen Varianten enthalten winzige Körner, feiner als die Grundmasse, in Knoten, Schichten oder engmaschigen Netzen. In gewissen Arten treten auch gleichmässig zersprengte grössere Körner auf. Den jüngeren Gliedern der Schichtenfolge entgegen nimmt die Grösse wie auch die Zahl der Einsprenglinge zu (von 0,05 zu 0,1 und sogar 0,2 mm). Das Gestein ist für den oberen Teil des Dolomitkomplexes sehr kennzeichnend und kehrt im unteren Teil des Kalksteinkomplexes auch in einigen Bänken wieder. Allem Anschein nach ist es eine rein chemische Bildung.

Die chemische Analyse ergab 100,89% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,06% Fe_2O_3 und 0,16% Unlösliches.

Kalksteinserie mit Dolomitbänken

9. *Kalksteinkomplex mit Dolomitbänken.* An der Grenze des Dolomit- und Kalksteinkomplexes tritt an den meisten Stellen ein massiver Kalkstein von einheitlichem Korn und lebhafter, an Wildrosen erinnernder Farbe auf. Er ist zu einem bestimmten Horizont gebunden, kann jedoch in keinem der Aufschlüsse anstehend beobachtet werden.

Das Dünnschliffbild deutet eine Genese durch chemische Ausscheidung an. Die Grundmasse besteht aus Körnern von 0,1—0,3 mm Durchmesser. Darin liegen bald sich verjüngende, bald mächtiger werdende Aggregate unregelmässiger, Hohlraumausfüllungen ähnlicher Körner von 0,7 mm Durchmesser. Diese Aggregate formen verzweigende schräge und gerade Reihen, die im Dünnschliff als Spuren einer Schichtung erscheinen. Makroskopisch ist diese Eigenschaft nicht zu sehen.

Die chemische Zusammensetzung ist 99,64% CaCO_3 , 0,38% Fe_2O_3 und 0,32% Unlösliches. Das Porenvolum ist der Kristallinität entsprechend gross, 1,6%.

10. *Schneeweisser, massiver Kalkstein.* Diesen Typ pflegt man als die charakteristische Entwicklung des Dachsteinkalkes zu bezeichnen. Er ist mit dem Dachsteinkalktyp des Budaer Gebirges vollkommen identisch und kann damit auch stratigraphisch parallelisiert werden. Er ist einer der Vertreter der Norstufe, mit mergeligen, etwas dolomitischen Bänken abwechselnd (Typen No 11, 12, 14), die jedoch aus dem Budaer Gebirge unbekannt sind. Nebst den gelblichen, aber ebenso massiven mikrokristallinen dolomitischen Kalksteinbänken (Typ Nr. 14) kommen weiter oben kennzeichnende mergelige, bituminöse, weisse, braungebänderte dolomitische Kalksteine als Einschaltungen vor (Typen Nr. 11 und 12).

Dieser weisse Kalkstein ist im Süden und Südwesten des Gebirges einschliesslich bis zu den höchsten Triasgliedern der wichtigste Gesteinstyp des Kalksteinkomplexes, dessen einzelne Horizonte sich nur in den Eigenschaften der Einschaltungen unterscheiden.

Die tieferen Horizonte sind im allgemeinen dünner-, die höheren dicker-banking, mit Mächtigkeiten von 1—3 m.

Im Dünnschliffbild sieht man vorwiegend gleichmässig verteilte Körner von 0,05 mm Grösse. Es gibt jedoch Arten, in denen in dieser feinen Grundmasse Kalzitkristalle von 0,2 mm eingebettet vorkommen. Das Porenvolum beträgt hier 0,4%. In diesem Gestein gibt es bereits fossilienähnliche Spuren, hauptsächlich Querschnitte von winzigen Korallen von kaum 1—2 mm Durchmesser (S. 22, Fig. 9). In einigen Bänken können auch Querschnitte von Brachiopodenschalen erkannt werden (S. 22, Abb. 10).

Die chemische Zusammensetzung ist überaus wechselvoll. Das Gestein enthält in den tieferen Horizonten mehr, weiter oben immer weniger Mg.

In Tabelle II, S. 23, teilen wir die Analysenergebnisse mehrerer Proben mit.

Der weisse Kalkstein der tieferen Horizonte wechselt sich mit dolomitischen Kalksteinbänken von ähnlichem Gefüge und mikroskopischem Aussehen, jedoch von gelblicherer Farbe ab. Diese können auch makroskopisch anhand ihrer gelblicheren Farbe unterschieden werden. Ihre chemische Analyse zeigt einen viel grösseren Reichtum an Dolomit, wie das aus Tabelle III auf Seite 23 ersichtlich ist (Analysenergebnisse der Proben aus dem Steinbruch in den unteren Weingärten bei Héreg).

Eine besondere Gesteinsart muss hier erwähnt werden, die nur in einer einzigen Bank an der Südflanke des Herkályosberges, zwischen weissen Kalksteinbänken lagernd, vorgefunden worden ist. In diesem Komplex, besonders in seinen höheren Teilen sind die biogenetischen Einschaltungen bereits recht häufig. Diese Schicht besteht auch fast ausschliesslich aus Brachiopodenschalen. Die unversehrten, überhaupt nicht zerbrochenen Schalen zeigen im Dünnschliff die Schalenstruktur sehr schön; auch die Armgerüste sind unversehrt. Die Brachiopoden waren kleine Exemplare von 0,5 cm Grösse; sie kommen in Schnitten aller möglichen Lagen vor (S. 22, Abb. 10).

11. *Feingebänderter, mergeliger, bituminösdolomitischer Kalkstein.* Er ist weissen und gelblichen Kalkstein- und dolomitischen Kalksteinbänken zwischengeschaltet. In diesem Typ wechseln sich sehr feine, in parallelen Bändern angeordnete, 1—2, höchstens 3 mm dicke, graue bituminöse Schichtchen mit dünneren weissen Bändern von 0,5—1 mm Mächtigkeit ab. Die Bänke sind 10—30 cm mächtig, im unteren und oberen Drittel regelmässig abwechselnd gebändert. Im mittleren Drittel nimmt jedoch das weisse Material an Menge zu, es schalten sich gewellte Schichtchen mit Gruppen von Kalzitkörnern dazwischen, und endlich wird die Mitte fast ausschliesslich vom bitumenfreien weissen Stoff aufgebaut. In dieser Zone werden auch die Körner grösser, und die Bänderung wird ganz verschwommen. Das Porenvolum beträgt 5,2 bis 3,1%. Die Färbung der polierten Oberfläche mit der Lembergschen Lösung macht die Abwechslung von kalkigeren und dolomitischen Schichten sichtbar.

Das Dünnschliffbild der randlichen und mittleren Teile ist recht verschieden. Die Bänderung der randlichen Teile ist gut zu erkennen (S. 25, Abb. 11a). Die einzelnen, sehr dünnen Schichtchen sind häufig gebrochen und an der Bruchstelle etwas geknickt. Diese Unstetigkeit greift auf die begrenzenden Schichten nicht über. (Abb. 11b). Diese Erscheinung erhellt die Entstehung des Gesteines. Weiche, sich langsam verfestigende bituminöse Kalkschlammschichten und reinere, sich sofort verhärtende Kalkplättchen haben sich am Meeresboden abwechselnd abgelagert. Oberhalb der weicheren Kalkschlammschicht erlitt das Kalkplättchen einen Sprung und presste sich häufig in das weichere Liegende hinein. Die nächste weiche Schicht folgte in ihrer Ablagerung der Krümmung der vorangehenden Platte, wobei der Bruch natürlich in dieser Schicht nicht mehr weiterging. Es kann oft beobachtet werden, dass eine ganze Reihe der die härteren Kalkplättchen vertretenden weissen Schichten übereinander, mit kleinen Verschiebungen gebrochen ist. Das folgt daraus, dass die Kalkplatte immer dort sprang, wo sie nicht mit ihrer ganzen, oder wenigstens einer grossen Oberfläche der Unterlage auflag. Und wo bereits infolge der ersten Knickung oder aus anderem Grunde eine Biegung zustandekam, konnte die nächste Platte nur an zwei Punkten aufliegen. Infolge dieser Lage zerbrach sie bei der kleinsten Belastung, aber vielleicht auch schon unter dem eigenen Gewicht. In weniger porösen,

massiveren Gesteinen kommen im strömenden Wasser auf ähnlicher Weise die aus der Literatur allgemein bekannten authigenetisch-plattigen Brekzien auch im offenen Meere zustande (15, 16, 103—105, 112).

In den zentralen Teilen der Schichten dieses Gesteinstyps ist das Gefüge ganz anders (S. 25, Abb. 11c). Das feinkörnige Material formt unregelmässige Aggregate von stark zerfranstem Rand. Diese werden von einem noch feinerkörnigen, undurchsichtigen, zerfetzten Saum umgeben. Der Raum zwischen den derart entstandenen Aggregaten wird durch Kalzitkristallgruppen ausgefüllt.

Dieser Gesteinstyp tritt in mehreren Bänken auf, deren chemische Zusammensetzung in den einzelnen Schichtenreihen in ansteigender Reihenfolge in Tabelle IV, S. 24, angegeben wird.

Dieser Typ hat eine weisse, weniger mergelige Abart, die sich bloss darin vom anderen unterscheidet, dass sie weniger Unlösliches enthält, reiner und massiver ist. Das Porenvolum beträgt bei dieser Abart nur 0,94%. Die untere und obere Randzonen der Schichten sind auch hier etwas mergeliger.

Zwischen den beiden Abarten gibt es im Dünnschliff keine Gefügenunterschiede, bloss ist die letztgenannte etwas durchscheinender (S. 25, Abb. 11d).

12. *Dünne Bänke von dünnplattigem kalkigem Dolomit.* Die einzelnen Plättchen sind von gelblicher Farbe, mergeligem Aussehen und feiner Schichtung. Die Schichtung ergibt sich aus der parallelen Anordnung von Reihen von Kalzitkristallen. Die einzelnen Plattenpakete sind höchstens 20—30 cm dick. Das Porenvolum ist 6,6%.

Im Dünnschliff werden in einer löchrigen, sehr feinkörnigen Grundmasse rundliche oder rhomboedrische Kriställchen von 0,2—0,5 mm Durchmesser sichtbar. Diese winzigen Kristalle, sind in gewissen Bändern dicht nebeneinander, in anderen dagegen ganz locker zerstreut. Manchmal verschmelzen sie sich zu grösseren unregelmässigen Aggregaten, jedoch sind auch diese zu Schichten geordnet (S. 26, Abb. 12). Dadurch kam die feinere Bänderung innerhalb der einzelnen Plättchen zustande. Die einzelnen Plättchen sind 0,5—2 cm dick und enthalten 4—5 feinere Bänder. Die chemische Zusammensetzung ist zu 77,74% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 18,98% CaCO_3 , 1,30% Fe_2O_3 und 0,52% unlöslichem Rückstand bestimmt worden.

13. *Weisser grobkristalliner kalkiger bankiger Dolomit.* Kommt in den mittleren Horizonten des Kalksteinkomplexes an mehreren Stellen vor. Das Gestein hat das Aussehen eines Dolomitmarmors. Die Kristalle konnten jedoch unmöglich infolge eines hohen Druckes so gross gewachsen sein, da das äusserst feinkörnige ursprüngliche Gefüge der anliegenden Kalkbänke erhalten blieb. Das Gestein tritt nur an wenigen Stellen auf, deshalb konnte es trotz seiner Eigentümlichkeit bislang noch nicht als Leitschicht angewandt werden. Im Dünnschliff erkennt man grössere Körner von 0,3—0,7 mm Durchmesser in einer Grundmasse von 0,1—0,2 mm Korngrösse. Zum Teil sind es durchsichtige Rhomboeder, der Rest besteht aus weissen, jedoch undurchsichtigen rundlichen Körnern (S. 26, Abb. 13). Diese sind Ooiden ähnlich, obwohl sie keine Struktur zeigen. Die Ooide kommen in Gruppen und Nestern vor. Möglicherweise sind sie jedoch keine Ooide, sondern Körner von Kalkstein- bzw. Dolomitsand. Andere Teile dieser Gesteinsart bestehen aus winzigen, einheitlichen Kristallkörnern.

Die chemische Analyse ergab 84,97% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 14,78% CaCO_3 , 0,75% Fe_2O_3 und 0,04% Unlösliches. Das Porenvolum ist 1,6%.

14. *Dickplattiger mergelig-dolomitischer Kalkstein.* Er besteht aus dickeren Platten und auch die Schichtmächtigkeit ist grösser, bis 1 m. Die Platten sind 2—3, höchstens 5 cm dick. Innerhalb der Platten ist eine feinere Schichtung kaum oder garnicht sichtbar. An den Plattenflächen und in den Schichtfugen tritt eine weisse tonige Verwitterungskruste auf. Weiterhin ist an den Schichtflächen auch ein weisser, kalkiger Überzug häufig.

Dieser Typ kommt im allgemeinen in den oberen Horizonten des norischen Komplexes in der Form von dünnen Einschaltungen im kristallinen, weissen, harten Dolomit vor (Typ Nr. 13). Er löst in der Schichtenfolge den gebänderten, mergeligen Typ Nr. 11 ab: weiter oben bleibt er aus und wird durch rötlichen, weissen, Kalzitbänder führenden Kalkstein ersetzt.

Im Dünnschliff sind in der äusserst feinkörnigen Grundmasse zersprengte Körner von 0,06—0,08 mm Durchmesser sichtbar (S. 27, Abb. 14). Lokal treten dunklere Wolken auf, deren Textur jedoch der Grundmasse identisch ist. Eine gewisse feine Schichtung wird dadurch indiziert, dass

diese Wolken durchwegs in einer Richtung gedehnt sind und dass ihre lange Achsen parallel liegen. Jedoch ist diese Erscheinung makroskopisch unsichtbar, so scheinen die einzelnen Platten homogen zu sein.

In der chemischen Zusammensetzung spielt das Mg noch immer eine Rolle, jedoch in viel kleinerer Masse, als das bei den mergeligen Einschaltungen der tieferen Horizonte der Fall war. Die Zusammensetzung beträgt 85,16% CaCO_3 , 6,63% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,17% Fe_2O_3 , und 8% Unlösliches.

Kalksteinkomplex

15. *Hellgrauer, massiver mikrokristalliner Kalkstein*. Er ist ziemlich spröde, deshalb häufig zermürbt, von feinen Rissen durchzogen, die durch Kalzitadern ausgefüllt werden. In die massive, dem unbewaffneten Auge homogen erscheinende Grundmasse sind winzige, 0,5—0,2 mm grosse Kalzitkristallen eingebettet. Dieser Typ macht den grössten Teil der in die Rhätstufe gehörenden Kalksteinserie aus. Die Folge seiner 0 bis 200 cm mächtigen Bänke wird nur vereinzelt durch dünnere Bänke von abweichendem Gefüge und Eigenschaften unterbrochen. Von SW gegen NO lässt sich in diesem Komplex eine fazielle Änderung nachweisen. Im SW ist der Kalk rein und hell, und geht nach NO allmählich in dunklere, an Unlöslichen und Bitumen immer reichere Arten über. Mikroskopisch wäre er in viele Einzeltypen einzuteilen da jedoch deren Erkennung und Identifizierung makroskopisch nicht mit Gewissheit vorgenommen werden kann, hat diese feinere Gliederung keinen Sinn. Der Komplex ist in erster Reihe dadurch gekennzeichnet, dass aufwärts die oolithischen und kalkalgenführenden Schichten häufiger werden und vielerlei dünnbankige Einschaltungen führen. Nach Typ Nr. 21 weist unser Typ alle möglichen Übergänge auf. Die im folgenden zu beschreibenden Arten sind alle Einschaltungen des Typs Nr. 15.

Das Dünnschliffbild ist überaus mannigfaltig. Es gibt äusserst feinkörnige Abarten, bei denen die Masse des Gesteins aus 0,001 mm grossen Körnern besteht, und nur vereinzelt einige grössere Kalzitkugeln, oder unregelmässige Kristallgruppen (S. 28, Fig. 15a) enthält. In einer anderen Abart spielen Kalzitkörner von 0,1—0,2 mm und grössere Hohlraumausfüllungen von 1—2 mm bereits eine wesentlichere Rolle. Hier melden sich schon Schalenbruchstücke und stellenweise auch Ooide (S. 28, Abb. 15b).

In der dritten Abart werden die Ooide überwiegend; ihre Durchmesser sind im Durchschnitt 0,1—0,2 mm. Bivalvenschalentrümmer sind auch häufig. (S. 28, Abb. 15c). Die Megalodontenfauna der oberen Horizonte kommt immer in diesem Typ vor. Endlich treten bereits Ooide von 2—3 mm Grösse auf, zwischen denen häufig auch Triasinen zu sehen sind (S. 28, Abb. 15d).

Diese Typen sind untereinander recht verschieden, können aber doch nicht unterschieden werden; teils weil makroskopisch nur die extremen Typen erkannt werden können, die Übergänge dagegen nicht, und teils weil diese Typen auch innerhalb einer und derselben Schicht auftreten, einander linsenartig, unregelmässig ablösen und ersetzen.

Im allgemeinen kann nur soviel festgestellt werden, dass in den tieferen Horizonten die erste Abart vorwiegt, wogegen weiter oben allmählich die übrigen Varietäten die Oberhand erlangen.

Die chemische Zusammensetzung des Typs ist trotz des variablen Gefüges einheitlich. Es besteht aus fast reinem Kalk. Das Gestein enthält niemals Mg; der Eisengehalt liegt meistens unter 0,5%, und der unlösliche Rückstand erreicht auch nur selten 1%, im allgemeinen ist er um 0,5%. Die meisten Proben gehören zu diesem Typ (S. Tabelle V, Seite 29).

16. *Gelb-rot gebänderter, dolomitischer Kalkstein mit Hohlraumausfüllungen aus Kalzit*. In einer gelblichen oder schwach rötlich getönten mergeligen Grundmasse von schaligem Bruch liegen dünne (0,5 mm), wellige, stellenweise zu Hohlraumausfüllungen geballte Kalzitschichten in einer Dichte von 1—2 mm. Das Gestein ist an vielen Stellen brekziös, äusserst spröde, leicht zu zerschlagen. Es kommt in der Form von Schichten von 10—20 cm Mächtigkeit zwischen 1—2 m mächtigen Bänken vor, jedoch wiederholt es sich recht selten; bislang konnten in einem Profil nicht mehr als vier solche Schichten nachgewiesen werden. Das Dünnschliffbild zeigt der makroskopischen Beobachtung gegenüber nicht viel neues. (S. 30, Abb. 16a). Es ist ein aus feinkörnigen Kristallaggregaten bestehendes,

welliges, zellular anmutendes Gerüst von ungleichmässiger Oberfläche sichtbar, dessen Hohlräume durch wasserklaren Kalzit von grösserem Durchmesser (1—0,5 mm) ausgefüllt werden. Das Porenvolum beträgt 2,5%.

Die Entstehung dieses Gesteines wirft dasselbe Problem auf, wie die des löchrig-gebänderten Dolomits. Der Unterschied besteht darin, dass die Löcher im Dolomit vollkommen leer, jedoch jene des betreffenden Kalksteines durch Kalzit voll ausgefüllt sind. Diese Füllung ist jedoch vermutlich sekundär. Wenn sie eine synsedimentäre Bildung wäre, könnten sich die beiden Stoffe nicht so scharf gegeneinander abgrenzen. Unter den wasserklaren Kalzitkörnern sollten hier und da wenigstens einige massivere, undurchsichtige Kristallaggregate auftreten. Die Erfahrung lehrt jedoch, dass die gefärbte undurchsichtige Grundmasse ein wahrhaftiges Gerüst bildet, das ausschliesslich aus diesem einzigen Stoff besteht; in den wasserklaren Kalzitadern kommen jedoch keine schwebenden Fetzen dieses Stoffes vor.

Andererseits stimmt das Kalzitmaterial mit dem des die Risse ausfüllenden Kalzits in allen Einzelheiten, selbst in der für die Geschwindigkeit und physiko-chemischen Bedingungen der Ausscheidung kennzeichnenden Korngrösse überein.

Es gibt auch Abarten, in denen in der primären gelb-roten Grundmasse nur kleinere, unregelmässige, spitzenartig verzierte Hohlräume dableiben. Die Schichtung besteht bloss in der Parallelität der langen Achsen der kleinen Hohlräume (S. 30, Abb. 16b). Diese Abarten treten öfters auch innerhalb einer und derselben Schicht auf, häufig besteht das Innere der Schichten aus der zweiten Abart, wogegen die Ränder das geschichtet-gebänderte Gefüge der ersten Abart aufweisen.

Die chemische Analyse einer Probe vom Kalvarienhügel zu Tata ergab 84,71% CaCO_3 , 15,89% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, 0,68% Fe_2O_3 , und 0,31% Unlösliches.

17. *Rot-grau gebänderter, massiver, muschelrig brechender Kalkstein.* In der roten Grundmasse liegen mehr oder minder parallele dünne graue Bänder. Unten berührt das rote Sediment mit einer scharfen Grenze das graue Material, wogegen nach oben ein kontinuierlicher Übergang zwischen den beiden zu beobachten ist. Die Grenzen gegenüber den anliegenden Schichten sind auch scharf.

Im Dünnschliff sind die Schichtengrenzen im allgemeinen schärfer zu sehen. Ganz dünne Schichten von einheitlichem Material und sehr feiner Korngrösse (kleiner als 0,002 mm) wechseln mit gröberen, 0,2—0,3—0,7 mm grossen Einsprenglingen im Verhältnis 1 : 10 : 2 : ab (S. 31, Abb. 17a).

Das Porenvolum ist, dem massiven Gefüge und dem feinen Korn entsprechend, recht klein, 0,3%.

Die einzelnen Schichten weisen einen gewissen Unterschied in der Tönung auf, die gröberkörnigen sind meistens heller als die feinerkörnigen.

Das Gestein ist sehr spröde, zur Bildung authigenetischer Brekzien geeignet (S. 31, Abb. 17b). Diese Brekzienbildung lässt sich auch makroskopisch gut beobachten. Es müssen hier jedoch zwei Prozesse unterschieden werden; der eine ist die nachträgliche, tektonische Brekzienbildung, die grössere Formen zustandebrachte. Bei diesem sind die Serien dünner Schichten entlang sichtbarer, nachträglich durch Kalzit ausgefüllter Bruchlein verschoben. Jedoch greifen diese Brüche auf die Hangenden und liegenden Schichten nicht über, folglich werden sie durch die Inkompetenz des Gesteins bedingt. Im gleichen Gestein fand jedoch auch eine synsedimentäre authigenetische Brekzienbildung statt. Unter den sehr dünnen Schichten sind nämlich solche zu finden, die zwischen vollkommen ungestörtem Liegenden und Hangenden aus zertrümmerten Kalkplättchen und dem um ihnen abgelagerten feinen Kalkschlamm bestehen. Die Zeit dieser Brekzienbildung kann jedenfalls in der Zeitspanne zwischen der Bildung des Liegenden und Hangenden festgesetzt werden (S. 31, Abb. 17b*.)

