



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
**ÉVKÖNYVE**

LI. KÖTET I. FÜZET

A MECSEK HEGYSÉG TRIÁSZ IDŐSZAKI  
KÉPZŐDMÉNYEI

ÍRTA: NAGY ELEMÉR

---

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE  
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE  
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT  
VOL. LI. FASC. 1.

TRIASBILDUNGEN DES MECSEK-GEIRGES

VON

E. NAGY



---

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1968 március

Lektorálta:

DR. FÜLÖP JÓZSEF  
DR. JÁMBOR ÁRON

Szakszerkesztő:

SZABÓNÉ DRUBINA M.

Technikai szerkesztő:

GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Fordító:

KECSKÉS BÉLA

Nyelvi lektor:

DR. KRETZOI MIKLÓS

Felelős kiadó: dr. Fülöp József

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában

Azonossági szám: 41213. — Ívterjedelem: 17,5 (A/5) ív

Ábrák száma: 83

Példányszám: 1055

67.1125 Egyetemi Nyomda, Budapest

*VADÁSZ ELEMÉR egyetemi tanár, kétszeres Kossuth-  
díjas akadémikus, a Mecsek hegység úttörő monografusa  
tiszteletére*

A Mecsek hegység triász időszi képződményei c. munka első kötete annak a monográfiatorozatnak, amelyet a hegység 1958-ban megszervezett részletes és átfogó földtani vizsgálata eredményeként a Magyar Állami Földtani Intézet fennállásának 100. évfordulójára közread.

Elkészültek ezenkívül az alsóliász kőszénösszlet földtani, ásvány-kőzettani, őslénytani és teleptani vizsgálatának eredményeit összefoglaló kötet kéziratái, valamint a miocénkori képződmények földtani és őslénytani leírása. Előkészületben van a kristályos alaphegységre, a középső- és felsőjúrára, a krétaidőszaki, pannóniai és pleisztocén képződményekre vonatkozó vizsgálatok összefoglalása.

A Mecsek hegység korszerűsége törekvő földtani vizsgálatát VADÁSZ ELEMÉR professzor tanítványai szervezték meg, túlnyomórészt ők végezték a vizsgálatokat is és állították össze a most közreadásra kerülő köteteket. A feladat megoldásában részt vevő összes munkatárssal együtt tisztelettel ajánljuk monográfiatorozatunkat tanítómesterünknek, a magyar földtan professzorának.

Budapest, 1967. december 1.

Dr. FÜLÖP JÓZSEF  
a Magyar Tudományos Akadémia  
levelező tagja  
igazgató



## TARTALOM — INHALT

Bevezető .....	9
Megismeréstörténeti áttekintés .....	10
Rétegtan .....	15
<i>Alsótriász</i> .....	16
Szeizi .....	19
Kampili .....	25
Az alsótriász képződmények ősmaradványai .....	33
Az alsótriász képződmények üledékföldtani értékelése .....	37
<i>Középsőtriász</i> .....	41
Anizuszi .....	45
Az anizuszi képződmények dolomitfajtái .....	60
Ladini .....	64
A középsőtriász képződmények ősmaradványai .....	73
A középsőtriász képződmények üledékföldtani értékelése .....	85
<i>Felsőtriász</i> .....	85
Karni .....	88
Nóri .....	91
Raeti .....	94
Felsőtriász konglomerátumösszetétel .....	98
A felsőtriász képződmények ősmaradványai .....	100
A felsőtriász képződmények üledékföldtani értékelése .....	100
A mecseki triász üledékképződés menete .....	106
Geokémiai adatok .....	113
Hasznosítható anyagok .....	117
Kémiai, szinképelemzési és fúrási táblázatok .....	175
Irodalom .....	189
Középső triász fejezet fényképábrái	
Táblák	

\* \* \*

Einleitung .....	125
Stratigraphie .....	126
<i>Untertrias</i> .....	128
Seis .....	131
Campil .....	132
Fossilien der Untertrias .....	135

Sedimentologische Auswertung der Untertrias-Ablagerungen .....	139
<i>Mitteltrias</i> .....	142
Anis .....	146
Dolomitabarten der anisischen Stufe .....	150
Ladin .....	152
Fossilien der mitteltriadischen Bildungen .....	154
Sedimentologische Auswertung der mitteltriadischen Ablagerungen .....	156
<i>Obertrias</i> .....	157
Karn .....	159
Nor .....	160
Rhät .....	161
Obertriadischer Konglomeratkomplex .....	162
Fossilführung der Obertrias-Bildungen .....	164
Sedimentologische Auswertung der Obertrias-Bildungen .....	165
Ablauf der Trias-Sedimentation im Mecsek .....	166
Geochemische Angaben .....	170
Nutzbare Bodenschätze .....	171
Tabellen der chemischen und spektralanalysen und Bohrungsangaben .....	175
Literatur .....	189
Bilder des Kapitels „Mitteltrias“	
Tafeln	

## **A Mecsek hegység triász időszaki képződményei**





## BEVEZETŐ

A Mecsek hegység 1958-ban megkezdett részletes földtani térképezésével egyidőben — a térképező és térképszerkesztő munka rétegtani alapjainak kidolgozása érdekében — egyéb feladatok ellátása mellett került sor a triász képződmények alapszelvények szerinti részletes újravizsgálatára. A térképezésen kívül az ismeretanyag kiegészítését és összefoglalását az a sok új adat is időszerűvé tette, amely VADÁSZ ELEMÉR három évtizede megjelent és az egész hegységet felölelő szintézise óta összegyűlt. Jelen munka szerény keresztmetszete kíván lenni a mecseki triászra vonatkozó megismerés folyamatának, abban a reményben, hogy helyzetjelentésen túlmenően talán hasznosan befolyásolhatja magát a folyamatot is.

Mindazoknak akik, tanácsaikkal, bírálatukkal segítségemre voltak, ezúton mondok köszönetet. A téma kijelölését és végigvitelének lehetővé tételét FÜLÖP JÓZSEF intézeti igazgatónak köszönöm. A sok segítőkész munkatárs közül külön hálával tartozom JÁMBOR ÁRON-nak, NAGY JÓZSEF-nek és BÓNA JÓZSEF-nek közvetlen szakmai segítségükért, NOSKENÉ FAZEKAS GABRIELLÁ-nak ásványtani vizsgálataiért, FORGÓ LÁSZLÓ-nak és LÉNÁRD TAMÁS-nak technikai segítségükért.

## MEGISMERÉSTÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

A képződmények megismeréstörténete, a megismerés egyre gyorsuló üteme, az írásos adatok fokozódó gyarapodása azt a fokozódó igényt tükrözi, amelyet korábban a kapitalista iparosodás — Pécs város rohamos fejlődése, a kőszén- és a vízigény növekedése — később pedig a szocialista gazdasági építés támasztott a gazdaságföldtani megismeréssel szemben.

A megismeréstörténet „ő s k o r a”, az első szórványos adatok:

A képződményekre vonatkozó első utalással ZIPSER, A. (1817)-nál találkozunk, aki a pécsi kőzetek lexikális felsorolásakor tömör mészkövet is említ, értve alatta feltehetően az anizuszi mészkőfajtákat. BEUDANT, F. S. (1822) ennél már valamivel többet ad útleírásában. A pécsi „fekete mészkövet” a vörös homokkőnél (!) idősebbnek tartotta, megkülönböztetve benne egy alsó, kővületes és egy felső kővületmentes tagozatot. LIPOLD, M. V. (1852) „a szeneket kísérő képződmények rétegsoráról” kívánva „pontosabb áttekintést” adni, alulról felfelé haladó sorrendben megkülönböztetett werfeni rétegeket (homokkő), gutensteini rétegeket (sötét mészkő *Naticella costata*-val), hallstatti rétegeket (világosabb mészkő *Pachyderma rugosa*-val), raibli rétegeket, kőszén (keuper és liász növényekkel), kösszeni rétegeket (palák *Gervilleia socialis*-szal), végül adneti rétegeket (vörös mészkő *Ammonites*szekkel). Tehát a jelenlegi rétegtani beosztás szerinti felsőpermtől a bajóciig terjedő teljes rétegsort triász időszaknak tartotta.

A megismeréstörténet „k ö z é p k o r a” az alapadatok kutatásának időszaka:

A PETERS, K. F. (1862) által ismertetett rétegtani sorozat és az elhatárolások nagy vonalakban még ma is helytállóak. Véleménye szerint a tarka színű alsówerfeni homokkőösszlet diszkordánsan települ a jakabhegyi homokkőre, a werfeni rétegek felső tagozatát márgával váltakozó mészkő képviseli. A középsőtriász mészkőösszletet gutensteini és virgloria mészkő névvel említette, amely fölött a „kantavári márgapala” települ. A „telepmentes” homokkőösszletet és vele együtt a kőszénösszletet is a keuper homokkőhöz, illetve a gresteni homokkőhöz hasonlította, párhuzamot vonva köztük és a bihari Belényes melletti hasonló homokkőösszlet között. Ez az összlet megfigyelései szerint alul márgapalával, felül pedig kőszéntelepekkel váltakozó homokkő, amelyben liászra utaló kővületeket csak a kőszéntelepek kíséretében talált. FOETTERLE, F. (1865) a „Medjek”-

ről gyűjtött *Terebratula vulgaris* SCHL. és *Retzia trigonella* SCHL. példányokkal elsőként igazolta faunával a kagylómszűző jelenlétét. HAUER, F. (1870) térképmagyarázójában a triász rétegsort PETERS, K. F. nyomán smertette, eltérve tőle abban, hogy az egész, a „dvas”-ra diszkordánsan települő összletet típusos alpi kifejlődésű alsótriásznak tartotta. STUR, D. (1874) Böckh J. gyűjtéséből származó növénymaradványokat határozva meg, elsőként bizonyította a wengeni és a raeti képződmények jelenlétét, utóbbinak pontosabb lehatárolhatósága nélkül. Böckh J. (1876) adta — PETERS, K. F. után és VADÁSZ E.-t megelőzően — a mecseki triász képződmények legrészletesebb ismertetését. A verrukánó típusú konglomerátumot és a jakabhegyi homokkővet grödeni homokkő néven a triász legalsó részének tartotta — véleményünk szerint csupán abból az elvi álláspontból kiindulva, hogy a tarka homokkő (Buntsandstein) alsó részét a grödeni homokkő, felső részét pedig a werfeni rétegek képviselik. A werfeni rétegek, megfigyelése szerint szögeltérés nélkül települnek a jakabhegyi homokkőre. Elsőként ismerte fel a „kagylómszűző” hármas tagolásának lehetőségét. Rétegtani táblázata a „wengeni palát” és az ún. telepmentes homokkőösszlet alsó részét „felső triász” néven tünteti fel, amelyre üledékazonossággal a telepmentes homokkőösszlet raeti korú felső része települ. Az alsótriász gipsz megismerése szempontjából történeti jelentőségű az a megállapítása, hogy az alsówerfeni rétegekből fakadó források vize — nagy gipsztartalma miatt — ivóvíznek alkalmatlan. Elsőként ismerte fel azt, hogy a középsőtriász mészkőösszlet sok helyütt másodlagosan dolomitosodott: „látható miként megy át maga a feketés-szürke, fehér mészpát-erek által harántolt mészkő sárgás vagy vörösös-dolomitos részekbe”, míg másutt a rétegefejek fehér bevonatai is „a külső kéreg dolomitos tulajdonságára utalnak”. Faunalistái és megfigyeléseinek részletessége miatt munkája mindmáig forrásmunkául tekinthető. HANTKEN, M. (1878) (Böckh J. munkája alapján) lehetségesnek vélte, hogy a szénteleges összlet alja még a raeti emeletbe tartozik. MOJSISOVICS, E. (1880) az „orientális szárazulat”-ról értekezve említi a mecseki raeti homokkő- és a liász kőszénösszletet, valószínűsítve azt, hogy az akkori mecseki üledékgyűjtő e bizonyos balkáni—kisázsiai szárazulat É-i partvidékén helyezkedett el. LÖRENTHEY I. (1891) elsőként ismertette az É-mecseki triász képződményeket; a nagymányoki középsőtriász mészkőösszlet szelvényét hármas tagolásban s a Szarvas-táró környékéről a középső tagozat jellemző ősmaradványait. KLEIDORFER, F. (1898) az alsó- és a középsőtriász képződményeit Böckh J. nyomán ismertette. Az ún. telepmentes homokkőösszlet felső 300 m vastag részét — „*Panopea lias*” faunaleltre hivatkozva — a liászhoz tartozónak vélte. A homokkőösszletet egyébként „vízalatti delta” kifejlődésűnek tartotta. VADÁSZ E. 1912. évi jelentésében úgy véli, hogy a Böckh J.-féle perm—triász határ helyesbítésre szorul. Akkori (később megváltoztatott) véleménye szerint a zöldesszürke homokkő és az agyagos palák „kétségtelenül az egész felsőtriászt képviselik”. Az anizuszi mészkőösszlet három tagozatát térképileg is szétválasztani PÁLFI M. (1929) kísérelte meg először. VADÁSZ E. (1931) -nek a Tettye környékéről készített földtani térképe az első 1:5000-es részletességű felvétel triász képződményekről. Ugyanő számos, a Mecsek hegységgel foglalkozó rövidebb tanulmánya után a triász képződményekről is összefoglaló, teljességre törekvő képet

adott monográfiájában (VADÁSZ 1935). Itt foglalt először állást határozottan a perm—triász határ kérdésében, a szeizi rétegek fekvőjében jelölve ki azt. A mészkőösszlet három tagozatából külön-külön faunalistát adott. A ladini rétegsor fekvőjében (Böckh-re is hivatkozva) bitumenes mészkőbreccsát említett, amely szerinte regressziós breccsa. Véleménye szerint „a mecseki üledéksorozat első éles rétegtani határa a wengeni rétegekre települő ... raeti képződmények ... felé jelentkezik”.

A megismerés folyamata a II. világháború után a részletes földtani térképezéshez és nyersanyagkutatáshoz kapcsolódó a d a t g y ú j t é s. FÖLDVÁRI A. (1952) közölt először adatot triász időszaki képződmény radioaktivitásáról: a kantavári kőfejtőből származó ladini agyagos mészkő aktivitását (közetsugárzás/háttérsugárzás) 2,0-nek találta. VADÁSZ E. (1952) elsőként közölt *Phyllopora*-leletet a mecseki triászból: raeti agyagos aleurolitből írta le az *Estheria hungarica* fajt. NOSZKY J. (1953) részletesen felsorolta a váraljai kőfejtő középsőanizuszi faunáját. VENKOVITS I. (1953) anizuszi rétegsorra vonatkozó megállapításai tévesek. Véleménye szerint Orfú környékén a coenothyriszes mészkő a kagylós mészkő felső tagozatát képviseli, az összlet középső tagozatának felső része pedig 20—30 m vastag mészkőbreccsával kezdődik (!). KOVÁCS L. (1954) szerint a raeti homokkőfajták közül a vöröses árnyalatúak idősebbek, a szürkék fiatalabbak — utóbbiak már a liászba tartoznak és a kőszénösszlet „fekü homokkővét” alkotják. BALKAY B.—BALOGH K.—KILÉNYI T.—IMREH L. (1954) a kőszénvonulat térképezése során térképezték a közvetlen fekvő triász képződményeket is. KILÉNYI T. kezdeményezésére a kozári Andor-forrás völgyében feltáratták a ladini képződmények és a felsőtriász homokkőösszlet határretegeit. A ladini rétegsor fokozatos „elhomokosodását” tapasztalva, kétségbe vonták VADÁSZ E.-nek a ladin-végi lepusztulással együttjáró kiemelkedésre vonatkozó megállapítását. A Váralja—Nagymányok környéki vékonyréteges—márgás dolomitot (villányi összehasonlítás alapján) ladini korinak tartották. BARABÁS A. (1955) a permi képződmények leírásakor, diazstrofikus megfontolások alapján is helyesnek tartotta a permi rétegsort a jakabhegyi homokkőösszlettel zárni. Véleménye szerint az első vörös agyag közbetelepülések megjelenése már a szeizi képződményekre jellemző. KOLOSVÁRY G. (1955a, b; 1958a, b) több dolgozatban számolt be a mecseki középsőtriászból gyűjtött és meghatározott korallmaradványokról. Ezek rétegtani értéke vitatható. IMREH L. (1956) elsőként végzett ásványkőzet-tani vizsgálatokat a VASAS környéki felsőtriász összlet felső részének homokkő-képződményein. BARABÁS A. és Soós I. (1959) a Bükkösd környékén átfúrt gipsztelepes rétegsort ismertették, ám annak rétegtani helyét illetően nem foglaltak állást. DEÁK M. (1959) ismertette a gipsz—anhidrit képződmények palinológiai vizsgálatának eredményeit, a képződmény korát zechsteinnek becsülve. A mecseki triászból másodízben 1958-ban került elő *Phyllopora* faunaegyüttes, a szeizi képződményekből (NAGY E. 1959). A Mecseki Ércbánya Vállalat kutatótevékenysége során hasznos ismeretekkel gazdagodott a Ny-i Mecsek triászának irodalma (JÁMBOR Á.—SZABÓ J. 1961; JÁMBOR Á. 1962a, 1963), elsősorban makroszkópos üledékföldtani vizsgálatok révén. A budapesti Mezősörös Konferencián áttekintést adtunk a Földtani Intézet keretében végzett részletes földtani térképezés kapcsán szerzett, a mecseki triászra vonatkozó újabb

adatokról (NAGY E. 1961). KOVÁCS L. (1962) üledékciklusossággal foglalkozó értekezésében a mecseki felsőtriász képződmények rétegsora és besztása rendkívül figyelemre méltó ugyan, de aligha helytálló. Szerinte — VADÁSZ E. nyomán — a karni és a nőri emelet hiányzik, a raeti emeletet képviselő rétegzetlen, szárazföldi (!) összlet a ladini képződményekre diszkordánsan települ. Erre egy ún. fekü homokkőösszlet következik, amelyben kőszéntelepek még nincsenek, de már a liászhoz tartozik, rétegzett, vízi (!) képződmény. SOMOS L. (1963a és 1963b) dolgozataiban érdekes gondolatokat vet fel a mecseki felsőtriász oxidációs-fok- és ősföldrajzi viszonyaival kapcsolatban. Ezekre a későbbiekben visszatérünk. Részjelentésül szánt dolgozatban került ismertetésre a Pécs-28. sz. fúrás karni típusú faunaegyüttese, valamint az anizuszi képződményekben felismert *Foraminiferák* (NAGY E. 1964a, b). BALLA Z. (1965) mecseki „kőzetmechanikai rétegtan”-ába beilleszti a triász időszaki képződményeket is, kiemelve a gipsztelepes összlet tektonikai emeletet, illetve a ladini képződmények tektonikai alemeletet határoló szerepét. SOMOS L. 1965. évi dolgozata a mecseki felsőtriász és alsóliász ismeretanyag szintézisbe oldásának igényével íródott, azonban értékes gondolatai mellett sajnos néhány alapvető tárgyi tévedést tartalmaz. WÉBER B. (1965a, b) a felsőtriász összlet alsó harmadában szintálló vörösgyag-betelepülésről, a Ny-i Mecsek felső-anizuszi dolomitösszletében zöldagyag-betelepülésről, valamint a raeti képződmények keresztarétegzettségéről tudósít közelmúltban megjelent dolgozataiban. SZATMÁRI P. (1965) Földtani Társulatban elhangzott előadása az alsótriász anhidritösszletre vonatkozó ismereteink korszerű összefoglalása volt.

E megismeréstörténeti áttekintésben külön kívánunk megemlékezni SZABÓ P. Z. 1931-től 1965-ig folytatott munkásságáról, mely mecseki karszthidrológiai adattárunk és ismereteink gerincét adja. A hidrogeológiai kutatások — jóllehet inkább mintegy melléktermékként szolgáltatottak hasznos megállapításokat az anizuszi képződményekre, és általában a földtani képződményekre vonatkozóan — mégis VADÁSZ E. (1931), WEIN GY. (1952), KESZLER H. (1954), SCHMIDT E. R. és *munkatársai* (1962), valamint JUHÁSZ J. (1965) megfigyelései értékes részei triászra vonatkozó ismeretanyagunknak. A megismeréstörténet áttekintéséhez szánjuk az 1. ábrát.

LIPOLD, M.V.  
1858

PETERS, K.F.  
1862

BÖCKH J.  
1876

VADÁSZ E.  
1912

VADÁSZ E.  
1965

NAGY E.  
1965

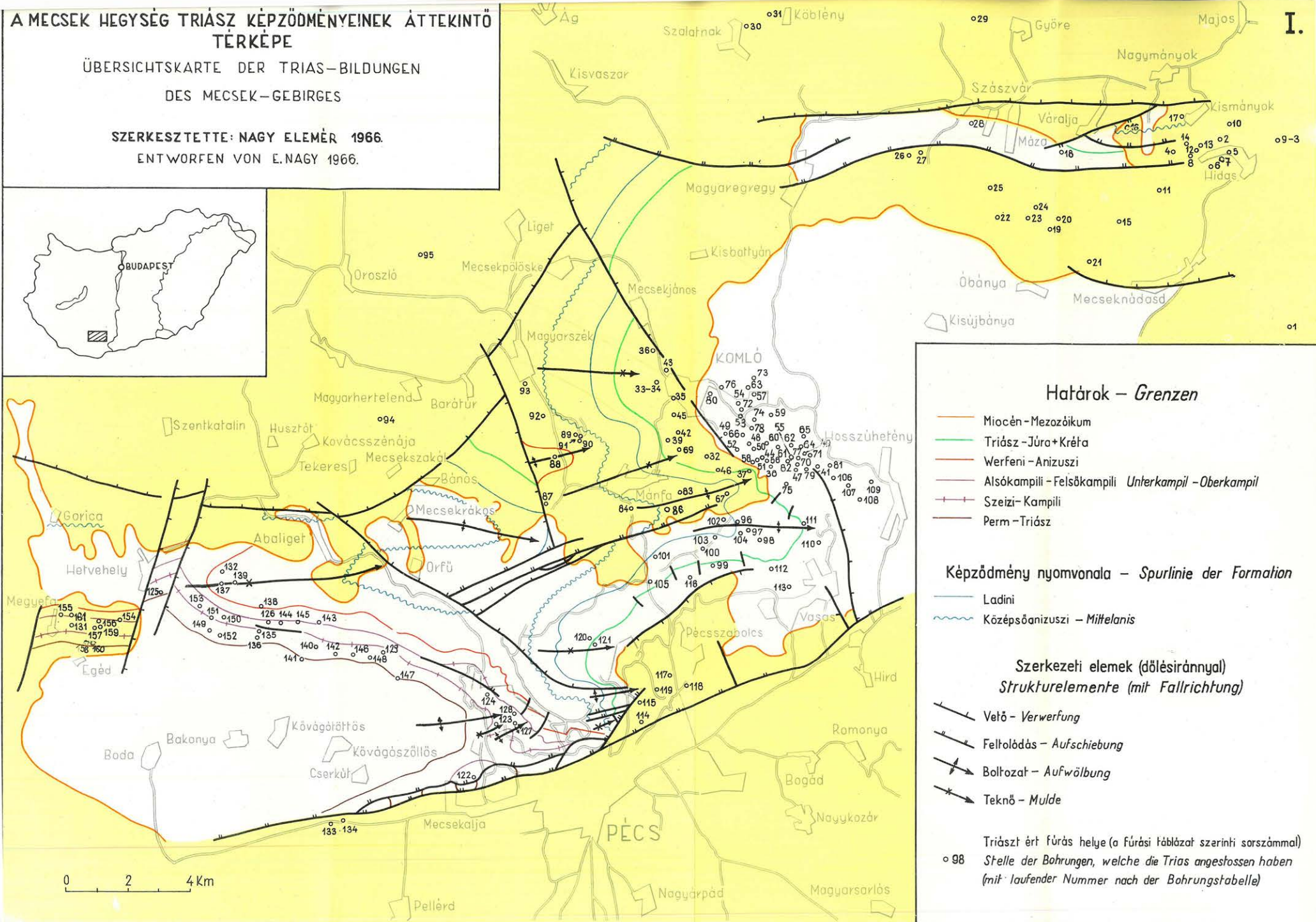
L I Á S Z	VÖRÖS AMMONITESZES MÉSZKŐ	KÖSZÉN-ÖSSZLET	KÖSZÉN-ÖSSZLET	KÖSZÉN-ÖSSZLET	KÖSZÉN-ÖSSZLET	KÖSZÉN-ÖSSZLET	KÖSZÉN-ÖSSZLET	KÖSZÉN-ÖSSZLET	VÖRÖS MÉSZKŐ
	RAETI	KÖSSZENI PALAK	TELEP- MENTES HOMOKKŐ- ÖSSZLET	ZÖLDES- SZÜRKE HOMOKKŐ, AGYAGOS PALAKKAL	WENGENI PALAK	HOMOKKŐ- ÖSSZLET	HOMOKKŐ- ÖSSZLET	HOMOKKŐ- ÖSSZLET	ZÖLDES SZÜRKE HOMOKKŐ, AGYAG- HOMOKKŐ, VALTAKOZASA
F E L S Ó	NŐRI	KEUPER KÖSZÉN- ÖSSZLET	VAL, FELÜL KÖSZENTELEPEK FEL- MOKKŐÖSSZLET, ALUL MARGA- VAL, FELÜL KÖSZENTELEPEK FEL-	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	SZÜRKE ALEURO- LIT, HOMOKKŐ, AGYAGKŐ
	KARNI	RAIBLI RÉTEGEK ÉS	KANTAVÁRI MARGAPALA	WENGENI PALA	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	SZÜRKE ALEURO- LIT, AGYAGKŐ, HOMOKKŐ
K Ö Z E P S Ó	LADINI	VILÁGOS- SZÍNŰ	KANTAVÁRI MARGAPALA	WENGENI PALA	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	AGYAGOS HOMOK- KŐ, MARGA, AGYA- GOS MÉSZKŐ
	F	HALLSTATTI MÉSZKŐ	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	PADOS MÉSZKŐ
	K	SÖTÉTSZÍNŰ GUTENSTEINI MÉSZKŐ	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	100-150 FOLTOS MÉSZKŐ
A L S Ó	A	SÖTÉTSZÍNŰ GUTENSTEINI MÉSZKŐ	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	100-150 FOLTOS MÉSZKŐ
	F	SÖTÉTSZÍNŰ GUTENSTEINI MÉSZKŐ	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	100-150 FOLTOS MÉSZKŐ
	A	SÖTÉTSZÍNŰ GUTENSTEINI MÉSZKŐ	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	100-150 FOLTOS MÉSZKŐ
P E R M	A	SÖTÉTSZÍNŰ GUTENSTEINI MÉSZKŐ	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	100-150 FOLTOS MÉSZKŐ
	F	SÖTÉTSZÍNŰ GUTENSTEINI MÉSZKŐ	MÉSZKŐ- ÖSSZLET	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	FEKETE MÉSZKŐ	100-150 FOLTOS MÉSZKŐ

I. ábra. A megismeréstörténet áttekintése. — Rétegsoportokra jellemző fáciesek: 1. Tavi, 2. delta, 3. laguna, 4. litorális, 5. neritikus. Ny → K = kivastagodás iránya

# A MECSEK HEGYSÉG TRIÁSZ KÉPZŐMÉNYEINEK ÁTTEKINTŐ TÉRKÉPE

ÜBERSICHTSKARTE DER TRIAS-BILDUNGEN  
DES MECSEK-GEBIRGES

SZERKESZTETTE: NAGY ELEMÉR 1966.  
ENTWORFEN VON E. NAGY 1966.