Die syngenetische Aufarbeitung der frisch entstandenen Kalkschichten ist in den Obertriassschichten sowieso eine häufige, in mehreren Horizonten beobachtbare Erscheinung (139, 140).

Die chemische Zusammensetzung ist 98,73% CaCO_3 , 0,69% Fe_2O_3 und 1,20% Unlösliches. Mg ist abwesend.

18. *Roter, etwas weissgefleckter Kalkstein mit Kristallkörnern, dessen oberer Teil in einen Kalkarenit von violett getönter Grundmasse mit schwarzen Einsprenglingen übergeht.* Der Typ ist eine

Abart der gleichfalls schwarzen Kalksteindetritus enthaltenden Brekzien (Typ Nr. 19), deren Fazies diese Art sein dürfte.

Im Dünnschliff lässt sich zwischen den schwarzen Körnern und der Grundmasse kein besonderer Unterschied feststellen. Die Körner sind etwas dunkler; die kantigen Körner sind dunkel umrandet. Das Gestein ist ziemlich massiv. Das Porenvolum ist 0,50%.

Das Gestein enthält häufig Triasinen von 0,5—1 mm Durchmesser. Sie sind spiral aufgerollte Arten, deren Gliederung in Kammern wohl sichtbar ist. Es können sogar zwei Arten erkannt werden: die eine hat weniger aber grössere Kammern (S. 32, Abb. 18a, 1, 2, 7), die andere zahlreiche winzige (S. 32, 18b, 4, 5, 6, 10, 11). Auch die Spuren von Korallen können in der Grundmasse in den Schliffen erkannt werden (S. 32, Abb. 18b, 8). Im allgemeinen sind in dieser Schicht die organischen Reste bereits häufiger. Auch kalkalgenverdächtige Bruchstücke (S. 32, Abb. 18b, 9) melden sich. Das Gestein ist ein reiner Kalkstein, ohne Mg. In der Zusammensetzung nimmt 99,15% CaCO_3 , 1,21% Fe_2O_3 und 0,73% Unlösliches Teil.

19. *Kalksteinbrekzie mit schwarzen Einsprenglingen und roter Grundmasse.* Dies ist ein äusserst kennzeichnender, weitverbreiteter Typ. Er kann selbst im Budaer- und Pilisgebirge verfolgt werden. In einer weissen oder roten Grundmasse liegen kantige schwarze bituminöse Kalksteinkörner von 0,5—3 cm Durchmesser. Das Gestein ist massiv und recht spröd. Das Porenvolum beträgt 1,09%. Die schwarzen Körner werden von einer weissen Kalzithülle und erst dann von weissem Bindemittel umgeben. In einigen Schichten ist jedoch auch das weisse Gestein zerbrochen, von brekziösem Gefüge. Die Körner sind gleichfalls von einer dünnen Kalzithülle umgeben. (S. 33, Abb. 19). Die Fugen zwischen den Körnern werden durch ein rosa, massives Material von muscheligen Bruch ausgefüllt. Dieses rosa Bindemittel ist dem unterliassischen Kalkstein sehr ähnlich. Es ist mit ihm jedoch nicht identisch, da einerseits selbst heute noch wenigstens 30 m Hangendschichten zwischen dieser Entwicklung und dem Jura liegen, und andererseits die Dünnschliffe keine, für die Juragesteine sonst überaus kennzeichnenden biogenetischen Elemente zeigen. — Eine schwarzkörnige Brekzie tritt auch in den tieferen Horizonten auf, jedoch in einer etwas verschiedenen Entwicklung. Die Grundmasse ist nämlich dort ein roter Mergel von dunkelviolettem Stich, in welchem zerstreut Trümmer von 3—4 mm Durchmesser eingebettet liegen.

In ihrer chemischen Zusammensetzung sind die schwarzen Körner und die weisse Grundmasse unter sich nicht allzu verschieden. In den Einsprenglingen ist bloss die Menge des Eisens bzw. des unlöslichen Rückstandes etwas grösser (S. Tabelle VI, S. 32).

Da die Entstehung einer derartigen Kalksteinbrekzie in einer offeneren marinen Fazies unwahrscheinlich ist, haben wir die Frage untersucht, ob es sich hier eventuell nicht um eine aus dem frisch gebildeten Sediment des Triasmeeres an Ort und Stelle umgearbeitete authigenetische Brekzie handeln kann. Für die Brekzien derartiger Genese wird im allgemeinen die plattige Form der Körner und ihre mehr oder minder parallele Anordnung als kennzeichnend betrachtet (**103—105, 112**).

Diese Brekzien sind im allgemeinen anders: sie bestehen aus isometrischen, kantigen Körnern, obwohl es Typen gibt, in denen die Körner wahrlich plattig sind. In anderen kommen die Trümmer in undulös abwechselnden Schichtchen vor, es ist sogar anderswo eine durch die Zertrümmerung dieser welligen Schichten entstandene Brekzie bekannt (S. 33, Abb. 19b).

Obwohl die Korngrösse sich verändert, lässt sich darin keine räumliche Regelmässigkeit nachweisen. So kommen die grössten Körner in der Probe vom Tataer Kalvarienhügel vor, und die feinsten im Kalkarenit vom Eingang der Szelim-Höhle bei Bánhida. Die betreffenden Gesteine des grossen Steinbruchs von Felsőgalla, die Proben vom Tardosberg und vom Asszonyberg sind auch recht grobkörnig, wogegen die Proben vom Jástiberg, Klein-Gerecse, Budaer Gebirge und Nagysomlyó feinergekörnt sind. Dieser Umstand ist an sich hinreichend, um den Gedanken der Einschwemmung von irgendeiner Küste abzulehnen. Dagegen spricht auch die grosse areale Verbreitung.

Falls es sich jedoch um eine authigenetische Brekzie handeln sollte, so müsste man auch die unversehrte, ursprüngliche Schicht an machen Stellen vorfinden können. Bislang haben wir an zwei Stellen Gesteine vorgefunden, die in unversehrten Schichten vorkommend, den Trümmern in der Brekzie entsprechen könnten: im grossen Steinbruch bei Tatabánya, wo es in Fetzen vorkommt, und

am Nagypisznice, wo eine mächtige zusammenhängende schwarze bituminöse Schicht vorliegt. In seiner Opponentenkritik hat Gy. VIGH mich darauf aufmerksam gemacht, dass es auch an der Spitze des Kalvarienberges von Bajna und am Kalvarienberg bei Felsőgalla schwarze bituminöse Einschaltungen von Fingerdicke gibt (auch S. 126). Diese Schicht kommt in demselben Horizont vor, wie die schwarzen Brekzien, jedoch ist das Dünnschliffbild nicht zu identifizieren. In den Trümmern lassen sich die Spuren keiner organischen Reste erkennen, wogegen die bituminösen Schichten am Pisznice voller Schalentrümmern sind. Die Ursache dafür kann vielleicht die selektive Wirkung der Zertrümmerung und Umhäufung gewesen sein. Die Schicht am Pisznice konnte vielleicht gerade wegen seiner aus seinem Gehalt an organischen Resten folgenden grösseren Härte unversehrt bleiben. Die chemische Zusammensetzungen sind in guter Annäherung identisch (S. Tabelle VII., S. 34).

Die mit den schwarzen Brekzien vermutlich altersgleichen bituminösen Schichten sind auch nicht vollkommen einheitlich entwickelt. Ein Teil von ihnen ist sehr feinkörnig, die Schalen der Fossilien sind offenbar ausgelaugt, und die Hohlräume mit vollkommen durchsichtigem Kalzitmaterial ausgefüllt (S. 34, Abb. 20a). Die andere Abart ist ein dichtes Aggregat von Foraminiferen, Gastropodengehäusen und Muschel- oder Brachiopodenschalen. Die Form und Textur der Überreste ist gut sichtbar (S. 34, Abb. 20b). Die dritte Abart enthält winzige schwarze Sandkörner und Trümmerstücke, die in einer feinkörnigen Grundmasse eingebettet sein können. Stellenweise sind Korallenquerschnitte bzw. ein Foraminiferengehäuse mit zwei alternierenden Kammerreihen sichtbar. Diese Abart kann vielleicht als ein durch die Umarbeitung *in situ* der ersten Abart entstandener Sandstein betrachtet werden. Das würde jedenfalls auch die authigenetische Entstehung dieser Brekzien befürworten.

20. *Unter den obersten Schlusschichten der Triasserie tritt wiederum der massive weisse Kalkstein auf.* Dem tieferen, noch in die Norstufe gehörenden Kalkstein gegenüber ist diese Sorte Mg-frei und reich an Fossilien. Das Porenvolum ist äusserst klein, 0,15%. Dieses Gestein ist von dichten Kalzitadern durchzogen, und zeigt durch weissen Kalzit ausgefüllte Korallen- bzw. kleine Megalodonten-Querschnitte.

Die schwarze Kalksteinbrekzie, der rot-gelb gebänderte Kalkstein Nr. 16 und der Korallen- bzw. Megalodontenkalkstein kommen auch dicht aneinander vor. *Diese Vergesellschaftung der Schichten kann als sicher leitend betrachtet werden*, da zwar die einzelnen Schichten sich öfters wiederholen, das gemeinsame Auftreten der vier Typen jedoch nur einmalig vorkommt.

In den Dünnschliffen können undurchsichtige Körner von 0,05—0,2 mm Durchmesser in einer Grundmasse von feinen Körnern beobachtet werden. (S. 35, Abb. 21). Die Fossilien lassen sich makroskopisch oder im Anschliff besser beobachten.

Die chemische Zusammensetzung ist 99,19% CaCO_3 , 0,19% Fe_2O_3 und 0,79% Unlösliches.

21. *In den oberen Teilen der Rhätstufe werden die oolithischen, Foraminiferen, Korallen und Kalkalgen führenden Einschaltungen immer häufiger.* Wir haben bereits bei der Besprechung des Typs Nr. 15 erwähnt, dass dieser sich stetig aus den hellgrauen Gesteinen überwiegend chemischer Genese der tieferen Horizonte entwickelt. Er wechselt sich vorerst mit jenen ab, formt sogar kleinere unregelmässige Linsen darin. Im Komplex tritt er in der Form von dicken, 1—3 m mächtigen Bänken auf. Sein Porenvolum variiert zwischen 0,4 und 1,2%. Es können vier dieses Gesteins unterschieden werden:

Der erste ist ein hellgrauer, winzige weissere Kalzitkörner enthaltendes Gestein (S. 36, Abb. 22a). Der zweite ist offenbar ein Oolith. Im Dünnschliff werden in einer kristallinen Grundmasse, oder vielmehr Bindemittel eingebettet rundliche, ovale bzw. ganz langgestreckte Ooide von 0,1 bis 1,0 mm Durchmesser sichtbar (S. 36, Abb. 22b, c). Die konzentrische Struktur kann an jedem Ooid erkannt werden. Es gibt jedoch im Gestein auch andere Formen von regelmässigen Umrissen und feiner Zellenstruktur. Es sind diese die kalzitisierten Überreste von in die Gattung *Triasina* gehörenden kalkschaligen Foraminiferen. Diese sind mit den in den Dünnschliffphotographien von M. HANTKEN bereits dargestellten, jedoch nur 1954 durch L. MAJZON (74, 75) beschriebenen Querschnitten identisch.

Eine eingehende Untersuchung des Gesteins hat Triasinen nur aus den oberen Horizonten des Rhäts ergeben, obwohl sie von MAJZON auch aus der Norstufe erwähnt worden sind (74).

Der dritte Typ weist ein makroskopisch verschieden anmutendes Gefüge auf. In einer scheinbar einheitlichen, hellgrauen Grundmasse liegen hier dichte kleinere und grössere Kalzitflecken. Unter dem Mikroskop haben sich diese Flecken als Triasinen entpuppt. Andererseits löst sich die scheinbar einheitliche Grundmasse in wolkig-fleckig angeordnete Kristallaggregate auf. Nebst den Triasinen können in fast jedem Dünnschliff einige Korallenschnitte verschiedener Ausmassen, zwischen 0,1 und 4 mm (S. 36, 37, Abb. 22*d-e-f*) vorgefunden werden.

Der vierte Typ konnte nur an wenigen Stellen vorgefunden werden. Dieser ist ein makroskopisch grauer, kristalliner Kalkstein, in welchem runde, ovale oder unförmige, geröllartige, massive, porzellanartige Körner vorkommen.

Im Dünnschliff, unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse des Gesteins als aus 0,1—0,2 mm grossen Kalzitkristallen bestehend. (S. 37, Abb. 22*g*). Es gibt darin Einsprenglinge von Ooiden, Triasinen und Bruchstücken von Ooiden. In der Mitte der Ooide ist der die Ausscheidung anregende Keim wohl sichtbar. Andererseits entpuppen sich die dem unbewaffneten Auge als grosse Ooide erscheinenden Körner als etwas gerollte Trümmer eines Kalkes mit Triasinen und Schalentrümmern. Ihr Gefüge ist dem des einschliessenden Gesteines sehr ähnlich, bloss die Grundmasse ist verschieden. Die unregelmässigen Aggregate der Körner in der Grundmasse der Einsprenglinge bestehen aus kleineren und undurchsichtigeren Körnern. Diese Struktur weist darauf hin, dass wir wiederum mit einem speziellen Fall der authigenetischen Brekzienbildung zu tun haben. Die kleinen Gerölle können nämlich nur die Produkte einer Aufarbeitung *in situ* des in der vorangehenden Phase ausgeschiedenen und erhärteten Triaskalksteines sein, eine Einschwemmung fremder Gesteine von weither kommt nicht in Frage. Wie gesehen, meldet sich die authigenetische Brekzienbildung hier bereits öfters innerhalb der Triasserie.

Dieses Gestein enthält auch reichlich Triasinen, Korallenschnitte und Gastropoden- und Bivalvenschalen.

Entsprechend seines mannigfaltigen Gefüges ist Typ Nr. 21 auch in seiner chemischen Zusammensetzung recht veränderlich (s. Tabelle VIII. S. 35).

Wie ersichtlich, treten in der Entwicklung der Triasserie zum Nachteil der chemischen Ausscheidungen immer mehr die oolithischen und biogenetischen Ablagerungen in den Vordergrund. Diese Tendenz erreicht seinen Höhepunkt im Jura. Wo es eine lückenlose Schichtenfolge gibt, ist die Unterscheidung der triassischen und jurassischen Gesteine von gleicher Fazies wesentlich. Das kann in den meisten Fällen anhand der Farbe recht genau vorgenommen werden, im Dünnschliff sogar mit voller Gewissheit. Im Gegensatz zu den triassischen oolithischen Gesteinen bleiben nämlich aus den Liasoolithen die Triasinen aus, es treten andersartige verschiedene Foraminiferen auf, und es kommen verschiedentlich orientierte Schnitte von Krinoiden-Stielgliedern vor (S. 37, Abb. 22*h*).

22. *Grüner Ton*. Dieser ist ein zwischen den höheren Schichten und auch in den tieferen Horizonten wiederholt auftretende 5—15 cm mächtige Bildung. Er enthält dispergierten Kalksteindetritus. Seine Genese ist bislang noch unerklärt. Die Idee einer Entstehung aus vulkanischem Tuff ist aufgeworfen worden. Nach einer anderen Erklärung sind die Tonbänder durch die halmyrolithische Auflösung des Kalksteines (134), bzw. durch das Ausbleiben der Kalkausscheidung bei gleichbleibender terrigenen Stoffzufuhr entstanden (136). Gegen die Entstehung aus Tuff spricht der Umstand, dass die Zusammensetzung des grünen Tones mit dem unlöslichen Rückstand des Kalksteines identisch ist. Das Tonmineral ist in beiden Illit, eventuell etwas Montmorillonit (S. 38, DTA-Kurve der Abb. 23). Ich habe in einem früheren Aufsatz bereits die halmyrolithische Auslösung behandelt und verworfen, und das Langsamerwerden bzw. Ausbleiben der Kalkausscheidung befürwortet (136). Die halmyrolithische Auslösung wird neben der dort aufgezählten Gegenargumente auch dadurch unwahrscheinlich gemacht, dass die Schlämmung des Tones mehrfach Triasinen ergab. Diese dünnchaligen Foraminiferen hätten sich im Laufe der Halmyrolyse gleichfalls auflösen müssen.

Es ist des weiteren schwer zu erklären, weshalb die mit den Schichtflächen des grünen Tones sich berührenden Kalksteinflächen ausgesprochen korrodiert, uneinheitlich sind. Die Unebenheiten der unteren Schichtfläche können zwar erklärt werden durch eine gesteigerte Auslösung, die parallel zu den zum Aufhören der Kalkausscheidung führenden chemisch-physischen Veränderungen vor

sich ging. Dagegen kann eine Korrosion der oberen Schichtfläche nur bei einer nachträglichen chemischen Umwandlung der Tonschicht auftreten. Epigenetische Umwandlungen ähnlicher Natur werden durch die im Laufe der Untersuchungen von E. VADÁSZ nachgewiesenen Verkieselungserscheinungen an der Berührung der liegenden und hängenden Kalksteinschichten mit dem Ton bezeugt.

Die chemische Analyse ergab 32,38% CaCO_3 , 0,46% Fe_2O_3 und 67,12% Tonmineralien.

* * *

Wir wollen nun diejenigen speziellen Gesteinsarten des Gerecsegebirges beschreiben, die in der bisherigen Literatur nicht erwähnt worden sind und die unter karbonatischen Gesteinen allein stehend zu sein scheinen.

Aus der Schichtenreihe des Peskő nordwestlich von Tarján hat sich eine Probe ergeben, an deren Oberfläche makroskopisch rundliche, im Querschnitt Geröllen ähnliche Gebilde auftreten. Im Dünnschliff, unter dem Mikroskop wird es jedoch klar, dass das Gestein ein schaumartiges Gefüge besitzt und sich die Blasen nachträglich mit Kalzit ausgefüllt haben. Da man in dem den Schaum darstellenden Material selbst heute keine Körner unterscheiden kann, war es vermutlich ursprünglich ein Schaum kolloidischer Natur. Die Annahme, dass es sich hier um einen Schaum handelt, wird unterstützt dadurch, dass die einzelnen Blasen vollkommen isoliert dastehen und äusserst dünne, hautartige Wandungen haben (S. 39, Abb. 24).

Die kolloidische Ausscheidung von Kalkmaterial ist an den Wänden von Kalksteinhöhlen häufig zu beobachten. Derartige Ausscheidungen sind 1953 in der Leány-Höhle im Pilisgebirge und 1955 an der Wandung eines im sarmatischen Kalk gegrabenen Kellers gesammelt worden. Die zur Schaumbildung nötigen Gase können von Prozessen organischer Verwesung herrühren.

d) Spezielle Untersuchungen

Mineralogische Untersuchungen

Die mineralogische Zusammensetzung der unlöslichen Rückstände ist an der üblichen 0,12 mm-Fraktion der Durchschnittsproben von sechs Aufschlüssen untersucht worden. Die DT-Analysen zeigen die mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion derselben unlöslichen Rückstände.

Die ersten beiden Proben stammen aus der reinen Dolomitserie her, eine Probe aus der dolomitischen Kalkreihe und drei aus der reinen Kalkserie.

Probe Nr. 1: Durchschnittsprobe der Dolomitserie am Hajagosberg. In der leichten Fraktion kommt Quarz, Feldspat und Opal (im Verhältnis 35 : 18 : 2) vor, wogegen die schwere Fraktion Limonit bzw. Hydrohämatit, Turmalin und etliche unbestimmbare Mineralkörner enthielt (im Verhältnis 42 : 23 : 3).

Unter den Quarzkörnern gibt es viele mit Einschlüssen. Die Feldspäte zeigen Albit-Zwillingslamellierung, das Mineral kann ein ungefähr andesinisches Glied der Plagioklasreihe sein.

Der Turmalin weist eine bräunlich-gelbe Interferenzfarbe auf, ist stark pleochroisch.

Probe Nr. 2: Durchschnittsprobe der Dolomitserie am Nagybaglyas. In der leichten Fraktion befindet sich gleichfalls Quarz und Feldspat (im Verhältnis 42 : 51). Die schwere Fraktion besteht aus den Mineralien Limonit, Turmalin, Aktinolith, Spinell (50 : 3 : 3 : 2). Ein Teil der Quarzkörner enthält auch hier Einschlüsse, örtlich mit gut sichtbaren Flüssigkeitslibellen. Der Feldspat ist gleichfalls annähernd andesinisch.

Probe Nr. 3: Durchschnittsprobe der dolomitischen Kalksteinserie am Öregkovács. In der leichten Fraktion tritt Feldspat, Quarz, Gips (?) (im Verhältnis 25 : 15 : 1) auf. Die schwere Fraktion enthält Würfel von Limonit bzw. Hydrohämatit, Turmalin und Granat (im Verhältnis 87 : 32 : 1).

Probe Nr. 4: Durchschnittsprobe des unteren älteren Teiles der Kalksteinserie an der Nordflanke des Klein-Gerecse. Die leichte Fraktion besteht aus Feldspat und Quarz (im Verhältnis 7 : 12), die schwere aus Limonit-Hydrohämatit-Würfeln, Turmalin und Zirkon (im Verhältnis 39 : 16 : 1).

Probe Nr. 5: Durchschnittsprobe der oberen Horizonte der Kalksteinserie an der nordöstlichen Seite des Klein-Gerecse. Die leichte Fraktion enthält kantige und abgerundete Quarzkörner,

Feldspat, verbleichten Biotit, Muskowit und schwarze Steinkohlenkörner von muscheligem Bruch. Unter den Schwermineralien findet sich Hydrohämait-Limonit in Pseudomorphosen nach Pyrit, Turmalin, reichlicher Korund, und einzige Magnetitkörner. Der Korund ist allem Anschein nach epigenetisch, tritt in vollkommen unversehrten blauen Kristallen von kantigem Querschnitt auf.

Probe Nr. 6 ist die Durchschnittsprobe der grüne Tonbänder führenden Kalksteinserie am Kecskekő. Die Leichtmineralien sind Feldspat und einschlussreicher Quarz (im Verhältnis 21 : 20), die Schwermineralien Limonit-Hydrohämait, Turmalin und gleichfalls Korund (im Verhältnis 68 : 5 : 8).

Wie ersichtlich, ändert sich *das Gesamtbild* der Mineralassoziation in den verschiedenen Horizonten der Schichtfolge nicht. Es treten hauptsächlich epigenetischer Feldspat, Korund und Hydrohämait und einige auf metamorphe Fazies hinweisende Mineralien auf. Die einschlussreichen Quarze weisen auf eine plutonische Abstammung hin, jedoch können diese mehrfach umgehäuft sein.

Die Anwesenheit von Kohlenkörnern in der leichten Fraktion ist merkwürdig. Es handelt sich nicht um *in situ* verkohlte Pflanzenreste, sondern ausgesprochen um Kohlendetritus. Das zeigt an, dass im Abtragungsgebiet des terrigenen Materials neben metamorphen Gesteinen auch ein Kohlenkomplex vorhanden sein musste. Möglicherweise handelt es sich um die Abtragungsreste eines karbonischen Steinkohlenkomplexes. Dieses interessante paläogeographische Fragen aufwerfende Problem würde eine eingehendere Untersuchung verdienen.

D T - A n a l y s e n

Die Untersuchungen an den unlöslichen Rückständen der Durchschnittsproben müssen gesondert erwähnt werden. Anhand der Untersuchung von insgesamt sieben Durchschnittsproben hat es sich ergeben, dass der feine Rückstand der aus reinem Dolomit bestehenden älteren Gesteine Montmorillonit ist. In der dolomitischen Kalksteinserie kommt hauptsächlich Illit und wenig Montmorillonit vor. Das entspricht auch wahrhaftig dem chemischen Charakter des Mg-armen Kalksteinkomplexes. Die DTA-Kurven sind in Abb. 4. zu sehen.

R ö n t g e n u n t e r s u c h u n g e n

Es wurden zwei mergelig-bituminöse Proben hohen Mg-Gehaltes vom Typ Nr. 11, aus einem tieferen und einem höheren Horizont untersucht. Der Zweck der Untersuchung war die Kontrolle, ob das Mg wahrhaftig in Dolomitform oder in einer anderen Verbindung zugegen ist. Die Ergebnisse der Röntgenuntersuchungen haben diese Proben als zweifellos dolomithaltig erwiesen. Jedoch enthält die ältere Probe viel mehr Dolomit, wogegen in der jüngeren neben dem Dolomit mehr Kalzit vorkommt. Die Röntgenaufnahmen sind nicht ausgemessen worden, ihre Auswertung erfolgte anhand einer Vergleichung mit typischen Proben. Die Aufnahmen sind in Fig. 25 (S. 40) sichtbar.

B) Paläontologische Untersuchungen

a) Übersicht der Literatur

Das Gerecsegebirge hat zuerst nur hier und da und zeitweise einige bestimmbare Fossilien geliefert. Lange Zeit hindurch ist keine systematische Sammlung vorgenommen worden. Gy. VIGH hat als erster mit zielbewusster Arbeit zahlreiche Fossilien gesammelt. Das ist ein besonders grosser Verdienst, wenn wir in Betracht nehmen, wie schwer die Muscheln aus dem Kalkstein zu befreien sind. Im Laufe meiner Kartierungs- und Sammelarbeit haben sich insgesamt in drei Sommern 15—20 bestimmbare Steinkerne ergeben, die Sammlung von Gy. VIGH besteht dagegen aus mehreren hundert Exemplaren.

Ein Überblick der faunistischen Erkenntnis des Gerecsegebirges in zeitlicher Reihenfolge, unterrichtet uns zuerst nur von unsystematischen, zufälligen Funden. K. PETERS zitiert 1859 vom Öregkö-Felsen bei Bajót, vom Bányaberg bei Tardos und vom Grossen Gerecse *Megalodus triquetus*

WULF (90), dann erwähnt Fr. R. HAUER dieselbe Art vom Öregkö 1870 (40); man muss hier in Betracht nehmen, dass zu dieser Zeit die Kenntnis der Megalodonten noch in einem sehr primitiven Zustand war und man alle Formen in die Art *Megalodus triqueter* einreichte. Erst 1876 versuchte M. HOERNES als erster die bis dorthin gesammelten Angaben zusammenzufassen (42, 43).

B. WINKLER gibt 1883 einen Megalodusfund vom Kalvarienhügel von Tata kund und erwähnt das Vorkommen von *Chemnitzia* und *Myophoria* bei Somodoripuszta und Óbarok (162). Im gleichen Jahre erwähnt K. HOFMANN vom Grat des Vöröshid- und Asszony-Berges Megalodonten, ohne eine nähere Bestimmung (45). J. STAFF schreibt 1906 über Schnitte von Megalodonten am Tekeberg, und *Megalodus triqueter* WULF im älteren Dolomit (115). A. LIFFA fand als erster spezifisch bestimmbare Fossilien: *Megalodus* cf. *lóczyi* HOERN. sp. aus der Gruppe von *Megalodus gryphoides* GÜMB. (Hárságy) und *M. böckhi* HOERN (Öreghegy, Bartaszvég). Er stellt fest, dass die erste Art das Leitfossil des Bakonyer Hauptdolomits ist, und dass demgegenüber der Öregkovács-Berg einen höheren Horizont darstellt (70).

1907 erwähnt er ein *Dicerocardium* vom Öregkö und zahlreiche Megalodonten vom Nagypisznice (71). 1912 beschreibt Fr. FRECH in der Balatonsee-Monographie die Varietät *Dicerocardium incisum* FRECH var. *cornuta* FRECH (25) vom Öregkö-Felsen bei Bajót.

1914 erscheint die erste diesbezügliche Arbeit von Gy. VIGH (142) und darauffolgend nehmen die faunistischen Angaben betreffs der Gerecseer Trias rasch an der Zahl zu. 1913 beschreibt FRECH ein *Megalodus* sp. vom Nagyköszikla-Felsen bei Dorog, und in 1914 teilt er eine ganze Faunenliste mit (143). [*Myophoria* sp. ex. aff. *picta*? LEPS., Vörösberg. *Megalodus hoernesii* FRECH var. *rotundata* (VIGH), Vörösberg. *M. seccoii* (?) PAR., Vörösberg. *Schafhäutlia* cf. *mellingi* HAUER, Vörösberg. *Loxonema* sp., Vörösberg. *M. eupalliatus* FRECH, Öregkö. *M. incisus* (FRECH) var. *cornuta* (FRECH), Öregkö.]

1925 macht Gy. VIGH auf einen in die Rhätstufe eingereihten, Megalodonten und Dicerocardien führenden Horizont 5—10 m unterhalb der Grenze des Unterlias aufmerksam. Vom Póckő erwähnt er eine kleine Fauna aus diesem Horizont. (*Megalodus tofanae* HOERN. var. *gryphoides* GÜMB., *M. scutatus* SCHAFH., *Dicerocardium*-Steinkern (jetzt *Paramegalodus*!) *D. incisum* FRECH, *D. mediofasciatum* FRECH.)

1927 erwähnt er vom Szénaberg die Art *Megalodus seccoii* PAR. (146), und die Arten *Worthenia escheri* (STOPP.) und *Megalodus gümbeli* STOPP. von der Nordflanke des Grossen Gerecse. 1928 bereichert er die Fauna des Póckő durch *Megalodus damesi* HOERN. (147, 148). Aus den norischen Schichten erwähnt er *M. seccoii* PAR. und *M. gümbeli* STOPP. Aus dem dolomitbankigen Kalkstein kamen *Worthenia escheri* (STOPP.), *Megalodus complanatus* GÜMB., aus dem Dolomitkomplex *Myophoricardium lineatum* WÖHRM. und *Myophoria* cf. *inaequicostata* KLIPST. zum Vorschein.

1933 ist insbesondere die Fauna der südlichen Teile in die Untersuchungen einbezogen worden (151). Zu dieser Zeit wird die bis heute reichste norische Fauna von Hárságy und die Fossilien mancher anderer Fundorte bekannt; z. B. *Myophoria* cf. *inaequicostata* KLIPST., *M. goldfussi* ALB. und *Worthenia* sp. aus dem Dolomit des Nagybaglyas, unbestimmbare Gastropoden und Myophorien vom Nagysomlyó. Vom Lófiingató-Berg kamen *Myophoria goldfussi* ALB., *Megalodus* sp. und Myophorien vom cassianischen Typus zum Vorschein. Vom Hársas sind Myophorien, vom Csúcsberg bei Nagyegyháza dagegen Megalodonten, *Myophoria inaequicostata* KLIPST., *M. goldfussi* ALB., *Megalodus complanatus* GÜMB., *Purpuroidea taramellii* (STOPP.) beschrieben worden. Vom Góréberg bei Gyarmatpuszta werden *Myophoria* sp., *Megalodus hoernesii* FRECH var. *rotundata* VIGH, *Macrodon* sp., vom Vörös-Berg bei Gyermely *Megalodus boeckhi* HOERN. und *Megalodus hoernesii* FRECH bekannt. Die bisher aufgezählten Faunen sind der Meinung von Gy. VIGH nach sämtlich für die Norstufe kennzeichnend. Dagegen lieferte der Bösomlyó eine tiefere Fauna von der Wende Karn-Nor mit *Myophoria* sp., *Pleurophorus* sp. ex. cf. *curionii* HAU. forma *merioni* PAR., *Avicula* cf. *caudata* STOPP., *Stephanocosmia* aff. *compressa* (MSTR.), *Loxonema stoppaniana* PAR. GUSTAV VIGH beschreibt 1943 Megalodonten, Exemplare von *Megalodus* cf. *gümbeli* STOPP., sowie *Megalodus* cf. *damesi* HOERN. vom Nagysomlyó.

Diese Fülle von Literaturangaben wird in dieser Arbeit durch die Beschreibung der grössten teils aus der Sammlung von Gy. VIGH herstammenden Megalodonten-Fauna ergänzt.

b) Neuere Ergebnisse der faunistischen Untersuchung der Trias im Gerecsegebirge

Das aus Literaturangaben und unseren eigenen Untersuchungsergebnissen sich ergebende Faunenbild haben wir in Tabelle IX. auf Seite 42 zusammengestellt.

Die Arten aus den mit einem Stern versehenen Fundorten der Tabelle sind bereits in der Literatur erwähnt worden. Da der grösste Teil der Fauna von anderen Forschern, hauptsächlich von Gy. VIGH eingesammelt wurde, mit ziemlich ungebundenen Fundortbezeichnungen, kann die Verteilung nach den Gesteinstypen heute nicht mehr rekonstruiert werden.

Das von mir bearbeitete Material stammt grösstenteils aus der Sammlung von Gy. VIGH und würde meistens in den Fundstellen des Póckő, Kecskekő, Öregkő und im kleineren Teil in denen des Grossen Gerecse, Bagolytal, Öregkovács, Szénaberg gefunden.

Die grosse Zahl der Arten und Exemplare am Póckő, Öregkő und Kecskekő ermöglichte eine eingehende Bearbeitung und genauere Vergleichung.

Die Faunen des Póckő und Kecskekő sind merkwürdigerweise trotz der räumlichen Nähe und ähnlicher strukturellen Lage dieser beiden Fundorte recht verschieden. Der Póckő lieferte Exemplare von *Paramegalodus incisus* (FRECH) in überwiegender Zahl (25 wohlbestimmbare Exemplare und zahlreiche gut identifizierbare Bruchstücke). Dagegen enthält die Fauna des Kecskekő bereits zwei Arten, nämlich *Conchodus infraliasicus* STOPPANI und Paramegalodonten-Arten und Unterarten. Wahrscheinlich treten die Representanten der beiden Gattungen nicht in demselben Horizont auf. Das wird auch durch ihre Erhaltung und die Eigenschaften des einschliessenden und die Schalen ausfüllenden Gesteins bewiesen.

Die *Conchodus*-führende Schicht mag einen tieferen, die *Paramegalodus*-haltige dagegen einen höheren Horizont darstellen. Die Exemplare von *Conchodus* liegen nämlich in einem grauen, massiven Kalk, mit einer Füllung aus rotem Tonmergel, mit korrodierten Oberflächen. Das die Schalen ausfüllende Material ist den in den oberen Horizonten allgegenwärtigen Ausfüllungen aus Liasmaterial ähnlich, jedoch nicht identisch. Es kann vielmehr der oxydierte Lösungsrückstand des dunkelgrauen Triaskalksteins sein. Nach laboratorischen Untersuchungen sind die ausgeglühten unlöslichen Rückstände beider Gesteine einander ganz ähnlich. Derartige rote tonige Ausfüllungen sind übrigens in der Triasreihe sehr häufig, in verschiedenen Stellen und Horizonten vorzufinden in der Form von Spaltenausfüllungen und auch von Einschaltungen. Die Einschaltungen formen häufig die Grundmasse einer Brekzie mit schwarzem, mangangefärbtem Kalksteindetritus. Am Jásti-Berg im südlichen Steinbruch am Tardosberg wird z. B. diese Einschaltung noch durch Triasschichten von wenigstens 80—100 m Mächtigkeit bedeckt. Das Gestein kommt gleichfalls in den Steinbrüchen des Bajóter Öregkő-Berges und des Kalvarienhügels von Tata vor, wo jedoch nach einem triassischen Hangenden von bloss 10—15 bzw. 4—5 m Mächtigkeit bereits Liasglieder folgen.

Allerdings lässt es sich anhand der Ähnlichkeit mit dem unterliassischen Gesteinsmaterial vermuten, dass wenigstens ein Teil der Ablagerungen des Liasmeeres durch die Auflösung und Umhäufung derartiger Kalksteine unter oxydativen Umständen entstanden ist.

Die Fossilien des paramegalodontenführenden Horizonts sind ausnahmslos durch angewachsene Kalzitkristalle ausgefüllte Steinkerne, als Zeuge dessen, dass die Hohlräume der ausgelösten Schalen durch längere Zeit wahrhaftig leerstanden und die Entstehung von schön entwickelten Kristallgruppen ermöglichten. Der Kalzit ist kristallklar, folglich scheidete es sich aus einem von eisenoxydischen oder tonigen Verunreinigungen freien Wasser aus. Nachträglich sind jedoch die Fugen der Kristallkörner und die Hohlräume durch grünen Ton ausgefüllt worden. Der grüne Ton kann aus den mit dem Dachsteinkalkstein sich mehrfach abwechselnden Schichten herkommen.

Im wesentlichen kann als ein dritter Horizont von ähnlichem Sedimentmaterial und Erhaltung der Fossilien, jedoch noch jüngerem Alter die flache, stark gedehnte Formen einschliessende Schicht mit *Paramegalodus eupalliatus* und mit neuen Formen höherer Entwicklung betrachtet werden.

Der Erhaltungszustand und die nachträgliche Ausfüllung der *Paramegalodus*-Fauna am Póckő und der *Conchodus*-Fauna am Kecskekő sind einander scheinbar ähnlich. Die Exemplare am Kecskekő sind jedoch, wie es sich herausstellte, von den tonigen Lösungsrückständen von Triaskalksteinen

ausgefüllt. In einer zusammenhängenden vertikalen Wand ist über den faunenführenden Horizonten eine Mächtigkeit von 60 m Triasgestein sichtbar und wenigstens noch zweimal soviel zu vermuten. Am Póckó wird der Paramegalodonten-Horizont durch die frühliassische Abrasion abgeschnitten und es liegen unmittelbar darüber Juraglieder. Auch die Megalodontenschalen werden durch Jurasediment ausgefüllt.

Aus der weiteren Vergleichung geht hervor, dass die Formen *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) keinesfalls in den Horizont der Fauna mit *Paramegalodus incisus* (FRECH) am Póckó gehören können. Die Varietät weicht nämlich von der Art in wohldefinierten Eigenschaften ab, in erster Reihe in der schlankeren, höheren und länglicheren Form der Schale, und in der Verlängerung des Wirbels und der Lunula. Ein Vergleich zweier Exemplare gleicher Höhe ergibt folgende Werte:

	Höhe	Breite	Dicke	Höhe der Lunula	Breite der Lunula
1. <i>Paramegalodus incisus</i> (FRECH)	110 mm	70 mm	60 mm	42 mm	15—28 mm
2. <i>P. incisus cornutus</i> (FRECH)	110 mm	77 mm	55 mm	70 mm	14—18 mm

Die Unterart *cornuta* kann aus verschiedenen Gründen jünger als die Stammart betrachtet werden.

1. Ich habe bei der Untersuchung der Fauna vom Öregkő die jüngeren und älteren Exemplare der Varietät *cornuta* verglichen. Die jüngeren kleineren Exemplare sind gedrungener, dicker, rundlicher, mit weniger gut entwickelten Wirbeln, die bei ganz kleinen Individuen den Klappen als ganzen gegenüber ausgesprochen rudimentär sind. Das hat zu bedeuten, dass in der Ontogenese des Tieres die Verlängerung und Entwicklung des Wirbels später als die Entwicklung der Unterteile der Klappen stattfand.

2. Bei der Untersuchung der Schalenproportionen der Fauna vom Póckó konnte eine Reihe von Übergängen zwischen der Stammform und der Unterart *cornuta* nachgewiesen werden, die sich in eine entwicklungsgeschichtliche Reihe ordnen liessen (Abb. 26, S. 45). Die Formen, die die Entwicklung der Art illustrieren, kommen hier gemeinsam vor, jedoch tritt die typische Varietät *cornuta* noch nicht auf. Dagegen finden sich am Kecskekő und am Öregkő ausschliesslich die Exemplare der typischen Unterart *cornuta* ohne eine einzige Übergangsform.

3. Die obige Folgerung entspricht auch der Grundlinie der Stammesentwicklung, da nach den kurzwirbligen *Megalodus*-Arten mit niedriger Lunula (das devonische *Megalodon*, die ladinischen Arten: *M. arthaberi* KUT., *M. hispanicus* WURM., *M. malladae* WURM., *M. oenanus* REIS, *M. palaeomorphus* REIS, der karnische *M. anceps* LAUBE, *M. carinthiacus* HAUER, *M. cassianus* HOERN., *M. columbella* HOERN., *M. compressus* WÖHRM., *M. stoppani* HOERN., *M. triqueter* WULF., *M. hoernesii* FRECH, der norische *M. amplus* KUT., *M. böckhi* HOERN., *M. complanatus* GÜMB., *M. guembeli* STOPP., *M. laczkői* HOERN., *M. paronai* DI STEF., *M. seccoii* PAR., *M. vértésensis* KUT., *M. elegans* DANK), die gestreckteren Formen von noch verhältnismässig kurzem, doch besser entwickeltem Wirbel (*M. böckhi* HOERN., *M. complanatus* GÜMB., ihre Abarten var. *dudarensis* TOMOR, var. *inflata* TOMOR, *italica* KUT., *M. damesi* HOERN., *M. desioi* KUT., *M. tofanae* HOERN.) auftreten, dann die gestreckten Paramegalodonten von langem Wirbel und hoher Lunula, und endlich die *Dicerocardien*-Arten mit eingerollten Wirbeln, die in der letzten Phase der Entwicklung der Megalodonten mit Riesenformen gemeinsam auftreten.

Nach alledem ist die *Paramegalodus*-Fauna vom Póckó älter als die entsprechenden Faunen vom Öregkő und Kecskekő.

Welcher Zusammenhang zwischen dem unteren, conchodusführenden Horizont am Kecskekő und dieser Fauna besteht, lässt sich vorläufig noch nicht vergewissern. Wahrscheinlich ist die Póckó-Fauna älter als alle übrigen, da es kaum vorzustellen ist, dass die in einem so kleinen Gebiet reichlich vorkommenden Paramegalodonten in einer identischen petrographischen Fazies eine Zeitlang vollkommen verschwinden, um dann in einer weiterentwickelten Form wiederum in grosser Zahl aufzutreten.

Durch die Vergleichung der Faunen vom Öregkő und Kecskekő stellt es sich heraus, dass auch diese nicht vollkommen identifiziert werden können, obwohl es zwischen ihnen keinesfalls grössere zeitliche Differenzen geben kann. Der Anhaltspunkt für die Vergleichung ist auch hier die

ssp. *cornutus* FRECH des *Paramegalodus incisus* FRECH. Folglich ist die Fauna vom Kecskekő jünger, da hier die Exemplare — bei einer vollkommenen Übereinstimmung der Form und der Proportionen — durchwegs grösser sind als am Öregkő. Weiterhin liegen sie im unmittelbaren Liegenden von Schichten mit noch höher entwickelten Arten von *Paramegalodus* (*P. eupalliatius* FRECH, *P. nova forma*).

In einer Gegenüberstellung mit dem weiter oben Besagten geht es hervor, dass wir die paramegalodontenführenden Schichten am Póckő und die cornutenführenden am Öregkő zwischen den alten, conchodusführenden Horizont und den Horizont mit *Paramegalodus incisus* FRECH var. *cornuta* FRECH einreihen müssen. Das hat zu bedeuten, dass die kennzeichnenden Formen dieser beiden Horizonte im mehr als 60 m hohen und 150—200 m breiten Aufschluss des Kecskekőer Steinbruchs unbedingt vorkommen sollten. Bislang hat sich jedoch bloss eine einzige mit denen vom Öregkő vollkommen identische Form *P. incisus cornutus* (FRECH) und gleichfalls eine einzige mit denen vom Póckő vollkommen identische Form *P. incisus* FRECH von hier ergeben. Da Erhaltung und Material des einschliessenden Gesteins sowie der ausfüllende rote mergelige Stoff mit dem der Póckő-Fauna übereinstimmen, kann die Abstammung dieser Form vom Kecskekő angezweifelt und dem Fund keine Beweiskraft zugeschrieben werden, zumal das sonst massenhafte Auftreten der Art in Betracht gezogen wird.

Zusammenfassend lässt es sich feststellen, dass die Bearbeitung der im Gerecsegebirge gesammelten Megalodusfauna die Unterscheidung mehrerer wohldefinierter Horizonte ermöglichte. Am ältesten ist der durch kleine Megalodonten (*M. paronai* STOPP.) gekennzeichnete, Myophorien und Gastropoden enthaltende Dolomitkomplex der südlicheren Teile, der jedoch wegen der spärlichen und lokalisierten Fauna faunistisch nicht feiner unterteilt werden kann. Soviel lässt sich allerdings feststellen, dass der Komplex in dem oberen Teil der Karnstufe anfängt und in die Norstufe hinüberreicht. Die ausgesprochen norische Fauna der *M. complanatus* GÜMB. führenden Schicht des Széna-berges und des Öregkovács bei Vértestolna deutet den oberen Teil des Nors an.