## Határok – Grenzen

- Miocén – Mezozoikum
- Triász – Júra + Kréta
- Werfeni – Anizuszi
- Alsókampili – Felsőkampili *Unterkampil – Oberkampil*
- Szeizi – Kampili
- Perm – Triász

## Képződmény nyomvonalai – Spurlinie der Formation

- Ladini
- Középsőanizuszi – Mittelanis

## Szerkezeti elemek (dőlésiránnyal) Strukturelemente (mit Fallrichtung)

- Vető – Verwerfung
- Felhódás – Aufschiebung
- Boltozat – Aufwölbung
- Teknő – Mulde

Triászt ért fúrás helye (a fúrási táblázat szerinti sorszámmal)  
Stelle der Bohrungen, welche die Trias angetroffen haben  
(mit laufender Nummer nach der Bohrungstabelle)

## RÉTEGTAN

A mecseki triász 1200—1800 m vastagságú, üledékes képződményekből álló rétegösszlete szögeltérés nélkül települ a felsőpermi homokkőösszletre és ugyancsak szögeltérés nélkül fedi a raeti sorozatot az alsóliász kőszénösszlet is. A triász üledéksort alul tengerparti, törmelékes képződmények (szeizi), lagúna fáciesű anhidrites—gipszes dolomitmárga-rétegek (alsókampili) és sekélytengeri márgás mészkő-képződmények (felsőkampili) alkotják. Középpüth sekélytengeri, dolomitos mészkőösszletből (anizuszi), majd e fölött nyílt lagúna — lefűződött lagúna faciessorral települő agyagos mészkő- és agyagos homokkő-képződményekből (ladini) áll. A triász üledékösszlet felső részét teljes egészében törmelékes képződmények alkotják, lagúna és tavi (karni), tavi (nóri), tavi és delta (raeti) fáciesekkel. A mecseki triász üledékciklus transzgressziós ágának szárazföldi része még a felsőpermben gyökerezik, az alsótriász e transzgressziós ág tengeri szakaszát képviseli. A ciklus fordulópontja az anizuszi, *Ammoniteszekkel* és *Brachiopodákkal* jellemzett középső tagozata (*Rhynchonella decurtata*-, illetve *trinodosus*-szint). A ciklus regressziós ága a ladini idején válik fokozatosan szárazföldivé, s a nóri emelet tavi fáciesével zárul. A raeti emelet folyóvízi—delta—tavi—lápi faciessora már a júrában kiteljesedő üledékciklus transzgressziós ágához tartozik.

A mecseki triászban, üledékföldtani és őslénytani viszonyait tekintve, sajátosan keverednek a nyílttengeri (alpi) és a beltengeri (germán) sajátosságok. Legközelebbi fáciesrokonosságát a Villányi-hegység, valamint az Apuseni-hegység mőmai és bihari sorozatának triászában kereshetjük.

A hegység felszíni feltárásokból, bányaműveletekből és fúrásokból ismert triász időszakai képződményei számos földtani szerkezeti egységre tagolódnak (I. melléklet):

1. Bükkösd—Goricza—Kán-i monoklinális; felszínen és fúrásokban; alsó- és középsőtriász.
2. Az ÉNy-i előtér Tekerés—Oroszló—Liget; fúrásokban; középsőtriász.
3. Ny-i és D-i Mecsek, a Hetvehely—Abaliget—Pécs—Cserkút-i erdő; felszínen és fúrásokban; alsó-, középső- és felsőtriász.
4. Orfú—Mecsekrákos—Bános-i antiklinális; középsőtriász; feltárásokban.
5. Pécsbányatelep—Vasas-i redő; középső- és felsőtriász; feltárásokban és fúrásokban.



6. Mánfa—Sikonda—Mecsekfalva—Komló-i redő; alsó-, középső- és felső-triász; feltárásokban és fúrásokban.  
 7. É-i előtér Szalatnak, Győre; középső- és felsőtriász; fúrásokban.  
 8. É-i pikkely Szászvár—Nagymányok—Hidas; középső- és felsőtriász; feltárásokban és fúrásokban.  
 9. A Szászvár-D—Mecseknádasd-i monoklinális; felsőtriász; fúrásokban.  
 10. DK-i előtér Zsibrik, Ófalu; középsőtriász; fúrásban.

## ALSÓTRIÁSZ

A werfeni képződmények felszíni elterjedésben Pécestől nyugatra Cserkútig, majd Cserkúttól Ürögön és Viganváron keresztül Bükkösdig nyomonozhatók. Nagyszerkezetileg a perm képződményekből álló periantiklinális övezik É-ről, K-ről és D-ről. A D-i nagyszerkezeti öv mentén erősen zavart szerkezettel, Mecsekalja környékén kis részszinklinálissal; Ürög—Pécs—Donátuszkápolna környékén több kisebb, K-i irányban dőlő tengelyű boltozatot és szinklinális alkotnak; Mecsekszentkút környékén erősen gyüredezetek, helyi feltolódásokkal zavartak; végül Hetvehely—Abaliget környékén haránttörésekkel szabdalt periszinklinálisba gyűrődtek.

A perm és a triász képződmények határát egyértelműen, ősmaradványokkal igazoltan megvonni ma sem tudjuk. A lehetőségeket mérlegelve és az egyedüli támpontul használható üledékképződési, üledékképződési jellegeket behatóan tanulmányozva, a perm—triász határt ott valószínűsítjük, ahol a felsőperm vastag, szárazföldi üledéksorát először váltja fel tengeri (sík-tengerparti) üledékképződés. Tekintettel arra, hogy a kérdés a sztratigráfia klasszikus módszereivel nem vizsgálható, az azt eddig tanulmányozók vagy egyéb célú munkájukban érintők véleménye gyakran tért el egymástól. PETERS, K. F. (1862) szögdiszkordanciát észlelt a jakabhegyi homokkőösszlet és a rátelepülő „tarka homokkő—agyagpala” összlet között; a határt is itt jelölte ki. БӨКН J. (1876) a jakabhegyi homokkő és a tarka összlet határán szögeltérést nem tapasztalt, utóbbi a werfeni rétegek megfelelőjének tartotta. Viszont a jakabhegyi homokkőösszletet az általa verrucanának nevezett konglomerátum-csoporttal együtt grödeni homokkőnek nevezve, a werfeni képződmények *fekvőjébe* helyezte, de mint grödeni homokkővet a triász időszak legidősebb formációjaként ismertette (feltehetően mindössze azért, mert a grödeni homokkő rétegtani helye БӨКН szerint a triászban, de a werfeni rétegek fekvőjében volt). VADÁSZ E. (1912, 1917, 1935) HEER, O. és TUZSON J. alsóbb perm növénymaradványokon végzett vizsgálatait elemezve foglalt állást a kérdésben, amely szerint a perm időszak a jakabhegyi homokkőösszlettel zárul. BARABÁS A. (1955) lényegében a VADÁSZ E. kijelölte határt vallja helyesnek, de részletesebben vizsgálva a képződményeket, ott vonja azt meg, ahol az alsószakasz jellegű folyóból lerakódott, átlósan keresztarétegzett vöröshomokkő-rétegek közé először települ vörösagyag, illetve aleurolit. Ezt az üledékképződésben bekövetkezett változást a pfalzi fázis hatásának tulajdonítja. VADÁSZ E. (1957) a perm—triász határt illető eredeti (1935) álláspontját továbbra is fenntartva, a gipsztelepes összletet a jakabhegyi összlet fedőjébe helyezve, még a permbe tartozónak vélte. ТӨЗСӨР О. (in JÁMBOR—SZABÓ 1961) véleménye szerint a határ a konglomerátum fekvőjében van, majd egy

későbbi dolgozatában (BARABÁS A.—TŐZSÉR O.—JÁMBOR Á. in JÁMBOR—SZABÓ 1961) felülvizsgálva ezt a véleményt, osztja BARABÁS A. korábbi nézetét. KISS J. (1961) a határt ismét a konglomerátum fekvőjében vonta meg.

A perm—triász határra vonatkozó vélemények az 1. táblázatban is áttekinthetők.

Véleményünk szerint az a vörös aleurolit-betelepüléses homokkő rétegcsoport, amelyet BARABÁS A. már a triászba helyezett, delta típusú üledék és így logikusan zárja azt a folyóvízi sorozatot, amely a felsőszakasz jellegű konglomerátum-csoporttal kezdődik és az ívesen keresztarétegzett, középszakasz jellegű, majd az átlósan keresztarétegzett, alsószakasz jellegű folyóvízi jakabhegyi homokkőösszlettel (BARABÁS A. 1955) folytatódik.

A patacsi mélyútban a felsőpermi vörshomokkő-összlet felső részén több (10—11) vörös aleurolitközbetelepülés észlelhető. Az aleurolitra következő homokkőpad alján szinte minden esetben megtalálható az aleurolit szögletes törmeléke, sőt az ennél mélyebben levő (idősebb) részeken is (például a perm—triász határ alatt 400 m-rel), ahol már aleurolitbetelepülés nem észlelhető, a homokkőpadok — alsóbb részükön — sok esetben tartalmaznak szögletes aleurolittörmelékét. Úgy tűnik tehát, hogy ez a homokkő—aleurolit üledékritmus a felsőpermi összlet idősebb részeit is jellemzi. A homokkőpadokba foglalt aleurolittörmelék pedig arra utal, hogy az üledékfelhalmozódás helyenként és esetenként szünetelt, illetve azt egyidejű üledékelhordás váltotta fel.

A legfelső-permi homokkőpadok durva, bizonytalan keresztarétegzettséget mutatnak és egy padon belül a legdurvább frakció nem a bázison jelentkezik. Néhol kavicsok is találhatóak, maximálisan 3 cm átmérővel. A kavicsok anyaga kvarc, kvarcit és kvarcporfir.

E homokkő- és aleurolit-képződményekre szögeltérés nélkül települnek a szeizi rétegek. A perm—triász határt ott tartjuk indokoltnak kijelölni, ahol (a rétegsorban felfelé haladva):

- a görgetett frakció kimarad,
- megjelennek és felesúlyba jutnak a zöld (többnyire kloritos) képződmények,
- kimutatható az első mangándús betelepülés,
- fellépnek a *Phyllopodák*,
- megjelennek a dolomit- és dolomitmárga-betelepülések,
- a homokkövekben többé már nem mutatkozik aleurolittörmelék és ritmusos osztályozottság.

A w e r f e n i emelet üledéksorát a következőképpen tagoljuk:

### S z e i z i

1. Vörös aleurolit és finomszemű homokkő váltakozása zöld agyagkövel; utóbbiban gyakoriak az *Isaura abertii* és a *Palaeolimnadia mecsekensis* *Phyllopoda*-maradványok. Elvértve egy-egy vörös-foltos, finomszemű homokkőrétegben tömegesen található *Lingula tenuissima* és *Myophoria costata* lenyomatok is. A szeizi alemelet alján több meszes, vasas, mangánoxid-dús aleurolit-betelepülés látható, míg a felső részén gyakori a vékony dolomitmárga-közbetelepülés. Vastagság: 100—150 m.

I. táblázat — Tabelle 1.

A perm—triasz határ helyzete különböző szerzők szerint — Lage der Perm/Trias-Grenze nach Auffassung den verschiedenen Verfasser

	Peters, K. F. 1862	Bösch J. 1876	Vadász E. 1895	Barabás A. 1955	Vadász E. 1957	Tózsér O. 1961	Kiss J. 1961	Nagy E. 1961	
TRIASZ	"Werfeni palák"	szeizi rétegek ~~~~~ gródeni homokkő ~~~~~ verrucano	werfeni rétegek ~~~~~ kampili lemezes mészkő ~~~~~ szeizi homokkő és agyag-pala	werfeni rétegek	werfeni rétegek (lásd Vadász E. 1955)	jakabhgyei homokkő ~~~~~ konglomerátum	kövületes alsótriasz ~~~~~ gipszes összlet ~~~~~ jakabhgyei homokkő	felső ~~~~~ alsó ~~~~~ kampilli rétegek	mészkő rétegcsoport ~~~~~ dolomitmárga réteges. ~~~~~ gipszfelepes réteges.
PERM	Jakabhgyei homokkő	vörös, sárga és szürke homokkő	Jakabhgyei homokkő és konglomerátum	felsőperm		vörös ~~~~~ zöld ~~~~~ szürke ~~~~~ tarka ~~~~~ homokkő	vörös ~~~~~ szürke ~~~~~ tarka ~~~~~ homokkő	delta kifejlődésű ~~~~~ átlósan rétegzett ~~~~~ ivesen rétegzett	vörös homokkő
				átlósan és ivesen kereszt-rétegzett homokkő	gipszes agyagösszlet				

## K a m p i l i

2. Szürke dolomit, dolomitmárga és agyagkő, helyenként vékony anhidrit- és gipsz-telepekkel, ritkán magnezitnyomokkal, fedőjében saját anyagú breccsával, mely néha meszes—sziderites kötőanyagú. Vastagság: 20—80 m.

3. Szürke dolomitmárga, dolomit- és palás agyagkő-közbetelepülésekkel, *Lingula tenuissima* és *Pecten albertii* maradványokkal. Vastagság: 30—50 m.

4. Sötétszürke, vékonyan rétegzett, lemezes mészkő, alsó részén gyakoribb, felül kevesebb márga-betelepüléssel, legáltalán rendszerint 1—2 m vastag, sejtésre málló breccsával, amelynek szögletes törmelékanyaga palás agyagkő, kötőanyaga pedig dolomitos mészkő. A mészkő-rétegcsoportban helyenként tömegesen található *Gervilleia*-, *Modiola*- és *Myophoria*-félék, a legfelső részén ritkán *Naticella costata* gyűjthető. Vastagság: 60—100 m.

A werfeni képződményekre konkordánsan települ az anizuszi emelet rétegsora, alján 5—10 m vastagságú vörös, cukorszövetű dolomittal, amely jellegzetes kifejlődésével megkönnyíti a werfeni—anizuszi határ kijelölését. E „határdolomit”-ra (Vadász E. 1935) települő mészkő-képződményekben *Naticella costata* már nem található, viszont helyenként *Natica* cf. *stanensis* gyűjthető.

Üledéktanilag a mecseki alsótriászt a törmelékes alkotórészek fokozatos kimaradása és a mészkőképződés uralkodóvá válása jellemzi, az üledékgyűjtő síkparti-, lagúnás és sekélytengeri fáciesek sorozatával.

Geokémiailag a werfeni üledéksort az ultraoxidációs (szeizi); oxidációs-sós, dolomitos—sziderites (alsókampili); és mészköves (felsőkampili) fáciesek egymásrakövetkezésével, azaz a vasoxidációs-fok csökkenő és a vegyületpotenciál növekvő sorrendjével jellemezhetjük.

## Szeizi

A szeizi képződmények Patacs, Ürög és a Donátuszkápolna környékén jó feltárásokban vizsgálhatók (I. tábla 1. ábra). A periantiklinális északi szárnyán a feltártsági viszonyok rosszabbak. A perm—triász határ képződményei és szinte a teljes szeizi rétegsor tanulmányozható Patacon, a községtől É-ra kivezető mélyútban és Ürögön, a faluból Ny felé vezető szekérútban.

A szeizi rétegsort a következő kőzetfajták építik fel:

1. Vörös *aleurolit*. (Általános elterjedésű, egy-egy szelvény rétegsorát fele arányban alkotja.)

Kemény, szögletesen széteső, egyenetlen törésű, durván rétegzett. Szemcsenagyság-vizsgálatát megnehezíti, hogy limonittal erősen kötött, túlnyomórészt limonittal bekérgezett, koagulált agyag-szemcsehalmazokból áll. A koagulált agyagszemcséket diszpergálatlanul hagyva, és az egyéb törmelékes alkotórészt tekintve, a szemcseösszetétel egymaximumos görbét ad, melynek maximuma a durva kőzetliszt szemcseosztályban van. Vasoxid-tartalma  $Fe_2O_3$ -ban kifejezve 3—6%; ennek túlnyomó része ferrivas, ezért vasoxidációs foka nagy; ultraoxidációs állapotot mutat. Agyagásványa illit. Nehézásványokban szegény: kevés biotitot és gránátot tartalmaz.

2. Vörös (vörössárga) arkózás homokkő. (Általános elterjedésű; egy-egy szelvényben mennyisége alárendelt, általában a rétegsor alsó részén található).

Kemény, egyetlen törésű, durván rétegzett, réteglapjain gyakran szimmetrikus, ritkábban részaránytalan (áramlási) hullámfodrokkal, melyek hullámmutatója (hullámhossz/amplitúdó)=9–10 (I. tábla 3. ábra). Ritkán finoman keresztarétegzett. Finomszemű, jól osztályozott; szemcseösszetételi görbéje egymaximumos. Uralkodóan 80 mikron nagyságú, szögletes kvarcsemcsékből áll, viszonylag sok plagioklász és muszkovitot tartalmaz. Kötőanyaga hematitos—limonitos kova, néha szericit.  $O_{Fe}$  értéke oxidációs állapotot jelöl. Egyik, típusként vizsgált mintájában NOSKENÉ FAZEKAS G. az alábbi ásványos összetételt határozta meg:

<i>vegyi és biogén:</i>	
kalcit .....	0,5%
sziderit .....	1,3%
kalcedon, kvarc .....	5,6%
hematit .....	1,1%
<i>kolloidális:</i>	
klorit (pennin) .....	7,3%
<i>törmelékes:</i>	
kvarc .....	37,7%
albit .....	14,8%
oligoklász .....	18,0%
ortoklász .....	7,7%
muszkovit .....	6,0%
	100,0%

3. *Zöld, szürkészöld, kloritos agyagkő* Phyllopodákkal. (Általános elterjedésű, egy-egy szelvényben a rétegsornak legalább negyedét alkotja, mennyisége a rétegsorban felfelé a vörös aleurolit rovására növekszik.)

Kemény, kagylóstörésű, lemezes. Helyenként száradási repedések figyelhetők meg benne (I. tábla 2. ábra). A réteglapok mentén gyakran apró muszkovit (szericit) -csillámokkal, a litoklázisokban vasoxidhidrátos és mangános bevonatokkal. Néha szabálytalan eloszlásban közetlisztes. Vékonycsiszolatában agyagos alapanyagban kevés, 5–30 mikron nagyságú, szögletes kvarc-, földpát- és szericitszemcse látható. BÁRDOSSY Gy. röntgendiffraktométeres vizsgálata szerint illit és szericit mellett sok kloritot (klinoklor) tartalmaz.

4. *Barna, barnássárga, mangánoxidos, meszes aleurolit.* (A permi boltozat D-i szárnyán általános elterjedésű, egy-egy szelvényben a rétegsor alján több vékony, 1–10 cm-es betelepülésként.)

Többynire puha, földes megjelenésű, ritkán kemény (meszes); egyetlen törésű, porózus (porozitása 22–28%). Ásványos összetétele nagyon változó. Mangántartalma, mely fémmangánra számítva néha a 8%-ot is meghaladja, valószínűleg pszilomelán (esetleg wad) alakban van jelen. A pszilomelán—wad koncentrátumokban a KARMASIN által megfigyelt foszfortartalom-növekedést nem tapasztaltuk. A foszfortartalom ( $P_2O_5$ ) esetünkben nem haladta meg a 0,2%-ot és csak század százalékokban jelentkező ingadozása sem párhuzamos a mangántartalom változásával. Meszesebb változatában kevés dolomit mellett a kalcit uralkodik, ilyenkor vékonycsiszolatban a kalcit 40–150 mikronnyi, fogazottan egymáshoz kapcsolódó kristályok formájában jelentkezik. Vas- és mangántartalma

egyenetlen, csomós eloszlású. Agyagásványa illit. Nehézásványai között (NOSKENÉ FAZEKAS G. szerint) az epigén pirit és limonit túlsúlya mellett több a magmás eredésű (magnetit, biotit, augit, cirkon, titanit) mint a metamorf (turmalin, klorit). Könnyűásványainak gyakorisági sorrendje: kvarc—muszkovit—plagioklász—ortoklász—kvarcit—mikroklin. Az ásványszemcsék koptatottak.

5. *Világosszürke dolomitmárga.* (Általános elterjedésű, egy-egy szelvényben a rétegsor felső felében gyakoribb, vékony, 5—20 cm-es betelepüléseként.)

Kemény, tömör, sima-, néha kagylóstörésű, a réteglapra merőlegesen oszloposan széteső. Repedéseit limonitos kalcit tölti ki. Vékonycsiszolatában mikrokristályos, kissé agyagos dolomit-alapanyagban kevés, 20—50 mikron nagyságú, szögletes kvarcsemcse látható. Öldási maradékának ásványai vasas bevonattal szennyezettek, töredeztettek; viszonylag sok muszkovit mellett kevés kvarc, földpát és biotit található benne.

6. *Sejtesre málló breccsa.* (Alárendelt.)

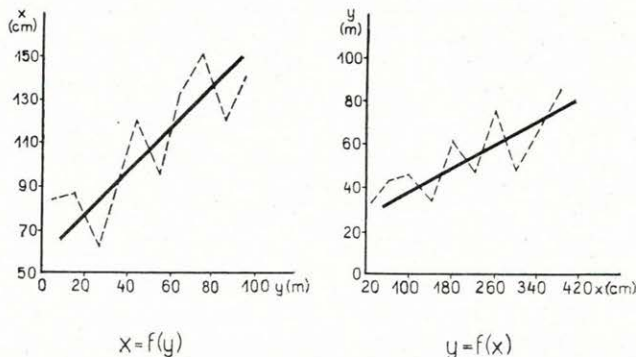
Törmelékanyaga zöld palás agyagkő, kötőanyaga meszes dolomit. Vékonycsiszolatában aprókristályos dolomit-alapanyagban 50—200 mikron nagyságú szögletes kvarcsemcsek, kevesebb muszkovit látható. A kőzetet vékony, kissé limonitos kalciterék járják át. A Donátuszkápolna melletti feltárásban 8—10 cm vastag betelepülés. (A zöld agyagkő lerakódása után az üledék rövid időre szárazra kerülhetett, az üledékanyag kiszáradt, összetöredezett s a következő elöntés sodra az agyagkőtörmeléket helyben áthalmazta.)

7. *Sötétszürke finomhomokos, közellisztes, csillámos agyagkő.* (Egy-két vékony réteg a Pg-II. sz. fúrás szeizi rétegsorában.)

Lemezesen, levelesen széteső, réteglapjain sok muszkovitzemcsével. Maximális szemcsenagyság (magmás eredésű kvarc): 0,3 mm. Agyagásványa illit, kevés kaolinit. Szerves színező anyaga huminit jellegű.

\* \* \*

A szeizi rétegsor felsorolt különböző képződményei ritmusosan változnak egymással. A patacsi szelvény vizsgálata szerint az alapritmusok vastagsága a rétegsorban felfelé statisztikusan csökken. Ezt a 2. ábrán mutatjuk be, amely az alapritmus-vastagság és az összetevővastagság (azaz

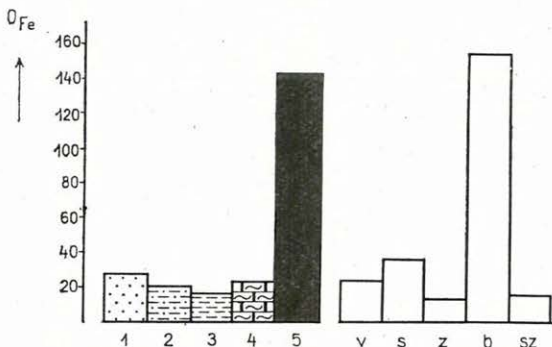


2. ábra. A képződményvastagság (x) és az összetevővastagság (y) korrelációja a patacsi mélyút szeizi rétegsorában

Abb. 2. Korrelation der Mächtigkeit der Einzelbildung (x) und des Komplexes (y) in der Seiser Schichtenfolge des Patacscher Hohlweges

a perm—triász határtól való képződménytávolság) összefüggését tünteti fel. Az összefüggés csaknem egyenes, tehát minél távolabb van a képződmény a perm—triász határtól, annál vékonyabb. Ebből arra következtethetünk, hogy az üledékképződés változó ismétlődési üteme fokozatosan gyorsult, vagy a behordott üledékanyag mennyisége fokozatosan csökkent. Egy-egy szelvényben 30—50 üledékritmus ismerhető fel.