Horizont 1.	Hársas, Lóingató, Vörösberg 2.	Öregkovács, Szénaberg 3.	Bagolytal 4.	Kecskekő 5.	Póckő 6.	Öregkő 7.	Grosser Felsen bei Dorog 8.
7. <i>Parameg. eupalliatius</i> (FRECH)							
6. <i>P. incisus cornutus</i> (FRECH)				a) b)			
5. <i>P. incisus</i> (FRECH)							
4. <i>Conchodus infraliasicus</i> STOPP.							
3. <i>Megalodus gümbeli</i> STOPP.							
2. <i>M. complanatus</i> GÜMB. <i>M. böckhi</i> HOERN.							
1. <i>M. paronai</i> STOPP. mit Myophorien und Gastropoden							

Weiter oben nimmt der Komplex mit *M. gümbeli* STOPP. am Grossen Gerecse und Bagolytal eine einstweilen unbestimmte Lage ein. Jedenfalls sind die vier Horizonte des die Rhätstufe einnehmenden Komplexes:

1. Horizont mit *Conchodus* (Kecskekő),
2. Horizont mit *Paramegalodus incisus* (FRECH) (Póckő),
3. unteres (Öregkő) und oberes (Kecskekő) Glied des Horizontes mit *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) und

4. Horizont mit *Paramegalodus eupalliatius* FRECH (Kecskekő, Grosser Felsen bei Dorog) jünger als die vorangehenden.

Da in den einzelnen Horizonten je eine Art fast ausschliesslich und noch dazu in sehr grossen Mengen auftritt, sind diese zwecks weiterer Korrelationen sehr wohl geeignet, da nach alledem von den schwierig präparierbarer und ziemlich seltenen Fossilien ein einziges zur Einfügung der Schicht und zur Bestimmung ihrer stratigraphischen Lage hinreichen kann.

c) *Paläontologische Beschreibung*

Genus: *Megalodus* HOERN. 1880.

Megalodus böckhi HOERNES.

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: (Foss. Cat. pars 68. S. 28.)

1936. KUTASSY E.: Földolomit és dachsteini mészkő faunák a Budai hegységéből. Math. és Term. tud. Ért. Bd. 54. 1936.

1953. DANK V.: Új Megalodus-lelőhely a Vérteshegységben. Földt. Közl. 1953.

Die Art ist in vier Bruchstücken vorgefunden worden. Ein Exemplar ist fast vollständig, wogegen die übrigen ein linkes Klappenfragment, ohne Wirbel und Unterrand, ein Wirbelbruchstück und einen Mittelteil mit beiden Klappen darstellen. Dem Typus, und besonders der Abb. 1, Tafel 53, in FRECHS *Lethaea geognostica* (27) sind sie recht ähnlich. Letzere Abbildung ist die Darstellung eines Typenexemplars, ist jedoch wesentlich grösser als HOERNES' Bakonyer Original (44). Die Exemplare aus dem Gerecsegebirge sind auch bedeutend grösser als der Typus. Die Identifizierung wird durch die ungleiche Entwicklung der Klappen, die niedrige und seichte Lunula, den kurzen und kaum progyralen Wirbel und die Identität des kennzeichnenden Umrisses in Seitenansicht begründet. Dem zweiten Exemplar fehlen auch die Wirbel, aber eine Rekonstruktion im Gedanken ergibt ein ähnliches Bild. Die mit dem Hinterrande spitze Winkel einschliessenden, nach unten divergierenden Anwachsstreifen sind sehr wohl sichtbar.

Fundorte: Szénaberg, Öregkovács bei Vértestolna.

M. böckhi gerecsensis n. ssp.

(Abb. 27a, b, c, S. 47).

Abmessungen und Umriss stimmen mit denen des Typus sehr gut überein. Die Unterscheidung wird durch die grössere und konkav sich eintiefende Lunula und den spitzigen Auslaufen der Wirbel begründet.

Fundort: Nyergesújfalu, Kecskekő.

Megalodus complanatus GÜMB.

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 31.

Vier Exemplare dieser allgemein bekannten und sehr häufigen Art kamen zum Vorschein. Unter ihnen befindet sich ein fast vollständiger Steinkern; die übrigen sind Bruchstücke, jedoch leicht zu identifizieren. In der Literatur sind sehr mannigfaltige Formen unter diesem Namen beschrieben worden, und die Art von Vértestolna weicht von manchen Abbildungen recht scharf ab. Jedoch muss ich betonen, dass sich die Abbildungen noch viel wesentlicher unterscheiden.

Unsere Exemplare sind dem Typus ähnlich, obzwar dessen Abbildung nicht am glücklichsten gelungen ist. Dagegen weisen sie mit der Abbildung HOERNES' eine vollkommene Identität auf (43). Auch vom Typus unterscheiden sich unsere Exemplare nur darin, dass sie etwas grösser sind, mit weniger gekrümmtem Wirbel und einer etwas verlängerteren Form. Die Unterschiede können nebst der geographischen Entfernung auch von dem verschiedenen Grad der Entwicklung der Exemplare herrühren. Die älteren scheinen etwas gestreckter zu sein, als die jüngeren. Das ist deshalb von Interesse, weil wir eine ähnliche Erscheinung bei *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) gefunden haben, in welchem Falle die Exemplare von einer und derselben Fundstelle herstammten.

Die Ursache der Abweichung kann nicht nur ein ontogenetischer, sondern ein auch phylogenetischer Unterschied sein. Unsere Exemplare bilden nämlich Übergänge zu *M. complanatus* nov. var. DES. Ein Exemplar dieser Form ist in diesem Fundort auch vorgefunden worden.

Fundort: Szénaberg und Öregkovács bei Vértestolna.

Megalodus complanatus desioi n. ssp.

Für Schrifttum s. KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 33.

1953. DANK V.: Új Megalodus-lelőhely a Vérteshegységben, Földtani Közöny 1953.

Die Fundstelle der vorhin beschriebenen Art ergab einen einzigen, fast vollständigen Steinkern. Er ist dem Typus in allen Einzelheiten gleich. Da nun die Art ausser den Südalpen auch von einem anderen Gebiet hervorkam, schlage ich vor, die Varietät mit dem Namen *M. complanatus* GÜMB. var. *desioi* zu versehen.

Fundort: Szénaberg bei Vértestolna

Megalodus gümbeli STOPP.

Schrifttum und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 53.

Ein einziges Exemplar lässt sich mit dieser Art identifizieren. Es ist ein etwas gepresster, fast vollständiger Steinkern, bloss der Vorderrand ist gebrochen. Das Exemplar ist den Abbildungen von STOPPANI und BASSANI identisch, (117,5).

Fundort: Tardos, Nagygerecse.

Megalodus aff. *gümbeli* STOPP.

(Abb. 28 a, b, S. 49)

Einige *Megalodus*-Exemplare von Süttő lassen sich mit Vorbehalt hier einreihen. Obwohl die Art eine recht grosse Variabilität aufweist, unterscheiden sich unsere Exemplare ziemlich stark von den bisher beschriebenen. Jedoch sind sie in dieser Eigenschaft dem einen, in jener dem anderen gleich, deshalb halte ich es nicht für nötig, sie vom Typus zu unterscheiden.

Die Klappen sind fast gleich, die linke ist etwas stärker (117, Abb. 1 der Tafel 57). Der Hinterrand weist einen ganz seichten Graben auf (ibid., Abb. 3). Der Wirbel ist verlängert, der Rand der Lunula fällt plötzlich in einer kurzen Linie zum inneren Rand hinunter (27, Abb. 2-b der Tafel 54). Die Exemplare sind recht gross und am Rande der Lunula sind die Reste einer kleinen Leiste sichtbar (116, Abb. 1/a der Tafel C). Auch das Schloss des einen Exemplars blieb unversehrt. In der linken Kappe ist der Abdruck des grossen, bifiden Hauptzahnes und die dahinterliegende Einbuchtung sichtbar. Der hintere Nebenzahn ist nur in Spuren erhalten (26, Abb. 5. der Tafel XI.). Das Schloss der rechten Schale konnte nicht befreit werden.

Fundort: Steinbruch am Bagolyberg bei Süttő; Kecskékő bei Nyergesújfalu.

Megalodus kutassyi TOMOR

(Abb. 29 a, b, S. 49)

Literatur s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 38.

Die zwei Exemplare sind Steinkerne, an einem blieb jedoch ein kleiner Teil der Schale haften.

Die Steinkerne stimmen mit Abbildung und Beschreibung des Typus überein, bloss der Wirbel der rechten Klappe ist bei dem einen der Exemplare etwas stumpfer. Die rechte Klappe ist etwas höher als die linke, sie ist an einem Exemplar breiter, am anderen kaum verschieden. Die Lunula ist recht niedrig, und zieht auf der linken Klappe etwas tiefer herab. Der Vorderrand stösst im oberen Drittel der Höhe recht scharf hervor. Die als Eigentümlichkeit beschriebene Furche, die am Wirbel in die Richtung des Schlosses verläuft, ist auch sichtbar. Am Hinterteil kann die Konvergenz der Klappenränder dem Wirbel entgegen auch beobachtet werden: der Hinterrand verläuft gerade. Vom Typus unterscheiden sich unsere Stücke lediglich in den Massen, sie sind in jeder Rich-

tung ungefähr um einen Zentimeter grösser. Die Art ist durch J. TOMOR aus dem in die Rhätstufe gestellten Dachsteinkalkstein beschrieben worden, wogegen die Exemplare von Vértestolna in einer ausgesprochen norischen Vergesellschaftung den tieferen Teilen des Dachsteinkalkes entstammen.

Da das Typenexemplar von Dudar gleichfalls mit den als rhätisch angesehenen Unterarten des *Megalodus complanatus* GÜMB. gemeinsam vorkommt, können wir behaupten, dass die dortige Fundstelle auch im Nor, oder höchstens im ältesten Rhät liegen muss. Das norische Alter des Exemplars von Vértestolna ist anhand der Vergesellschaftung mit *M. complanatus* GÜMB., *M. triqueter* WULF var. *dolomitica* FRECH, *M. paronai* DI STEF. nicht anzuzweifeln.

Fundort: Öregkovács bei Vértestolna.

Megalodus laczkói HOERN.

(Abb. 30 a, b, c, d, S. 50)

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 38.

Diese Art ist in drei wohlerhaltenen Exemplaren vorhanden. Diese können mit der Beschreibung des Originals durch HOERNES (44) identifiziert werden, sie führen alle kennzeichnende Artmerkmale.

Unsere Formen sind klein, mit wenig verschiedenen Klappen. Die linke Klappe ist dicker, auch der Wirbel ist stärker und höher. Bei dem einen Exemplar ist der Höhenunterschied der Wirbel kaum zu bemerken, bei dem anderen ist er jedoch auffallend.

Fundort: Öregkovács bei Vértestolna.

Megalodus paronai DI STEF.

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 41.

Steinkern einer rechten Klappe. In Grösse und Form ist er der Art *Megalodus laczkói* HOERN. sehr ähnlich. Die Ungleichheit der Klappen kann selbstredend nicht festgestellt werden.

Andererseits wird diese Form durch die tiefe Einbuchtung des Vorderrandes, sowie durch die halbkreisförmige und bauchige Lunula von der Art *M. laczkói* HOERN. unterschieden und in den Formenkreis des *M. paronai* DI STEF. verwiesen. Sie stimmt mit dieser Art auch in ihren übrigen Eigenschaften überein.

Fundort: Szénaberg bei Vértestolna.

Megalodus cf. triqueter dolomiticus FRECH.

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 47.

Es ist dies ein unvollständiges Exemplar, welches deshalb nicht mit voller Gewissheit identifiziert werden kann. Der charakteristische Umriss macht aber die Zugehörigkeit zu dieser Art recht wahrscheinlich. Die Form hat kurze Wirbel, ist im oberen Drittel sehr bauchig. Die Wirbel hören oberhalb des bauchigsten Teiles in recht flachen Bogen auf; unten laufen die Seitenlinien in einem Winkel von 75° zusammen, und formen einen spitzen, schmalen Unterrand.

Die Muschel zeigt in der Vorderansicht einen ideal herzförmigen Umriss. Auch von der Seite her ist der Umriss des vorhandenen Teiles mit dem des Typus identisch (S. 50, Abb. 31).

Fundort: Öregkovács bei Vértestolna.

Megalodus sp. ind.

(Abb. 32, S. 51)

Es handelt sich um ein Wirbelbruchstück, bei dem die Schalen gegeneinander verschoben sind. Es ist am meisten der Art *Megalodus böckhi* HOERN. ähnlich, jedoch ist die Bestimmung vollkommen ungewiss.

Fundort: Póckó bei Piszke.

Genus: *Conchodus* STOPP. 1865.

Conchodus infraliasicus (STOPP).

(Abb. 33 a-d, S. 52)

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 51.

Der grösste Teil des Materials aus dem Steinbruch von Kecskekő gehört zu dieser Art (18 Stücke, 8 Wirbelbruchstücke). Die Exemplare können mit dem Typus ohne Zweifel identifiziert werden. Es liegen mehrere vollständige Steinkerne, mit den Teilen des Schlosses an einigen Exemplaren und ein verzierter Steinkern vor.

Die rechte Klappe des positiven Steinkernes stimmt in Hinsicht auf die Gestalt der Klappe, der Einrollung des Wirbels, der Grösse des Hinterrandes vollkommen mit der Originalabbildung von SCHAFFHÄUTL (106, Tafel LXXII.) überein, obwohl jene eine linke Klappe darstellt.

Die Steinkerne sind verschiedener Grösse, jedoch lassen sich unter den weniger und besser entwickelten Stücken keine Unterschiede feststellen, die den Prozess der Ontogenese beleuchten würden.

Übrigens ist es für den Erhaltungszustand kennzeichnend, dass die Schale durch ein rotes, stellenweise rostbraunes Material ersetzt wird, das in gewissen Fällen rein toniger Natur sein kann, in anderen jedoch aus hartem Mergel bzw. Kalkstein besteht. Ausfüllungen von ähnlichem Material kommen anderswo nahe unterhalb der Liasschichten vor, in welchem Falle die Ausfüllung bereits aus Liasmaterial besteht. Hier kann es sich jedoch nur um einen Verwitterungsrückstand bzw. Lösungsrückstand des Triaskalksteins handeln, da die faunenführende Bank heute noch in 80 m Mächtigkeit vom Triasgestein überlagert wird. Gewisse Stücke zeigen Merkmale, die an die Art

	Höhe	Länge	Dicke
Masse des kleinsten Stückes:	100	cca. 70	68 mm
Masse des grössten Stückes:	cca. 210	cca. 150	120 mm

C. praeliasicus FRECH erinnern, besonders was die Anordnung der Zähne und den Verlauf des Vorderrandes betrifft, jedoch hat es keinen Zweck, diese Übergangstypen zu unterscheiden, da den Vorderteil des Hauptzahnes ausgenommen, das Schloss fehlt, die Stücke selber beschädigt und ihre Umrisse nicht gut zu identifizieren sind. Die Originalabbildung von FRECH (25, Abb. 90 an S. 64) stellt eine rechte Klappe dar, wogegen unser bezahntes Stück eine linke ist, deshalb kann die Vergleichung auch nicht mit voller Gewissheit vorgenommen werden.

Fundort: Kecskekő bei Nyergesújfalu.

Genus: *Paramegalodus* KUTASSY

*Paramegalodus eupalliatu*s (FRECH)

(Abb. 34, S. 53)

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 52.

Bruchstück einer rechten Klappe. Der Teil mit dem Wirbel ist erhalten geblieben, ungef. vom unteren Teil der Lunula an. Das Stück stimmt völlig mit der Abbildung von VIGH überein (143, Abb. 48 der S. 601), die gleichfalls die Wirbelregion einer rechten Klappe darstellt. Das durch VIGH beschriebene Exemplar, stammt vom Öregkő, das unsere dagegen vom »Vöröshíd«-Steinbruch bei Süttő.

Masse: Höhe um 180 mm
 Dicke 100 mm
 Breite der Lunula 30 mm
 Breite 90 mm
 Höhe der Lunula 135 mm

Fundort: Bagolytal, Steinbruch am Vöröshíd bei Süttő.

Paramegalodus aff. *eupalliatu*s (FRECH.)

(Abb. 35, S. 53)

Ein linkes Klappenbruchstück. Das Schloss ist nicht zu sehen.

Das Stück stimmt mit dem Typ in allen Einzelheiten überein, jedoch ist der Wirbel etwas verlängerter und spitziger auslaufend. Die Lunula scheint etwas tiefer zu sein, obwohl diese Eigenschaft auf FRECHS Abbildung nicht genügend zur Geltung kommt (25, Abb. 78—81, S. 51.). Da sowohl der Typus als auch das zu bestimmende Exemplar die Wirbelteile von linker Klappe darstellen, ist die Identifizierung leicht vorzunehmen. Im Vergleich mit der Abbildung von VIGH (143, Abb. 48, S. 601.) vermerkt man auch den Unterschied, dass die innere Linie des Wirbels länger ist und deshalb auch die Lunula als länger erscheint. Unser Stück unterscheidet sich von beiden Abbildungen noch darin, dass der Querschnitt der Umrandung der Lunula verschieden ist, und zwar als eine Doppelleiste anmutet.

In diesem Zug ist unser Exemplar dem *M. cultridens* BITTNER ähnlich. Mit dieser Art als nächstliegendem Typ ist es übrigens auch schon durch FRECH verglichen worden.

Masse: Höhe: um 200 mm

Breite: 110 mm

Breite der Lunula: 45 mm

Verhältnis von Länge zu Breite der Lunula: 3,3: 1

halbe Dicke: 59 mm

Länge der Lunula: 150 mm

Die letzten drei Angaben der Lunula von VIGHs Exemplar sind 135 mm, 40 mm, 3,3:1. Fundort: Kecskék bei Nyergesújfalu.

Paramegalodus incisus (FRECH)

(Abb. 36, S. 54, 55)

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 53.

Der grösste Teil der Fauna vom Póckó besteht aus dieser Art und aus seinen verschiedenen Unterarten. Es liegen 25 Stücke von verschiedener Grösse und Erhaltung vor. Ein einziges Stück stammt vom Szénaberg bei Vértistolna her. Nach den bisherigen Vermutungen und im Lichte der Zusammensetzung der Faunenvergesellschaftung ist die Schichtenreihe bei Vértistolna älter als der nördliche Dachsteinkalksteinzug des Gerecsegebirges, nämlich norisch. Es ist folglich merkwürdig, dass diese Serie eine bisher nur aus der Rhätstufe bekannte, dort jedoch überaus häufige Form ergab. Jedoch kennen wir die genaue Fundstelle der Fauna von Vértistolna nicht, so ist es möglich, dass die norischen Formen aus einer tieferen, der *P. incisus* dagegen aus einer höher gelegenen Schicht her stammt. Nach dieser Auffassung sollten bei Vértistolna mehrere Horizonte der Trias aufgeschlossen sein.

Die Analyse der Fauna ergibt, dass hier zwischen dem charakteristischen *P. incisus* (FRECH) und dem *P. incisus cornutus* (FRECH) alle Arten von Übergängen vorkommen. Die für die Paramegalodonten kennzeichnenden verlängerten Wirbel und entsprechend verlängerten Lunula weisen bei den einzelnen Exemplaren sehr verschiedene Masse und Verhältnisse auf mit allen möglichen Übergängen zwischen den Extremwerten (Abb. 36, S. 54, 55).

Im grossen ganzen sind die Formen von kleinerem Durchmesser gedrungener, bauchiger, weniger gestreckt, besonders in der Seitenansicht, wogegen an den grösseren die spezifischen Merkmale markanter sind. Es lässt sich daraus folgern, dass die genannten Merkmale im Laufe der Ontogenese sich verändert haben. Das entspricht auch der Richtung der Phylogenese, da der gestreckte, langwirblige *Paramegalodus* KUTASSY und *Dicerocardium* STOPP. zeitlich in der letzten Phase der Entwicklung der Megalodontiden gemeinsam mit Riesenmegalodonten auftreten.

Die biometrischen Kennziffern der Serie sind wie folgt:

Exemplar	Nr.	Höhe	Breite	Dicke	Länge	Breite	
						links	rechts
	Nr. 1.	64 mm	60 m	42 mm	33 m	12	15
	Nr. 2.	68 mm	50 m	46 mm	30 m	11	15
	Nr. 3.	110 mm	70 m	60 mm	42 m	15	28
	Nr. 4.	115 mm	82 m	64 mm	57 m	17	25
	Nr. 5.	125 mm	89 m	75 mm	64 m	22	28
	Nr. 6.	115 mm	82 m	cca. 80 mm	58 m	25	30
	Nr. 7.	135 mm	90 m	96 mm	92 m	?	32
	Nr. 8. <i>P. incisus</i> <i>cornutus</i> (FRECH)	110 mm	77 m	55 mm	70 m	14	18

Proportionen :	Höhe : Breite	Breite : Dicke	Höhe : Höhe der Lunula
1.	1,09 : 1	1,42 : 1	1,94 : 1
2.	1,36 : 1	1,08 : 1	2,26 : 1
3.	1,57 : 1	1,16 : 1	2,61 : 1
4.	1,40 : 1	1,28 : 1	2,01 : 1
5.	1,40 : 1	1,18 : 1	1,98 : 1
6.	1,40 : 1	1,02 : 1	2,01 : 1
7.	1,50 : 1	0,94 : 1	1,50 : 1
8.	1,56 : 1	1,40 : 1	1,57 : 1

Fundort: Póckó bei Piszke; Szénaberg bei Vértestolna.

Paramegalodus aff. *incisus* (FRECH) 1—2.

1. An diesem Bruchstück können die markantesten Eigenschaften der Art gut erkannt, werden, besonders die entlang des Hinterrandes ablaufenden beiden Rippen. Dieses Stück führt als Besonderheit die bei den übrigen Arten von *Paramegalodus* häufige kleine Leiste, die die Lunula von den übrigen Teilen der Schale absondert. Da es sich um einen Steinkern handelt, ist diese Leiste in der Form einer Rille an der inneren Wandung der Schale sichtbar, deren Ränder sich etwas verdicken und am Steinkern eine sanfte Vertiefung hervorrufen.

Fundort: Póckó bei Piszke.

2. Die kennzeichnendsten Merkmale der Art können auch an diesem zweiten Typ erkannt werden, jedoch vertieft sich die Lunula, sodass der frontale Teil des Wirbels ganz konkav wird. Die Querschnitte der Wirbel anderer Exemplare sind nahezu dreieckig, mit drei konvexen Kanten, wogegen hier die eine Kante konkav ist, (Abb. 37, S. 56).

Paramegalodus cf. *incisus* (FRECH) 1907.

Ein Bruchstück, bei dem von der linken Klappe die Spitze des Wirbels, von der rechten dagegen dessen oberer Teil fehlt.

Es stimmt mit der Abbildung von FRECH überein (25, Abb. 82, S. 55.) den Genannter als *Dicerocardium* nov. spec. aff. *Dic. mediofasciatum* bezeichnete. KUTASSY nennt es im Foss. Cat. *Paramegalodus incisus* FRECH, obwohl es in einer Zahl von Eigenschaften vom Typus abweicht. Diese Form ist durch FRECH vom rhätischen Dachsteinkalk bei Hallstatt beschrieben worden.

Das Exemplar ist viel dicker und niedriger als der typische *P. incisus* FRECH, auch die Lunula ist weniger tief und reicht etwas weiter als zwei Drittel der Höhe hinab.

Masse: Höhe: 135 mm

Breite: 65 mm

Dicke: 90 mm

Lunula: Höhe 80 mm

Breite: 25 mm

Verhältnis: 3,2: 1

Fundort: Bagolytal bei Süttő; Steinbruch am Vöröshíd.

Paramegalodus incisus cornutus (FRECH).
(Abb. 38 a-b, S. 57)

Literatur und Synonymik s. bei KUTASSY: Foss. Cat. pars 68. S. 53.

Ein sehr wohlerhaltenes, fast vollständiges Exemplar (Steinkern) und mehrere identifizierbare Bruchstücke sind zur Untersuchung gelangt. Sie stimmen mit dem Typus vollkommen überein, sogar ist die Fundstelle (Öregkő bei Bajót) mit der von FRECHS Exemplaren (26, Tafeln XV—XVI, S. 84) identisch.

Es soll nur ein jüngeres Exemplar als besonders interessant erwähnt werden. Der besagte Entwicklungsprozess macht sich auch hier gültig: das jüngere Exemplar ist nicht so hoch, es ist in seiner Form dem *M. complanatus* GÜMB. ähnlich. Wenn keine Muskelabdrücke am Steinkern vorhanden wären, wäre es nicht möglich, das Stück mit der Art *incisus* zu identifizieren. Diese Rillen sind nicht voll entwickelt, nämlich sind sie in der Nähe des unteren Randes sehr tief, werden in der Richtung des Wirbels immer flacher und verkümmern sich dann gänzlich (S. 58, Abb. 39 a-d).

Der Wirbel ist im Verhältnis zum Rest des Gehäuses augenfällig unentwickelt.

Ein einziges, dem vom Öregkő ähnliches Exemplar kam vom Kecskekő zum Vorschein (S. 58, Abb. 40, a, b, c). Diese Form ist in ihrem Erhaltungszustand und auch in ihren Abmessungen denen vom Öregkő gleich.

Fundort: Öregkő bei Bajót; Kecskekő bei Nyergesújfalu.

Paramegalodus hungaricus n. sp.
(Abb. 41 a-c, S. 59)

Derivatio nominis: auf Grund der ungarischen Vorkommenis

Holotypus: in der Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt

Paratypoiden: ebendort

Locus typicus: Gerecsegebirge, Ungarn

Stratum typicum: Rhät-Stufe

Diagnosis: Von verhältnismässig grosser Gestalt unter den Arten des Genus. Tiefe Lunula, Muskelleisten laufen dem unteren Teil der Schale zu.

Es sind drei Exemplare dieser Art im Steinbruch am Kecskekő vorgefunden worden. Ihr Erhaltungszustand weicht von denjenigen der Conchoden der tieferen Horizonte, sowie der Exemplare von *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) ab. Nämlich wird der Platz der ausgelösten Schale anstatt des roten Tones durch wohlentwickelte Kalzitkristallgruppen eingenommen, und unter den Kristallen ist grüner Ton eingewachsen. Die Ausfüllung durch grünen Ton ist gewissermassen dem Erhaltungszustand von *Paramegalodus eupalliatatus* (FRECH) ähnlich. Auch in ihrer stratigraphischen Lage mögen die beiden identisch sein, vermutlich rühren sie vom obersten faunenführenden Horizont des Steinbruchs am Kecskekő her. Die Art ist der Varietät *P. incisus cornutus* (FRECH) besonders in der Seitenansicht und von vorne gesehen, recht ähnlich. Die Abmessungen sind jedoch grösser: Höhe 210 mm, Breite 110 mm, grösste Dicke im untersten Drittel 130 mm. Die Lunula ist etwas tiefer, um 120—130 mm. Die für die Unterart *cornutus* kennzeichnende Leiste am Rande der Lunula ist unter der Kruste aus Kalzitkristallen nur schlecht sichtbar. Der grösste Unterschied gegenüber *P. incisus* und *P. incisus cornutus* liegt darin, dass die Muskelleiste am hinteren Rand auf den Unterrand der Schale ausläuft, wogegen sie bei den genannten hinten, im unteren Viertel zusammentrifft. Die Ähnlichkeit ist in der Seitenansicht am grössten (Abb. 41 c).

Fundort: Kecskekő bei Nyergesújfalu.

Paramegalodus nova forma
(Abb. 42 a-b, S. 60)

Wirbelbruchstück einer rechten Klappe. Es ist dem *P. eupalliatatus* FRECH am meisten ähnlich, kann ihm doch nicht gleichgesetzt werden. Die Beschreibung als neue Art ist jedoch wegen der Unvollständigkeit des Exemplars nicht zweckmässig. Das Bruchstück dürfte zu einer dem *P. eupalliatatus* FRECH gegenüber viel grösseren Muschel gehören. Der Wirbel ist stark verlängert, die Klappe ist sehr flach. In der Region zwischen den zwei Wirbeln, in der Mitte befindet sich ein seichter Kanal.

Der Wirbel ist fast gerade, mit einer sehr sanften Krümmung nach innen. Der Querschnitt des Wirbels ist ein nahezu rechtwinkliges Dreieck, nach unten geht der Winkel an der inneren Mittellinie in einen immer weiteren stumpfen Winkel über. Dementsprechend ist der Querschnitt des Wirbels nach innen verhältnismässig immer flacher.

Die Furche am Rande des Scutum ist da, ist jedoch nicht tief. Die ganze Form ist abgerundet, eine Abrollung andeutend, obzwar das Stück einer solchen nicht ausgesetzt war.

Eine Ergänzung der Masse kommt nicht in die Frage. Die Abmessungen des Bruchstückes sind: Höhe: 190 mm, Breite: 55 mm, Länge: 105 mm.

Fundort: Kecskékó bei Nyergesújfalu.

Paramegalodus vighi nov. sp.

(Abb. 43 a, b, S. 61).

Derivatio nominis: nach dem Namen des Gerecse-Forschers, Gy. Vigh

Holotypus: in der Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt

Monotypus

Locus typicus: Gerecsegebirge, Ungarn

Stratum typicum: Rhät-Stufe

Diagnosis: Wirbel etwas kürzer wie bei den übrigen Arten des Genus, plötzlich verjüngernd, von gerader Form. Vorderrand fast rechtwinklig hervorragend.

Es haben sich zwei Exemplare gefunden. Der Typus ist ein Steinkern der Wirbelregion einer rechten und einer linken Klappe. Die Einreihung in die Gattung wird durch die tiefe Furche am Hinterrand begründet, obwohl der Wirbel den üblichen gegenüber nicht sehr lang ist.

Die Form ist von fast gleichen Wirbeln, die linke Klappe ist etwas stärker. Der Wirbel verjüngt sich jäh, ist fast gerade: er ist ganz schwach nach vorne und innen gekrümmt. Der Vorderrand springt in einem, dem Rechten nahestehenden stumpfen Winkel scharf hervor. Durch dieses Merkmal wird die Form von den übrigen *Paramegalodus*-Arten unterschieden. Die kleine Leiste am Rande der Lunula ist kaum zu bemerken.

Das Schloss ist gut sichtbar. In der rechten Klappe zeigt sich ein einziger, fast vertikaler, etwas in der Richtung der Wirbel konvexer Hauptzahn. In der rechten Klappe tritt ein kleinerer, leichtgekrümmter erster Zahn, eine breite Zahngrube und ein, dem der rechten Klappe ähnlicher riesiger Hauptzahn auf. Die Zähne sind nach unten ein wenig konvergent. Neben den Zähnen gibt es vorne wie hinten tiefe Gruben.

Masse: Das Bruchstück ist 120 mm gross; eine Ergänzung würde etwa 160—180 mm ergeben. Die Länge des Bruchstückes ist 110 mm, ergänzt 130 mm. Die Dicke beträgt 105 mm.

Fundort: Kecskékó bei Nyergesújfalu.

Paramegalodus triangulatus n. sp.

(Abb. 44 a-c, S. 62).

Derivatio nominis: nach der Gestalt

Holotypus: in der Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt

Monotypus

Locus typicus: Gerecsegebirge, Ungarn

Stratum typicum: Rhät-Stufe

Diagnosis: Form ein fast gleichschenkliges Dreieck. Wirbel kurz, Lunula sehr hoch, breit und ganz flach. Die hintere Leiste breit, sich gegen die Wirbel zu verjüngernd.

Ein einziges Exemplar, ein Steinkern aus der Sammlung von F. SCHAFARZIK, aus 1885, ohne nähere Bezeichnung der Fundstelle (die Anschrift der originalen Vignette ist »Gerecseberg, Piszke, Komitat Esztergom«).

Die Einreihung in die Gattung *Paramegalodus* wird durch die sehr stark verlängerte Lunula, die tiefe Furche am Hinterrand der Klappe, die dadurch entstandene scharfe Rippe, das tiefe Scutum und die die Lunula beiderseitig begrenzenden Leisten begründet.

Die Form weicht jedoch von den bislang bekannten Arten von *Paramegalodus* in vielen Merkmalen ab. Die spezifischen Unterschiede sind in der Vorderansicht am auffallendsten. Die Form

kann in ein nahezu gleichkantiges Dreieck eingefasst werden, dessen gleichlange Kanten (165 mm lang) durch die Geraden zwischen den Wirbeln und dem Unterrand definiert werden. Die beiden Winkel an der kurzen Kante sind 70—70°, der spitze am Unterrand ist 40°. In dieser Aufstellung wölben sich die Seiten der Klappen aus dem Dreieck; die die Lunula begrenzenden kleinen Leisten entfallen dabei fast genau auf die Kanten des Dreiecks. (S. 63, Abb. 45).

Die Wirbel sind überaus kurz. Das würde ein Argument gegen die Einreihung in diese Gattung sein. Jedoch wird das durch die Verlängerung der Lunula ausgeglichen: in der Seitenansicht scheint dadurch auch der Wirbel verlängert zu sein. Die Lunula ist hoch, breit, jedoch ganz flach, fast eben. Der sanft konvexe Schalenteil reicht bis zum Leistchen, von dort aus wird die Lunula nach einer kleinen Vertiefung ganz flach.

Die zwei Wirbel werden durch einen parabelförmigen Bogen verbunden.

Vergleich: In der Seitenansicht stimmt der Umriss mit dem von *Paramegalodus incisus cornutus* (FRECH) überein. Nur sind Vorderrand und Wirbel weniger gekrümmt (S. 63, Abb 46).

Von hinten ist die Form der Art *P. incisus* (FRECH) sehr ähnlich. Das Scutum ist etwas breiter und erweitert sich nach oben in sanftem Bogen etwas mehr als dasjenige der besagten Art. Die kennzeichnende Furche ist noch kräftiger, tiefer und breiter, die Rippe ist fast bis zum Wirbel gleichbreit, und wird dort plötzlich flach.

Masse: Höhe: 165 mm, Länge: 115 mm

Dicke: am unteren Teil der Lunula 85 mm

In der Mitte der Lunula: 117 mm

Entfernung zwischen den Wirbelspitzen: 84 mm

Höhe der Wirbelspitzen: 28 mm

Höhe der Lunula in der Medianlinie: 68 mm

Fundort: Gereeseberg bei Süttő (?).

Die Unterscheidung von Kalkstein und Dolomit ist bereits in den ältesten Arbeiten aufzufinden. Der Kalkstein ist durch K. PETERS 1859 in den »Lias« gestellt worden (90). Diese Benennung lebte in der Literatur noch eine zeitlang weiter, was auf der von der heutigen grundverschiedenen Anwendung der Bezeichnung Lias beruhte. Im typischen Profil in den Alpen ist nämlich die Lias als ein Übergangsglied zwischen Trias und Jura unterschieden worden. Die lang andauernde unsichere Stellung dieser Stufe in der französischen Literatur hat sich auch auf die Gliederung in den ostalpinen Gebieten ausgewirkt.

Dagegen verlegte K. PETERS den Dolomit als Folge eines eigenartigen Irrtums in das Eozän. Nach seiner Beobachtung ist nämlich am »Luckenberg« (Köberg bei Budaörs) der Nummulitenkalkstein dolomitisiert und es soll dort auch der Übergang des Nummulitenkalksteins in den Dolomit sichtbar gewesen sein. Wahrhaftig liegen die zwei Bildungen dort beieinander, jedoch ist heute bereits die begrenzende Bruchfläche, entlang welcher sie sich berühren, gut aufgeschlossen.

M. HANTKEN stimmte 1861 (36) noch PETERS bei, jedoch bemerkte er, dass der Dolomit in Hinsicht auf seine Lagerungsverhältnisse älter als der Kalkstein zu sein scheint, und an vielen Stellen unabhängig vom Nummulitenkalkstein auftritt. 1865 (37) setzte er den Dolomitkomplex schon mit Gewissheit in den unteren Teil des »Unterlias«. Seine tieferen Horizonte parallelisierte er mit dem Esinodolomit, welcher nach der Erkenntnis von FR. HAUER (40) in die Trias gehört. 1868 tat er einen weiteren Schritt vorwärts (38), indem er den Dachsteinkalkstein bereits als »rhätisch« bezeichnete, und die Unterscheidung vom Lias anhand der Megalodonten als sicher ansah.

B. WINKLER erwähnt 1883 (162) aus dem Dolomit spärliche Fossilien und stellt fest, dass der Dolomit »unauffallend« in den Kalkstein übergeht. Er hält beide Bildungen für rhätisch.

1905—1906 beurteilt J. STAFF (115) den unteren Horizont des Dolomits bereits als norisch. Auf dieser Grundlage unterscheidet er eine norische Hauptdolomit- und eine rhätische Dachsteinkalksteinserie.

X Tabelle

Einteilung des Triaskomplexes im Gerecsegebirge nach GY. VIGH (148)

		Ost-Gerecse	West-Gerecse	Tata, Kalvarienhügel
		Schichtlücke	Regression	Lücke
Obertrias	Rhätische Stufe	Dachsteinkalk <i>Megalodus damesi</i> HOERN., <i>Megalodus tofanæ</i> HOERN. var. <i>gryphoides</i> GÜMB. <i>Dicerocardien</i> <i>Dicerocardium incisum</i> FRECH var. <i>cornuta</i> FRECH		<i>Dicerocardium incisum</i> FRECH
		2—3 Einschaltungen von grüngrauem Ton		
	Norische Stufe	Dachsteinkalk mit <i>Megalodus gumbeli</i> STOPP. Dachsteinkalk mit dünnen Dolomiteinschaltungen, mit <i>M. böckhi</i> HOERN., <i>M. secco</i> PAR., <i>M. complanatus</i> GÜMB. Dolomit mit eingeschalteten Kalksteinbänken, mit <i>Worthenia escheri</i> STOPP. Geschichteter Dolomit mit kleinen Megalodonten		?
	Karnische Stufe	Geschichteter Dolomit im Süden des Gerecsegebirges (Óbarok) mit <i>Myophoricardium lineatum</i> WÖHRM. und <i>Myophoria</i> cfr. <i>inaequicostata</i> KLIPST.		
	Horizont des <i>Trachyceras aon</i>			

III. STRATIGRAPHISCHE PROBLEME

a) Methodische Bemerkungen

Betreffs der Triasserie des Gerecsegebirges haben sich zwei Probleme ergeben. Die eine ist die Frage der feineren Gliederung des Schichtenkomplexes und der Parallelisierung der Schichtenglieder, die andere ist die Frage der unteren und oberen Abgrenzung.

Die stratigraphische Lage der Serie ist in ihren Grundzügen bereits in der älteren Literatur festgelegt worden, das Vorhandensein der Karn-, Nor- und Rhätstufe wurde festgestellt. Dieser Tatbestand hat sich infolge meiner Untersuchungen nicht wesentlich verändert, hat nur in gewissen Einzelheiten eine gewisse Klärung erfahren.

1. Zwecks der feineren Gliederung der Triasreihe habe ich die eingehende Untersuchung mehrerer Grundprofile ausgeführt. Diese Arbeit beruhte auf der Einsammlung des Materials der Aufschlüsse Schicht für Schicht. Ein Vergleich der derart eingesammelten Probenreihen ermöglichte eine Neben- bzw. Übereinanderfügung der Aufschlüsse.

Dieser Vergleich hat sich aus der Parallelisierung der sich auch makroskopisch als kennzeichnend beständig erweisenden Gesteinstypen, aus der Bestimmung der Reihenfolge der weniger markanten Arten, unter Beachtung der sich als kennzeichnend erweisenden Schichtmächtigkeiten ergeben.

Es ist gelungen, mit dieser Methode die Lage der kennzeichnenden Gesteinstypen übereinander festzulegen und die Schichtenfolgen der einzelnen Profile zu parallelisieren (S. 65, Abb. 47).

Eine Schwierigkeit ist daraus erwachsen, dass gewisse Gesteinstypen in einem jeden Horizont vorkommen, und nur einzelne Typen für die einzelnen Horizonte als kennzeichnend betrachtet werden dürfen. Weiterhin kann man, da es sich um eine kontinuierliche Ablagerung handelt, die einzelnen Horizonte nicht scharf gegeneinander abgrenzen. Dadurch wird die Möglichkeit der sicheren Parallelisierung der Horizonte nicht beeinträchtigt, es bedeutet nur, dass sie immer durch stetig sich verändernde, übergangsartige Schichtenreihen ineinander übergehen.

2. Die Frage der Begrenzung der tieferen Horizonte der Trias gegenüber blieb auch weiterhin offen: die Schichtenkomplexe des Gerecsegebirges können im Vértésgebirge verfolgt und in gleicher lithologischer Fazies in ihrer Fortsetzung nach unten studiert werden.

Die Begrenzung nach oben, nach dem Jura ist Gegenstand einer seit langem anhaltenden Debatte. Es haben sich zur Lösung des Problems zwei Wege ergeben. Es ist bereits entschieden worden, dass der Jura mit verschiedenen Horizonten über der Trias liegt. Es soll nun festgestellt werden, ob sich der Jura überall auf demselben Horizont der Trias lagert. Die Problemstellung und Lösung auf diese Weise ist durch die eingehende Untersuchung und feine Unterteilung der Schichtenfolge ermöglicht worden.

b) Literatur der Gliederung der Obertriasschichten im Gerecsegebirge

Die Einfügung der Triasschichten im Gerecsegebirge in die triassische Schichtenfolge ist das Ergebnis einer wissenschaftshistorisch interessanten Ideenfolge.

Die stratigraphische Lage ist endgültig durch GY. VIGH geklärt worden. Er stellte bereits 1925 (144—145) fest, dass der Dolomit älter ist, und sogar die dem Kalkstein zwischengeschalteten Dolomitbänke eine norische Fauna führen. Es geht aus seinen späteren Untersuchungen im Jahre 1927 (146) hervor, dass der Dolomitkomplex anhand seiner Fauna in die oberen Teile des Karns und in die tieferen des Nors gehört. Die mit dem Dolomit sich abwechselnde Kalkserie und der grösste Teil des reinen Kalksteines gehört in die Norstufe, und nur die höchsten Horizonte des Kalksteines können dem Rhät angehören. Die Grenze Nor—Rhät wird durch die Einschaltungen von grünem Ton in den oberen Horizonten des Kalksteines angedeutet.

Diese Grundzüge haben sich auch seither als stichhaltig erwiesen. GY. VIGH hat 1928 die Stratigraphie des Gerecsegebirges auch tabellarisch zusammengefasst, und in die Rahmen der alpinen Horizonte eingepasst (Tabelle X).

1933 beschrieb er (151) südlich vom Gerecsegebirge, bei Csákánypuszta, an der Ostflanke des Hárságy eine mit dem des Gerecse vollkommen übereinstimmende Schichtenfolge:

1. Unten ein bankiger, massiver Dolomit,
2. Darüber löchriger Dolomit von 2—3—5 m Mächtigkeit,
3. Massiver bräunlich-grauer Dolomit mit zahlreichen Myophorien, anderen Muscheln, in den oberen Lagen mit einigen kleingewachsenen Megalodonten;
4. Ein in sehr dichten Schichten erstaunlich viel Megalodonten enthaltender Komplex.

Anhand der Fauna setzte er diese Reihe in den unteren Teil der Norstufe.

GUSTAV VIGH hat 1943 (155) im Raume des Nordwest-Gerecse an mehreren Stellen kennzeichnende Horizonte nachgewiesen.

c) Neuere Ergebnisse der Gliederung der Trias im Gerecsegebirge

Wie das aus dem obigen hervorging, ist bislang die eingehendste Gliederung unserer Schichtenfolge von GY. VIGH gegeben worden. Seine Gliederung beruht in erster Reihe auf faunistischer Grundlage, nimmt jedoch auch die Lithofazies in Betracht. Er hat die von ihm unterschiedenen Horizonte auch auf einer Karte dargestellt. Seine Karte ist jedoch nicht publiziert worden, und es gelang mir nicht, das Manuskript im Kartenarchiv der Ungarischen Geologischen Anstalt aufzuspüren. Die Übersicht von GY. VIGH ist noch heute gültig. Soviel muss nur vermerkt werden, dass es mir gelang, im Hangenden der Myophorienschichten an mehreren Stellen reiche Fundstellen von Megalodonten nachzuweisen; in diesen fand sich ausschliesslich die Form *Megalodus paronai* DI STEF., in einer sehr grossen Individuenzahl. Möglicherweise kann dieser Horizont mit dem kleine Megalodonten führenden geschichteten Dolomithorizont von VIGH identifiziert werden.