A 3. ábrán összesített  $O_{Fe}$  adatok tanúsága szerint a képződmények



3. ábra. A vasoxidációs fok középértéke szín és kőzettípusok szerint a patacsi szeizi rétegsor 102 elemzése alapján. — 1. Homokkő, 2. aleurolit, 3. agyagkő, 4. dolomitmárga, 5. mangán-dús kőzetek; v=vörös, s=sárga, z=zöld, b=barna, sz=szürke

Abb. 3. Mittelwert der Eisenoxydationstufe nach Farben und Gesteinstypen anhand von 102 Analysen der Seiser Schichtenfolge von Patacs. — 1. Sandstein, 2. Schluff, 3. Tonstein, 4. Dolomitmergel, 5. manganreiche Gesteine; v=rot, s=gelb, z=grün, b=braun, sz=grau

felső részén a vasoxidációs értékek ismét a felsőpermi átlag közelében maradnak (10 körüliek), sőt a legfelsőbb képződményekben annál valamivel kisebbek.

Az érettségi index (kvarc—földpát arány) diagramja szerint, a szeizi képződményekben a földpát viszonylagos mennyisége megnő, ugyanakkor viszont a mállott és üde földpát aránya is növekszik. A mállott földpát mennyiségének viszonylagos növekedését ebben az esetben nem valószínű, hogy éghajlati változás okozta. A felsőpermi homokkőképződmények erősebben cementáltak (általában kovás—szericites alapanyaguk van), mint a szeiziek, amelyeknek alapanyaga agyagos—szericites és így a felszíni mállás hatása bennük erőteljesebben érvényesülhet.

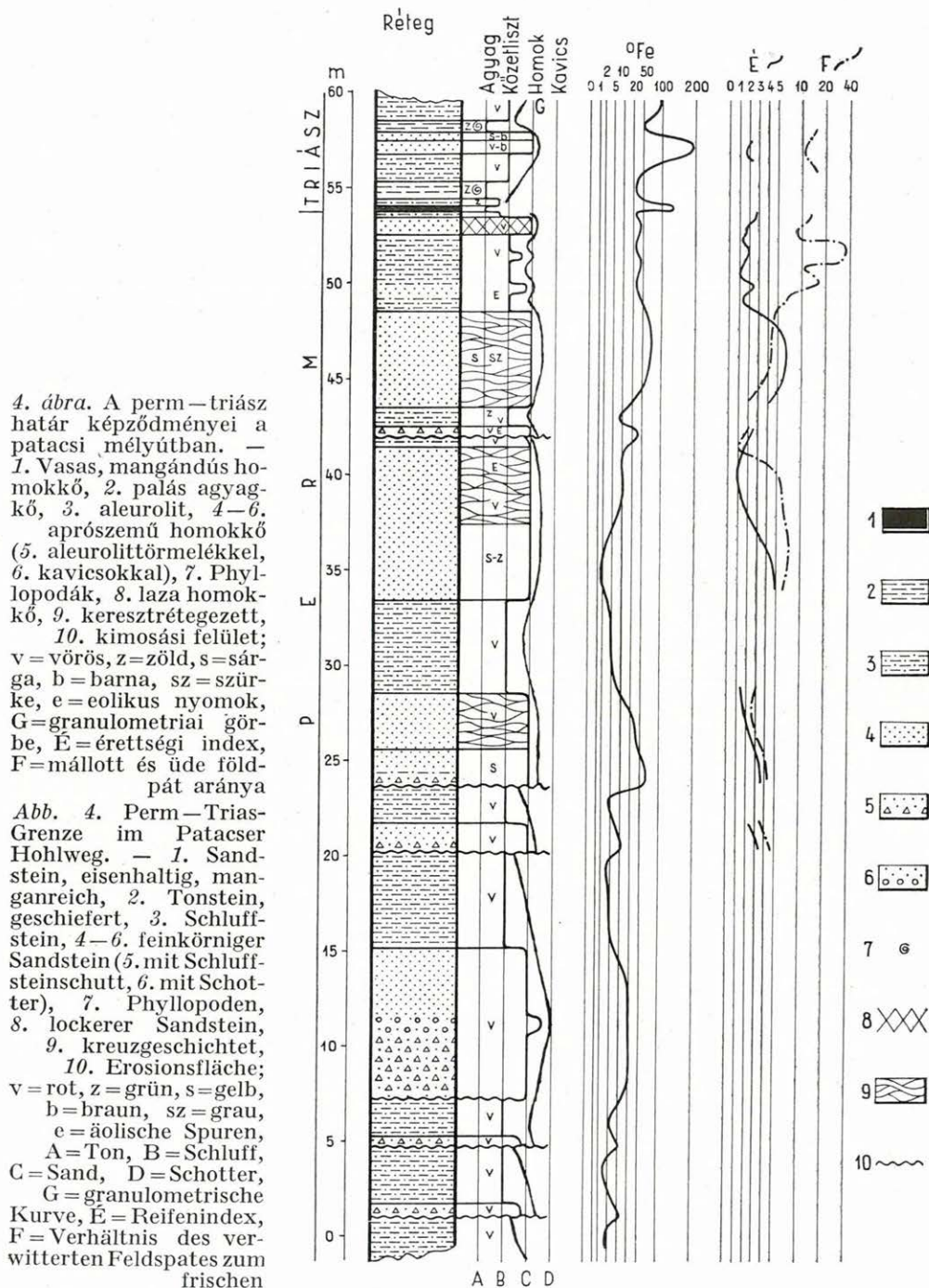
Az érettségi index átlagának csökkenése, azaz a földpát mennyiségének viszonylagos növekedése valószínűleg annak tulajdonítható, hogy a felsőpermi képződmények lerakódása közben az üledékfelhalmozódás folyamatába a szárazulati üledékgyűjtő egy-egy helyén gyakrabban iktatódtak be szünetek (ahogy azt a homokkőpadok alján levő aleurolit-breccsa is bizonyítja), mint a szeizi képződmények esetében. Tehát az üledékanyag a felsőpermben még lerakódása után is intenzívebben „érhe-

színe vastartalmuk oxidáltabb, vagy redukáltabb állapotától függ. A képződmények színe a ferri—ferrovas arány csökkenő sorrendjében: barna—sárga—vörös—szürke—zöld.

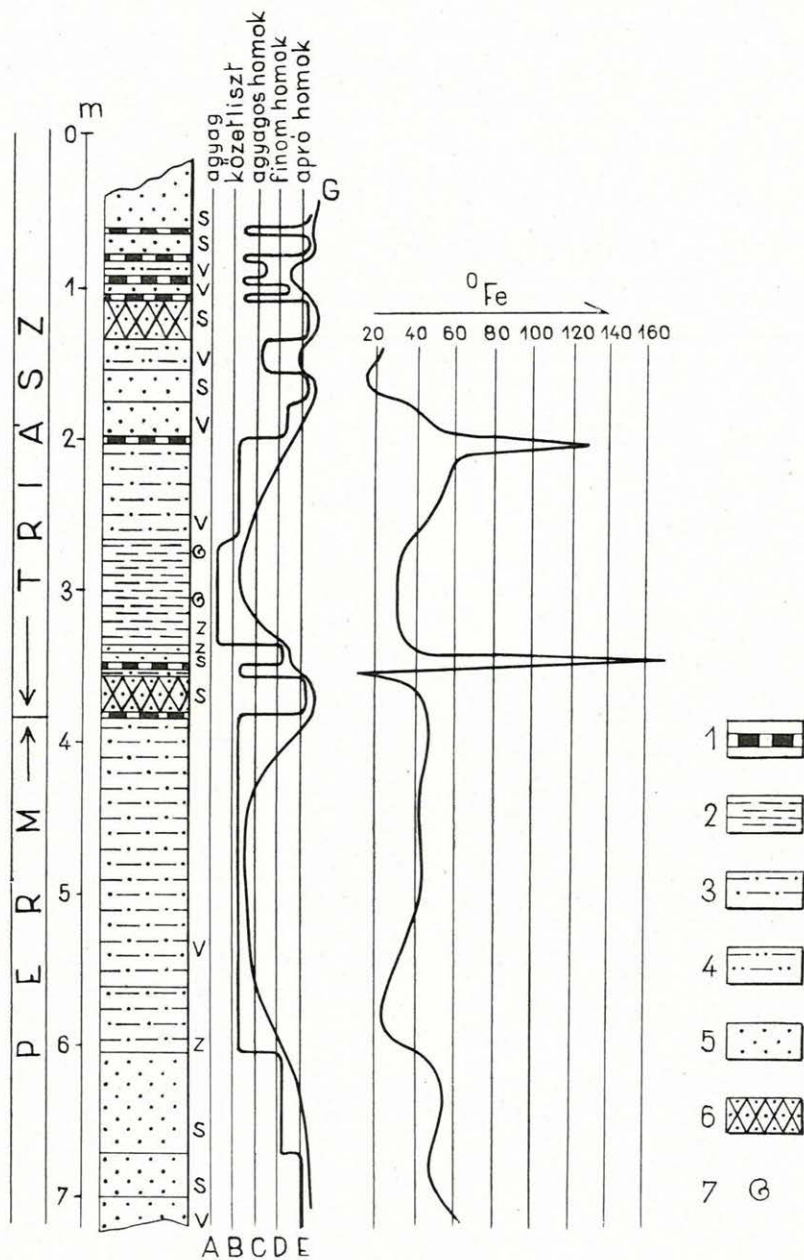
A patacsi szelvényben vizsgált és a szelvény alsó részét bemutató 4. ábrán is feltüntetett vasoxidációs-fok értékek:

$$O_{Fe} = \frac{2 Fe_2O_3}{FeO} \text{ súly\%}$$

a szeizi rétegsor alján valamivel nagyobbak, mint a felsőpermben. Ennek okát a mangán-dús betelepülések és az egyéb képződményeket is átjáró mangános—vasas repedéskitöltések hatásában kereshetjük. A szeizi rétegsor







5. ábra. A perm—triász határ képződményei az ürögi mélyútban. — 1. Vasas, mangános aleurolit, 2. agyagkő, 3. aleurolit, 4. agyagos homokkő, 5. homokkő, 6. laza homokkő, 7. Phyllopoda; z=zöld, s=sárga, v=vörös, G=granulometriaí görbe

Abb. 5. Perm—Trias-Grenze in dem Üröger Hohlweg. — 1. Schluffstein, eisen- und manganhaltig, 2. Tonstein, 3. Schluffstein, 4. toniger Sandstein, 5. Sandstein, 6. lockerer Sandstein, 7. Phyllopoden; z=grün, s=gelb, v=rot, A=Ton, B=Schluff, C=toniger Sand, D=Feinsand, E=kleinkörniger Sand, G=granulometrische Kurve

tett", míg a szeizi üledékgyűjtőbe kerülő anyag rendszerint közvetlenül lerakódása után betemetődött.

Az ürögi mélyút képződményei a patacsi szelvényvel jól azonosíthatók, lényeges eltérés a két rétegsor között nincs. A homokkőbetelepülések valamivel gyakoribbak Ürögön.

A perm—triász határ képződményeinek ürögi rétegsora az 5. ábrán látható, míg a pipáskúti fúrásban feltárt szeizi rétegsor a 6. ábrán.

### K a m p i l i

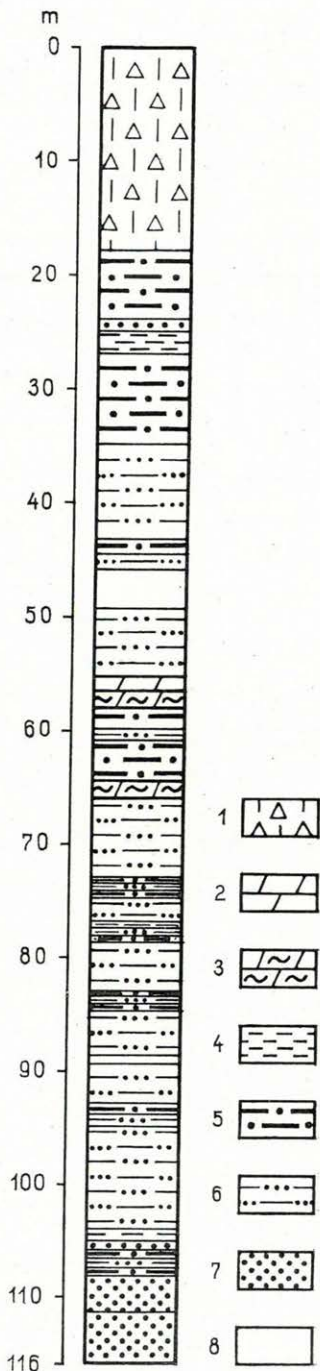
Az alsókampili gipsztelepes és dolomitmárga rétegcsoport — a perkupai, villányi és dióskáli alsótriász gipsz—anhidrithez hasonlóan — a felszínen nem tanulmányozható. A Mecseki Ércbánya Vállalat Bükkösd környéki, 1957-ben mélyült kutatófúrásainak eredményéről BARABÁS A. és SOÓS I. (1959) adott jelentést.

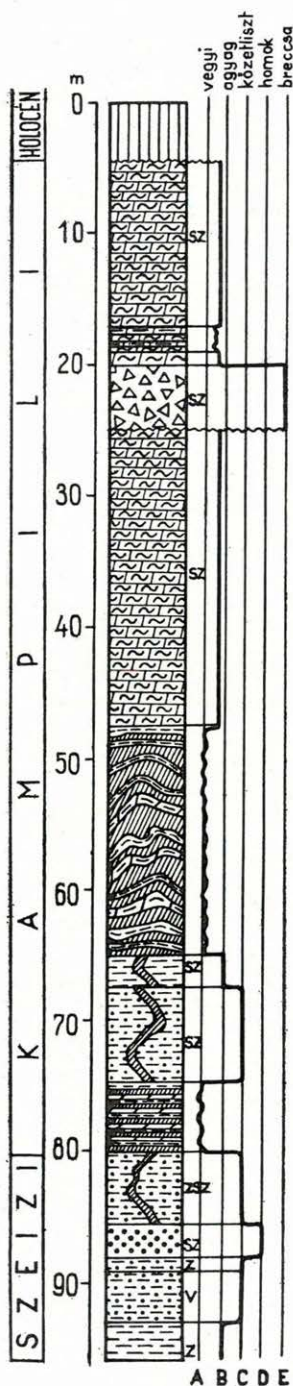
A Magyar Állami Földtani Intézet 1958-ban mélyített fúrásai közül a Mü-1., a Ma-I. és a Pg-III. sz. harántolt gipsztelepeket\*. Ezek közül a Ma-I. sz. fúrás (7. ábra) a rétegcsoport fekvőjében állt meg, a Pg-III. sz. pedig (8. ábra) csak a felső részét harántolta. A Mü-1. sz. fúrás rétegsora — erősen zavart szerkezete miatt

\* A fúrások adatai az összesítő táblázaton szerepelnek, helyük pedig a térkép-vázlaton látható. Az arab sorszámú fúrások nagyobb mélységű, perspektivikus fúrások, míg a római számmal jelöltek térképező sekélyfúrásokok.

6. ábra. A IV. szerkezetkutató fúrás (Pipáskút) szeizi rétegsora (átfúrt vastagság átlag 20°-os dőlés mellett). — 1. Talaj és lejtőtörmelék, 2. szürke dolomit, 3. szürke dolomitmárga, 4. zöld, phyllopodás agyagkő, 5. zöld, szürke és vörös finomhomokos agyagkő, 6. vörös, agyagos homokkő, 7. szürke és vörös kereszt-rétegzett homokkő, 8. mintavétel nem történt

Abb. 6. Seiser Schichtenfolge der IV. Strukturbohrung (Pipáskút) (durchteufte Mächtigkeiten bei einem Durchschnitteinfallen von 20°). — 1. Boden und Gehängeschutt, 2. grauer Dolomit, 3. grauer Dolomitmargel, 4. Tonstein, grün, mit Phyllopoden, 5. Tonstein, grün, grau und rot, feinsandig, 6. Sandstein, rot, tonig, 7. Sandstein, grau und rot, kreuzgeschichtet, 8. keine Probe entnommen





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

— részletes vizsgálatokra nem használható. A gipsztelepes csoport képződményei a szeizi rétegekre szögeltérés nélkül települnek.

A fedőt alkotó dolomitmárga-csoport már felszíni kibúvásokban is vizsgálható. A dolomitmárga-csoport és a felsőkampili faunás, lemezes mészkő kapcsolata is több feltárásban megfigyelhető. Az 1958. évi gipszkutató fúrások kitűzésekor feltételeztük, hogy a gipsztelepes csoport a dolomitmárga-csoport alatt települ. A szeizi és a gipszfedő kampili képződmények felszíni elterjedési viszonyai annak ellenére, hogy VADÁSZ E. (1957) a gipszes csoportot a szeizi fekvőjébe helyezte, arra engedtek következtetni, hogy a gipsztelepes csoport rétegtani helye a szeizi és a felszínen addig ismert kampili képződmények között van. A fúrások igazolták ezt a feltevést.

Az elmondottakon kívül egyéb adatok is alátámasztják azt, hogy a Pécs környéki gipsztelepes csoport rétegtani helye az alsótriászban, pontosabban a kampili elemelet alján van. Európában sok helyről ismerünk olyan evaporitképződményeket, amelyek az alsótriász felső részén jelent-

7. ábra. A Mecsekalja-I. sz. fúrásban feltárt szeizi—kampili rétegsor. — 1. Talaj és Gehängeschutt, 2. Gips und Anhydrit, 3. Gips (Spaltenfüllung) 4. Dolomit, 5. toniger Dolomit, 6. Dolomitmergel, 7. Tonstein, geschiefert, 8. Schluffstein, 9. feinkörniger Sandstein, 10. Dolomitmergel-Brekzie, 11. Erosionsfläche; sz = szürke, zsz = zöldes-szürke, z = zöld, v = vörös

Abb. 7. Seis—Campili-Schichtenfolge der Bohrung Mecsekalja-I. — 1. Boden und Gehängeschutt, 2. Gips und Anhydrit, 3. Gips (Spaltenfüllung) 4. Dolomit, 5. toniger Dolomit, 6. Dolomitmergel, 7. Tonstein, geschiefert, 8. Schluffstein, 9. feinkörniger Sandstein, 10. Dolomitmergel-Brekzie, 11. Erosionsfläche; sz = grau, zsz = grünlich-grau, z = grün, v = rot, A = chemogen, B = Ton, C = Schluff, D = Sand, E = Brekzie

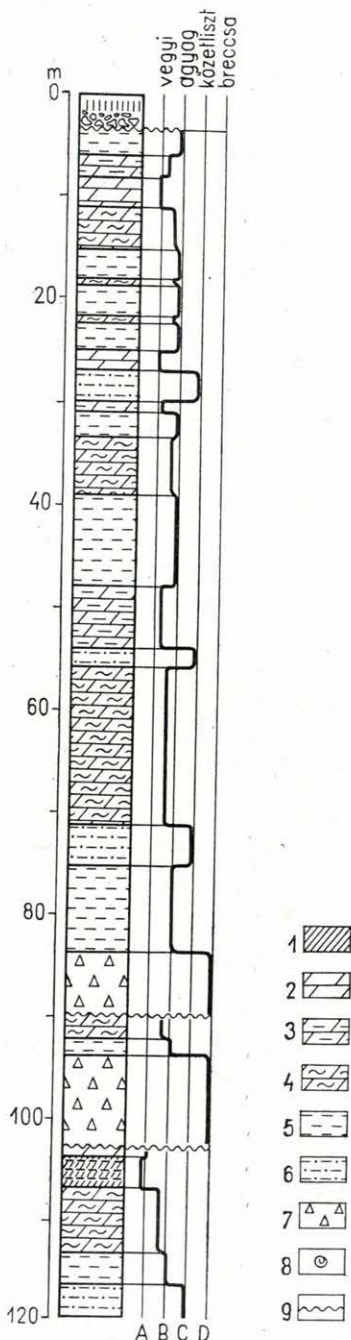
keznek. Ezek többsége, a mecsekihez hasonlóan, gazdaságilag kis jelentőségű, vagy jelentéktelen, míg a zechsteini evaporit-telepek általában jelentősebbek. Gipsz és anhidrit van Gömörben az alsókampili képződmények között (MAHEL', M. 1961), gipsz található kampili rétegsorban Olaszországban Pasubio vidékén, Németországban Thangelstadt környékén a tarkahomokkő közvetlen fedőjében, Lengyelországban a rőtben, valamint kampili rétegek között a Dachsteini Alpokban. Rőt kősóról tudunk Thüringiában és Nyugat-Mecklenburgban is.

DEÁK M. a bükkösi gipszben gyér mikroflórát talált, míg a pécsiből mikroszpóra-töredékeken kívül mást kimutatnia nem sikerült. A bükkösi gipszet — palinológiai vizsgálatai alapján — „valószínűleg a középső zechstein felső részére vagy a felső zechstein aljára” ... helyezendőnek tartja (1959).

Tekintettel arra, hogy a bükkösi gipszből a felsőpermi, illetve a werfeni, DEÁK M. által „majdnem szintjelző értékű”-nek nevezett fajok egyaránt hiányoznak, a zechsteinbe sorolást egyedül a viszonylag nagy mennyiségben talált *Florinites*-félék dominancia viszonyaira alapozta. Érvéle szerint ezek a *bellerophonos* rétegekben már elenyésző mennyiségben szerepelnek, azoknál *idősebb* képződményekben dominánsak. Véleményünk szerint ez az érvelés a felsőpermi kort épp úgy nem igazolhatja, ahogy nem cáfolja a werfenibe tartozást sem, hiszen a *bellerophonos* rétegek sok helyütt a teljes felsőpermet kitöltik (pl. a Karni Alpokban). A palinológiai alapú kormeghatározással szemben az 1959

8. ábra. A Pécs (Pg.) III. sz. fúrásban (Hetvehely, Sásvölgy) feltárt alsókampili dolomitcsoport. — 1. Gipsz és anhidrit, 2. dolomit, 3. agyagos dolomit, 4. dolomitmárga, 5. palás agyagkő, 6. aleurolit és kőzetlisztes agyagkő, 7. agyagkő-breccsa, 8. *Lingula tenuissima*, 9. kimosási felület

Abb. 8. Untercampiler Dolomitgruppe der Bohrung Pécs (Pg.) III. (Hetvehely, Sásvölgy). — 1. Gips und Anhydrit, 2. Dolomit, 3. toniger Dolomit, 4. Dolomitmergel, 5. Tonstein, geschiefert, 6. Schluffstein und schluffiger Tonstein, 7. Tonstein-Brekzie, 8. *Lingula tenuissima*, 9. Erosionsfläche; A = chemogen, B = Ton, C = Schluff, D = Brekzie



óta mélyült nagyszámú fúrás rétegsora egyértelműen bizonyítja, hogy a gipsztelepes csoport fekvője szeizi, fedője pedig felsőkampili képződmény.

A gipsztelepes rétegcsoporthoz konkordánsan települ a szeizi képződményekre. Fedőjében, a gipsztelepek és a dolomitmárga-csoport között, szürke, meszes, néha sziderites, dolomitmárga anyagú breccsa van. A gipsztelepes csoport meddő kőzetei tökéletesen azonosak a dolomitmárga-csoport képződményeivel, viszont a szeizi képződményektől (kivéve a szeiziben is fellépő vékony dolomitmárga közbetelepüléseket) erősen eltérők. Ez a kőzettani rokonság és az, hogy a lagúnás fácies a kampili alemeletben általánosabban elterjedt, mint a szeiziben, szintén a gipsztelepes csoport alsókampili korát valószínűsíti. A gipsztelepes csoportot fedő ingressziós breccsa a Ma-I. sz. fúrásban 5 m, a Pg-III. sz. fúrásban két padban összesen 17 m, a Mü-1. sz. fúrásban összesen 37 m átfúrt vastagságban észlelhető. (Az utóbbi fúrásban — feltehetőleg az egész rétegsorral együtt — tektonikai okok miatt kivastagodott.) Az autigén breccsa jellegű képződmény szingenetikus kimosás és újrafeldolgozás során keletkezhetett.

A gipsztelepes dolomitmárga rétegcsoporthoz a következők tartoznak:

1. *Szürke, agyagos dolomit*. Kemény, tömött, egyenetlen törésű, jól rétegzett, néha meszes. Vékonycsiszolatában több-kevésbé agyagos, mikrokristályos dolomit-alapanyagban kevés, szögletes, 50—120 mikron nagyságú kvarc- és több muszkovitszemese látható. Dolomit tartalma 80—90% közötti. Agyagásványa montmorillonit és illit.