Die Beurteilung der grünen Toneinschaltungen als Grenzschichten zwischen Nor und Rhät ist jedoch keinesfalls so einfach, als das von GY. VIGH vorausgesetzt wurde. Es handelt sich um viel mehr Einschaltungen als nur 2—3. So kommen in je einem zusammenhängenden Profil in grossem Steinbruch von Dorog 12, im grossen Steinbruch von Tatabánya 5, im Steinbruch am Kecskékő 9 solche Bänder vor. In den Steinbrüchen von Tatabánya und Dorog erscheinen sie in einem auch von GY. VIGH für mittelnorisch gehaltenen dolomitbankigen Kalksteinhorizont, dagegen im Steinbruch am Kecskékő unter reinen rhätischen Kalksteinbänken mit *Paramegalodus* (*Dicerocardium*) und *Conchodus*. Neben den besagten, wohl aufgeschlossenen Stellen können Lagen von grünem Ton noch in einer Zahl von kleineren Steinbrüchen und Aufschlüssen nachgewiesen werden. Die grünen Tonlagen kommen nach ihrem ersten Auftreten überall in der Schichtenreihe vor, es ist daher unbegründet, sie als Grenzschichten zu betrachten.

Die Einstellung von VIGH lässt sich nur durch sehr sorgfältige (und nebenbei glückliche) Sammelarbeit und dann auch nur stellenweise verfeinern. Infolge ihrer zerstreuten Lage sind die Faunenfundstellen zur Bestimmung der stratigraphischen Lage eines jeden Blockes unzulänglich. Deshalb war ich bestrebt, zwecks der Ausgestaltung eines vollständigen stratigraphischen und nicht zuletzt eines tektonischen Bildes, eine entsprechende Feingliederung anhand der Gesteinsgefügen aufzustellen. Ich habe auf diese Weise 14 gut parallelisierbare Gesteinshorizonte nachzuweisen vermocht und ihre Verbreitung auf der beigelegten Karte dargestellt (S. 68—69, Abb. 48).

In einem jeden der Gesteinshorizonte müssen die die Masse des Komplexes bildende meistens in mächtigeren Bänken auftretende sogenannte »Grundbildung« und die sich damit abwechselnden, meistens untergeordneten »Einschaltungen« unterschieden werden. Letztere können in dicken, der Grundbildung fast gleichwertigen Bänken ganz dicht auftreten, jedoch sind sie, besonders in den höheren Teilen der Serie, meist in dünnen Schichten auftretende Gesteine von sehr kennzeichnendem Gefüge.

Die Horizonte sind der Reihe nach von unten nach oben die folgenden:

1. Grundbildung ist der löchrig-poröse Dolomit (Typ Nr. 1), der sich in dicken 80—100cm mächtigen Bänken mit massiven hellbraunen spröden und dunkelbraunen äusserst zähen und harten Dolomitbänken (Typ Nr. 2) abwechselt. Die zwischengeschalteten heller- und dunklerbraunen Bänke sind 50—20 cm mächtig. In diesem Komplex ist die Vergesellschaftung der Grundbildung und der Einschaltungen kennzeichnend, da beide Typen auch in den nächsten Horizont übergehen, jedoch dort auch von anderen Gesteinstypen begleitet werden.

2. Hier ist die Grundbildung ein myophorienführender, etwas löchriger, hellbrauner, bankiger Dolomit (Typ Nr. 3), der sich mit spröden-brüchigen (Typ Nr. 5) und zähen, harten, dunkelbraunen (Typ Nr. 2) Bänken abwechselt. Der löchrige Dolomit Typ Nr. 1 wird hier spärlicher und erhält eine rötliche Färbung. Als seltene Einschaltungen treten 5—10 cm mächtige Bänke von kristallinem oder doch wenigstens körnig brechendem Gefüge (Typ Nr. 4) auf. Aus der Kontinuität der Ablagerung folgend erscheinen in den tieferen Teilen aus dem liegenden Horizont herüberziehende zähe braune Einschaltungen, wogegen in den oberen Teilen die im nächsten Horizont die Oberhand ergreifenden rötlichen gebändert-löchrigen Schichten Typ Nr. 1 häufiger werden.

3. Äusserst spröder, glasig durchscheinender zur Grusbildung neigender Dolomit. Er liegt eigentlich zwischen Horizont 2 und 4 derart, dass es sich in deren Übergangsabschnitten als eine eigenartige Einschaltung meldet.

4. Die Grundbildung besteht aus massiven, braunen spröden Dolomitschichten von 50—80 cm Mächtigkeit (Typ Nr. 2). Es schalten sich rötlich-hellbraune, gebändert-löchrige 1—2 m mächtige Dolomitbänke (Typ Nr. 1) dazwischen. Der Komplex ist dem Horizont Nr. 1 äusserst ähnlich; in der Zusammensetzung nehmen dieselben Gesteinstypen Teil (Typen Nr. 1 und 2), jedoch ist der löchrig-gebänderte Dolomit im Gegensatz zu der hellbraunen, aus 80—100 cm mächtigen Bänken bestehenden Entwicklung rötlicher bzw. mehr rötlich braun, und besteht aus dickeren Bänken. Dieser Komplex ist sehr mächtig und geht allmählich in den nächsten Horizont über. Es erscheinen nämlich in den höheren Teilen die für die höhere Serie kennzeichnenden löchrigen, lebhaft-roten, etwa 60—80 cm mächtigen Schichten. Später bleiben die feingebänderten Schichten aus.

5. Roter, löchriger, harter Dolomit (Typ Nr. 6), das sich zuerst mit gebänderten-löchrigen Bänken (Typ Nr. 4), später mit massiven braunen 1—1,5 m mächtigen (Typ Nr. 2), dann mit grobkristallinen 20—30 cm mächtigen (Typ Nr. 4) Schichten abwechselt. Die höheren Teile des Komplexes können an der Somlyóburg studiert werden: sie werden zunehmend heller, die roten Bänke bleiben aus und werden durch feingewellt-gebänderte weisse Bänke ersetzt.

6. Hier ist die Grundbildung, ein weisser und ganz hellbrauner körniger Dolomit, Typ Nr. 3. Er enthält häufige Reste von Myophorien. Es schalten sich zwischen seine 1—1,5 m mächtigen Bänke kennzeichnende weisse, gewellt-gebänderte (Typ Nr. 7a, 7b) und 20—30 cm dicke zähe harte Bänke (Typ Nr. 8) ein. Nach oben zu nimmt die Welligkeit der Schichten allmählich ab, das Gestein erhält die ebene, feine Bänderung, endlich fällt die Bänderung ganz fort.

7. In der vom liegenden Horizont herüberreichenden weiss-hellbraunen Grundbildung (Typ Nr. 3) treten Einschaltungen von 10—20 cm mächtigen, etwas körnigen, äusserst harten, zähen Bänken (Typ Nr. 8) auf. Diese Bänke sind weiss und führen eine noch auffallender weisse Verwitterungskruste.

8. Ein rosa kristalliner Kalkstein (Typ Nr. 9) wechselt sich an vielen Stellen (Herkályos, Alsógalla, Vörösberg) mit schneeweissem, charakteristischem Dachsteinkalk (Typ Nr. 10) ab. Der rosa Kalkstein ist bislang nur aus Lesestücken bekannt und tritt immer in der Nähe der Grenze Dolomit—Kalkstein auf. Mit dem dolomitischen Komplex des Horizontes Nr. 7 steht er in keinerlei

Stufe	Gliederung nach GY. VIGH			Neue Gliederung				
	Horizont	Lithologische Entwicklung und kennzeichnende Fauna	Laufende Nummer	Lithologische Entwicklung	Kennzeichnende Fossilien	Mächtigkeit in m und kennzeichnende Aufschlüsse	Die im Komplex auftretenden Gesteinstypen in der Folge der Häufigkeit	Allgemeine Kennzeichnung
Rhät	Horizont der <i>Avicula contorta</i>	Dachsteinkalk mit <i>Megalodus damesi</i> HOERN. und <i>M. tofanae</i> HOERN. var. <i>gryphoides</i> GÜMB. Schichten mit <i>Dicerocardium incisum</i> FRECH und <i>Dic. incisum</i> FRECH var. <i>cornuta</i> FRECH	14	Hellgrauer massiver häufig foraminiferenführender Kalkstein mit Triasinen, Oolithen und Korallenresten, in den tieferen Zonen mit grünen Tonbändern	d) <i>Paramegalodus eupalliatu</i> s (FRECH) c) <i>P. incisus</i> (FRECH) var. <i>cornuta</i> (FRECH) b) <i>P. incisus</i> (FRECH) a) <i>Conchodus</i>	150—180 m Kecskekő Öregkő	21, 15, 22	Kalksteinkomplex (280—330 m)
			13	Massiver grauer Kalkstein mit megalodontenführenden Bänken, mergelig-knolligen Einschaltungen, in den tieferen Teilen mit gebänderten roten Einschaltungen, grünen Tonbändern, seltenen Bänken mit Triasinen, Foraminiferen und Oolithen		80—100 m Asszonyberg Grosser Eménkes	15, 14, 16, 21	
			12	Weisser-hellbrauner, hellgrauer Kalkstein, mit Bänken von dickplattigem, mergeligem, dolomitischem Kalk, sehr seltenen Einschaltungen von gelb-rot gebändertem dolomitischem Kalk, mit Hohlraumausfüllungen von Kalzit, mit Foraminiferen und Triasinen	<i>Megalodus gümbeli</i> STOPP.	50 m Kleiner Gerecse	15, 14, 21, 16	
Nor	Horizont der <i>Worthenia escheri</i>	2—3 Einschaltungen grüngrauen Tones Dachsteinkalk mit <i>Megalodus gümbeli</i> STOPP. Dachsteinkalk mit dünnen Einschaltungen aus Dolomit, mit <i>Megalodus böckhi</i> HOERN., <i>M. secco</i> i HOERN. und <i>M. complanatus</i> GÜMB. Dolomit mit Einschaltungen vom Dachsteinkalk mit <i>Worthenia escheri</i> STOPP. Geschichteter Dolomit mit kleinen Megalodonten	11	Weisser, massiver bzw. hellgrauer Kalk mit schwarzer Kalksteinbrekzie und Kalkarenit, weissen korallenführenden und gelb-rot gebänderten dolomitischen Kalkbänken mit Hohlraumausfüllungen aus Kalzit		10—15 m Szelim-Höhle Tardoser Berg	10, 15, 19, 18, 16	Dolomitischer Kalkkomplex (500—650 m)
			10	Weisser, gelblicher oder hellgrauer, massiver oder kristalliner Kalk, mit gelb-rot gebänderten, kalzitfleckigen Bänken mit kalzitischen Hohlraumausfüllungen, Einschaltungen aus dickplattig-mergeligem dolomitischem Kalk und weissem kristallinem kalkigem Dolomit.	<i>Megalodus complanatus</i> GÜMB. <i>Megalodus böckhi</i> HOERN.	100—120 m Öregkovács	10, 15, 16, 14, 13	
			9	Weisser, gelblicher Kalk, mit Einschaltungen von feingebändert-bituminös-mergelig-dolomitischem Kalk und weissem kristallinem kalkigem Dolomit, mit grünen Tonbändern		100—150 m Jástiberg Grosser Gerecse	10, 11, 13, 22	
			8	Weisser massiver Kalk, abwechselnd mit rosa kristallinem Kalk		80 m, Herkályos	10, 9	
			7	Hellbrauner, weisser, massiver Dolomit mit zähen, harten schneeweissen Dolomitbänken		30—50 m, Gyarmatberg	3, 8	
			6	Weisslicher, hellbrauner massiver stellenweise mittelkörniger Dolomit mit Einschaltungen aus wellig-gebändertem löchrigem zähem Dolomit und Bänken von schneeweissem körnigem-Dolomit		60—100 m Öregnyulas	3, 7a, 7b, 8	
			5	Roter Dolomit mit Hohlräumen, abwechselnd mit hell- und dunklerbraunen massiven harten Dolomitbänken, mit Einschaltungen aus rötlichem löchrig-gebändertem und braunem körnig-brechendem Dolomit	<i>Megalodus paronai</i> DI STEF.	40—50 m Somlyóburg	1, 6, 2, 1, 4	
			4	Roter, löchrig-gebänderter Dolomit mit Bänken von massivem hartem braunem Dolomit und Einschaltungen aus braunem körnig-brechendem Dolomit	Myophorien	50—60 m Gyarmatberg Süd	1, 2, 4	
			3	Spröder, hellbrauner, zergrusender Dolomit, weisser, hellbrauner mittelkörniger Dolomit, brauner körnig brechender Dolomit, abwechselnd mit hell- und dunklerbraunem massivem hartem Dolomit, mit Einschaltungen aus hellbraunem löchrig-gebändertem Dolomit		30—40 m Grosser Baglyas	5, 3, 4, 2, 1	
Karn	Horizont des <i>Tropites subbullatus</i>	Geschichteter Dolomit mit <i>Myophoridium lineatum</i> WÖHRM. und <i>Myophoria</i> cf. <i>inaequicostata</i> KLIPST.	2	Weissliche hellbraune löchrige Bänke von Dolomit mit Myophorien, mit härteren braunen Bänken, seltenen löchrig-gebänderten Schichten	Myophorien	80 m Nagybaglyas NW	3, 4, 2, 1	Dolomitkomplex (180—200 m)
			1	Hellbrauner löchrig-gebänderter poröser Dolomit mit dunkleren massiven harten Bänken	Myophorien kleine Gastropoden	100—120 m Lóingató	1, 2	

ablagerungsgeschichtlichem Zusammenhang. Er scheint vielmehr mit der hangenden Serie verbunden zu sein.

9. Hier ist die Grundbildung ein weisser, lokal etwas gelblicher Kalkstein oder dolomitischer Kalk (Typ Nr. 10), zwischen dessen 1—2 m mächtigen Schichten 10—20—30 cm mächtige Einschaltungen von dünnegebändertem bituminösem Mergel und dolomitischem Kalkstein liegen (Typ Nr. 11). An den Grenzen dieser bituminös gebänderten Bänke treten häufig die ältesten Schichten von grünem Ton (Typ Nr. 22) auf, die bis zu den höchsten Teilen der Triasserie wiederholt zurückkehren. Diese Serie geht bereits allmählich in den nächsten Horizont über, was sich besonders in der Entwicklung der Einschaltungen widerspiegelt.

10. In diesem Horizont ist die Grundbildung auch ein weisser Kalkstein bzw. dolomitischer Kalk (Typ Nr. 10), welcher nur im Norden und Nordosten des Gebirges durch feinkörnigen gelbgrauen Kalkstein ersetzt wird (Typ Nr. 15). Die Einschaltungen bestehen dagegen aus rötlichem und gelbem, kalzitfleckigem und Hohlräumeausfüllungen aus Kalzit enthaltendem leicht dolomitischem Kalk (Typ Nr. 16) und aus kristallinem bankigem kalkigem Dolomit (Typ Nr. 13).

11. Die Grundbildung ist in den südlichen und südwestlichen Teilen gleichfalls ein weisser, in den nordöstlichen dagegen ein grauer, massiver Kalkstein, mit Einschaltungen von Brekzien mit schwarzem Kalksteindetritus (Typ Nr. 19) und Kalkarenit (Typ Nr. 18). Diese sind jedoch immer verbunden mit rot-gelben kalzitgebänderten Bänken (Typ Nr. 16) und mit algen- und korallenführenden weissen Kalksteinbänken.

12. In einem weissen und hellbraunen, hellgrauen massiven, manchmal körnigen Kalkstein-komplex (Typ Nr. 15) lagern mergelige Bänke (Typ Nr. 14) und grüne Tonbänder (Typ Nr. 22).

13. Grauer, massiver, dickbankiger Dachsteinkalkstein mit häufigen megalodontenführenden Bänken und faunahaltigen mergeligen Einschaltungen. In den tieferen Teilen gibt es immer noch gebänderte rote Kalksteinbänke.

14. Grauer, massiver, manchmal kalzitfleckiger reiner Kalkstein (Typ Nr. 21) mit mehr oder minder häufigen Querschnitten von Algen, Korallen, Oolithen und Triasinen im Dünnschliff. Einschaltungen von grauen faunenleeren Bänken (Typ Nr. 15) und spärlich von grünem Tone.

Zusammenfassend lässt sich über die lithologischen Horizonte folgendes feststellen: die Reihe der Grundbildungen fängt mit löchrigem braunem Dolomit an, der in massiven hellbraunen Dolomit, dann in hellgelben, weissen, dolomitischen Kalkstein übergeht, der dann von reinem weissem, massivem Kalkstein, ferner in den höchsten Horizonten von hellgrauem feinkörnigem, massivem Kalkstein abgelöst wird. In den oberen Teilen des letzteren gibt es bereits viele biogenetische Elemente, Foraminiferen, Kalkalgen, Oolithe.

Dagegen melden sich die »Einschaltungen« in den tiefsten Horizonten als massive, zähe, dunkelbraune Dolomite, die höher von löchrigem, gebändertem, rotem Dolomit, später von rotem Dolomit mit Hohlräumen ersetzt werden. Noch weiter oben schalten sich wellig-gebänderte, leicht bituminöse Dolomitschichten ein. Diese werden durch weisse, äusserst massive körnige zähe weisse Dolomitbänke abgelöst.

Es folgen darauf dünne, parallelgebänderte bituminöse dolomitische Mergelbänke, die nach oben zunehmend kalkig und kalzitisch werden, um endlich rot-gelb gebänderten kalzitischen Kalkbänken Platz zu geben. Gemeinsam mit diesen kommen die grünen Tonbänder vor, die jedoch auch weiter unten und weiter oben auftreten.

Die hier definierten Horizonte werden im Vergleich mit den faunistisch begründeten Horizonten von Gy. VIGH in einer Tabelle dargestellt (Tabelle XI).

d) Zusammenfassung der Literatur über die Fragen der Abgrenzung

Bezüglich der Grenzfrage Trias—Lias im Gerecsegebirge finden wir die erste Angabe in der Arbeit von K. PETERS (85). Nach seinen Beobachtungen am Öregkö bei Bajót liegt unter dem rosa Liaskalkstein ein übergangsartiger oolithischer grauer Kalk. FR. HAUERS Kartierungsgebiet (40) war schon grösser: er stellte 1870 fest, dass am Südwestrand des Gebirges der Jura diskordant den Dachsteinkalkstein überlagert, und dass es im Nordosten einen konkordanten Übergang gibt, mit der

Zwischenschaltung einer oolithischen Bank. Nach J. STAFF (115, 1906—1907) liegt der Jura am Pisznice konkordant über dem rhätischen Dachsteinkalkstein, und das ist überall der Fall, wo die Grenze überhaupt aufgeschlossen ist. Er behauptet anhand von Aufschlüssen beweisen zu können, dass die Diskordanz nur eine scheinbare ist. VADÁSZ nimmt 1913 (132) eine durch eine lokale Regression bedingte Erosionsperiode an, nach welcher das Jurameer über den Dachsteinkalk transgrediert, GY. VIGH vermutet 1925 (144) auch eine Emersion am Ende der Trias. Nach ihm ist das plötzliche Aussterben der Megalodontenfauna auch durch Meeresbodenschwankungen verursacht worden. Nach der Emersion spielten sich Karstprozesse ab, wonach das Jurameer uneinheitlich transgredierte. Im Osten des Gebirges liegen die Liasablagerungen scheinbar konkordant, wogegen im Westen die Erosionsdiskordanz auffallender ist.

In einer späteren, 1927 geschriebenen Arbeit (146) betont GY. VIGH die Stetigkeit der Ablagerung in den östlichen Gebirgstteilen. Die Diskordanz im Westen wird jedoch durch seine neuen Beobachtungen bestätigt: er beobachtet die unmittelbare Lagerung von Malmschichten über Trias (das ist jedenfalls nicht zwangsläufig das Ergebnis einer Emersion an der Triasgrenze, sondern konnte auch durch eine intrajurassische Bewegung verursacht werden!). In einer Zahl von Stellen wies er an der Basis des Lias eine Transgressionsbrekzie nach. Er hat als erster die Grenzfläche systematisch verfolgt und die Anwesenheit von Liasmateriale an vielen Stellen in den Karstklüften des Dachsteinkalkes beobachtet.

In seinen im Jahre 1928 geschriebenen Arbeiten (147, 148) kehrt der Gedanke der lokalen Konkordanz wieder zurück. Nach seiner Beobachtung wechseln sich am Klein-Gerece fingerdicke Schichten von Dachsteinkalk und hellrotem Liaskalk ab. Er erklärte das durch die Umhäufung des noch nicht erhärteten Triassedimentes. Auf Materialprüfung beruhende Beweise hat er jedoch nicht erbracht. Eine Umhäufung bereits abgelagerter Schichten ist auch innerhalb der Triasserie ein häufiges Ereignis, geht jedoch stets mit der Bildung authigenetischer Brekzien Hand in Hand vor sich. Das zeugt jedoch im Gegenteil von der raschen Verfestigung des Kalkschlammes. Deshalb handelt es sich am Klein-Gerece vermutlich nicht so sehr um umgehäuftes Material als vielmehr um eine alternde Ablagerung. Es gelang mir nicht, diese von GY. VIGH erwähnte Erscheinung aufzufinden, jedoch hat sich im Einschnitt der neuen Strasse ein allmählicher Übergang zwischen Trias und Lias an manchen Stellen beobachten lassen.

Der Meinung von GY. VIGH nach weist der vorhin erwähnte Übergangstyp und die Ausfüllung der Megalodontenschalen durch Liasmateriale auf die kurze Dauer der Emersion hin, obwohl VIGH bemerkt, dass diese Periode an den verschiedenen Teilen verschieden lang gewesen sein dürfte. So liegen in den westlichen Teilen (Asszonyberg, Tekeberg, Kleiner und Grosser Somlyó) nur die höheren Horizonte der Unterlias im Hierlatzfazies mit einer transgressiven Basalbrekzie vor.

Die in 1933—35 erschienene Arbeit von GY. VIGH (152) wirft diese Frage im Zusammenhang mit den Untersuchungen am Pisznice erneuert auf und stellt folgendes fest: »Hier liegt der hautfarbene, dünnerbankige Unterliaskalk entlang einer scharfen Schichtfläche über einer mächtigeren Bank des grauweissen Dachsteinkalkes. Die Klüfte der liegenden Dachsteinkalkschichten werden durch das gelblich-rötliche Material der Lias ausgefüllt, was der Möglichkeit einer stetigen Ablagerung widerspricht.« Weiter: ». . . sie liegen scheinbar konkordant, jedoch mit eher gewisser Erosionsdiskordanz dem Dachsteinkalk auf.« Nach ihm gehören die Liasschichten unmittelbar über der Trias in die höchste Zone der Lias mit *Coroniceras rotiformis*.