2. *Szürke dolomitmárga*. Kemény, tömött, egyenetlen törésű, jól rétegzett. A dolomitmárga rétegcsoporthoz helyenként *Lingula tenuissima* és *Pecten albertii* maradványok vannak. A dolomitmárga vékonycsiszolatú képe hasonló az előzőhöz. Az agyagásványok (montmorillonit és illit) mennyisége nagyobb. Dolomit tartalma 30—60%. A dolomitmárga csoportból (Ma-I. fúrás 43,5—44,2 m = A) és a gipsztelepes csoportból (Ma-I. fúrás 75,8—77,1 m = B) származó minták SOHA I.-NÉ elemzése szerint az alábbi %-os összetételt mutatják:

	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	izz. vesz.
A	10,70	10,40	13,84	19,24
B	15,54	10,40	15,37	21,97

3. *Szürke, palás agyagkő*. Tömött, mállékony, egyenetlen törésű. Gyakran dolomitos. Réteglapjain apró csillámlemezek láthatók. Mállott felszíne szürkéssárga. Szögletes kvarc- és muszkovitszemcséi többnyire 200 mikronnál kisebbek. Agyagásványa montmorillonit és (kevesebb) illit. EMSZT M. elemzése szerint a gipsztelepes csoportból (Mü-1. sz. fúrás 234,0—237,1 m) származó minta %-os összetétele:

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	izz. vesz.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
39,28	15,49	5,80	4,65	9,80	6,18	13,58	0,86	4,32

4. *Anhidrit és gipsz*. A másodlagos eredetű, fehér, rostos gipszerektől eltekintve a gipsztelepek szürke, szervesanyaggal szennyezett, durva-

kristályos anhidritből és gipszből állnak. A telepek többsége *gipszes anhidrit*. Vastagságuk 0,5—30 cm. Rendszerint erősen zavart szerkezetűek, gyüredezetek vagy összetöredezett meddő-betelepülésekkel összegyúrtak. Émszt M. elemzése szerint a Mü-1. sz. fúrás négy különböző telepéből vett minták %-os összetétele a következő:

	205,2 m	205,7 m	232,4 m	262,0 m
Oldhatatlan	8,08	6,4	7,33	35,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,19	1,04	1,49	5,56
CaO	28,82	28,58	35,50	20,08
MgO	1,50	2,71	4,63	3,92
SO <sub>3</sub>	40,04	39,99	46,86	28,40
H <sub>2</sub> O (400 C°-on)	17,10	16,87	0,25	3,29
Gipsz (%)	81,70	80,60	1,19	15,72
Anhidrit (%)	3,47	4,26	78,73	35,85

5. *Szürke, magnezites dolomitmárga és dolomitos-agyagos magnezit*. Kemény, egyenetlen törésű, tömött. Makroszkóposan a magnezitmentes dolomitmárga fajtáktól nem lehet megkülönböztetni. Először BÁRDOSSY Gy. ismerte fel — törmelékként — a gipsztelepes-csoport egyik mintájában. A magnezitásvány jelenlétét röntgenfelvétellel igazolta. Azóta készült elemzéseink szerint a gipsztelepes csoportban és a dolomitmárga-csoportban is több magnezitdúsulás valószínűsíthető, pl. a Ma-I. sz. fúrás gipsztelepes csoportjában 42,9—85,6 m között. СОНА I.-НÉ szerint e mélységköz mintáinak összetétele az alábbi:

Mintaszám	1	3	4	6	13	14	24
CaO%	0,42	0,14	—	0,40	0,42	6,32	0,28
MgO%	10,60	23,40	20,80	11,20	23,60	22,50	12,40
Izz. veszt. %	10,31	24,39	21,40	11,05	26,14	30,91	12,76
SiO <sub>2</sub> %	45,11	25,64	24,89	44,65	15,63	8,56	28,78

Ezen kívül a Mü-I. sz. fúrás dolomitmárga rétegcsoportjában 49,1—127,7 m között hasonló magnezitdúsulás mutatkozott (elemző: СОНА I.-НÉ):

Mintaszám	28	33	41	50	99
CaO%	0,28	10,09	—	10,65	0,98
MgO%	7,20	24,60	5,40	26,80	8,40
Izz. veszt. %	7,00	33,73	5,52	39,10	8,88
SiO <sub>2</sub> %	43,91	16,63	45,52	9,09	44,92

Felső-kampili lemezes mészkő rétegcsoport. A szürke, vékonyan rétegzett, lemezes mészkő rétegcsoport szögeltérés nélkül, vékony (1—4 m vastag) ingressziós breccsával települ a dolomitmárga rétegcsoport képződményeire, megfigyeléseink szerint minden esetben dolomitos agyagkőre.

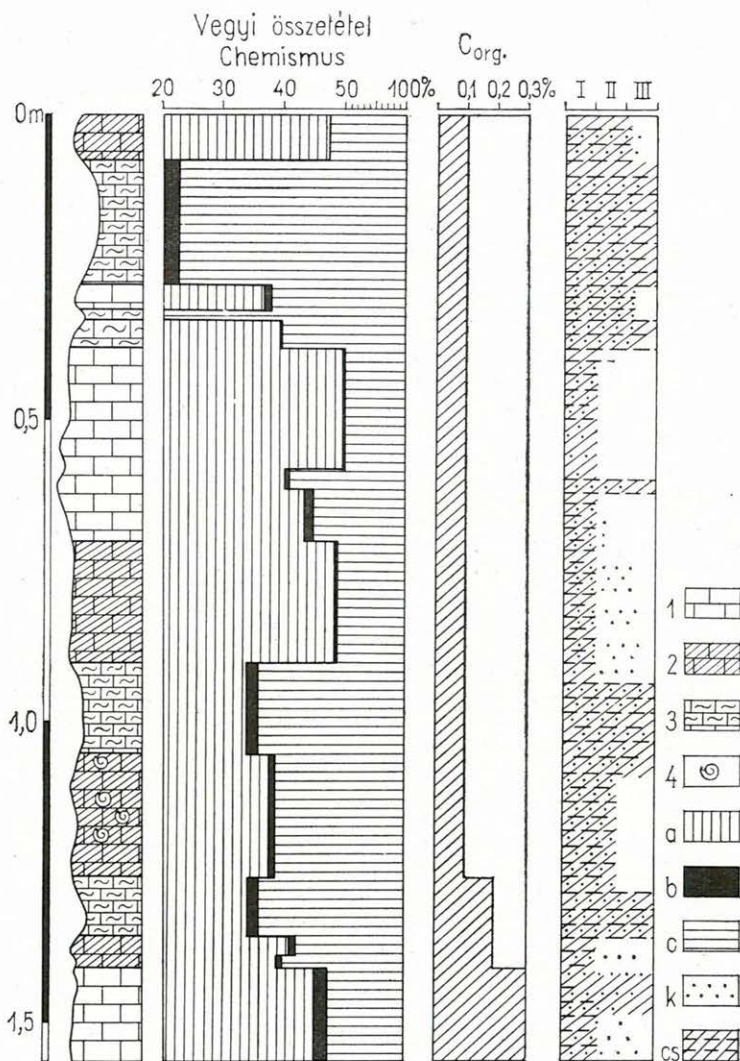
A breccsa törmelékanyaga azonos a fekvőjében található dolomitos agyagkő anyagával. Kötőanyaga dolomitos mészkő. Az agyagtörmelék ki-mállása után a képződmény felszíne sejtes szerkezetű, akárcsak a szeizi rétegek között ismertetett breccsáé. A kötőanyag vékonycsiszolatában 50—100 mikron nagyságú kalcitkristályok és kevés dolomitkristály látható. A kristályok egymásbafogazottak. Elvértve 5—20 mikron nagyságú törmelék kvarc szemcsék és még ritkábban hasonló nagyságú muszkovit-szála-cskák láthatók benne. Ásványos összetételében a vegyi eredésű ásványok uralkodnak: 86—90% kalcit mellett 6—11% dolomit és 1%-nál kevesebb limonit. Agyagásványa montmorillonit és illit. Nehézásvány-összetételében magmás eredésű ásványok (magnetit, biotit, hipersztén, cirkon) uralkodnak. Vasoxidációs foka viszonylag nagy: 20—28. Nehézásványai koptatottak.

A lemezes mészkő rétegcsoport közetfajtái:

1. *Szürke, sötétszürke mészkő.* Kemény, tömör, egyenetlen kagylós-törésű, jól rétegzett, néha lemezes—táblás elválású, kalapácsütésre „bitumen”-szagú. Vékony, tizedmilliméteres repedéseit kalcit tölti ki. Vékonycsiszolatban kevés, 20—25 mikron nagyságú, szögletes kvarc szemcsét és hasonló méretű muszkovit-törmelékot tartalmaz. Az ősmaradványok belsejét az átlagosnál (10—30 mikron) durvább szemű kalcit tölti ki. Színező anyaga finom eloszlású szervesanyag, esetleg limonit. A faunadús rétegekben gyakran a sötét (szerves) színező anyag apró kerekded csomókban jelentkezik (II. tábla 14. ábra). A vegyi és biogén eredésű alkotórészek mellett kevés (3,6%) kőzetlisztet is tartalmaz. Agyagásványa illit. Vasoxidációs értéke 1,5. Ősmaradvány-társasága egyes rétegekben tömegesen jelentkezik, míg másokból teljesen hiányzik. Az ősmaradványos és ősmaradványmentes rétegek között lényeges kőzettani különbséget nem lehetett kimutatni. Vékonycsiszolataiban mikroorganizmusok maradványai általában felismerhetők, azonban ezek meghatározásra alkalmatlanok: rossz megtartásúak, rendszerint erősen átkristályosodottak. Lehetséges, hogy *Foraminifera*-metszetek.

2. *Szürke márga.* Lemezes, leveles, egyenetlen törésű, karbonáttartalma változó. Réteglapjain rendszerint csillámos. Több-kevesebb kőzetlisztet tartalmaz. A felsőkampili rétegekben alul gyakoribb, felfelé fokozatosan ritkuló betelepülés. Vékonycsiszolatában mikrokristályos, erősen agyagos kalcit-alapanyagban viszonylag sok, szögletes kvarc- és muszkovitszemcse látható. Agyagásványa illit. A felsőkampili lemezes mészkőcsoport mecsek-szentkúti részletszelvényében (9. ábra) a mészkő- és márgaképződmények egymással váltakoznak. CaO-tartalmuk 20%-nál mindig több. MgO-tartalmuk az agyagosabb képződményekben valamivel nagyobb, mint a kevésbé agyagosokban. A szerves szén mennyisége nem haladja meg a 0,3%-ot; az ősmaradványdús rétegeg csökken, attól felfelé alacsony.

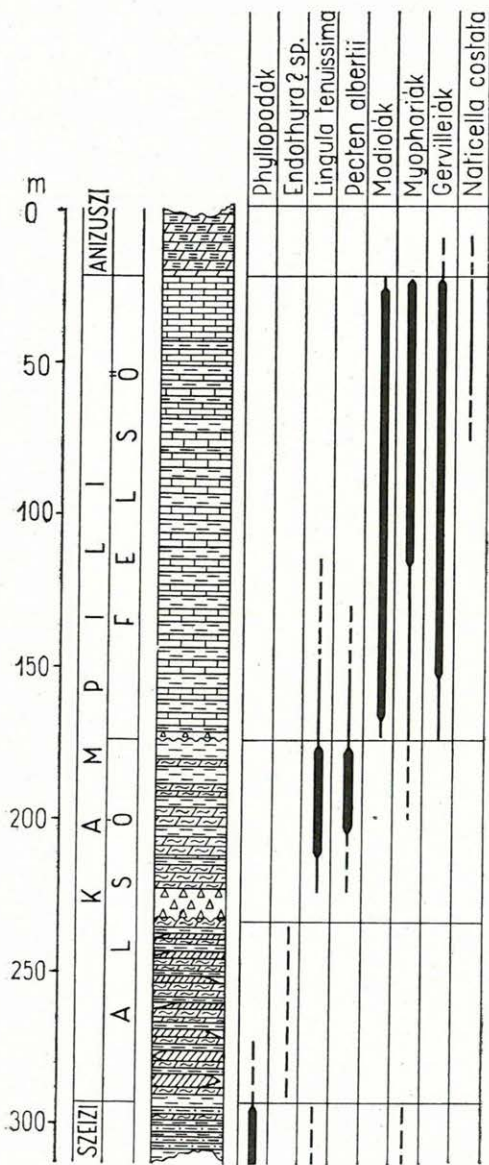
A kampili képződmények idealizált rétegsora a 10. ábrán látható. A rétegsor mellett feltüntettük a fontosabb ősmaradványok eloszlását is.



9. ábra. Felsőkampili rétegek részletszelvénye. Mecsekszentkút, Orfűi út 7-es km-kő. — 1. Szürke mészkő, 2. sötétszürke mészkő, 3. szürke márga, 4. ősmaradványdús pad; a = CaO, b = MgO, c = CO<sub>2</sub> és egyéb alkotórész, k = kvarctörmelék, cs = csillám, I = viszonylag kevés, II = viszonylag közepes, III = viszonylag sok

Abb. 9. Detailprofil des Obercampils. Mecsekszentkút, Orfűer Strasse, Kilometerstein, 7. — 1. Grauer Kalkstein, 2. dunkelgrauer Kalkstein, 3. grauer Mergel, 4. fossilreiche Bank; a = CaO, b = MgO, c = CO<sub>2</sub> und andere Komponenten, k = Quarztrümmer, cs = Glimmer, I = verhältnismässig wenig, II = mittelmässig, III = verhältnismässig viel





10. ábra. A kampili képződmények vázlatos rétegsora (átlagvastagságokkal és a jellemzők kiemelésével). — 1. Gipsz és anhidrit, 2. dolomit, 3. dolomitmárga, 4. dolomitos mészkő, 5. mészkő, 6. palás agyagkő, 7. aleurolit, 8. agyagkő-breccsa

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

Abb. 10. Schematische Darstellung der Campil-Schichtenfolge (mit Durchschnittsmächtigkeiten und Betonung der typischen Bildungen). — 1. Gips und Anhydrit, 2. Dolomit, 3. Dolomitmergel, 4. Dolomitkalk, 5. Kalkstein, 6. Tonstein, geschiefert, 7. Schluffstein, 8. Tonstein-Breccie

## Az alsótriász képződmények ősmaradványai\*

A s z e i z i képződményekből az alábbi ősmaradványok ismeretesek:

### *Plantae\*\**

*Tentaculata; Brachiopoda*  
*Lingula tenuissima* BRONN.

### *Mollusca; Lamellibranchiata*

*Myophoria costata* ZENK.  
*Myophoria* sp.  
*Myacites fassaënsis* WISSM.  
*Claraia clarai* (EMMR.)

### *Crustacea; Phyllopora*

*Isaura albertii* (VOLTZ)  
*Isaura* sp.  
*Palaeolimnadia mecsekensis* E. NAGY

A szeizi képződményekből PETERS által említett (1862) *Myacites fassaënsis* és *Posidonomya clarai* megfelelőit újra gyűjteni nem sikerült. 1958. évi térképező munkánk során a szeizi zöld, palás agyagkőben helyenként tömegével találtunk *Phyllopora* lenyomatokat és kőbelekét. A teljes szeizi rétegsorban megtalálhatók e maradványok, elterjedésük Pécestől Hetvehelyig nyomozható. Vizsgálataink során (1959—1960) a faunában két faj jelenlétét igazoltuk. Az egyik az *Isaura albertii* (VOLTZ), mely a *Phyllopora* fauna többségét adja. E faj hasonló ugyan az *Isaura (Estheria) minuta*-hoz, de attól VOLTZ (1837), BEYRICH (1857) és PICARD (1909) leírásai alapján jól megkülönböztethető. Idézett szerzők mindegyike a tarkahomokkőből írta le a szóban forgó alakot.

A másik *Phyllopora* leletet — miután egyik ismert fajjal sem tudtuk azonosítani [legjobban a *Palaeolimnadia wianamattensis* (MITCHELL)-hez hasonló] — *P. mecsekensis* nov. sp. néven írtuk le (1960b).

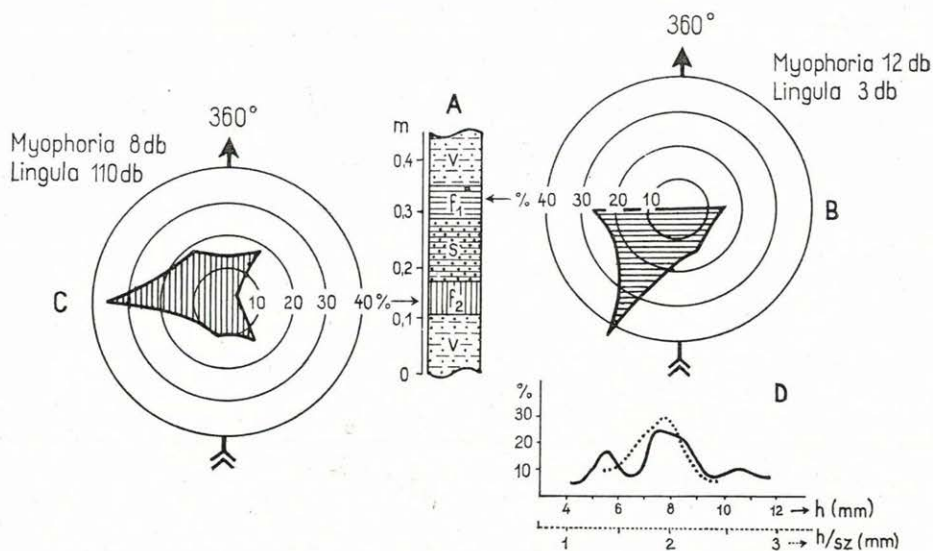
Az 1870-es években ROTH L. Cserkúton vörös szeizi homokkőből egy *Myophoria* töredéket gyűjtött. A patacsi mélyút szeizi rétegsorában, vörös foltos agyagos, finomszemű homokkőrétegekben a közelmúltban SZABÓ J. és JÁMBOR Á. *Lingula* és *Myophoria* lenyomatokat és kőbelekét talált, amelyeket *Lingula tenuissima* BRONN. és *Myophoria costata* ZENK. egyedeknek határoztunk meg. Két réteg ősmaradványairól orientáció-diagramokat és az alsó réteg *Lingula* egyedeiről variációstatisztikai diagramot készítettünk (11. ábra). (A rétegekben az ősmaradványok 70%-a a homorú, 30%-a a domború oldalával felfelé fordulva helyezkedett el.) Az alsó rétegben az irányítottság maximuma Ny-i, a felső rétegben pedig DNy-i irányú. A *Lingula* egyedek a teknők hosszúság/szélesség statisztikája alapján is egy fajhoz (nevezetesen a *Lingula tenuissima* BRONN. fajhoz) tartozónak bizonyultak.

\* II. és III. tábla.

\*\* Meg nem határozható, rossz megtartású növénylenyomatokat ismerünk a világosabb színű szeizi homokkőrétegekben. E meglehetősen ritka lenyomatokat rendszerint mangán kérgezi, sőt a mecsekszentkúti Égervölgyben talált azurit is sokszor ilyen növénymaradványokhoz kapcsolódik (VÁRSZEGI K. 1965).

Végül itt kell megemlítenünk azokat a kőzetanyaggal kitöltött, a réteglapokra többnyire merőleges *Arenicola*-szerű lakócsöveket is, amelyeket JÁMBOR Á. (1964) ismertetett a Ny-mecseki szeizi képződményekből.

A k a m p i l i képződmények faunájában három törzs képviselteti magát: a *Protozoákat* az *Endothyra* genus, a *Tentaculatákat* a *Lingula tenuissima* és végül a *Mollusca* törzset számos faj. Ezek közül a *Inoceramidae* családba tartozó *Gervilleia*, a *Mytilidae* családba tartozó *Modiola*, a *Pectinacea* alrendbe tartozó *Pecten* és a *Trigoniidae* családba sorolt *Myophoria* a *Lamellibranchiatákat*, míg a *Neritacea* alrendbe tartozó *Naticella* genus a *Gastropodákat* képviseli.



11. ábra. A patacsi szeizi rétegsor faunás rétegeinek szelvénye. — A = rétegsor: v = vörös, agyagos homokkő, s = sárga homokkő, f<sub>1</sub> és f<sub>2</sub> = aleurolit (faunás rétegek). B, C = orientációs diagramok. D = az f<sub>1</sub> réteg 110 *Lingula* példányának méret-diagramja

Abb. 11. Profil der fossilführenden Schichten der Seiser Folge von Patacs. — A = Schichtfolge: v = roter, toniger Sandstein, s = gelber Sandstein, f<sub>1</sub> und f<sub>2</sub> = Schluffstein (Schichten mit Fauna). B, C = Orientationsdiagramme, D = diagrammatische Darstellung der Grössenverteilung von 110 *Lingula*-Exemplaren aus Schicht f<sub>1</sub>, h = Länge, h/sz = Länge/Breite

A k a m p i l i képződményekből eddig az alábbi ősmaradványok ismertek (saját leleteink közül + -tel jelöltük meg az új gyűjtésből származó fajokat, ++ -tel azokat, amelyek a régebbi gyűjtésekből is előkerültek):

Alsókampili:

*Plantae*

*Calamospora* sp.

*Densoisporites* sp.

*Endosporites pallidus* SCHEMEL

*Endosporites* sp.

*Wilsonia kosankei* BHARD

*Florinites* sp.  
*Lueckisporites richteri* PAT. et KLAUS  
*Lueckisporites virkkiae* PAT. et KLAUS  
*Pityosporites zapfei* PAT. et KLAUS  
*Pityosporites* sp.

*Protozoa*  
*Endothyra* sp.

*Tentaculata; Brachiopoda*  
*Lingula tenuissima* BRONN. ++

*Mollusca; Lamellibranchiata*  
*Pecten* cf. *albertii* GOLDF. ++  
*Myophoria* sp.  
*Pseudomonotis* sp.\*

*Arthropoda; Crustacea*  
*Isaura* sp. +

#### Felsőkampili:

*Tentaculata; Brachiopoda*  
*Lingula tenuissima* BRONN. ++

*Mollusca; Lamellibranchiata*  
*Pecten albertii* GOLDF. +  
*Modiola triquetra* SEEB. +  
*Modiola gibba* ALB. +  
*Gervilleia modiola* FRECH +  
*Gervilleia goldfussi* STROMB. ++  
*Gervilleia mytiloides* SCHLOTH. ++  
*Gervilleia costata* SCHLOTH. ++  
*Myophoria costata* ZENK. ++  
*Myophoria elegans* DUNKER  
*Myophoria* cf. *goldfussi* ALB. +  
*Myophoriopsis (Pseudocorbula)* sp. +  
*Myoconcha gastrochaena* DUNKER ++  
*Anodontophora* sp. +

*Gastropoda*  
*Naticella costata* MÜNST.  
*Naticella* sp.  
*Gastropoda* indet.

Az *Endothyra* (?) Foraminifera genust HÖNIG Gy. ismerte fel a gipsztelepes csoportban, 2—3 rossz megtartású metszet alakjában.

A *Lingula tenuissima* faj a dolomitmárga-csoportban és a mészkő rétegcsoport legalsó rétegeiben található, a dolomitmárgában *Pecten* cf. *albertii*-vel, a mészkőben (Hetvehely környékén) *Pecten albertii*-vel és *Modiolákkal*. A *Modiola triquetra* a *Gervilleiákkal* együtt az egész mészkő rétegcsoportban fellelhető. Jellegzetességük, hogy a rétegsoron belül egy-egy rétegben mindig tömegesen található. Egy-egy ilyen faunadús rétegben a rétegcsoport alján inkább a *Gervilleiák* és *Modiolák* az uralkodók, míg a csoport tetején inkább a *Myophoriák* jutnak túlsúlyra. A *Gervilleiák* közül a *G. modiola* minden esetben nagyobb példányszámmal jelentkezik,

\* JÁMBOR Á. közlése az 1965. évi beszámolóülésen.

mint az összes többi faj (*G. goldfussi*, *G. mytiloides* és *G. costata*) együttvéve. A *Myophoria costata* faj az egész mészkőcsoportból, sőt a dolomit-márga-csoport legfelső részéről is előkerült.

A *Myophoriopsis* (*Pseudocorbula*) és az *Anodontophora* genuszba sorolható alakok csak ritkaságként, egy-egy példányban kerültek elő eddig a mészkő rétegcsoportból.

*Gastropoda* maradványokat csak a mészkő rétegcsoport felső részéből sikerült gyűjtenünk, ezek között sem találtunk sajnos olyat, amely teljes biztonsággal *Naticella costata*-nak lett volna nevezhető. A M. Áll. Földtani Intézet Múzeumában levő, jó megtartású *N. costata* példányok VADÁSZ E. gyűjtései.

A kampili alemelet felső részét jelölő fajok a beltengeri kifejlődés rötjében először fellépő („induló”) alakok: *Pecten albertii*, *Myophoria elegans*, *Myoconcha gastrochaena*, *Modiola triquetra*, *Gervilleia modiola*, *G. mytiloides*, *G. cf. costata* és végül a *Lingula tenuissima* is. Olyan fajunk, amely az alpi kifejlődésben először kampili rétegekben jelenne meg, nincs. Érdekes, hogy a rötben először fellépő fajoknak nagy része az alpi kifejlődésekben először csak az anizuszi emeletben jelentkezik (*Myophoria elegans*, *Myoconcha gastrochaena*, *Modiola triquetra*). A *Myophoria goldfussi* és a *Modiola gibba* fajok — az eddigi irodalmi adatok szerint — a sekély- és a beltengeri kifejlődésekben egyaránt magasabb szintben jelennek meg először, nálunk rossz megtartásuk miatt csak cf. megjelöléssel fogadhatók el.

Faunánk egyaránt tartalmaz ezidáig csak a sekélytengeri kifejlődésből jelzett fajokat (*Naticella costata*) és olyanokat, amelyeket eddig csak a beltengeri triász ősmaradvány-társaságában tartottak számon (*Modiola cf. gibba*, *Gervilleia goldfussi*). [SENKOWICZOWA 1959. évi budapesti előadásában a lengyelországi röt egyik alpi faunaelemeként említette a *Naticella costata* fajt (SENKOWICZOWA 1961)]. A fauna zömét azonban mindkét kifejlődési területről ismeretes fajok adják. Az előbb említett *Modiola cf. gibba* kivételével valamennyi faj ismert a Déli Alpokból is.