Eine Übersicht der Reihe von Beobachtungen und Meinungen lehrt, dass sich widersprechende Standpunkte selbst innerhalb der Werke eines und desselben Forschers abwechseln. Das liegt darin, dass die Frage nicht allgemeingültig beantwortet werden konnte. Eine Diskordanz lässt sich örtlich mit Gewissheit nachweisen. Nun stellt sich die Frage, ob an den Stellen, wo es eine scheinbare Kontinuität gibt, es sich um eine wahrhaftige oder nur um eine scheinbare Konkordanz handelt? Die älteren Verfasser haben die Lösung der Frage allein anhand allgemeiner geologischer Beobachtungen an der Grenze Trias-Jura bzw. anhand der Untersuchung der Juraschichten angegriffen. Eine eingehende Untersuchung und Kenntnis der Triasserie ermöglicht jedoch, die Frage von der anderen Seite her anzuschneiden. Zweifellos liegen über der Trias an verschiedenen Stellen die Bildungen von verschied-

denen Liasgliedern, aber es fragt sich, ob die Juraschichten immer über einem und demselben Triashorizont folgen? Die Antwort ist ein bestimmtes Nein. *An vielen Stellen fehlt nicht nur die Basis des Jura, sondern auch der oberste Teil der Trias*

*e) Die Frage der Trias—Lias-Grenze im Gerecsegebirge
im Lichte der Kenntnis der Triasschichten*

Im Triaskomplex wiederholen sich Schichten von gleichem Gefüge und Charakter mehrfach, jedoch immer nur innerhalb einer gegebenen Schichtengruppe. Nun wenn mehrere verschiedene markante Schichten systematisch vergesellschaftet auftreten, kann diese Vergesellschaftung als ein sicherer Leithorizont betrachtet werden.

Es war notwendig, einen solchen Leithorizont zu suchen, um die Vollständigkeit oder Unvollständigkeit der Triasserie durch die Bestimmung der Lage der Grenzfläche Trias—Lias im Verhältnis zu diesem Horizont beurteilen zu können.

Es hat sich folgender vielerorts auftretende Schichtenkomplex als entsprechend charakteristischerwiesen: 1. eine gelblich-rote, wellig-gebänderte, dolomitische dünne Kalksteinbank mit Hohlraumausfüllungen aus Kalzit (Typ Nr. 16), 2. die darüberliegende Brekzie oder Kalkarenit mit schwarzem Kalksteindetritus (Typ Nr. 18 und 19), und 3. die darüberliegende korallen- und algenführende Bank (Typ Nr. 20). In den westlichen Teilen lagert diese Vergesellschaftung zwischen weissen kennzeichnenden massiven Kalksteinbänken (Typ Nr. 20) und in den östlichen zwischen hellgrauen, grauen massiven Kalksteinbänken des Typs Nr. 15.

Dieser Schichtenkomplex ist an den in Abb. 49, S. 71. angegebenen Punkten in guten Aufschlüssen vorgefunden worden. Die oberen Zahlen zeigen dort die Höhe ü. d. M., die unteren den Höhenunterschied zwischen dem Punkt und der Liasgrenze an.

Diese Zahlen zeigen in einleuchtender Weise, dass nach Westen zu zwischen dem leitenden Komplex und den Juraschichten eine sich verjüngende triassische Schichtenfolge Platz nimmt.

Am Kalvarienhügel bei Tata liegt der Lias unmittelbar über dem Leithorizont; bei dem Eingang der Szelim-Höhle bei Bánhida schalten sich noch ungefähr 10—15 m Triasgesteine dazwischen. Die Leitschichten werden an der Südflanke des Herkályos gleichfalls vom 15—20 m typischen weissen Dachsteinkalkstein bedeckt. An der Nordflanke des Tamásberges ist die Lagerung ungeklärt. An der Südflanke des Tardoser Berges folgt der Jura bloss nach einer Einschaltung von 40 m Trias über den Leitschichten. An der Nordwestflanke des Tardoser Berges und am nördlichen Teil des Öregkovács ist der Jura anstehend nicht zu beobachten, jedoch gibt es am Fusse der Berge einzelne jurassische Lesestücke. An der Westflanke des Tekeberges kann die schwarze Kalksteinbrekzie nicht beobachtet werden, jedoch ist der ihn begleitende gelb-rote, wellig-gebänderte Kalkstein in reichlichem Detritus zugegen. Etwa 50 m höher folgt scheinbar konkordant der Lias in Hierlatzfazies.

Aus dem Umstand, dass oberhalb einer kennzeichnenden Schichtenreihe die tiefsten Glieder des Jura in verschiedenen Höhenlagen auftreten, folgt es offenbar, dass es zwischen den beiden Komplexen eine Diskordanz gibt. Diese Angaben beziehen sich jedoch nur auf die westlichen Teile, und lösen die Frage der scheinbaren Konkordanz im Osten nicht. Unsere sicheren Angaben beziehen sich nämlich ausschliesslich auf das nordöstliche Gerecse, wogegen im Nordosten die besagten Leithorizonte nicht bekannt sind. Vielleicht kann mit ihnen eine Reihe roter Kalkbänke an der Ostflanke des Kleingerecse identifiziert werden. Darüber folgt der Jura oberhalb von 80 m Triasgestein, mit einer scheinbaren oder vielleicht wahren Konkordanz. Eine ähnliche Konkordanz lässt sich an der Ostflanke des Klein-Gerecse, sowie am Grossen Pisznice, im Steinbruch Tölgyhát, am Öregkő und am Póckő erkennen. Wo die Lage durch die randlichen Brüche etwas gestört wird, ist es viel schwerer, die Lage mit Sicherheit zu beurteilen. Allerdings müssen wir, vom Gesichtspunkte der Triasserie aus gesehen, einer Konkordanz zustimmen, weil an den genannten Stellen der Jura überall über oolithisch-kalzitfleckigen bzw. triasinenführenden Schichten, d. h. über einem und demselben Triashorizont folgt. Zwar ist dieser Horizont zweifelsohne recht mächtig, jedoch liegen an den genannten Stellen die Juraschichten durchwegs über dem höheren Teil des Horizontes.

Paläogeographisch bedeutet diese Erkenntnis, dass an der Wende Trias-Jura das zwischen dem Buda-Piliser Gebirge und dem westlichen Gerece hinziehende einheitliche offene Meer zu einem schmalen Meeresarm zusammenschrumpfte. Dadurch wird die küstennahe und litorale Entwicklung der Obertrias, bewiesen durch oolithische Bildungen und das massenhafte Auftreten dickschaliger Megalodonten, mit einem Schlag verständlich, sowie auch die litorale Entwicklung der liasischen Hierlatzschichten, mit den kennzeichnenden, durch Wellengang zusammengefügten Krinoiden, Brachiopoden und Kleinammoniten enthaltenden Faunenlinsen. Die andere Küste dieses schmalen Meeresarmes befindet sich im Pilisgebirge, wo in den gleichfalls diskordant lagernden litoralen Liasflecken ein Spiegelbild des westlichen Gerece erblickt werden kann. Eine eingehendere Untersuchung dieser Fragen ist jedoch der Zukunft vorbehalten.

IV. SEDIMENTGEOLOGISCHE AUSWERTUNG DER TRIAS IM GERECESEGBIRGE

Die Untersuchung der Ablagerungsverhältnisse der Triassedimente im Gerecsegebirge und die Betrachtung deren zeitlichen Wandels ergibt neben stetigen und monotonen Änderungen auch mehrfach wiederkehrende Ereignisse und Erscheinungsgruppen. Wir haben diese Veränderungen auf einem ausgewählten Profil in allen Einzelheiten dargestellt (Abb. 50, S. 73).

Die monotonen Veränderungen sind die folgenden:

1. Die Ausscheidung des Dolomits wird allmählich durch Kalksteinbildung verdrängt.
2. Die überwiegend chemische Ablagerung der unteren Horizonte wird durch immer mehr und mehr biogenetische Elemente angereichert, und endlich erlangt die biogenetische Kalk- und anschließende Oolithbildung die Oberhand.

3. Zwischen den einheitlich und monoton sich entwickelnden mächtigen Bänken findet man im ganzen Profil dünnbankige Einschaltungen. Diese sind gebänderte Bildungen verschiedenen Typs. In ihrer Entwicklung lassen sich drei ausgeprägte Tendenzen erkennen: *a*) Die Einschaltungen werden von unten nach oben immer seltener und immer dünner, *b*) ihr Gefüge wird zunehmend massiv, die Löcher und Hohlräume führenden Einschaltungen werden von mergeligen, wellig-gebänderten, weniger löchrigen abgelöst, worauf gleichfalls mergelige, massive, parallelgebänderte Bildungen folgen. Endlich werden die massiven roten mergeligen bzw. rot-gelb gebänderten kalzitischen Kalksteineinschaltungen konstant. *c*) Diese Schichten behalten ihre Neigung zur Dolomitisierung bei, und vertreten eine gleichsam veralterte Art der Ablagerung innerhalb des Kalksteinkomplexes. Wenn wir diese Veränderung diagrammatisch darstellen würden, würden wir die Kurve einer gedämpften Schwingung erhalten. Das wird in einleuchtender Weise durch die Kurve des Verhältnisses $\text{CaCO}_3 : \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ in Abb. 51 dargestellt, obwohl diese nur den oberen Teil der Schichtenfolge darstellt.

Als Erklärung dieser Erscheinung kann nur ein solcher Faktor in Frage kommen, welcher mit einem regulär-periodischen, jedoch stetig abnehmenden Wirkungsgrad tätig ist. Da es sich um eine Zeitspanne von 5—6 Millionen Jahren mit nahezu 100 Oszillationen je etwa 50—60 Jahrtausenden Dauer handelt, kann die Ursache nicht tektonisch sein, da das mit einer gleichen Zahl von periodischen Senkungen und Hebungen gleichbedeutend sein sollte. Eine chemische Ursache ist an sich auch nicht annehmbar: teils, weil eine solche weitgehend von äusseren klimatischen Faktoren abhängen würde, teils, weil die Perioden derartiger chemischer Veränderungen viel kürzer sind. Diese kürzeren Perioden lassen sich innerhalb der Triasablagerung im Gerecsegebirge auch wahrhaftig nachweisen.

Dagegen stimmt der Rhythmus der klimatischen Schwankungen mit den annähernd berechneten 50—60000 Jahren recht gut überein.

Die gemittelte Periode des ersten Hauptfaktors, der die Insolation bestimmt, die Schwankung der Erdachse ist nämlich 40—50 000 Jahre (3). Da diese Schwankung sich in erster Reihe in den höheren Breiten auswirkt, bewirkt es im Sinne der Einstrahlungsgesetze von B a c s á k und MILANKOVIĆ alternierende Erwärmungen und Abkühlungen des Klimas. Auch die Gründe für die kalten Strömungen lassen sich in diesem Faktor erblicken (80). Andererseits haben die Klimaschwankungen die Eigenschaft, dass die neu eintretenden Verhältnisse nur allmählich durchgreifen und im Kampf der entgegengesetzten Faktoren der alte Klimatyp wiederholt zurückkehrt.

Der Dolomit wird im allgemeinen als ein unter höherer Temperatur entstehendes Gestein angesehen. Die riesige Literatur dieser Frage hier aufzuzählen wäre zwecklos, deshalb beschränke ich mich auf die zusammenfassende Arbeit VAN TUYLES hinzuweisen (129), der die bis 1914 erschienene Literatur bearbeitete, sowie auf das Buch DOELTERS (22) das eine reichliche Literaturliste enthält. Der Prozess der Dolomitisierung wird durch SOKOLOW auf einer gänzlich modernen geochemischen Grundlage behandelt (119), in erster Reihe anhand von sowjetischen Ergebnissen. Obwohl die Beweise einer Entstehung des Dolomits aus wärmerem Wasser nicht allzu befriedigend sind, haben die bisher erbrachten Gegenargumente die Möglichkeit nicht auszuschliessen vermocht.

Die Eigenschaften der Schichtenreihe im Gerecsegebirge deuten vom Dolomit in die Richtung des Kalksteins vorschreitend eine stetige Zunahme der Temperatur an. Man soll hier die Entwicklung der Megalodusfauna beachten. Die Megalodonten treten in den älteren Dolomitschichten in kleiner Individuenzahl und kleinen Formen auf. In den jüngeren Horizonten wird ihre Zahl, sowie auch ihr Wuchs grösser. In den obersten Horizonten der Rhätstufe melden sie sich mit riesigen Formen, grosser Arten- und Unterartenzahl. Diese Entwicklung lässt sich anhand der inneren biologischen Entwicklungsfaktoren der Gattung allein nicht erklären. Sie hat unbedingt zu bedeuten, dass die Umstände den Muscheln optimale Lebensbedingungen gewährten, die ihre Entwicklung beschleunigten.

Die Zunahme der Temperatur wird weiterhin bezeugt durch das Auftreten der vorhin vollkommen abwesenden Korallen, die Häufigkeit der Foraminiferen, die Anreicherung der oolithischen Bildungen. An der Triaswende wird die Stabilisierung der warmen Temperatur durch das plötzliche massenhafte Auftreten von Krinoiden, Brachiopoden und Ammoniten angedeutet.

Die Zunahme der Mächtigkeit der Kalksteinschichten in den höheren Horizonten beweist auch eine zunehmende Wärme und beschleunigte Kalkausscheidung.

Diese Erscheinungen scheinen die Entstehung des Dolomits aus kälterem Wasser, unter kälterem Klima zu befürworten (134). Mit dieser Möglichkeit hat sich die Literatur bislang noch nicht befasst und deren geochemischen Beziehungen bedürfen noch einer eingehenden Erforschung.

Die periodischen Veränderungen der Sedimentbildung sind komplex. Es können in ihnen mehrere Elemente unterschieden werden. Diese sind in der Grössenordnung der Periode recht stark abweichend.

a) Die Veränderung längster Periode ist die Verdrängung der Dolomitbildung in der Sequenz Dolomitkomplex — dolomitischer Kalkkomplex — reiner Kalksteinkomplex.

b) Innerhalb des Dolomits wechseln sich massive, hellbraune Bänke mit löchrig-gebänderten, hellbraunen, später rötlichen Typen, myophorienführenden Bänken, dann mit löchrigen, Hohlräume führenden Bänken und endlich mit harten, kieseligen, wellig-gebänderten dünnen Einschaltungen ab.

Im kalkig-dolomitischen Übergangshorizont wechseln sich reine, oder nur sehr schwach dolomitische weisse und gelbe Kalksteinbänke mit gelben dolomitischen Kalksteinbänken bzw. mit bituminösen, dolomitisch gebänderten Einschaltungen ab.

In den obersten Horizonten liegen zwischen reinen Kalksteinbänken zuerst vereinzelte dolomitische Schichtenkomplexe, dann nur isolierte dolomitgebänderte Schichten. Darauf folgt eine Abwechslung von Kalkstein und grünen Tonbändern, endlich besteht der Komplex nur noch aus reinen Kalkbänken.

c) Eine sehr feine Periodizität lässt sich innerhalb der einzelnen Schichten beobachten. Deren Arten haben wir bereits bei der Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen erwähnt.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die periodischen Veränderungen der Sedimentation teils den ganzen Komplex berühren, teils nur in den einzelnen Horizonten sich auswirken und teils auf einzelne Schichten begrenzt auftreten.

Wenn wir die räumlichen Eigenschaften der Ablagerungsbildung im Gerecsegebirge analysieren, so treten wir auf einen viel unsichereren Boden. Es kann im allgemeinen festgestellt werden, dass das Sammelbecken der Triasablagerungen im Gerecsegebirge ein kleinerer Teil einer zusammenhängenden See sein durfte, der den anderen Gebirgen des Ungarischen Mittelgebirgszuges (Pilis, Vértes, Bakony) gegenüber keine besondere Position einnimmt.

Die Faziesübergänge sind nämlich in allen Richtungen allmählich und das ganze System fügt sich in natürlicher Weise in das Sedimentierungssystem der alpinen Trias ein.

Über die geologischen Eigenschaften unseres Beckenteiles lässt sich im Verhältnis zu den grossen Rahmen der alpinen Ablagerung nicht viel neues sagen. Es müssen jedoch zwei Gesichtspunkte hervorgehoben werden:

1. Die Ablagerung erfolgte in einer offenen, jedoch ganz seichten See (147). Das wird durch die Biofazies und die in mehreren Horizonten auftretende authigenetische Brekzienbildung klar bewiesen.

2. Der andere Gesichtspunkt ist eher nur eine Idee, durch die vom Dolomit dem Kalkstein zu vorschreitende Ablagerungsgeschichte erweckt: ob nämlich die Ausscheidung des Dolomits bzw. des Kalkes nicht eventuell mit der Veränderung der Wassertiefe im Zusammenhang sein kann? Wir haben zwar im obigen erörtert, dass das Ausbleiben der Dolomitbildung nicht durch Krustenschwankungen, sondern durch Veränderungen der Temperatur hervorgerufen wurde, jedoch kann die Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden, dass neben den letzteren auch ein allmähliches Seichterwerden des Meeres eintrat.

Damit will ich selbstredend keine bathyal-abyssische Entstehung der Dolomite im tiefen Meer voraussetzen, sondern im Gegenteil, eine weitere Abnahme der sowieso seichten Wassertiefe. Das wird durch die an der Grenze Trias—Lias örtlich mit Sicherheit nachweisbare Emersion und durch die entsprechende abrasiv-karstische Sedimentlücke nahegelegt. Dieselbe Folgerung ergibt sich auch aus der Tatsache, dass die Dolomitbildung — in einem weiteren paläogeographischen Rahmen betrachtet — nicht überall zur gleichen Zeit aufhörte (143). Dieser Umstand bedarf jedoch noch der eingehenderen Beweisführung durch zukünftige Triasstudien.

IRODALOM — LITERATUR

1. ARTHABER, S.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. *Lethaea Geognostica*, II. Mesozoicum I. kt. 3. 1906.
2. BEHRE, C. H.: Geochemistry and localisation of dolomitisation, *Econ. Geol.* 42. kt. 1947.
3. BACSÁK GY.: A pliocén és pleisztocén az égi mechanika megvilágításában. *Földt. Közl.* 1955.
4. BALKAY B.: Különleges kőzetmozgási alakulat. *Földt. Közl.* 1955.
5. BASSANI, F.: Fossili della dolomia triassica dei dintorni di Mercato San Severino in Prov. Salerno. *Atti Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli*, Ser. 2. V. kt. 1893.
6. BRUGGER F.: Budakörnyéki dolomitok kőzetkémiai vizsgálata, *Mat. és Term. tud. Értesítő*, 59. kt. 1940.
7. BRÜCKNER, W.: Cyclic calcareous sedimentation as an index of climatic variations in the past. *Journ. Sedimentary Petr.* 23. kt. 1953.
8. BUBNOFF, S.: Die Geschwindigkeit der Sedimentbildung und ihr endogener Antrieb. *Abh. z. Geotektonik*, 2. kt. 1950.
9. BUCK, E.: Beiträge über die Grenzsichten Rhät-Lias in Württemberg nach dem Mikrobefund. *Neues Jahrb. f. Geol. etc. Abhandl.* 97. kt. 1953.
10. DEL CAMPANA, C.: Fossili della dolomia principale della valle di Brenta. *Boll. Soc. Geol. Italica*, 26. kt. 1904.
11. DEL CAMPANA, C.: Contributo allo studio del Trias superiore del Montenegro. *Rend. d. R. Accad. dei Lincei*, ser. V. 13. kt. 1904.
12. CANAL, P.: Étude des méthodes de coloration sélective de la calcite en surfaces polies. *Revue Inst. fr. Pétrole*, II. kt. 1947.
13. CAROZZI, A.: Some remarks on calcic calcareous sedimentation as an index of climatic variations. *Journ. of Sedimentary Petr.* 25. kt. 1955.
14. CAROZZI, A.: Sédimentation récifale rythmique dans le Jurassique Supérieure du Grand-Salève (Haute Savoie, France). *Geol. Rundschau*, 43. kt. 1955.
15. CAYEUX, L.: Introduction a l'étude pétrographique des roches sédimentaires, Paris, 1931.
16. CAYEUX, L.: Les roches sédimentaires de la France. *Roches carbonates*, Paris, 1935.
17. DANGEARD, L.: Études des calcaires par coloration et décalification. *Appl. a calc. oolithiques. Bull. Soc. Geol. de Fr. sér. 5—6.* kt. 1936.
18. DANK V.: Új Megalodus lelőhely a Vértes hegységben. *Földt. Közl.* 1953.
19. DEBYSER, J.: Les horizons géochimiques dans les sédiments actuels. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, 1954.
20. DECHASEAUX, C.: Megalodon, Pachyerisma, Protodiceras, Diceras, Pterocardium et l'origine des Diceras. *Bull. Soc. Geol. France*, sér. 5—9. kt. 1939.
21. DESIO, A.: Faune triassiche e giurassiche delle Alpi Giulie occidentali. *Giorn. di Geol. Annali del R. Mus. geol. di Bologna*, ser. 2. 2. kt. 1927.
22. DOELTHER: *Handbuch der Mineralchemie*. Drezda—Leipzig, 1952.
23. FAIRBANKS, E. E.: A modification of Lemberg's staining method. *Mer. Min.* 10. kt. 1925.
24. FEIGL, F.: *Qualitative Analyse mit Hilfe von Tüpfelreaktion*. Lipse, 1938.
25. FRECH, F.: Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. *Result. d. wiss. Erforsch. des Balatonsees. Pal. Anh.* I. 1904.
26. FRECH, F.: Die Leitfossilien d. Werfener Schichten und Nachtrag zur Fauna des Muschelkalkes, der Cassianer, Raibler Schichten, sowie des Raet. *Res. d. wiss. Erforsch. des Balatonsees, Pal. Anh.* 1907.
27. FRECH, F.: *Lethaea Geognostica II. Mesozoicum I. Trias*. Stuttgart, 1903—1908.
28. FÜLÖP J.: A Tatai mezozóos rög földtani viszonyai. *Föld. Közl.* 1954.
29. FÜLÖP J.: A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. *Geol. Hung. ser. geol. tom. 11.* 1—124. 1958.
30. GALDIERI, A.: Sul Trias dei dintorni di Giffoni Contributo alla conoscenza di terrano triassico nel Salernitano. *Atti d. Acc. Pontaniana, Napoli*, 38. kt. 1908.
31. GAUBERT, P.: Über die Bestimmung der Mineralen mittels Farbereaktionen. *Bull. Soc. France Chim.* 33. kt. 1910.

32. GUEMBEL, C.: Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetra*) und ihre alpinen Verwandten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, 45. kt. 1862.
33. GUEMBEL, C.: Geologie von Bayern, I—II. 1888.
34. GOETEL, W.: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subalpinen Zone in der Tatra. Bull. Acc. sc. Cracovie, ser. A. 1916.
35. GYSIN, M.: Sur un procédé d'analyse sommaire des calcaires et des dolomies. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 21. kt. 1941.
36. HANTKEN M.: Geológiai tanulmányok Buda és Tata között. Math. és Term. tud. Közl. I. 1861.
37. HANTKEN M.: Az újszóny—pesti Duna s az újszóny—fehérvár—budai vasút befogta területnek földtani leírása. Math. és Term. tud. Közl. III. kt. 1865.
38. HANTKEN M.: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. Földt. Társ. Munkálatai, IV. kt. 1868.
39. HANTKEN M.: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 1. kt. 1871.
40. HAUER, FR.: I. Geologische Uebersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt VII. Ungarisches Tiefland. Jahrb. d. k. k. geol. R. Anst. 20. kt. 1870.
41. HEEGER, W.: Über diemikrochemische Untersuchung fein verteilter Karbonate im Gesteinsschliff. Centrabl. Min. etc. 1913.
42. HOERNES, R.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Megalodonten. Verh. d. k. k. Geol. R. Anst. 1876.
43. HOERNES, R.: Materialien zu einer Monographie der Gattung *Megalodus*. Denkschr. d. k. Akad. Wien, 42. kt. 1880.
44. HOERNES, R.: Adalékok a Bakony felsőtriász Megalodontjainak ismeretéhez. I—II. Földtani Közlöny, 1898. és 1899.
45. HOFMANN K.: Jelentés az 1883. év nyarán a Duna jobbpartján Ószóny és Piszke közt foganatosított földtani részletes felvételekről. Földtani Int. évi Jel. 1883-ról. Földtani Közl. 1884.
46. HÖGBOM, A. G.: Ueber Dolomitbildung und dolomitische Kalkorganismen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1894.
47. HÜGI, TH.: Gesteinbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbemethoden. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 25. kt. 1945.
48. JASKÓ S.: A Bicske, Szár, Tatabánya és Tarján közötti terület bauxitföldtani leírása.
49. KAMPTNER, E.: Über ein Vorkommen der *Dasycladaceae*-Spezies *Gryphoporella curvata* (Gümbel) Pia in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. Verh. d. Geol. Bundesanstalt Wien. 2. kt. 1956.
50. KORMOS T.—SCHRÉTER Z.: Előzetes jelentés a Budai-hegyek és a Gerecse hegység szélein előforduló édesvízi mészkövek tanulmányozásáról. Földt. Int. Évi Jel. 1915.
51. KÖRÖS E.: A Ca és Mg egymásmelletti meghatározása. Dinátrium aethylendiamin-tetraacetát (Komplexon III-al) Magy. Kém. 59. — 1953. 5. n. 137.
52. KRUMBEIN—PETTJOHN: Manual of Sedimentary Petrology, 1938.
53. KUENEN, PH. H.: Recent advances in deep-sea sedimentology. Proc. Roy. Soc. A. 222. London, 1954.
54. KOCH A.: A Magyar Középhegység jurafáciasei. Koch-émlékkönyv, 1912.
55. KUTASSY, A.: *Lamellibranchiata triadica*, Fossilium Catalogus pars 51. 1930.
56. KUTASSY, A.: Beiträge z. Stratigraphie und Palaeontologie der alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest, Jahrb. d. ung. Geol. R. Anst. 1927. (Földt. Int. Évk. 1927.)
57. KUTASSY E.: Adatok a Vértes és a Bakony hegységbeli földolomit faunájának ismeretéhez, Földt. Közl. 1933.
58. KUTASSY, A.: Su alcuni *Megalodus* del Monte Campo dei Fiori (Varese). Atti della Sec. Ital. di Sc. Nat. 62. kt. 1933.
59. KUTASSY A.: Fossilium Catalogus: *Pachyodonta mesozoica*, pars 66. 1934.
60. KUTASSY E.: Földolomit és dachsteini mészkő faunák a Budai hegységből. Magy. Term. Tud. Ért. 54. kt. 36.
61. LADURNER, J.: Allgemeine Kennzeichnung und regionale Stellung alpiner Dolomittekonite. Jahrb. d. Geol. Bundes-Anstalt, 96. kt. 1953.
62. LALOU, C.: Sur un mécanisme bactérien possible dans la formation des dépôts de carbonates dépourvu d'organismes. C. D. somm. Soc. Géol. France, 1954.
63. LAMAS, J. E.—SHRODE, R. S.: Water-soluble salts in limestones and dolomites. Bull. Soc. Geol. Am. 62. kt. 1951.
64. LANDES, K. K.: Porosity through dolomitisation. Bull. Amer. Assoc. of Petr. Geologists. 1946.
65. LEITMEIER, H.—FEIGL, F.: Der Nachweis von Magnesium in Mineralien. Tschermak's Min. Petr. Mitt. 40. kt. 1950.
66. LEMBERG, J.—TENNE, C. A.: Zur mikrochemischen Untersuchung von Calzit, Dolomit und Predazit. Zeitschr. d.d. Geol. Ges. 39. kt. 1887 és 40. kt. 1888.
67. LEMBERG, J.: Zur mikrochemischen Untersuchung einiger Minerale. Zeitschr. d.d. Geol. Ges. 42. kt. 1890. és 44. kt. 1892.
68. LEMOINE, M.: Sur la présence des *Dasycladacées* dans le Trias de Chaine Béthique (Espagne). C. R. Acad. Sci. 234. kt. 1952.
69. LEUCHS, K.: Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. Neues Jahrb. f. Min. etc. Abt. B. Beil. Band. 1928.
70. LIFFA A.: Geológiai jegyzetek a Gerecse hegység és környékéről. Földt. Int. Évi Jel. 1906.
71. LIFFA A.: Geológiai jegyzetek Nyergesújfalu és Neszmély környékéről. Földt. Int. Évi Jel. 1907.

72. LIFFA A.: Megjegyzések Staff: „Adatok a Gerecse hegység . . . stb.” c. munkájának stratigráfiai-paleontológiai részéhez. Földt. Int. Évk. XVI. kt. 1907—1908.
73. LINCK, G.: Bildung des Dolomites und Dolomitisierung. *Chemie der Erde*, 11. kt. 1937.
74. MAJZON L.: Mikropaleontológiai adatok a dachsteini mészkő Foraminifera-faunájához. Földt. Közl. 1954.
75. MAJZON, L.: Contributions to the Stratigraphy of the Dachstein Limestone. *Acta Geol. Ac. St. Hung.* 1954.
76. MARIANI, E.: Appunti geol. sul. Secondario della Lombardia occidentale. *Atti d. Soc. It. di Sc. nat.* 43. kt. 1904.
77. MARIANI, E.: Su alcuni fossili del Monte Antelao nel Candore. *Rend. Ist. Lombard. Sc. et lettere, Milano. Ser. 2.* 38. kt. 1905.
78. MAZZOCCA, M.: Nuovi fossili della Dolomia principale della Bergamasca. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 61. kt. 1942.
79. MÉGNEN, C.: Différentiation calcite-dolomite et anhydrite-gypse par colorations sélectives sur échantillons macroscopiques. *Bull. Soc. Géol. France, sér. 6.* 7. kt. 1957.
80. MILANKOVIĆ, M.: *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen.* Berlin, 1930.
81. MILNER, H. B.: *Sedimentary Petrography*, 1929.
82. MÜLLER, G.: Die Schnellbestimmung des CaCO_3 - MgCO_3 -Anteils in karbonatischen, tonarmen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Athylendiamintetraessigsäure (AeDTE) — etc. *Neues Jahrb. f. Geol. etc., Monatsh.* 1956.
83. NABBOLZ, W. K.: Beziehungen zwischen Fazies und Zeit. *Eclogae Geol. Helv.* 44. kt. 1951.
84. NENDTVICH K.: Buda vidékének dolomitjai. *Magy. Akad. Értesítő* 1859.
85. OGILVIE GORDON, M. M.: Das Grödener-, Fassa und Eggenberg Gebiet.
86. PARKER, R. L.: Systematische Übersicht mineraldiagnostisch wichtiger Mikroreaktionen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 21. kt. 1941.
87. PARONA, C. F.: Contributo allo studio dei Megalodonti. *Atti della Soc. Ital. Sc. nat. Milano.* 30. kt. 1888.
88. PARONA, C. F.: Faunette triassische del Caracorum e degli Altipiani Tibetani. *Spedizione Italiana de Filippi nell'Himalaia, Caracorum e Turchestan Chinese 1913—14. Ser. II.* 6. kt.
89. PARONA, C. F.: Appunti su fossili raccolti in Caracorum durante le esplorazione F. de Felipe (1913—14), e G. Dainelli (1929). *Atti R. Acc. di Sc., Torino*, 47. kt. 1932.
90. PETERS, K.: III. Geologische Studien aus Ungarn. 2. Die Umgebung von Visegrád, Gran, Titis und Zsámbék. *Jahrb. d. k. k. Geol. R.-Anst.* 10. kt. 1859.
91. PÉCSI M.: Újabb völgyfejlődéstörténeti és morfológiai adatok a Duna-völgy Pozsony (Bratislava) —Budapest közötti szakaszáról. *Földr. Ért.* 1956.
92. PÉCSI M.: A magyarországi Duna-teraszok párhuzamosítása a Bécs környéki és a vaskapui teraszokkal. *Földr. Közl. V. köt. 3. sz.*, 1957, 259—282.
93. PIA, J.: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. *Abh. Zool.-bot. Ges. Wien*, 11. kt. 1920.
94. PIA, J.: Übersicht über die fossilen Kalkalgen und die geologischen Ergebnisse ihrer Untersuchung. *Mitt. Alpenländ. Geol. Ver. (Mitt. Geol. Ges. Wien)*. 33. kt. 1942.
95. QUENSTEDT, FR. A.: *Handbuch der Petrefactenkunde.* 1867.
96. QUIRING, H.: Paläogeothermik und Sonnenentwicklung. *Neues Jahrb. f. Geol. etc. Monatsh.* 1954.
97. RADZIEWSKI, O. E.—MÜLLER, H. O.—EITEL, W.: Übermikroskopische Untersuchung der Erstausscheidung von Calciumkarbonat aus wässriger Lösung. *Zentralblatt f. Min. etc. ser. A.* 1940.
98. RASSMUSS, H.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik d. südöstl. Alta Brianza. *Geol. u. Pal. Abhandl. N. F.* 10. kt. 1912.
99. ROGERS, L. J.: Distinction between Calcite and Dolomite on polished surfaces. *Am. Journ. of. Sc.* 1940.
100. ROZLOZNIK P.: Lábatlan—Nyergesújfalu környéke. Földt. Int. Évi Jel. 1921—23.
101. ROZLOZNIK, P.: *Führer in Tatabánya.* 1928.
102. SAJÓ L.: *Komplexometria.* Műszaki Kiadó, 1959.
103. SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 48. kt. 1936.
104. SANDER, B.: *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.* Wien 1948.
105. SANDER, B.: *Gefügekunde der Gesteine mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite.* Wien, 1930.
106. SCHAUFHÄUTL, K. E.: *Süd-Bayerns Lethaea Geognostica.* Leipzig, 1888.
107. SCHMIDT E. R.: A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. *Bány. Lapok*, 1952.
108. SCHMIDT, E. R.: *Geomechanikai jegyzetek a Dunazug-hegyvidék hegyszerkezetéhez.* Bány. Lapok 1953.
109. SCHRÉTER Z.: A Budai és Gerecse hegység peremi édesvízi mészkő előfordulásai. Földt. Int. Évi Jel. 1951.
110. SCHUMANN, H.: Die Mikroskopische Untersuchung von Mineralen der Karbonatgruppe. *Heidelb. Beitr. z. Mineralogie u. Petrographie.* I. kt. 1948.
111. SCHWARZ, A.: Färbe und Ätzversuche an Magnesit und Dolomit. *Berg. u. Hüttenm. Jahr.* 78. kt. 1930.
112. SHROCK, R.: *Sequence of layered rocks.* 1948.
113. SÓLYOM F.: Az É-i Vértes és a D-i Gerecse földtani felvétele. Földt. Int. Évi Jel. 1950.
114. SPENGLER E.: Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des Mesozoikums der Nördlichen Kalkalpen. *Zeitschr. d. d. Geol. Ges.* 105. kt. 1953.

115. STAFF J.: Adatok a Gerecse hegység stratigraphiai és tektonikai viszonyaihoz. Földt. Int. Évk. 15. kt. 1906.
STAFF, J.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Gerecse-Gebirges. Mitt. aus d. Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anst. 15. kt. 1906.
116. DI STEFANO, G.: La dolomia principale dei dintorni di Palermo e di Castellomare del Golfo (Trapani). Pal. Ital. 18. kt. 1912.
117. STOPPANI, A.: Geol. et Pal. des couches à Avicula contorta. Paleontolog. Lombarde. 3. kt. 1865.
118. SZÉKYNÉ FUX V.: A pelsőcardói triász mészkövek és dolomitok közettani vizsgálata. Tisia, Debrecen. 1940.
119. SZOKOLOV, D. Sz.: О возможных причинах зволюции первичного отдел геол XXX, 5, 1955.
120. SZÓTS E.: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. Geologica Hungarica, ser. geol. T. 9, 1956.
121. SZTRAHOV, N.: A jelenkori és az őskori vízgyűjtők mészköves-dolomitos fáciesei. Trud. Inst. Geol. Nauk. Sz. Sz. Sz. R. 124. 1951.
122. TAEGER H.: A Vértes hegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 17. kt. 1909—10.
123. TAUSCH, L.: Über die Bivalvengattung Conchodus und Conchodus Schwageri nov. f. aus der obersten Trias der Alpen. Abhandl. d. k. k. Geol. R. Anst. 17. kt. 1892.
124. TELEGDI-ROTH K.: A tokod—dorogi és tatabányai barnaszénmedencék között elterülő vidék és a móri árok környéke. Földt. Int. Évi Jel. 1920—23.
125. TOMMASI, A.: Revisione della fauna a Molluschi d. dolomia principale di Lombardia. Pal. Ital. 9. kt. 1903.
126. TOMOR-THIRRING J.: A Bakony dudar-oszlopi Sűrű hegycsoport földtani és őslénytani viszonyai. Dokt. dissz. 1934.
127. TOMOR-THIRRING J.: Őslénytani újdonások a Bakony hegységből. Földt. Közl. 1936.
128. ТОРКАЯ, М.: Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. Univ. de Lausanne, Fac. des Sc. Nat. 1950.
129. VAN TUYLE, F. M.: The origin of dolomite. Iowa Geol. Surv. Annual Rep. 25. kt. 1914.
130. TWENHOFEL, W. H.: Principles of sedimentation. New York, 1950.
131. TWENHOFEL, W. H.—TYLER, S. A.: Methods of study of sediments. New York. 1941.
132. VADÁSZ E.: Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a jura időszak alatt. Math. és Termtud. Ért. 31. kt. 1913.
133. VADÁSZ E.: Magyarország nagyszerkezeti vázlata. M. T. Akad. Műsz. Oszt. Közleményei, 14. kt. 1953.
134. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. Budapest, 1953.
135. VADÁSZ, E.: Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. Acta Geol. 3. kt. 1955.
136. (VÉGH SÁNDORNÉ) JAKUCSNÉ NEUBRANDT E.: Adatok a Magyar Középhegység triász dolomitfajtáinak keletkezéséhez. Földt. Közl. 1952.
137. (VÉGH SÁNDORNÉ) JAKUCSNÉ NEUBRANDT E.: A gerecsehegységi Tardos környékének földtani újratérképezése. Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról, 1955.
138. (VÉGH SÁNDORNÉ) JAKUCSNÉ NEUBRANDT E.: Adatok a gerecsehegységi Megalodus-fauna ismeretéhez. Földt. Közl. 1954.
139. VÉGH SÁNDORNÉ: Üledékföldtani jellegzetességek triász karbonátos kőzetekben. Földt. Közl. 1957.
140. VÉGH, N. E.: Some Characteristics of the Sedimentary Petrography of Carbonatic Triassic Rocks.
141. VETTERS, K.: Beiträge zur Geol. Kenntn. d. nördl. Albaniens. Denkschr. d. k. k. Akad. Wien. 80. 1907.
142. VIGH GY.: Triászrétegek a dorogi Nagykösziklán. Földt. Közl. 1913.
143. VIGH GY.: Adatok az esztergomvidéki triász ismeretéhez. Földt. Közl. 44. kt. 1914.
144. VIGH, GY.: Geologische Notizen a. d. Gerecse-Gebirge. Ber. d. Aufn. i. d. J. 1923—24. Jahr. d. k. Ung. Geol. Anst. f. 1917—1924.
145. VIGH GY.: Földtani jegyzetek a Gerecse hegységből. Földt. Int. Évi Jel. 1920—23.
146. VIGH GY.: Adatok a budai és gerecsei triász ismeretéhez. Földt. Közl. 1927.
147. VIGH GY.: Felvételi jelentés 1924-ről. Földt. Int. Évi Jel. 1924-ről. 1928.
148. VIGH, GY.: Führer in das Gerecsegebirge nach Lábatlan und Piszke. Budapest, 1928.
149. VIGH GY.: Adatok a Gerecse hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról. 1930.
150. VIGH, GY.—CRAMER, H.—KOLB, H.: Beobachtungen im Gerecsegebirge. Mitt. über Höhlen u. Karstforschung, Berlin, 1931.
151. VIGH GY.: Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriász kori képződményeinek ismeretéhez. Bány. Koh. Lapok, 1933.
152. VIGH GY.: Rétegtani és hegyszerkezeti megfigyelések a Nagypisznice környékén. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről.
153. VIGH, GY.: Neuere Triasfunde im ungarischen Mittelgebirge. Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. 72. Abt. B. 1934.
154. VIGH GY.: A Gerecse hegység kialakulása. Turisták Lapja, 49. 1937.
155. VIGH GY.: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. Földt. Közl. 1943.
156. VIGH G.: Részletes térképezés és kőületgyűjtés a tardosi Szélhegyen. Földt. Int. Évi Jel. 1944-ről. 1952.
157. VIGH G.: Részletes felvétel és kőületgyűjtés a Gerecse Ny-i részében. Földt. Int. Évi Jel. 1943-ról. 1953.

148. VILLA, A.: Cenni geol. sul territorio dell'antico distretto de Oggione. Politecnico Giorn. dell'Ing. Arch. Cio. ed Industr. 26. kt. 1900.
159. VITALIS S.: Dunajobbparti teraszok Dunaalmás—Esztergom között. Földt. Int. Évi Jel. 1933.
160. VORTISCH, W.: Über Riffkalke. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 103. kt. 1951.
161. WHEELER, H. E.—MALLORY, V. S.: Factors in Lithostratigraphy. Bull. of the Amer. Assoc. of Petr. Geologists. 40. kt. 1956.
162. WINKLER B.: A Gerecse és Vértes hegység földtani viszonyai. Földt. Közl. 1883.

TARTALOM — INHALT

BEVEZETÉS — EINLEITUNG	6,	77
I. A TERÜLET FÖLDTANI ÖSSZKÉPE — GEOLOGISCHES GESAMTBILD DES GEBIETES	7,	79
A Gerecsehegység földtani felépítése — Geologischer Bau des Gerecsegebirges	7,	79
A hegység fejlődéstörténete — Die Entwicklungsgeschichte des Gebirges	7,	79
A Gerecsehegység szerkezeti fővonásai — Tektonische Grundzüge des Gerecsegebirges	9,	82
II. A TRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEK ANYAGVIZSGÁLATA — SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DEN TRIASBILDUNGEN	12,	84
A) Ásvány-kőzettani vizsgálatok — Mineralogisch-petrologische Untersuchungen	12,	84
a) Irodalmi összefoglalás — Übersicht der Literatur	12,	84
b) Anyagvizsgálati módszerek — Methodik der Materialprüfung	13,	85
Az anyaggyűjtés — Probeentnahme	13,	85
Közetszöveti vizsgálatok — Gefügeanalysen	13,	85
Szemcsenagyság vizsgálatok — Korngrößenstudien	14,	86
Szilárdsági vizsgálatok — Festigkeitsbestimmungen	14,	87
Ásványtani vizsgálatok — Mineralogische Untersuchungen	14,	87
Kémiai elemzések — Chemische Analysen	14,	87
c) Anyagvizsgálati eredmények — Ergebnisse der Materialanalysen	15,	87
Dolomit-sorozat — Die Dolomitserie	15,	88
Dolomitpados-mészke sorozat — Kalksteinserie mit Dolomitbänken	21,	92
Mészkeösszetétel — Kalksteinkomplex	27,	95
d) Különleges vizsgálatok — Speziale Untersuchungen	39,	100
Ásványtani vizsgálatok — Mineralogische Untersuchungen	39,	100
DTA-vizsgálatok — DTA-Analysen	41,	101
Röntgen-vizsgálatok — Röntgenuntersuchungen	41,	101
B) Őslénytani vizsgálatok — Paläontologische Untersuchungen	41,	101
a) Irodalmi összefoglalás — Übersicht der Literatur	41,	101
b) A gerecsei triász fauna vizsgálatának újabb eredményei — Neuere Ergebnisse der faunisti- schen Untersuchung der Trias im Gerecsegebirge	42,	103
c) Őslénytani leírás — Paläontologische Beschreibung	46,	106
III. RÉTEGTANI KÉRDÉSEK — STRATIGRAPHISCHE PROBLEME	64,	115
a) Módszertani megjegyzések — Methodische Bemerkungen	64,	115
b) A gerecsei triász rétegek tagolásának irodalma — Literatur der Gliederung der Ober- triaschichten im Gerecsegebirge	64,	115
c) A gerecsei triász tagolásának újabb eredményei — Neuere Ergebnisse der Gliederung der Trias im Gerecsegebirge	67,	117
d) Az elhatárolási kérdések irodalmi összefoglalása — Zusammenfassung der Literatur über die Fragen der Abgrenzung	69,	119
e) A triász—liász határkérdés a Gerecsehegységben a triász rétegek vizsgálata alapján — Die Frage der Trias—Lias-Grenze im Gerecsegebirge im Lichte der Kenntnis der Trias- schichten	70,	121
IV. A GERECEI TRIÁSZ ÜLEDÉK FÖLDTANI ÉRTÉKELÉSE — SEDIMENTOLOGISCHE AUSWER- TUNG DER TRIAS IM GERECEGEBIRGE	72,	123
IRODALOM — LITERATUR	126	

A kiadásért felelős
BERNÁT GYÖRGY
az Akadémiai Kiadó igazgatója

✱

Műszaki szerkesztő
HÚTH ISTVÁN

✱

A kézirat nyomdába érkezett: 1960. VII. Példányszám: 500
Terjedelem: 16,5 (A/5) papírv + 3 drb melléklet