Ez a fauna — fajszegénysége miatt — korkérdések és ősföldrajzi kapcsolatok tisztázására éppolyan nehezen használható, mint a paleoökológiai viszonyok felderítésére. Ennek oka a fajszegénység mellett az a tény, hogy a *Myophoriák* a *Trigoniidae* családdal együtt már kihaltak (THIELE, 1935) és a *Gervilleiák* is eltűntek az eocénben. Legmeggyőzőbbnek látszik ugyanis az a módszer, amely a fosszilis fauna ökológiai viszonyait az aktualizmus elvének alkalmazásával, a megfelelő ma élő alakok életkörülményeiből, társulásaiból kiindulva határozza meg. A mecseki werfeni fauna 60%-át az említett két kihalt nemzetséghez tartozó fajok adják. A fennmaradó 40% esetében is igen megnehezíti ezt a munkát az idevágó irodalom szegénysége.

A mecseki felsőwerfeni fauna kétségtelenül egyedülálló érdekessége a *Cephalopodák hiánya*. Ez valószínűleg a nem megfelelő sótartalommal, a szennyezett, szellőzetlen vagy kellően át nem világított vízzel magyarázható. É hiány annál is érdekesebb, mivel alig ismerünk olyan alsótriász kifejlődéseket, ahol *Ammonites*-félék ne volnának (Alpok: *Tirolites*, Németország: *Beneckeia*, Szibéria: *Olenckites*, Japán és USSURI: *Proptychites*, É-Amerika: *Columbites*, nem beszélve a Himalája *Ammonites*-övekre tagolt alsótriászáról).

Az öskörnyezettani viszonyokra csak utalhat az alábbi néhány adat: SORGENFREI szerint (1958) a mai *Modiolák* minimális sótartalom-igénye 30‰, zömmel a 12°C évi átlag vízfelszín-hőmérsékletű tengerekben élnek. A mai *Pectenek* minimális sótartalom-igénye 25–34‰, uralkodóan ugyancsak a 12°C évi átlagú tengerekben élnek, de előkerültek már boreális, 4°C évi átlag vízfelszín-hőmérsékletű tengerből (Barrent tenger), sőt mélytengerből is. Vízmélység szempontjából túlnyomórészt a neritikus öv corallina-övében (mész kiválasztó algák öve), 27–90 m mélységekben található.

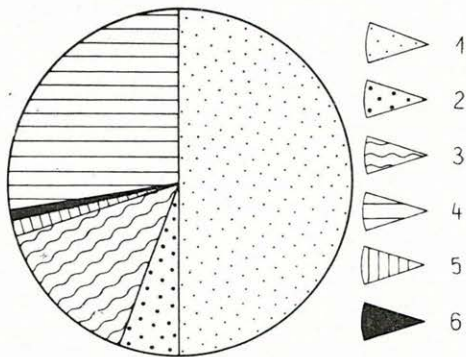
HESSE, R. szerint (1924) a mai *Lingulák* az Indiai-óceán és a nyugati Pacifikum eulitorális zónájában élő, iszaplakó formák.

A Földtani Intézet Múzeumban levő gyűjtéseket átnézve azt tapasztaltuk, hogy az észak-magyarországi területekről származó alsótriász *Gervilleia*- és *Modiola*-félék jóval (gyakran háromszorta) nagyobb termetűek, mint a mecseki példányok (és mint a bakonyiak). Ez annál is inkább figyelemre méltó, mivel HESSE (1924) éppen a *Modiolákkal* példázza azt a megfigyelést, hogy sok kagyló, csiga és rákfaj termete az északi sarkkör tájékán nagyobb, mint melegtengeri megfelelőiké (Ugyanakkor sótartalom-különbség is okozhatja a méretbeli eltérést.)

Összefoglalásul szánjuk a 2. sz. táblázatot, amely az egyes mecseki lelőhelyekről származó, jelenleg is fellelhető példányok mennyiségi viszonyairól tájékoztat. Az alsótriász fauna további feldolgozásához jó távlatot ad az a tény, hogy az 1870-es évek óta gyűjtött, a Földtani Intézet Múzeumban levő, összesen 324 példányból 250 a legutóbbi három év gyűjtésének eredménye és ebből is 205 alak egyetlen rétegből származik. Ez a réteg a 9. ábrán, a szentkúti részletszelvényben látható és faunaösszetételét a 12. ábra mutatja.

### Az alsótriász képződmények üledékföldtani értékelése

VADÁSZ E. megállapításaival összhangban BARABÁS A. (1956) a permii „jakabhegyi” összletet folyamatos süllyedés mellett lerakódott képződménynek tekinti, amelyben középső- és alsószakasz jellegű folyóvízi fáciesek követik egymást. A „jakabhegyi” homokkőösszlet felső része, amelyet BARABÁS A. már a szeizi alemeletbe sorolt, delta jellegű képződmény. A felsőpermii—werfeni képződmények faciessora a következő: alsószakasz jellegű folyóvízi → delta → partközeli → lagúnás → sekélytengeri.



12. ábra. A mecsekszentkúti részletszelvény ősmaradványdús rétegének faunaösszetétele (%). — 1. *Gervilleia modiola*, 2. *G. mytiloides*, 3. *Modiola triquetra*, 4. *Myophoria costata*, 5. *M. cf. goldfussi*, 6. *Myophoropsis* sp.

Abb. 12. Zusammensetzung der Fauna der fossilreichen Schicht des Detailprofils von Mecsekszentkút (%)



A Mecsek werfeni emeletének ösföldrajzi képét VADÁSZ E. 1935-ben így rajzolta meg: ... „Az alsówerfeni tarka palák élet nélküli csendes sekély vízü medencét mutatnak, jobbára a szárazföld finomabb törmelékanyagának fölhalmozódásával. Sík partjain a hullámok játéka fodrozta a kiszáradó laza finom homokot és iszapot. A lassú süllyedés fokozódásával változott az üledékek jellege, mészképződéssel gazdagodott, s a bevándorolt állati élet gyéren benépesítette a medencét.”

HORUSITZKY F. (1961) a mecseki alsótriász ösföldrajzilag a következőképp jellemezte: „Az üledékgyűjtő tér egészen sekély, időnként feltöltődő ... a werfeni Tethys-kezdemény a tökéletlenül letarolt varisztid penepként érte, melynek szélesen kiemelkedő hátságai szolgáltatták a nagymennyiségű terrigén anyagot a szeizi alemelet idején ... A meggyorsuló süllyedés folytán a tenger csakhamar elborította a kiemelkedő hátságokat, ezzel a törmelékiszolgáltatás megszűnt, s a törmelékes üledékképződést karbonátos üledékképződés váltotta fel ...”

A felsőperm—alsótriász képződményekkel érdemben foglalkozó kutatók mindegyike megállapítja, hogy a rétegsor folyamatosan süllyedő területen keletkezett.

A képződmények fáciessora valóban arra utal, hogy az üledékgyűjtő és környezete az erózióbázishoz (a tengerszinthez) viszonyítva folyamatosan süllyedt, azaz a reliefenergia átlagos értéke folyamatosan csökkent. Az egyes rétegsorokon belüli reliefenergiaváltozásokra utaló jelenségek (szemcse-nagyság-változás, törmelékes alkotórészek helyi kimaradása a szeizi rétegsorban) ettől az általános süllyedéstől független okokkal magyarázhatók.

A szeizi alemelet mangánhidroxidos rétegei és dolomitmárga képződményei a törmelékiszállítás esetenkénti szüneteit jelzik (egyéb anyagi összetételű rétegekkel kapcsolatban viszont a felsőpermi és a szeizi rétegsorban egyaránt gyakoriak a teljes üledékhiányt jelző formák is: üledékelsodrásos felületek, kiszáradási repedések).

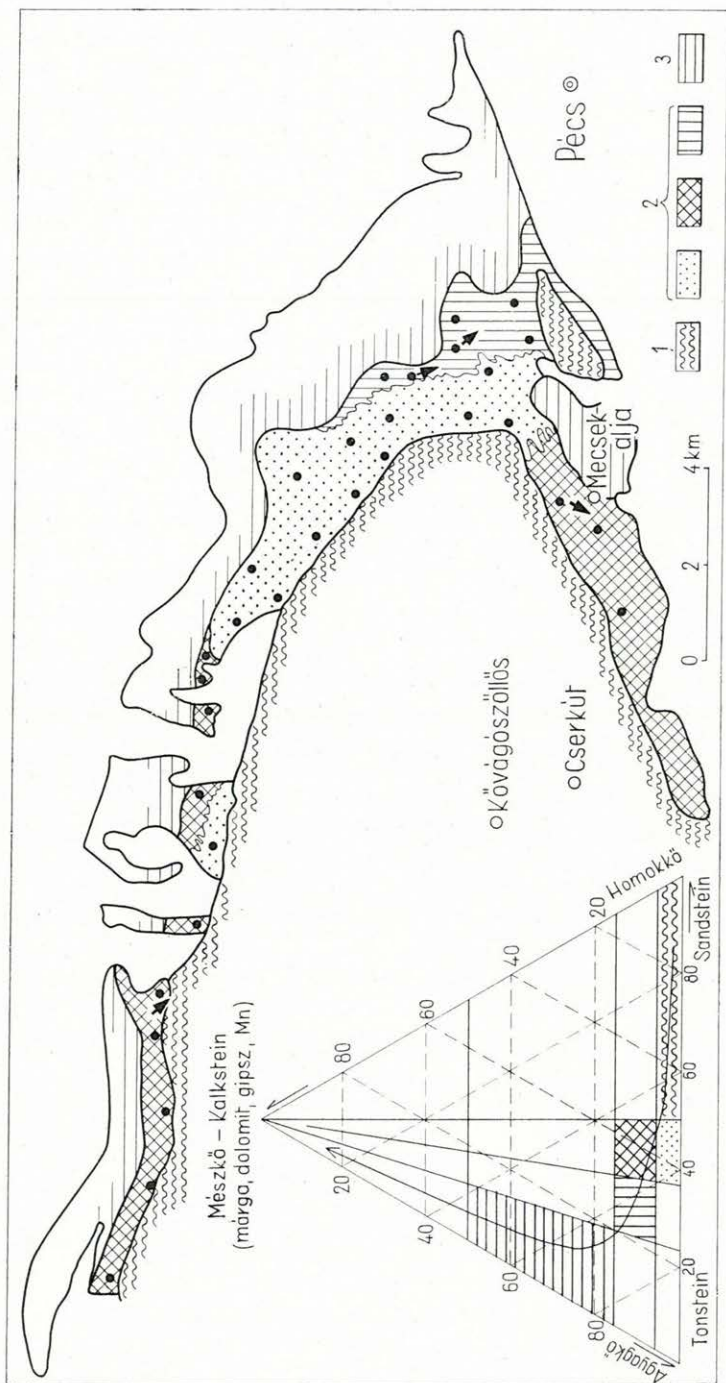
A szeizi rétegsor egyes képződményei egymástól igen kevésbé eltérő keletkezési körülményeket (mikrofácieseket) rögzítenek: a vörös, agyagos homokkő hullámfodraival és keresztarétegzettségével síkparti, a partvonalhoz közelebbi keletkezésű lehet, mint a zöld agyagkő (amely feltehetőleg szintén síkparti, de parttól távolabbi mikrofáciest képvisel). A vasas—mangános képződmény mocsárrecc jellegű; míg a dolomitmárga lagúnás környezetben keletkezhetett.

A szeizi képződményekben felismerhető, egymástól kevésbé eltérő kőzetfácieseket a 13. ábrán mutatjuk be.

Szerkesztésénél KRUMBEIN módszerét követtük: a szeizi rétegekből felépített területen minden, legalább 25 rétegből álló feltárást részletesen megvizsgáltunk. Az egyes rétegsorokban a három fő kőzetkifejlődést (mészkő, agyagkő, homokkő) makroszkóposan szétkülönítettük és %-os mennyiségüket háromszögdiagramon ábrázoltuk. (Ezen egy-egy feltárást egy-egy pont ábrázol.) A diagramot ezután mezőkre bontottuk s az egyes mezőkbe eső pontokat azonos jellel a térképre visszavetítettük a megfelelő feltárások topográfiai helyére, végül ebből megszerkesztettük a fációs-térképet.

A diagram pontjai viszonylag kis területen zsúfolódnak össze, tehát az egyes szeizi feltárások között lényeges fációseltérés nincs. Ennek megfelelően a fációs-térképen elkülönített területek sem jeleznek lényegesen eltérő ki-





13. ábra. Szeizi képződmények kőzetfázis-terképe. — 1. Permi összlet, 2. szeizi kőzetfázis, 3. kampil (alsó tagozat). Ponttal a kőzetfázis, nyíllal pedig az áramlási irány vizsgálati helyeit jelöltük.

Abb. 13. Lithofazies-Karte der Seiser Bildungen. — 1. Perm-Komplex, 2. Seiser Lithofazies, 3. Campil (unteres Glied). Mit Punkten sind die Stellen der Lithofazies-Beobachtungen, mit Pfeilen diejenigen der Stromrichtungs-Beobachtungen bezeichnet worden

fejlődésű helyeket. E kis eltérések ellenére érdekes, hogy bizonyos pásztás elrendeződés mutatkozik. Az azonos kifejlődésű pászták lefutása ÉNy—DK irányú, amely irány a hullámfodrokból mért  $150^\circ$ -os áramlási iránnyal egyezik. A finomszemű vörös homokkő rétegfelszínén a pécsi Donátusz-kápolnánál megfigyelt hullámarázdák részaránytalán, tehát áramlási hullámfodrok, 27 mm-es hullámhosszal, 3 mm-es amplitúdóval (azaz 9,0 „ripple index” értékkel). A fodrok meredekebb oldala  $150^\circ$  irányba mutatva jelzi az áramlási irányt is. A *Lingula* és *Myophoria* kőbelek irányítottági statisztikájából Patacson Ny-i, illetve DNy-i áramlási irány adódott. Közismert, hogy a partközeli áramlások általában a partvonallal párhuzamosak. (ÉNy—DK lefutású partvonalra következtetett JÁMBOR Á. is a Ny-mecseki kampili ősmaradványok irányítottágának elemzésekor.)

A szeizi képződmények eurihalin *Phyllopora* faunája valószínűleg nagy sótartalom-ingadozás mellett tenyészett. Ma élő kopoltyúslábú rákok sóbepárlókban 30% sótartalom mellett is életképesek (VADÁSZ E. 1957). A folyamatosan süllyedő területen az üledékgyűjtő feltöltődése a kampili alemelet közepéig azonban lépést tartott a süllyedéssel. Ez okozhatta, hogy a szárazföldi hozzáfolyás nélküli, lefűződött medencerészekben anhidrit- és gipsztelepek keletkeztek. A bepárolgás azonban sohasem lehetett teljes.

A gipsztelepek közötti és a fedőbeli dolomitmárga—dolomit képződmények *karbonátanyaga* feltehetően elsődleges, vegyi eredésű. SZOKOLOV — JANAT'ÉVA kísérleti eredményeire hivatkozva — ismertette az elsődleges dolomitképződésre vonatkozó elképzeléseit. Szerinte dolomit elsődlegesen keletkezhet ultraszulfátos közegben, gipsszel paragenetikus kapcsolatban, ahol az oldékonysági sorrend: kalcit < dolomit <  $\text{CaSO}_4$ . A kalciumszulfát csökkenti a kalcit oldékonyságát, a szulfát jelenléte miatt a tengervíz dolomitfelvevő kapacitása megközelíti a  $\text{CaSO}_4$  felvevőkapacitást. Bepárolgáskor a dolomit és gipsz együtt, ill. váltakozva válik ki.

A lemezis mészkő rétegcsoport alján levő breccsapad a süllyedés fokozódásáról, a lagúna jellegű medencerészekbe benyomuló tenger hatásáról tanúskodik. A felsőkampili mészkő rétegcsoport sekély, rosszul szellőzött tengervízben, viszonylag gyors üledékképződés mellett keletkezhetett. Faunája állandósult sótartalomra utal.

A werfeni emelet képződményeinek nehézasvány-összetételében mindvégig a magmás eredésűek uralkodnak, a fiatalabb képződményekben a metamorf eredésűek egyre alárendeltebb szerepével.

A terület éghajlata az egész werfeni emelet idején meleg és száraz lehetett. Ezt bizonyítják a szeizi képződményekben tapasztalt viszonylag alacsony érettségi index, a kampili alemelet elején az evaporitképződés, a felsőkampiliben pedig a mészkőképződés mellett a fauna említett termeti sajátosságai is.

## KÖZÉPSŐTRIÁSZ

A mecseki középsőtriász sekélytengeri, alul vegyi, felül törmelékeny üledékképződésű rétegsora felszínén, nagy kiterjedésben csak a Nyugati-Mecsekben nyomozható. Kisebb kiterjedésű, szerkezetileg lehatárolt előfordulásai ismeretesek azonban Nagymányok—Váralja térségében is.

Az anizuszi képződmények korát faunával először FOETTERLE (1865) igazolta. A ladini rétegsor legszembetűnőbb, fekete, lemezes agyagkő képződményéről az első ismertetést PETERS-nél (1862) találjuk, míg ezek rétegtani helyzetét STUR, D. rögzítette 1874-ben megjelent munkájában. Az anizuszi rétegsort БӨКНН J. 1876-ban különítette szét alsó, középső és felső tagozatra. A középső tagozat térképi elkülönítését PÁLFY M. kísérelte meg 1929—30-ban, anélkül, hogy e tevékenységének szerkezetföldtani jelentőségét hangsúlyozta volna. A mecseki középsőtriász képződmények legrészletesebb földtani leírását 1935. évi monográfiájában VADÁSZ E. adta.

A felszabadulás óta gyors ütemben gyarapodó, témánkra vonatkozó újabb megismerések közül ki kell emelnünk KILÉNYI T. és WEIN Gy. azon megfigyeléseit, amelyek a ladini és felsőtriász képződmények közötti üledékképződési átmenettel kapcsolatosak (lásd BALKAY et al. 1954 és WEIN Gy. 1961).

A középsőtriász rétegsoportok áttekintését a következőkben adjuk. A felsőkampiliban teljessé váló vegyi és biogén üledékképződés az anizuszi emeletben is folytatódik, hasonló, sekélytengeri viszonyokra utalva. A faunája alapján (*Naticella costata* ZENK.) a kampili emeletbe tartozó, vékony rétegzésű, sötétszürke mészkőre vörös dolomit rétegsoport települ, melyet a megyehégyi dolomittal párhuzamosítunk s az anizuszi emeletbe sorolunk. A dolomitrétegekre települő mészkőben anizuszi ősmaradványok vannak: *Pecten (Entolium) disciles* SCHL., *Natica* cf. *stanensis* PICHL.

A középsőtriász egymásra települő rétegsoportjai:

#### A n i z u s z i

##### Alsó tagozat

1. *Vörös dolomit rétegsoport.* Lilásvörös cukorszövetű dolomitrétegek közé vékonyabb, sárga dolomitmárga-rétegek települnek, 5—20 m között változó vastagságú.

2. *Szürke, vékonyan rétegzett, dolomitos mészkőcsoport.* Dolomittartalma változó; gyér faunája egyes rétegekre korlátozódik, 150—200 m vastag.

3. *Szürke, apró gumós, álkeresztrétegzett mészkő rétegsoport.* 2—15 cm-es rétegei közül egyesek felszínét tömegével borítják rossz megtartású kagylómaradványok. Némelyik réteg erősen crinoideás. Jellemző az apró gumós felépítés és a rétegsoportban 1—2 m-enként megjelenő, 5—15 cm vastag álkeresztrétegzett beütések. 100 m vastag.

4. *Szürke, pados, iszapmozgásnyomos mészkőcsoport.* Faunamentes, tömött; enyhén gumós (rhizocoralliumos) valamint iszapmozgásos padok váltakoznak egymással. 50—80 m vastag.

##### Középső tagozat

5. *Mészkőgumós mészmárga, biogén mészkőpadokkal.* A szürke, jól rétegzett, pados, biogén mészkőrétegek közé vékonyabb-vastagabb mészmárgarétegek települnek. Néha (pl. a Misina D-i oldalában is) a rétegsoport mészkőgumós mészmárgába települő 3—4 biogén mészkőpadból áll. A tömegesen megjelenő *Coenothyris vulgaris* SCHL. faj és egyéb (recoaró típusú) faunaelemei révén régóta ismert vezető-szintje a mecseki anizuszi összletnek. 20—50 m vastag.

##### Felső tagozat

6. *Sárga-vörös foltos, szürke, pados mészkő, crinoideás mészkőélencskkel.* A crinoideás mészkőélencsék 5-10 m vízszintes kiterjedésűek. A sárga és vörös foltokat a kőzet szemcseátlagánál valamivel durvább kristályos mészkő alkotja. Fauna-

szegény; ritkán magános korallok, néhol rossz megtartású *Foraminiferák* találhatóak benne. 100—150 m vastag.

7. *Tömött, rétegzellen, vastagpados mészkő*. Az alatta levő képződménytől nem választható el élesen. Típusos kifejlődése a Misina É-i oldalán és a kozári kőfejtőben tanulmányozható. Szegényes *Foraminifera* faunán kívül igen ritkán meghatározhatatlan héjmentszetek találhatóak benne. Felső harmadában oolitos mészkőbetelepülés van. Az anizuszi képződmények közül leggyakrabban ez a rétegsoport szenvedett másodlagos dolomitosodást. 100—150 m vastag.

8. *Evinospongiás mészkőpad*. Biogén — szivacs vázából álló — mészkőpad. A szivacsok valószínűleg kizárólag az *Evinospongia cerea* STOPP. faj egyedei. 0,5—1 m vastag.

9. *Trigonoduszos mészkőpad*. Sötétszürke-fekete biogén mészkőpad. Valószínűleg egyetlen faj, a *Trigonodus* cf. *sandbergeri* vázaiból áll. E két utóbbi mészkőpad az anizuszi és ladini képződmények határán, Pécs környékén mintegy 10 km hosszan nyomozható. 1—2 m vastag.

10. *Cukorszövetű dolomit*. Világosszürke, rózsaszínű, durvakristályos dolomit, az anizuszi emelet különböző képződményeiben (de leggyakrabban a felső tagozatban) figyelhető meg. Tömzsszerűen helyezkedik el, de a mészkő réteghatárai a dolomittömzsben is tovább követhetők. A határok szöveti vizsgálata diagenézis utáni dolomitosodást bizonyít. Rétegzésre merőleges, ismert legkisebb és legnagyobb vastagsága: 1 illetve 150 m.

## Ladini

### Alsó tagozat

11. *Fekete, agyagos mészkő*. A rétegsoport 0,5—2 m agyagos mészkőpadjai közé 10—20 cm vastag mészmárgarétegek települnek. Mindkét képződmény színe fekete, mállottan világosszürke. Faunája csigákból és *Ostracodák*ból áll. Míg a mészkőben inkább csigák, addig a márgában inkább *Ostracodák* találhatóak. Néhol 1—20 mm-es vitritsinórok láthatók a márgában. 20—50 m vastag.

### Középső tagozat

12. *Leveles márga, agyagmárga, agyagkő*. A rétegsoport a három képződmény gyakori váltakozásából áll. A karbonáttartalom felfelé csökken, majd elmarad: a csoport alján a márga-, középtűt az agyagmárga-, felül az agyagkőképződmény uralkodik. Az alatta és felette települő rétegsoportoktól nem különül el éles határral. Színe sötétszürke, fekete, mállottan barna. Ritkán vitritsinórok is észlelhetők, gyakrabban — inkább a csoport felső részén — 0,5—2 cm vastag agyagvaskő-rétegek találhatóak benne. Réteglapjait helyenként tömegesen borítják *Ostracoda* maradványok. 80—100 m vastag.

### Felső tagozat

13. *Agyagos aleurolit- és agyagos homokkő rétegsoport*. Sötétszürke, mállottan barnásszürke. A két képződmény váltakozásából áll, felfelé az agyag mennyisége csökken. A rétegsoport közepén (Pécs környékén) egy 0,5—1 m vastag homokkőpad észlelhető. A csoport felső részén sok csigamaradvány és egy erős szífoval rendelkező kagylófajta teknői találhatóak. Az egész rétegsoportban gyűjthetők növénylenyomatok és *Ostracodák*. Az előző rétegsoporthoz hasonlóan itt is észlelhetők vékony (1—2 cm-es) agyagvaskő-betelepülések. 5—10 m vastag.

A középsőtriász rétegsort kettéválasztó anizuszi—ladini határ helyzetét illetően Böckh J. (1876), illetve Vadász E. (1935) felfogását követjük, akik azt egyedül a kőzetváltozás, illetve Stur, D. wengeni típusú (1874) növénymaradvány leletei alapján jelölték ki. Tekintettel arra, hogy sem az anizuszi összlet felső tagozatában található *Radiolariák*, illetve a *Fronicularia woodwardi* Howch., *Trocholina* sp. stb. *Foraminifera* maradványok, sem az anizuszi zárótagozatául tekintett két mészkőpad faunája (*Evinospongia cerea* STOPP. és *Trigonoduszok*), sőt a ladini agyagos mészkő

*Ostracoda*- és *Gastropoda*-maradványai sem bírnak rétegtani értékkel, ezt a határt — a hivatkozott munkák nyomán — mindmáig érvényesnek tekintjük.

Az alapszelvényszerű, rétegről-rétegre történt részletes vizsgálatok ellenére sem találtunk módot (pl. *Conodonta*- vagy *Diplopora*-leleteket) a kérdés megnyugtató rendezésére. Mindenesetre figyelemre méltó tény, egyrészt hogy STUR, D. növénymaradvány-leletei a wengeni rétegekkel vonható párhuzamot, tehát az alpi középsőladinival való párhuzamosítást teszik lehetővé (s ez esetben hol van a buchensteini rétegeknek, illetve a *Protrachiceras reitzi* illetve *P. margaritosum*-nak megfelelő alsóladini szint?), másrészt az, hogy a mecseki anizuszi középső tagozat gyér *Cephalopoda* faunájának valamennyi egyede a *trinodosus* zónára utal. (Úgy tűnhet, mintha ebben a 20—50 m-es középső tagozatban a *Rhynchonella decurtata* és a *Ceratites trinodosus* zóna kevert faunával együttesen lenne képviselve.) Ilyen megfontolások alapján a foraminiferás — de *Diplopora*-mentes — anizuszi felső tagozatú mészkőösszlet esetleg a ladini emelet aljára is helyezhető.

Ami a középső- és felsőtriász képződmények elhatárolását, tehát a ladini és a felsőtriász határ kijelölését illeti — a kérdés a legutóbbi évekig megfelelő feltárások és ősmaradványleletek hiányában — nyitott volt. БӨККН J. (1876) ugyan a „wengeni palákat” már felsőtriásztként tárgyalta, azonban azok fölött a „telepmentes homokkő” alsó részét felsőtriász megnevezéssel elkülönítette annak a raetibe sorolt felső részétől. VADÁSZ E. (1912) kezdetben a „fekete agyagmárga és pala” fölött következő homokkőösszletről azt írta, hogy ... „kétségtelenül az egész felsőtriászt” ... képviseli. Későbbi (1935) véleménye szerint azonban e képződményekre éles határral települ a raeti emeletbe tartozó homokkőösszlet és a ladini—raeti között kiemelkedésből eredő üledékhiányt tételez fel. Új mozzanatot jelentett ebben a kérdésben WEIN GY. (1961-ig kéziratossá) közlése, amely szerint a Komló 21. sz. fúrás rétegsorában a ladini lemezes agyagkő, illetve a telepmentes homokkőösszlet között üledékátmenet állapítható meg. Ezt tapasztalta KILÉNYI T. is a BALOGH K. vezette térképező csoport mecseki munkálatai során, a kozári Andor-forrás völgyében létesített feltárásban. 1958-ban Kistréten, Kantaváron és Vasas fölött (Cirkóvölgy) is feltártuk e határképződményeket. GÓCZÁN F. csigafauna és NAGY I. Z. flóra-vizsgálatai alapján a homokkőösszlet legalsó rétegeit a ladini emeletbeli regresszió záró tagjainak tekintettük és a kassziáni rétegekkel párhuzamosítottuk (NAGY E. 1961a). 1962-ben mélyült le a Karolina-völgy oldalában a Pécs-28. sz. fúrás, amely ugyancsak feltárta e képződményeket. A fúrás szelvényében a kassziáni rétegeknek megfelelő agyagos homokkő fölött települő szürke aleurolit- és homokkőrétegekben gazdag egyedszámú, a karni emeletre (*Pleuromya ambigua* BITTNER.), illetve a középsőkeuper „*semionotus*”-os rétegeire *Dapedius inornatus* HENRY, *Semionotus* sp., *Acrodus minimus* AG., *Isaura minuta* (GOLDF.), *I. ovata* (LEA) utaló kagyló-, hal- és *Phyllopora*-maradványokat találtunk. Karni korra utalnak BÓNA J. palinológiai vizsgálatai, valamint NAGY J. makroflóra leletei is.

## Anizuszi

Azt a tagolási lehetőséget, amelyet az 570—730 m vastag anizuszi mészkőösszlet középső részének brachiopodás rétegcsoportja nyújt, Бockн J. (1876) ismerte fel. E viszonylag vékony, faunadús rétegcsoport lévén a tagolás szempontjából legszembeötlőbb jellegű, mindmáig terjedőleg három tagozatra bontjuk e képződményeket. Munkánk során az alsó és a felső tagozat képződményeiben jellemző sajátságokat, specifikus bélyegeket keresve, mind az alsó, mind a felső tagozatban további rétegcsoportokat sikerült találnunk. Az alsó tagozat finomabb taglalását illető korábbi (NAGY E. 1961a) tapasztalatainkat az újabb Ny-mecseki megfigyelések alapján (JÁMBOR Á. 1964) bizonyos fokig helyesbíteniünk kellett. A képződmények sorozata a 14. ábrán látható.

Az anizuszi alsó tagozatának rétegcsoportjai és kőzetfajtái:

1. *Vörös (ún. „határ”)-dolomit.* A pécsi Francia-empléktől a mecsek-szentkúti Vöröshegyen keresztül Hetvehelyig felszínen is nyomozható. A Vöröshegy D-i oldalában feltárt 16 m vastagságú rétegcsoport sárga, agyagos és vörös, aprókristályos (cukorszövetű) dolomitrétegek váltakozásából áll (15. ábra). A vörös dolomit kemény, egyenetlen törésű, aprókristályos. Néhol lencsésen kiemelkedő. A sárga dolomit kissé agyagos, finomabb szemű, kevésbé kemény, egyenetlen törésű. Kőzettanilag inkább a dolomitos anizuszi képződményekhez kapcsolódik, mint a dolomitmentes felsőkampilihez. Kőzetkifejlődését és rétegtani helyzetét tekintve a bakonyi triász rétegsor „megyehegyi” dolomitjának felelhet meg.

A vörös dolomit kalcit: dolomit aránya 0,2. Oldási maradéka 3,2%, uralkodóan kvarc és hematit, valamint limonittal bekérgezett szemcsék alkotják.

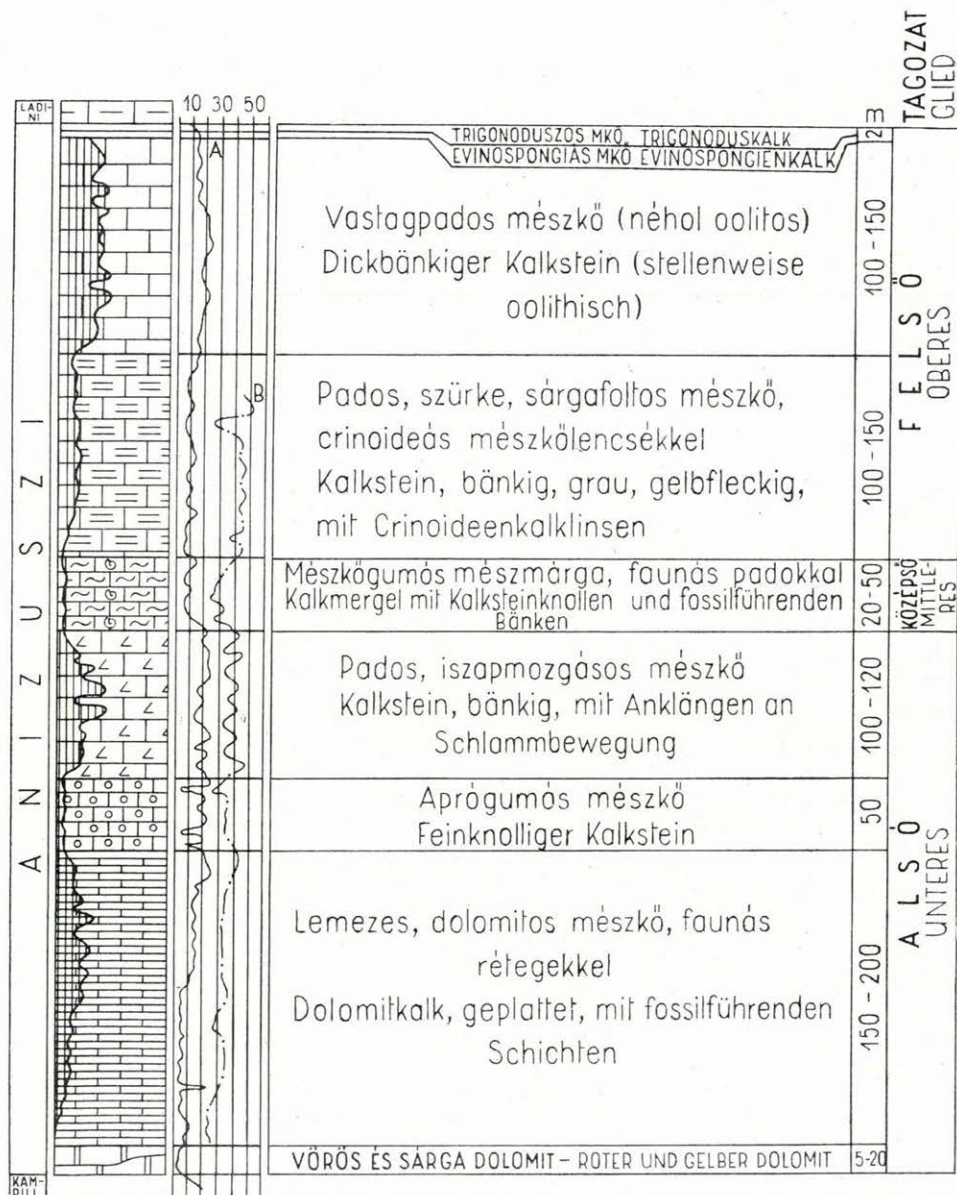
A sárga dolomit kalcit: dolomit aránya 0,55. Oldási maradéka 12,3%. A rétegcsoport képződményeiben ősmaradványokat nem találtunk.

2. *Vékony rétegzésű, dolomitos mészkő rétegcsoport.* A Tubes—Misina vonalozban 150—200 m vastag rétegösszlet. Az egyes, felszínen is tanulmányozható szerkezeti egységekben Hetvehelytől Pécsig követhetők feltárásai, sőt a nagymányoki Bányavölgy szelvényét is túlnyomórészt ez a rétegcsoport építi fel. Néhány feltárását a 16.\* és 17.\* ábrákon mutatjuk be. Rétegvastagság 2—20 cm, ebben az intervallumban viszont laterálisan ugyanazon réteg esetében is változik. A kőzet szürke színű, mikrokristályos, a rétegcsoport alsó részén kissé agyagos. Általánosan jellemző a rétegcsoport képződményeire a dolomitos jelleg. A dolomit-tartalom — réznitrátos festéses vizsgálataink szerint — nem egyenletes eloszlású, hanem elmosódó határú foltok — csomók, pettyek — formájában jelentkezik (18.\* ábra). RUHIN L. B. az ilyen jellegű képződményeket diagenetikusan dolomitotodottnak tartja.

A Lapisra vezető út S-kanyarjából gyűjtött 39 kőzetminta oldási maradéka átlagosan 3,69% (szélső értékek: 2,1—8,6%). Az oldási maradék ásványos összetétele (VICZIÁN I. röntgendiffraktométeres vizsgálata alapján):

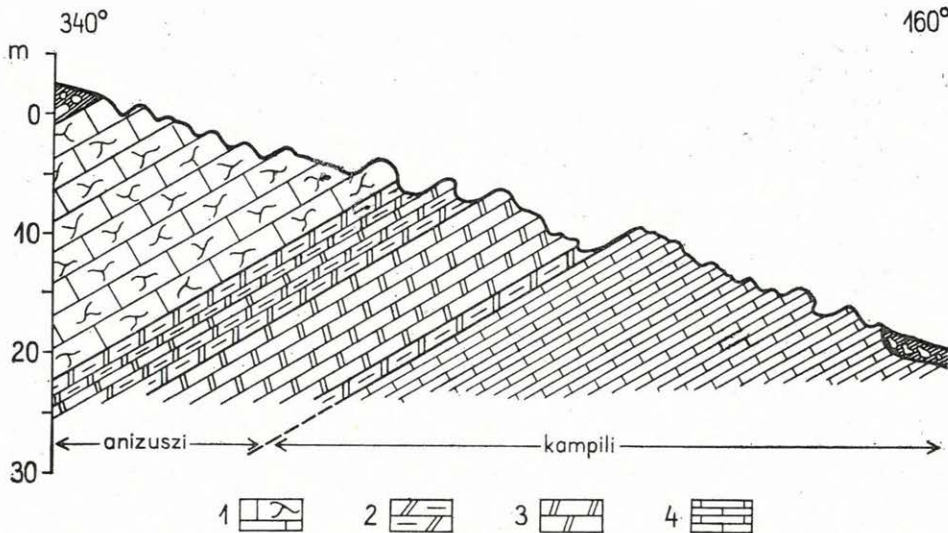
kvarc	20—30%
illit	40—50%
muszkovit	5—20%

\*Következőkben a \*-gal megjelölt ábraszám azt jelenti, hogy az ábra a könyv végén elhelyezett mellékleten található meg.



14. ábra. Az anizuszi emelet rétegesoportjai. — Fügőleges vonalkázás = szekunder dolomit; Pécs—Misina—Kisrét (A) és Remeterét—Lapis—Kantavár (B) szelvények CaO:MgO aránya

Abb. 14. Schichtgruppen der Anis-Stufe. — Vertikale Schraffierung = sekundärer Dolomit; CaO:MgO-Verhältnis der Profile Pécs—Misina—Kisrét (A) und Remeterét—Lapis—Kantavár (B)

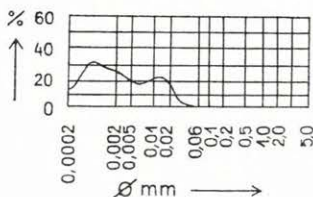


15. ábra. A werfeni—anzuszi határ képződményei a mecsekszentkúti Vöröshegy D-i oldalában. — 1. Vékonyrétegzésű, szürke, kalciteres mészkő, 2. sárga, agyagos dolomit, 3. vörös, cukorszövetű dolomit, 4. szürke, lemezes mészkő

Abb. 15. Bildungen der Werfen—Anis-Grenze am S-Hang des Vörös-Berges bei Mecsekszentkút. — 1. Kalkstein, feingschichtig, grau, mit Kalzitadern, 2. Dolomit, gelb, tonig, 3. Dolomit, rot, zuckerkörnig, 4. Kalkstein, grau, geplattet

Alsóanzuszi dolomitos mészkőmintá (Misina D-i oldala) oldási maradékának szemcseösszetétele a 19. ábrán látható. Az oldási maradék kémiai összetétele (elemző ZENTAI P.):

SiO <sub>2</sub>	55,0%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,0%
CaO	11,5%
MgO	1,0%
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	4,0%
TiO <sub>2</sub>	0,4%
MnO <sub>2</sub>	0,0%



19. ábra

Abb. 19.

A Pécsről Lapis felé vezető út 2700-as hektométerkövénél levő fel-tárásban az ősmaradványdús és kevésbé dolomitos réteg vizsgálata szerint



a kőzet sötétszürke színét finomeloszlású szerves anyag (bituminit?) adja (a DTA-görbén 600°C-nál exoterm csúcs mutatkozott). Az e rétegből gyűjtött minta ásványos és kőzettani összetétele:

*Ásványos összetétel:*

vegyi és biogén:	
kalcit	96,50%
dolomit	0,70%
goethit	1,15%
kolloidális:	
illit	0,50%
törmelékes:	
szericit — muszkovit	0,20%
kvarc	0,40%
földpát	0,55%

*Kőzettani összetétel:*

vegyi és biogén	98,35%
homok	0,10%
kőzetliszt	1,05%
pelit	0,50%

Az oldási maradék 0,06—0,1 mm-es frakciójának *mikromineralógiai összetétele* NOSKENÉ FAZEKAS G. szerint: erősen koptatott (feltehetően eolikus) kvarc 33%, földpát 50%, muszkovit 17%.

A kőzetminta *fajsúlya* 2,75; *térfogatsúlya* 2,64; *porozitása* 4,0%; az *oldási maradék mennyisége*: 1,65%. A kőzet kémiai összetételét az elemzési táblázaton mutatjuk be.

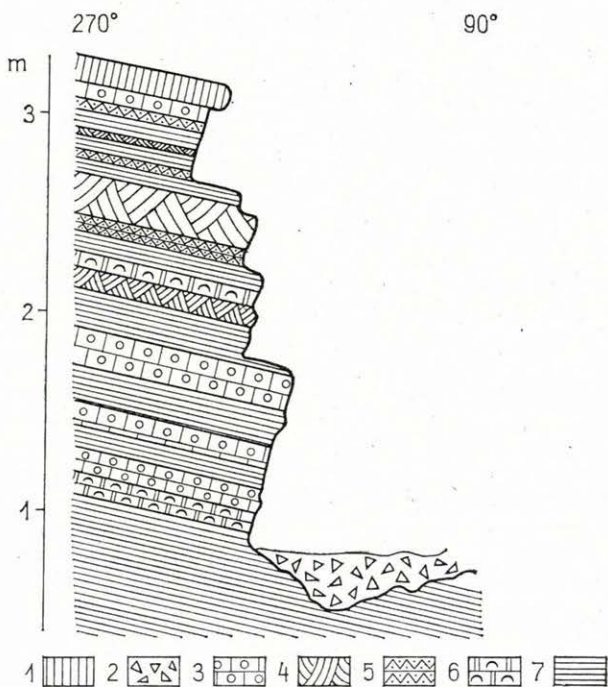
A rétegcsoportban elvéve található csak ősmaradványt tartalmazó rétegek, azokban viszont rendszerint nagy egyedszámú fauna van. Az ősmaradványok — a rétegcsoportra jellemző módon — túlnyomórészt rozsdabarna, durvakristályos kalcitból álló kőbelek. (A kalcitot limonit festi, ami valószínűleg piritből keletkezett. A pirit jelenléte viszont arra utalhat, hogy a betemetődéskor a lágytest még a héjban volt, tehát az üledékfelhalmozódás viszonylag gyors ütemben történt.) A rétegsorban elszórtan található ősmaradványdús rétegek faunáját *Pecten (Entolium) discites* SCHLOTH., *P. (Velopecten) reticulatus* SCHLOTH., *P. (Velopecten) albertii* GOLDF., *P. disciformis* SCHÜBL., *Pecten* sp., *Modiola triquetra* SEEB., *Loxonema* sp., *Naticella* sp., *Natica* cf. *stanensis* PICHL., *Gastropoda* indet., *Crinoidea* indet. és *Rhizocorallium* sp. alkotja.

A *Modiola triquetra* SEEB. faj általánosan jellemző a rétegcsoport alsóbb részére, a *Pecten discites* SCHL. pedig a teljes rétegcsoportra. A *Natica* cf. *stanensis* PICHL. példányokat a Remeterétet K-ről határoló lejtő bizonytalan helyzetű kibúvásaiban gyűjtöttük (IV. tábla 2., 3. ábra). A *Rhizocorallium* sp. a pécsi Báránytető erősen redőzött és egymásra tolódott rétegcsoportjából került elő, nagyon hasonlít a *Rh. commune* fajhoz (IV. tábla, 1. ábra). A pécsi Daindolban, a lapisi műút alatt Mecsekszentkútra vezető turistaút mentén, e rétegcsoportban, közvetlenül a vörös dolomit fölött, 0,5—2 cm átmérőjű féreg(?)lakócső-szerű alakzatokat találtunk, amelyeket a világosszürke mikrokristályos alapkőzettől jól megkülönböztet a fekete, durvakristályos kalcitanyagú kitöltés. Lehetséges — tekintettel a kitöltő anyagnak a mecseki triászról teljesen idegen voltára — hogy ezek fiatal, harmadidőszaki fúrókagylók nyomai.

3. *Aprógumós mészkő rétegcsoport.* A vékonyréteges, dolomitos rétegcsoporthból folyamatosan fejlődik ki úgy, hogy a vékony, dolomitos mészkőrétegek közé egyre gyakrabban települnek aprógumós rétegek. A rétegcsoport vastagsága a Misina—Lapis vonulatban 50—100 méterre becsülhető. Az aprógumósságon kívül általános jellemzője az a jelenség, melyet VADÁSZ E. (1957) is észlelt és „kioldásos kereszttrétegzettség”-nek nevezett. A rétegcsoportban 2—20 cm vastag rétegek formájában váltakoznak egymással az alábbi képződmények:

- a) *Aprógumós szürke mészkő.* Egy-egy szelvény 40—50%-át alkotja. A képződményt sűrűn elhelyezkedő, szabálytalan alakú, 1—2 cm nagyságú gumók jellemzik. A gumók és a köztes anyag között lényeges köztetani különbség nincs. A réteglapok is szabálytalan gumósak, rendszerint agyagosak. A gumósságon kívül, egy-egy rétegben néha bizonytalan iszapcsúszási nyomok vagy hullámos, szabálytalan sávozottság (anyagelrendeződés) figyelhető meg (20\*. ábra). Ósmaradványokat — bizonytalan *Rhizocorallium*-maradványokon kívül — nem tartalmaz. A képződmény tökéletesen azonos a sváb fácies „Wurmkalke”, a Francia Alpok „calcaires vermiculères”, valamint a Kárpátok hasonló néven említett kifejlődéseivel.
- b) *Crinoideás, sötétszürke mészkő.* Egy-egy szelvény 10%-át adja, vékony (2—5 cm-es) betelepüléseként. A rétegfelületen néhol ki-preparálódnak a *Crinoidea* vázelemek. A Lapis fölötti, É-ra vezető érdecszeti út mentén levő feltárásban (21. ábra) az egyik ilyen réteglapon *Dadocrinus gracilis* (BUCH)-ra emlékeztető nyéltagokat találtunk.
- c) *Vékonyréteges lemezes mészkő.* Egy-egy szelvény 20—30%-át alkotja. Sötétszürke, 3—5 cm vastag rétegeinek anyaga érdes—kagylós törésű. Nagyon hasonlít az alatta levő rétegcsoport faunamentes rétegeire.
- d) *Faunadús szürke mészkő.* Egy-egy szelvényben alárendelten, 10—20% arányban jelentkeznek; 2—5 cm vastag betelepüléseket alkot. Az anizuszi emelet alsó tagozatának fajszámra legtöbb ősmaradványa ezekből a rétegekből származik. A rétegek felszínén ki-preparálódva kagylók, csigák és *Crinoideák* találhatók. Valószínűleg ebből a rétegcsoporthból származik a БÖCKH J. gyűjtéséből KÖLOSVÁRY G. által meghatározott *Thecosmilia compressa* WEISSERM. korall-lelet is, valamint a HANTKEN M. (1878) által a nagy-mányoki Szarvas-tárótól kissé É-ra gyűjtött *Ophiura* sp. is. A képződmény faunájában faj- és egyedszámra egyaránt a kagylók uralkodnak, azok között is a *Pleuromya*-, *Modiola*- és *Homomya*-félék, míg a csigamaradványok túlnyomó része a *Cheilotoma* (*Murchisonia*) *blumi* MÜNST. fajra emlékeztet.
- e) *Keresztrétegzett szürke mészkő.* Egy-egy szelvényben mindössze 2—3-szor ismétlődik. Az egyes rétegek 5—20 cm vastagok. A párhuzamos felületekkel határolt rétegeken belül 0,5—2 cm távolságra egymástól, a réteglapokkal 20—50°-os szöveget bezáró elválási felületek láthatók (22\*. ábra). Vékonycsiszolatban az elválási felületek mentén levő anyag és a kis „keresztrétegek” belső anyaga között

semmiféle különbséget sem tapasztaltunk. E keresztrétegzettség nem mutat semmiféle határozott orientációt. Lapis—Darázskút térségében 8 feltárásban, összesen 14 rétegben mértük meg a keresztrétegek dőlésirányát, azonban a rétegdőlés korrekciója ellenére azokat teljesen különbözőknek találtuk. A Ny-i Mecsekben és Pécs fölött egyaránt gyakori az a jelenség, hogy egy-egy feltáráson belül két egymás fölötti települő ilyen réteg keresztvétegezettségi iránya ellentétes, sőt a Zsidóvölgy völgyfőjében megfigyelhettük azt is, hogy egy rétegen belül hajoltak át ellentétes dőlésűvé a keresztvétegek (23.\* ábra). Általánosan jellemző ezekre a keresztvétegezett betelepülésekre, hogy bázisukon még nem mutatkoznak az elválási felületek. A bázistól felfelé haladva ezek finom átmenettel fejlődnek ki, a réteg felső részén azonban már nagyon határozottak, sőt itt az elválási felületek mentén a keresztvétegek egymáshoz képest néhol kulissza-szerűen el is mozdultak. Valószínűnek tartjuk, hogy



21. ábra. Az anizuszi képződmények alsó tagozata (3. rétegcsoport) Lapis fölött. — 1. Löss, 2. törmelék, 3. gumós mészkő, 4. „keresztvétegezett” mészkő, 5. kagylós, csigás, crinoideás mészkő, 6. crinoideás mészkő, 7. lemezes mészkő

Abb. 21. Anis, unteres Glied (3. Schichtgruppe) oberhalb Lapis. — 1. Löss, 2. Schutt, 3. Knollenkalk, 4. „kreuzgeschichteter“ Kalkstein, 5. Kalkstein mit Lamellibranchiaten, Gastropoden und Crinoideen, 6. Crinoideenkalk, 7. Plattenkalk

ezt a jelenséget olyan — réteglapok mentén történt — elcsúszások hozták létre, amelyek a kőzet diagenézise utáni erőhatásra keletkeztek. VADÁSZ E. (1953) „kioldásos keresztretegzettség”-nek nevezte ezt a jelenséget. Ahogy nem találunk bizonyítékot a szingenetikus (szedimentációs) eredetre, épp úgy nem tekinthető ez kioldásos formának sem, mert a kőzet belsejében, üde törési felületen is kirajzolódnak az elválási síkok. CSÁSZÁR G. diákköri témaként részletes vizsgálatnak vetette alá a képződményeket. Kéziratos jelentésében (Mikrotektonikai jelenségek vizsgálata a Mecsek hegységi anizuszi mészkőben, 1965) velünk teljesen azonos álláspontra jutott — a mienknél jóval több mérési adat birtokában. Kétségtelennek tartja a tektonikai eredetet és a jelenséget azonosítja az ENGELS, B. által az alpi kagylómészkőből leírt „tolási szakadással”, amely a nagytektonikai gyűrődés után, de hozzá kapcsolódva, annak remanens feszültségeit vezeti le adott kőzetmechanikai viszonyok között.

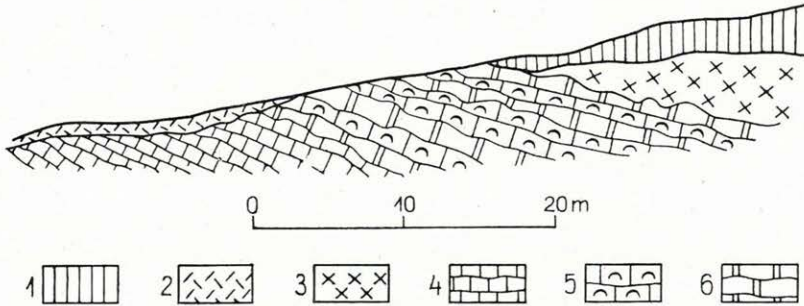
4. A szürke, pados, iszapmozgásos mészkő rétegcsoport 50—80 m vastag rétegsora Pécs környékén és a Ny-i Mecsekben egyaránt megtalálható. Valószínűleg ezt a rétegcsoportot tárja fel a nagymányoki Szarvas-tárótól D-re levő, jelenleg működő kőfejtő is. A keresztretegzett, a crinoideás és a faunadús rétegek kimaradásával és a rétegvastagság megnövekedésével fokozatosan fejlődik ki az előző („c” jelű) rétegcsoportból. Alsó, 20—30 cm-es és felső, 0,5—2 m vastagságú padjainak anyaga aprókristályos, tömött mészkő. A Misina D-i oldalában a vékonyabb padok felső réteghatára alatt vékony dolomitávok figyelhetők meg. A vastagabb padokra — a rétegcsoport középső részén — általánosan jellemző a szabálytalan sávozottság és a diagenézis előtti iszapcsúszásra utaló jelek (24\*. ábra). Az alpi kagylómészkőre olyannyira általánosan jellemző ez az üledékképződési sajátság, hogy VADÁSZ E. 1957-ben előre jelezte, hogy alaposabb megfigyelés révén hasonló jelek bizonyára a mecseki középsőtriászban is felismerhetők lesznek. A képződményekben egy rossz megtartású, *Coenothyris vulgaris* SCHLOTHER-ra emlékeztető maradványon kívül (Misina és Tubes közti gerincről) — eltekintve az egy-két bizonytalan *Foraminifera*-metszettől — más ősmaradványt nem ismerünk. E rétegcsoport felső részén JÁMBOR Á. (1964) az abaligeti Kiskőhegy K-i gerincén — a középső tagozat fekvésében — néhány méter vastag, 20—30 cm-es rétegekre tagolódo, *Rhizocorallium*-maradványokból álló mészkövet talált. Ez Pécs környékén nem fejlődött ki, a Ny-i Mecsekben ellenben általános elterjedésű lehet, mert a gorica közepső tagozat fekvésében is megtaláltuk.

Az anizuszi középső tagozatába csupán egy rétegcsoportot sorolunk:

5. a szürke, mészkőgumós mészmárgát, biogén mészkőpadokkal. E 15—50 m vastagságú, faunadús padokat tartalmazó rétegcsoport ősmaradványairól 1865-ben FOETTERLE, F. adott tudósítást. PÁLFY M. (1929—30) térképezte először önálló tagozatként. Legteljesebb faunalistáját VADÁSZ E. 1935. évi munkája tartalmazza. Legnyugatibb feltárása Gorica község D-i szélén látható (25. ábra). Innen K felé haladva az abaligeti Kiskőhegy K-i gerincén, majd az orfú—abaligeti országút legmagasabb pontján, továbbá ÉK-re a bánosi Toplica-forrás völgyében csapás menti feltárásai többször is

190°

10°



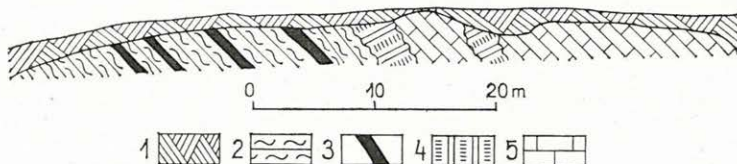
25. ábra. A középsőanizuszi képződmények feltárása Goricánál. — 1. Löss, 2. lejtőtörmelék, 3. miocén dacittufa, 4. jól rétegzett, faunamentes, szürke mészkő, 5. coenothyriszes, limás, spiriferinás szürke mészkő, 6. gumós, rhizocoralliumos, szürke mészkő

Abb. 25. Aufschluss der mittelanisischen Bildungen bei Gorica. — 1. Löss, 2. Gehängeschutt, 3. miozäner Dazittuff, 4. Kalkstein, grau, gutgeschichtet, fossilfrei, 5. Kalkstein, grau, mit *Coenothyris*, *Lima*, *Spiriferina*, 6. Kalkstein, grau, knollig, mit *Rhizocorallium*

kibukkannak. Kis kibúvása ismeretes a Nagymélyvölgyben, majd D felé a Tubes ÉK-i lejtőjén húzódó turistaút mentén láthatók rétegfejei. Innen szinte lépésről-lépésre követhető a Kiss József kilátó alatti kereszt felé. A kilátótól Pécsre vezető műút kétszer is kereszteli e rétegcsoportot, meg lehetőségen jó feltárásait adva (26. ábra). Legdélibb feltárásai Bertalanhegy — Piricsizma környékén vannak (a Tettyétől K-re), ahol az anizuszi képződmények K felé dőlő rétegteknőt formálnak. Árpádtető és Mánfa között a Sugói-völgy tárja fel a ladini agyagmárgával vető mentén érintkező faunás (brachiopodás) rétegcsoportot. Legkeletibb feltárásai az ún. É-i pikkelyben, a váraljai Cigánysor legészakibb kőfejtőjében (27\*, 28. ábra), ill. a nagymányoki Szarvastárótól D-re vannak. E feltárás faunáját LÖRENTHEY I. (1891) ismertette.

170°

350°

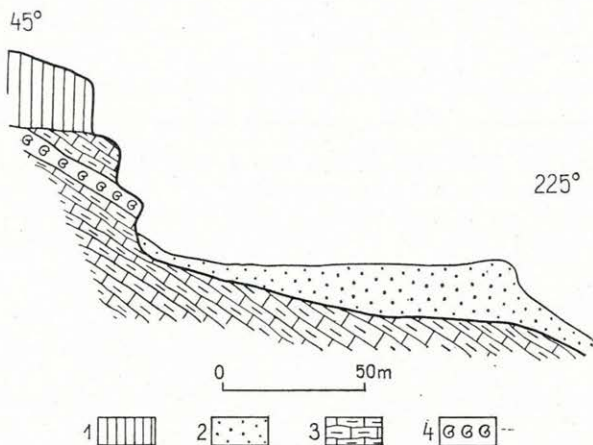


26. ábra. Misina D-i oldala, serpentín-kanyar alatti útbevágás feltárása. — 1. Löss, talaj, 2. mészkőgumós mészmárga, 3. biogén mészkőpad (2—3. anizuszi középső tagozat), 4. másodlagos dolomit, 5. vörösfoltos, pados mészkő (4—5. anizuszi felső tagozat)

Abb. 26. S-Hang von Misina, Aufschluss im Strasseneinschnitt unterhalb der Serpentin-Kurve. — 1. Löss, Boden, 2. Kalkmergel mit Kalksteinknollen, 3. biogene Kalksteinbank (2—3. Anis, mittleres Glied), 4. sekundärer Dolomit, 5. Kalkstein, bankig, mit roten Flecken (4—5. Anis, oberes Glied)

A mészmárga-közbetelepülések és a mészkőpadok lumasella-szerűen gazdag ősmaradványtartalma e képződményt élesen elkülöníti a fekvő és a fedő rétegsoportoktól.

Amíg Goricán, Bánoson, valamint Árpádtetőn és Bertalanhegyen is a mészmárga alárendelt, addig az Abaliget—Orfű közötti, műút menti fel-tárásban és a Misina D-i oldalában is a mészkőgumós mészmárga uralkodik



28. ábra. Anisuzsi rétegek. Váraljai cigánysor; É-i kőfejtő. — 1. Talaj, lösz, 2. lejtőtörmelék, 3. vékonyréteges mészkő, 4. brachiopodás mészkő (3—4. anisuzsi középső tagozat)

Abb. 28. Anisische Schichten. Váralja, Cigánysor; nördlicher Steinbruch. — 1. Boden, Löss, 2. Gehängeschutt, 3. feingeschichteter Kalkstein, 4. Brachiopodenkalk (3—4. Anis, mittleres Glied)

és a biogén mészkőpadok — esetenként 3—4 — alárendeltek. A mészmárga közbetelepülések átlagos  $\text{CaCO}_3$  tartalma 72,5% (szélső értékek: 63,4—85,3%). A biogén mészkőnek a mánfai Sűgői-völgyből származó típusmintája az alábbi összetételt mutatta:

*Ásványos összetétel:*

vegyi és biogén:	
kalcit	93,3%
limonit	0,1%
pirit	0,5%
kolloidális:	
illit	2,2%
törmelékes:	
kvarc	1,0%
földpát	0,8%
muskovit	0,2%

*Kőzettani összetétel:*

vegyi és biogén	95,8%
homok	0,05%
kőzetliszt	2,7%
pelit	1,5%

Oldási maradékának szemcseösszetétele a 29. ábrán látható (A). Az oldási maradék mennyisége 9,71%; 0,06—0,2 mm-es frakciójának mikromineralógiai összetétele:

Nehézasványok (db%): magnetit 1, biotit 19, klorit 6, pirit 74.

Könnnyűasványok (db%): kvarc 68, földpát 23, muszkovit 9.

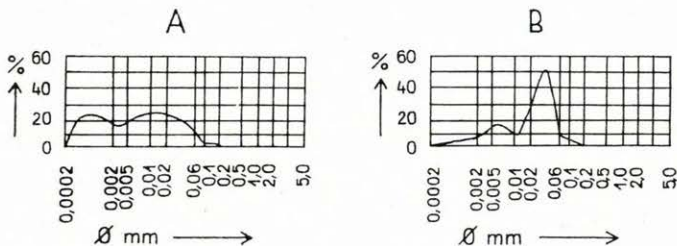
Az oldási maradék %-os kémiai összetétele (elemző ZENTAI P.):

SiO <sub>2</sub>	54,00
TiO <sub>2</sub>	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,00
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	4,80
MnO <sub>2</sub>	0,00
CaO	12,00
MgO	1,50

A minta egyéb adatai: fajsúly 2,74; térfogatsúly 2,61; porozitás 4,74%. Kémiai elemzését lásd az elemzési táblázaton.

A kőzetminta vékonycsiszolatában 5 mikron körüli kalcitszemcsék, sok ősmaradvány-metszet — ezeket pirit kíséri — valamint kevés, 10—60 mikron nagyságú törmelékeny kvarcsemce látható.

A mészmárga betelepülés egyik — a Misina D-i oldalában levő feltárásból származó — mintájának oldási maradéka 21,94%. Az oldási maradék mikromineralógiai spektruma azonos az előbb ismertetett mészkőpadéval. Szemcseösszetétele a 29. ábrán látható (B), maximuma a kőzetliszt tartományban van.



29. ábra

Abb. 29.

A rétegcsoport faunaegyüttesében *Protozoa*, *Tentaculata*, *Brachiopoda*, *Lamellibranchiata*, *Cephalopoda* és *Echinodermata*-félék vannak (V. és VI. tábla). Egyedszámra esetenként a *Brachiopodák* vagy a *Lamellibranchiaták* uralkodnak. Az egyes alakkörök dominancia viszonyai tekintetében területi különbségek észlelhetők: pl. Gorica környékén a *Lima*- és a *Nucula*-félék nagy száma jellemző, míg a hegység középső részén kétséggel a *Brachiopodák* dominálnak. A váraljai feltáráshoz ellenben a *Myophoria laevigata* ZIETHEN faj egyedeinek — másutt nem tapasztalható — uralkodó szerepe figyelhető meg.

A dominanciaviszonyok egy-egy szelvényben vertikálisan is változnak; az egymás fölött következő padokban más-más fajok jutnak túlsúlyra. Például a gorica-i feltáráshoz (25. ábra) látható három biogén pad közül a legfelsőben szinte kizárólag *Lima*-félék és apró kagylók (*Nucula* ? sp.) találhatóak, míg az alsó kettőben ezek mellett már sok *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. és *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. is van. Hasonló a helyzet a Misina D-i oldalán levő, műút menti feltáráshoz is (26. ábra).

A felső tagozat rétegcsoportjai és kőzetfajtái:

6. *Pados, szürke-sárgafoltos mészkő, crinoideás lencsékkel.* A Misina—Tubes vonulatban 100—150 m vastagságú ez az összlet. Általános elterjedésű, a coenothyriszes középső tagozat fedőjében Goricán, Bánoson, Pécssett és Tolnaváralján egyaránt megtalálható.

Éles határral települ a coenothyriszes rétegcsoportra, felfelé viszont átmenettel, a foltos jelleg fokozatos megszűnésével fejlődik át a következő rétegcsoport vastagpados képződményeibe. A szembetűnő foltos jelleg alapján e képződményt Böckh J. „sárgabetétes mészkő”-ként említette (1876).

A Misina D-i oldalában levő műútkanyarban, de másutt is (Bános) megfigyelhető, hogy szürke crinoideás mészkőlencsék települnek a sárga-foltos mészkő vékony padjai közé. A lencsék vastagsága 10—50 cm között változik, vízszintes kiterjedésük 5—20 m. Üde állapotban szürke, mállottan rozsdasárga színűek, anyaguk ilyenkor murvásan széteső. A crinoideás mészkőlencséknek az említett feltárásból származó mintáiból készített oldási maradék %-os vegyi összetétele az alábbi (szélső értékek) (elemző ZENTAI P.):

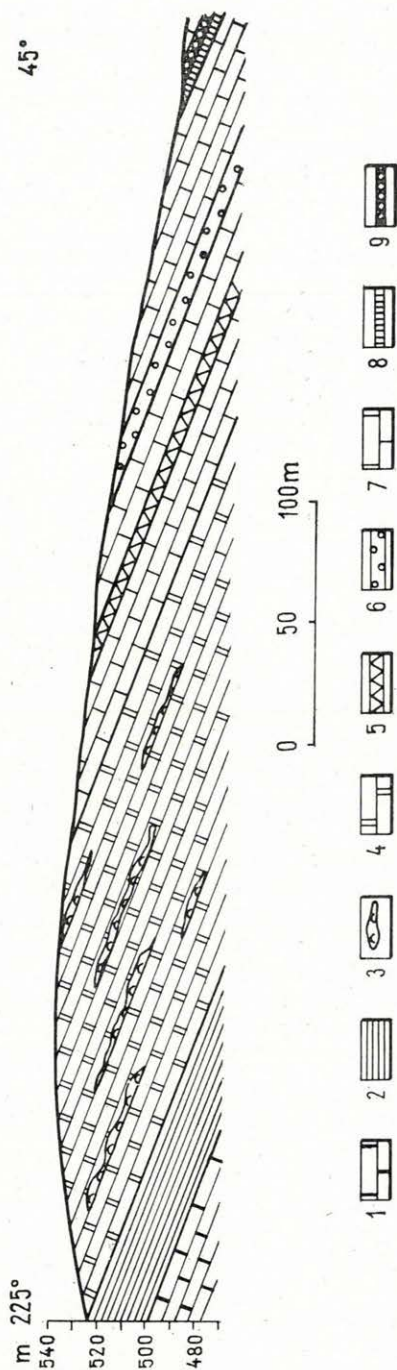
SiO <sub>2</sub>	14,0	— 24,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,0	— 22,00
CaO	29,0	— 37,00
MgO	5,5	— 6,20
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	2,1	— 5,60
TiO <sub>2</sub>	0,34	— 0,41
MnO	0,04	— 0,05

A szürke mészkőpadokban a sárga foltok változó méretűek (deciméteres nagyságrenden belül), rendkívül szabálytalan alakúak, a foltok és a bezáró mészkő határa éles. (Megjelenési módjuk egykori karsztos üregek kitöltésére emlékeztet.) A szürke mészkő aprókristályos (10—80  $\mu$ -os szemcsékkel); CaCO<sub>3</sub> tartalma 91,0—92,0%. A sárga „foltok” anyaga durvább kristályos (60—150  $\mu$ -os); CaCO<sub>3</sub> tartalma 79,0—81,57%. A szürke mészkő és a sárga foltok anyagában egyaránt ritkák az 5—20 mikron nagyságú szögletes kvarcsejtszemcsék.

A rétegcsoportból — a Crinoideás mészkőlencsék *Pentacrinidae* típusú vázelemein kívül — csak néhány bizonytalan *Foraminifera*-metszetet ismerünk. Egyéb faunát ezideig nem találtunk a képződményben.

7. *A szürke, vastagpados, finomkristályos mészkő rétegcsoport* elterjedése általános. 100—150 m vastagságú; átmenettel fejlődik ki az alatta levő rétegcsoportból. Vastagpados, szürke mészkő, finomkristályos, tömött szövettel. A Misina É-i oldalában levő feltárájának szelvényében (a Kiss J. kilátótól a Kisrét felé vezető turistaút mentén) az összlet alsó harmadában radioláriás mészkőpad, felső harmadában pedig oolitos mészkőpad található (30. ábra). Az 1—1,5 m vastag padok közé nagyritkán 20—50 cm összvastagságban gumós, rhizocorallumos, agyagos mészkő települ. *Radiolariák* egyébként általánosan jellemzők erre a rétegcsoportra — *Crinoideák* és *Foraminiferák* mellett — azonban egyedül itt találtunk eddig tömegesen *k o v a a n y a g ú Radiolariákat* (másutt kalcit anyagúak).





30. ábra. A Misina felsőanizuszi képződményeinek szelvénye. — 1. Coccolithes mészkő (alsóanizuszi), 2. gumós mészmárga, brachiopodás padokkal (középsőanizuszi), 3. crinoideás mészkőlecsék, 4. sárgafoltos, pados mészkő, 5. radioláriás mészkő, 6. oolitos mészkő, 7. finomkristályos, pados mészkő (gyer *Radiolaria*, *Foraminifera*, *Crinoida*), 8. evinospongias mészkőpad, 9. trigonodusos mészkőpad (3—9. felsőanizuszi)

Abb. 30. Profil der oberanisischen Ablagerungen des Misina-Gipfels. — 1. *Coccolithes*-Kalkstein (Unteranis), 2. Kalkmergel, knollig, mit brachiopodenführenden Bänken (Mittelanis), 3. Crinoideenkalk-Linsen, 4. Kalkstein, bankig, mit gelben Flecken, 5. Radiolarienkalk, 6. Oolithkalk, 7. Kalkstein, feinkristallin, bankig (spärliche Radiolarien, Foraminiferen, Crinoideen), 8. Evinospongien-Kalkbank, 9. Trigonodus-Kalkbank (3—9. Oberanis)

A rétegsorozat képződményeit három feltárásban vizsgáltuk részletesebben, mégpedig az említett Misina É-i feltárásban, a Pécs 28. sz. fúrás rétegsorában és a kozári kőfejtőben az oolitos szint fölötti mészkő típusmintáján.

A kozári vastagpados mészkő típusmintájának vékonyecsiszolatában 5–10 mikron nagyságú kalcitkristályok láthatók. Igen ritkán szabálytalan foltokban durvábbkristályos. A homogén alapanyagot néha vékony (2–3 mikronos) sötét színű erek járják át, amelyek szabálytalan, sztilolitra emlékeztető lefutásúak (mikrosztillit) (VIII. tábla 2. ábra). A kőzetminta kémiai összetétele az elemzési táblázaton látható. A típusminta adatai NOSKENÉ FAZEKAS G. vizsgálata szerint:

*Ásványos összetétel (%)*:

vegyi és biogén:

kalcit	93,8
dolomit	0,5
sziderit	0,1
limonit	0,1

kolloidális:

montmorillonit	2,5
illit	2,3

törmelékes:

muszkovit	0,1
kvarc	0,5
savanyú plagioklász	0,1

*Kőzettani összetétel (%)*:

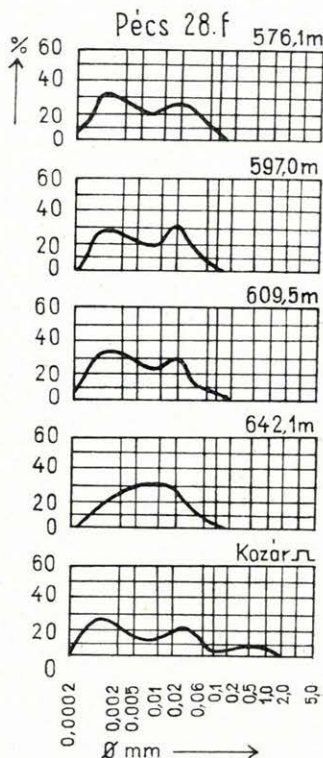
vegyi és biogén	94,5
homok	0,1
kőzetliszt	2,4
pelit	3,0

A kozári kőzetminta és a Pécs 28. sz. fúrásból származó minták szemcseösszetétele a 31. ábrán látható. Az oldási maradék mennyisége átlag 2,98%.

Az oldási maradék 0,06 mm feletti részének mikromineralógiai vizsgálata az alábbi nehézasványösszetételt igazolta (db%):

*Magmás:*

amfibol	6
biotit	2
apatit	4
hipersztén	2
cirkon	4
titanit	4



31. ábra. Oldási maradékok szemcseösszetétele. Anizuszi felső tagozat

Abb. 31. Granulometrische Zusammensetzung der Lösungsrückstände. Anis, oberes Glied

## Metamorf:

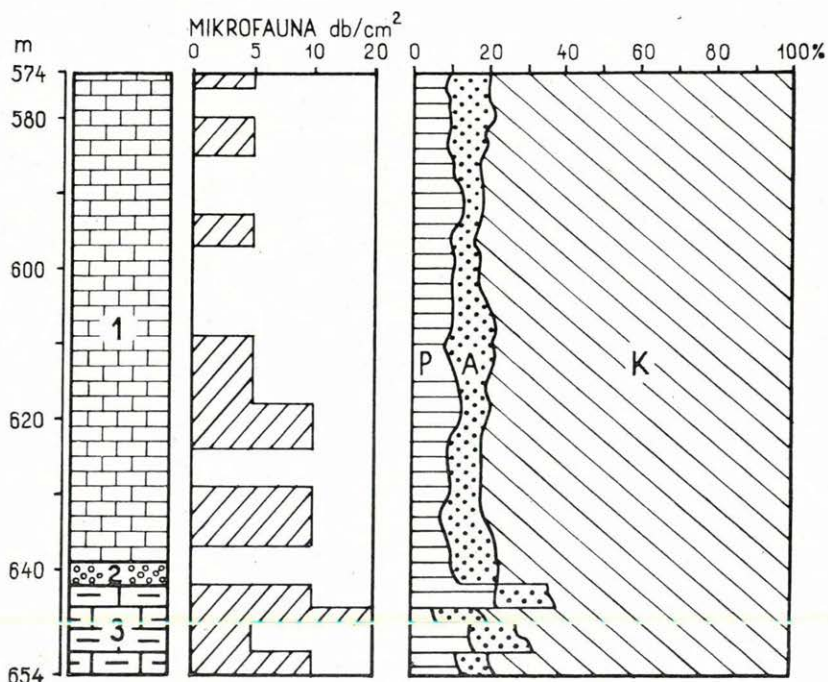
aktinolit	12
disztén	2
epidot	14
gránát	36
tremolit	2
turmalin	2
zoizit	2

A kőzetminta *fajsúlya*: 2,72; *térfogatsúlya*: 2,67; *porozitása*: 1,9%.

A Pécs-28. sz. fúrásban feltárt képződmények rétegsorát és kőzettani összetételét a 32. ábrán mutatjuk be.

Az 593–597 m mélységközből származó mészkőminta kémiai összetétele az elemzési táblázaton látható. Ásványos összetétele (%) az alábbi:

kalcit	89,5
dolomit	2,3
pirit	0,6
muszkovit	1,6
illit	3,3
kaolinit	0,9
kvarec	1,1
szerves anyag	0,7



32. ábra. Pécs 28. sz. fúrás. Aniszuszi felső tagozat. — 1. Finomkristályos pados mészkő, 2. oolitos mészkő, 3. pados, agyagos mészkő. P=pelit, A=kőzetliszt, K=kalcit

Abb. 32. Bohrung Pécs-28. Anis, oberes Glied. — 1. Kalkstein, feinkristallin, bankig, 2. Oolithkalk, 3. Kalkstein, bankig, tonig. P = Pelit, A = Schluff, K = Kalzit

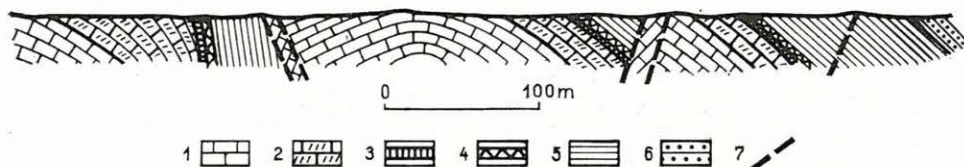
Az oolitos mészkő vékonycsiszolati képei a VIII. sz. fényképtáblán láthatók.

A *Foraminiferákon* és a *Radiolariákon* kívül (VII. tábla) a réteg-csoportban helyenként egyéb ősmaradványok is vannak (*Pachicardia* sp., *Ceratites* sp.), ezekről a képződmények irodalma is említést tesz.

8. *Evinospongiás mészkőpad*. Az előző képződmények fedőjében települő 1—2 m vastagságú mészkőpadnak mindössze két feltárását ismerjük. Az egyik a Kistrét—Dömörkapu közötti turistaut mentén, a másik pedig az Árpádtetőről Mánfára lefutó (Árpádtetőtől K felé az első) völgyben van (33. ábra). E sötétszürke mészkő kizárólag szivacs-vázakból áll. E vázak — noha nagyon hasonlítanak a STOPPANI által *Evinospongia cerea* néven leírt ősmaradványhoz — azoknál 2—3-szorta nagyobb termetűek (34.\* ábra). KOLOSVÁRY G. a közelmúltban *Spongiomorpha* cf. *gibbosa* FRECH, illetve *Spongiomorpha* sp. néven említette ezeket. Vékonycsiszolatban a kőzet anyaga finomkristályos kalcit (sok, kalcit anyagú *Spongia*-vázmetsszettel), néhány durvakristályos kalcitfoltal, egy-két, jól lekerekített 0,1 mm átmérőjű kvarcsemcsével.

337°

157°



33. ábra. Anizuszi—ladini—felsőtriász rétegek. Árpádtető, Szárazgödör völgy. — 1. Pados mészkő, 2. másodlagos dolomit, 3. evinospongiás mészkő, 4. trigonodusos mészkő (1—4. felsőanizuszi), 5. agyagmárga (ladini), 6. homokkő (felsőtriász), 7. törésvonal

Abb. 33. Anis—Ladin—Obertrias. Árpádtető, Szárazgödör-Tal. — 1. Kalkstein, bankig, 2. sekundärer Dolomit, 3. Evinospongien-Kalk, 4. Trigonodus-Kalk (1—4. Oberanis), 5. Tonmergel (Ladin), 6. Sandstein (Obertrias), 7. Bruchlinie

9. *Trigonodusos mészkőpad*. Sötétszürke, 1—2 m vastag mészkőpad a ladini agyagos mészkő közvetlen fekvőjében. Megtalálható a Vágotpusztáról Rózsaforrás felé lefutó vízmosásban, a Misina É-i lejtőjén több ponton, valamint a már említett, Árpádtetőről Mánfára lefutó völgyben.

Mintáinak vékonycsiszolatában 5 mikronnál kisebb szemcseméretű kalcit-anyagban sok ősmaradvány-metszet (*Trigonodus* héjak), repedések mentén limonit, kevés 0,04 mm átmérőjű szögletes kvarcsemcsé látható. Ásványos összetétele (%):

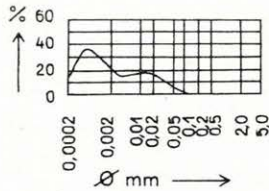
kalcit	93,8
dolomit	1,9
limonit	0,4
szerves anyag	0,1
agyagásvány (klorit, illit)	0,9
kvarc	0,3
földpát	0,1

Kistrétről származó mintájának kémiai összetétele az elemzési táblázaton látható. Nehézásványt — néhány gránát- és limonitsemcsén kívül — nem tartalmaz. Fajsúlya: 2,73; térfogatsúlya: 2,52; porozitása: 7,69.

A trigonoduszos mészkő oldási maradékának kémiai összetétele ZENTAI P. szerint (%):

SiO <sub>2</sub>	39,0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,0
CaO	23,0
MgO	4,0
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	7,1
TiO <sub>2</sub>	0,47
MnO <sub>2</sub>	0,023

Az oldási maradék mennyisége 18,73%; szemcseösszetétele a 35. ábrán látható.



35. ábra  
Abb. 35.

A kőzetnek lumasella-jelleget adó, vastag héjú kagylókat VADÁSZ E. (1935) *Trigonodus cf. sandbergeri* ALB., *T. aff. problematicus* KLIPST., *T. sandbergeri var. hungaricus* VADÁSZ néven sorolta fel.

\* \* \*

#### Az anizuszi képződmények dolomitfajtái

A mecseki triász rétegsorban — a szeizi rétegek vékony dolomit-betelepüléseit, az alsókampili dolomitmárgákat és a felsőtriász homokkő helyenkénti dolomit-kötőanyagát leszámítva — csak az anizuszi emeletben találunk dolomitkőzeteket. Ezek egy része elsődleges, más részük másodlagos eredetű.

*Elsődleges dolomitok.* SZOKOLOV, D. SZ. 1955-ben megjelent tanulmányában az elsődleges dolomitképződésre kétféle magyarázatot ad (SZTRAHOV, N. M. elméleti megfontolásaira és JANAT'ÉVA, O. K. kísérleti eredményeire támaszkodva). SZOKOLOV szerint dolomitok elsődlegesen a következőképpen keletkezhetnek:

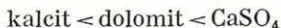
a) *Hidrokarbonátos vízben* nagytömegű édesvíz (folyók) beáramlása révén kiédesült vízü epikontinentális medencékben (ahol a szulfáttartalom igen alacsony). Itt a következő oldékonysági sorrend érvényesül:



SZOKOLOV magyarázata értelmében ilyen közegben keletkezettnek minősíthető az alsóanizuszi „határdolomit” és a dolomitos mészkő rétegcsoport. Erre utal az a jelenség is, hogy a dolomitos mészkősorozat gyér fajszámú faunája a dolomitmentes mészkő-betelepülésekben jelentkezik és főleg (meg nem határozott) csigák tömegéből áll. Az a — különböző festési eljárásokkal kimutatott — tény, hogy a dolomitos mészkőrétegekben a

dolomit-anyag kalcittal teljesen körülfogott, szabálytalan alakú csomóként van jelen, szintén elsődleges dolomitkeletkezést bizonyít (RUHIN L. B.).

b) *Kalciumszulfátos vízben*: lagunákban, ultraszulfátos közegben; gipszsel paragenetikus kapcsolatban. Itt a következő oldhatósági sorrend jut érvényre:

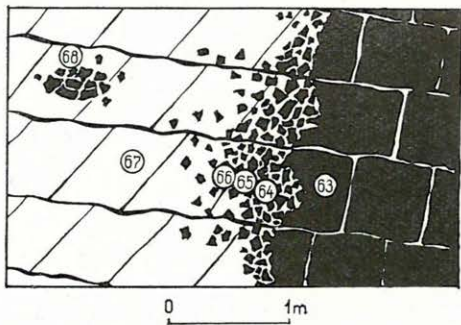
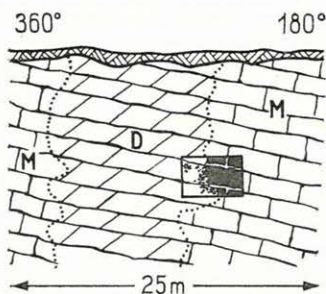


Ilyen közegben a szulfát jelenléte miatt a dolomit oldhatósága erősen megnő, a közeg dolomitfelvevő kapacitása megközelíti a  $\text{CaSO}_4$ -felvevő kapacitást. Bepárlódáskor a dolomit és a gipsz együtt, ill. váltakozva válik ki.

Ehhez hasonló keletkezés valószínűsíthető a szeizi dolomit-betelepülések és az alsókampili gipsztelepes csoport dolomitjai, ill. dolomitmárgái esetében.

*Másodlagos dolomitok.* Az árpádtetői nagy kőfejtő (az Árpádtetőről Mánfára lefutó völgy K-i oldalán, a műúttal szemben, az erdészházaktól É-ra 660 m-re) K-i falában világosszürke cukorszövetű dolomit és sötétszürke vastagpados mészkő horizontálisan és vertikálisan egyaránt szélszélyesen váltakozik. Gyakori jelenség, hogy ez a két képződmény egyazon padon belül is felváltja egymást. Másutt a cukorszövetű dolomitpadban dolomittal teljesen körülfogott, dolomiterekkel átjárt mészkődarabok (zárványok) láthatók. A mészköves és a dolomitos részek határán változó vastagságú (0,5–2,0 m-es) átmeneti zóna figyelhető meg, elsősorban akkor, amikor mészkő és dolomit egymás mellett helyezkedik el. Egmásratelepüléskor rendszerint normális réteghatár mentén érintkezik a két képződmény (36.\* ábra). A kőfejtő keleti falának egy részletét a 37. ábrán mutatjuk be, a részletesebben megvizsgált felület és a mintavételi helyek feltüntetésével. E kiemelt részletet mutatja be a 38.\* ábra is. A kép jobb szélén a pad tömött, sötétszürke mészkő anyagú, míg a bal oldalon már cukorszövetű dolomit alkotja. A kalapácsfej fölött látható az átmeneti zóna sejtes szerkezete.

Az átmeneti részből gyűjtött minták csiszolt felületét mutatjuk be a 39.\* ábrán. A 63. sz. minta (39. ábra a) sötétszürke mészkő. A 64. sz. minta (b) sötét színű mészkő, melynek repedéseit világos dolomit tölti ki. A 65. sz. minta (c) repedésekkel körülfogott mészkődarabkáját a dolomitanyag a repedésekből



37. ábra. Másodlagos dolomit (anizuszi). Árpádtető, nagy kőfejtő, K-i fal részlete. — M = mészkő, D = dolomit

Abb. 37. Sekundärer Dolomit (Anis). Árpádtető, grosser Steinbruch, Teil der O-Wand. — M = Kalkstein, D = Dolomit

kiindulón már többé-kevésbé „metaszomatizálta”. A 66. sz. minta (*d*) már az átmeneti zóna erősebben dolomitósodott részéből származik. A 67. sz. mintát ábrázoló képen (*e*) a cukorszövetű dolomitban már nem láthatók mészkődarabok. A 68. sz. minta (*f*) egy, a cukorszövetű dolomitban levő mészkőzárványt mutat be. Úgy tűnik, mintha ebben a zárványban a dolomitos erek lefutását nem az egykori kőzetrepedések határozták volna meg.

A 40.\* és 41.\* ábra tanúsága szerint a mészkő dolomitósodása a repedésekből kiindulva következett be. Mindkét vékonycsiszolati felvételen a sötét színű rész mészkő, a világos pedig dolomit; utóbbi a 40. ábrán nagykristályos, néhol idiomorf, a 41. ábrán mikrokristályos. A 42.\* ábrán látható sötét színű rész mészkő, a világos epigén kovaanyag.

Érdekes, hogy míg a dolomittal körülfogott mészkőzárványban kovásodás nyomai észlelhetők, addig az érintetlen mészkőben kova nincs, legfeljebb igen kevés allotigén kvarcsemce figyelhető meg. A kémiai elemzések szerint a mészkőzárvány és a dolomit (vagy mészkő)  $\text{SiO}_2$ -tartalma lényegében azonos. Ebből arra kell következtetnünk, hogy a zárványban az eredeti allotigén kvarcanyag epigén átalakulása következett be. Kérdés, hogy ez az átalakulás milyen összefüggésben van a dolomitósodással? A dolomitósodással egyidejűleg érhatték-e a kőzetet lúgos, majd azt követően savas hatások?

A teljesség kedvéért bemutatjuk a vizsgált minták átlagolt kőzetanyagának kémiai elemzési adatait. (Az elemzéseket TOLNAY V. készítette.)

Alkotórész (%)	Mintaszám					
	63	64	65	66	67	68
$\text{SiO}_2$	1,66	2,04	1,57	1,12	0,67	1,94
$\text{TiO}_2$	nyom	nyom	nyom	nyom	nyom	nyom
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2,06	1,08	1,49	1,25	1,21	1,70
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,02	0,13	0,14	0,16	0,16	0,07
$\text{FeO}$	0,14	0,19	0,29	0,30	0,22	0,17
$\text{MnO}$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$\text{CaO}$	53,91	51,80	40,15	35,26	32,35	43,30
$\text{MgO}$	0,11	1,83	12,35	16,45	18,75	9,06
$\text{K}_2\text{O}$	0,30	0,19	0,19	0,12	0,09	0,17
$\text{Na}_2\text{O}$	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03
- $\text{H}_2\text{O}$	0,08	0,02	0,03	0,06	0,03	0,03
+ $\text{H}_2\text{O}$	0,72	1,69	1,71	1,27	1,12	1,02
$\text{CO}_2$	41,49	41,01	42,63	44,25	45,05	42,52
$\text{P}_2\text{O}_5$	nyom	nyom	0,12	0,04	0,03	0,00

A 65. sz. mintából különválasztva a dolomit- és a mészkőanyagot, azok fő alkotórészeit külön is megvizsgáltuk:

	<i>dolomit</i>	<i>mészkő</i>
$\text{SiO}_2$	1,45%	1,35%
$\text{CaO}$	35,21%	51,57%
$\text{MgO}$	16,68%	3,62%
$\text{CO}_2$	45,54%	43,01%
	<u>98,88%</u>	<u>99,55%</u>

A dolomit- és a mészkő kifejlődés teljes azonosságát bizonyítják a nehézasvány- és a DTA-vizsgálatok is. Mind a mészkő, mind a dolomit-kőzet agyagfrakcióját montmorillonit adja. A két kőzetváltozat oldhatatlan maradékának nehézasvány-összetétele is rendkívül hasonló ( $\varnothing < 0,06$  mm):

	dolomit (db%)	mészkő (db%)
apatit	6	2
amfibol	5	3
biotit	6	1
cirkon	2	2
hipersztén	1	1
rutil	1	—
diopszid	1	—
titanit	—	2
aktinolit	9	6
disztén	1	1
epidot	4	7
gránát	18	18
turmalin	2	1
zoizit	1	1

Az elmondottakat összefoglalva: a felsőanizuszi cukorszövetű dolomit *másodlagosan keletkezett* a felsőanizuszi vastagpados, szürke, tömött, rosszul rétegzett mészkőből. Noha főként ebben a rétegcsoportban tapasztalható a másodlagos dolomitosodás, korántsem korlátozódik csupán erre: ilyen jelenséget szinte valamennyi anizuszi rétegcsoportból ismerünk. E dolomitosodás nem hozható kapcsolatba a mészkő eredeti szöveti sajátosságainak különbségeivel (eltérően a Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeiben kimutatott kapcsolattól) (VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1957). Jóllehet a dolomit porozitása kétszerese a mészkőének (előbbi 3,8, utóbbi 1,9; ugyanakkor térfogatsúlyuk csaknem azonos), a dolomit keletkezésében a zátonyfaciás szerepe nem valószínűsíthető, mivel esetünkben a dolomit és mészkő horizontális érintkezésén nyoma sincs a zátonyképződményt rendszerint környező szingenetikus törmelékanyagának. A dolomitosodásnak a mészkő repedéseihez kötött volta, azokból kiinduló jellege arra utal, hogy az a mészkő diagenézise után következett be, Mg-tartalmú oldatok hatására. Ezen oldatok származását illetően egyelőre három lehetőség látszik megfontolásra érdemesnek:

1. Alulról, a kampili gipsztelepes csoport dolomitjaiból, vagy az alsótriász dolomitos képződményekből.
2. Felülről, a fiatalabb (júra—kréta—micén) tengerek leszivárgó vizeiből. (Ennek ellene mond az anizuszi képződmények fölött települő, igen vastag, felsőtriász—alsóliász szárazulati—limnikus eredetű, számtalan agyag-kőzbetelepülést tartalmazó sorozat jelenléte.
3. Hidrotermális eredetre is igen kevés jel utal. Mindenesetre érdekes, hogy Váralján, ahol ez a cukorszövetű dolomit az eddig ismert legnagyobb vastagságát éri el (100—150 m) (43.\* ábra), egykori hidrotermális működésnek több nyoma észlelhető. A dolomitosodás időpontjára a kőzetrés-mérések segítségével nyertünk bizonyos utalást. Árpádtetőn lemértük a kőzetrések csapásértékeit az üde mészkőben és a dolomitban, míg az átmeneti zónában a dolomiterek csapását mértük. Mindhárom esetben szabályos, kettős maximumot kaptunk. Mégpedig az *üde mészkő* kőzetrései és a *dolomiterek* csapása



DNy—ÉK-i és DK—ÉNy-i maximumot adott, míg a *dolomitban* DDNy—ÉÉK és közel K—Ny irányban mutatkozott maximum. Ezek az irányok arra engednek következtetni, hogy a dolomitosodás a kréta felgyűrődés után, de még a fiatal harmadidőszaki pikkelyes feltolódások előtt ment végbe.

## Ladini

A ladini emelet képződményei a pécsi Bertalanhegyen erősen zavart szerkezettel, redukált vastagságban bukkannak felszínre. A bertalanhegy-(Dömörkapu)—kantavári vonulatban törésvonal mentén, kivékonyodva követhetők. Kantavártól a mintegy 100—160 m vastagságú öszlet vonulatszerűen nyomozható Fehérkútig, illetve azon túl, a kozári Andorforrás völgyéig. Itt helvétai képződmények fedik; keletebbre már csak az Árpádtető—Cirkóvölgy vonulatban — egy-egy szelvényben szerkezetileg többször is ismétlődve (Szárazgödör) — majd (legnagyobb felszíni elterjedésben) a vasasi Cirkóvölgy, ill. a hármashüki boltozat területén tanulmányozható. Szerkezetileg lehatárolt, kis kibúvási ismeretesek még a mánfai Nagymélyvölgyben, ahol a bányosi boltozat legfiatalabb képződményeként bukkan elő. Képződménysora tökéletes köztetani átmenetet alkot az anizszi mészkőösszlet és a felsőtriász törmelékes öszlet között. Fekürrétegeiben breccsát nem észleltünk (VADÁSZ E. 1935, 1960; SOMOS L. 1965). A Bertalanhegy ÉK-i lejtőjén ugyan találtunk fekete, alsóbb ladini agyagos mészkőbreccsát, ez azonban tektonikai és nem „regressziós” breccsa. Kiszárnál és az árpádtetői völgyekben egyaránt azt tapasztaltuk, hogy a *Trigonodus*-tartalmú mészkőpadban (padokban) felfelé a vastaghéjú kagylók fokozatosan kimaradnak és kőzetalkotó szerepüket átveszik a *Gastropodák*. E gastropodás, fekete, kissé agyagos, pados mészkő már a ladini rétegsorhoz tartozik.\* (Az öszletnek a karni emelet felé való elhatárolásáról már korábban szóltunk.)

A ladini rétegsor legjobb feltárásait a P-28. sz. fúrás, a kantavári kőfejtő és az attól DK-re futó völgy, valamint (a rétegsor felsőbb részei esetében) a kozári Andor-forrás völgye (IX. tábla) (Nagybányaréti völgy felső része) és a vasasi Cirkóvölgy szolgáltatja. Ezek ladini rétegsorát a 44-49. ábrákon kívántuk bemutatni.

Jóllehet a rétegsorokon belül az egymásra következő agyagos mészkő, márga—agyagmárga és agyagos aleurolit—agyagos homokkő kőzetcsoportok között esetenként az átmenet lassú és folyamatos, a ladini rétegsor e kőzetcsoportok alapján három tagozatra osztható.

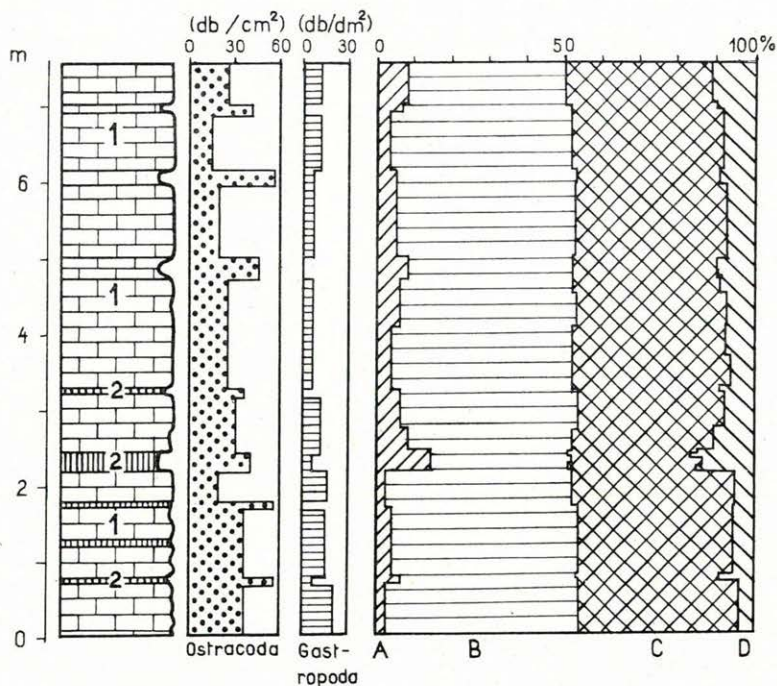
A ladini alsó tagozatát alkotó rétegsoport:

*Fekete agyagos mészkő.* Alapszelvényül a kantavári kőfejtő rétegsora kínálkozik, ahol a mellékelt fényképen és anyagvizsgálati diagramon (44. és 45.\* ábra) is látható módon az agyagos mészkő padjai közé vékonyabb, mállékonyabb rétegek települnek. Ezek anyaga sávos—lemezes agyagos

\* A kézirat lezárása után leemélyített Komló-LXXI, LXXII és Kantavár-1 sz. fúrások a ladini rétegsor fekvőjében olyan kaolinos sziderit és kaolinit képződményeket tártak fel 10-15 m vastagságban, amelyeknek piroklasztikus eredete bizonyítható volt.

mészke, ill. mészmarga, a lemezek között vékony agyagbevonattal, esetenként vitritsávokkal. E képződmények rossz megtartású növényi töredékek kivül sok *Ostracodát* és csiga-kőbelet tartalmaznak. Amíg az agyagos mészkepadokban a csigák uralkodnak (sok *Ostracoda* mellett), addig a közbetelepülésekben az *Ostracodák* vannak túlsúlyban.

Az Andor-forrásnál gyűjtött agyagos mészke mintájának vizsgálata NOSKENÉ FAZEKAS G. szerint az alábbi eredményt adta.



44. ábra. Ladinai mészkeörtegsor (alsó tagozat). Kantavári kőfejtő. — 1. Agyagos mészke, 2. lemezes mészmarga, A =  $\text{SiO}_2$ , B =  $\text{CaO}$ , C =  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ , D =  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$

Abb. 44. Ladinischer Kalksteinkomplex (unteres Glied). Kantavärer Steinbruch. — 1. Toniger Kalkstein, 2. plattiger Kalkmergel

Vékonycsiszolatban mikrokristályos (6 mikronnál kisebb szemcseméretű) kalcitanyagban — amelyet szerves anyag színez sötétre — elszórtan dolomit-romboéderek láthatók. A minta ásványos és kőzettani összetétele (%):

Ásványos összetétel:

vegyi és biogén:	
kalcit	83,1
dolomit	6,2
pirit	0,6
limonit	0,7
szerves anyag	0,2

kolloidális:	
illit	9,3
törmelékes:	
kvarc	0,2
földpát	0,1

*Kőzettani összetétel:*

vegyi és biogén	90,8
homok	0,01
kőzetliszt	5,6
pelit	3,6

A kőzetminta *kémiai összetételét* az elemzési táblázat tartalmazza.

Az oldási maradék\* (9,2%) *mikromineralógiai* vizsgálata során egy-két gránát- és néhány piritzemesen kívül más nehézasványt nem találtunk. A kőzetminta *fajsúlya* 2,64; *térfogatsúlya* 2,34; *porozitása* 11,36%. Az oldási maradék %-os *kémiai* összetétele ZENTAI P. szerint:

SiO <sub>2</sub>	63,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,00
CaO	10,00
MgO	0,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	2,50
TiO <sub>2</sub>	0,44
MnO <sub>2</sub>	—

A Pécs 28. sz. fúrás 520,0—524,7 m mélységközből származó mintáinak *kémiai* összetétele ugyancsak az elemzési táblázaton látható. E minta %-os *ásványtani* összetétele (NOSKENÉ FAZEKAS G. szerint) a következő:

kalcit	61,7
dolomit és ankerit	19,8
pirit	2,5
szericit	1,7
illit	1,8
klorit	2,4
kaolinit	1,7
kvarc	4,9
szerves anyag	3,1

A rétegcsoport közbetelepüléseiben gyakoriak a kőszénzsinórok; vastagságuk 1 mm-től 3 cm-ig változik. A kantavári kőfejtőből gyűjtött 3 cm vastagságú zsinór kőszénanyagát PAÁL Á.-NÉ 99,5%-ban homogén vitritből állónak találta, s ebből, valamint az egy-két rossz megtartású spóraleletről arra következtetett, hogy a növényi anyag huminites, sekélylápi eredetű.

A ladini középső tagozatát alkotó rétegcsoport:

*Lemezes, agyagos mészkő, márga, agyagmárga.* A rétegsorban a karbonáttartalom felfelé haladva fokozatosan csökken. Jellemző e rétegekre a lemezes—leveles megjelenési mód. A lemezek réteglapjait vékony, hártya-szerű agyagbevonat, illetve az alsóbb részeken gyakran vitrites lemezkék fedik. E rétegcsoporthból csigák már nem kerültek elő, az *Ostracodák* ellenben helyenként itt is tömegesen borítják a réteglapokat. Ezekon kívül

\* Az összlet oldási maradékainak szemeseösszetételét a Pécs 28. sz. fúrás mintáit összesítő 50. ábrán mutatjuk be.

csupán néhány rossz megtartású növénytöredéket sikerült csak gyűjtenünk, noha a Bertalanhegyről БӨСКН J. által gyűjtött és STUR, D. (1874) által meghatározott növénymaradványok ebből a rétegcsoportból származnak.

A mellékelt rétegsorokon rögzítettük a rétegcsoport karbonáttartalmának változásait (46–49. ábra). A Pécs 28. sz. fúrás 473,5–476,9 m mélységközből származó mintájának *fajsúlya* 2,81; *térfogatsúlya* 2,30; *porozitása* 18,1. A 499,8–504,5 m mélységközből vett mintában NOSKENÉ FAZEKAS G. 64% kalcitot, 4% dolomitot és ankeritet, valamint 3% piritet határozott meg, kevés illit, klorit és kaolinit mellett. A fúrás ladini rétegsorát a 46. ábrán mutatjuk be.

A mánfai Nagymélyvölgyből vett minta kalcittartalma 86,04%-nak adódott.

A Kiszéren feltárt ladini sorozat a 47. ábrán tanulmányozható. A kiszérei szelvényből gyűjtött típusminta %-os kémiai összetétele: CaO 48,87; MgO 1,10; CO<sub>2</sub> 35,63; +H<sub>2</sub>O 5,83.

A rétegcsoport közeteire általánosan jellemző, hogy vékonycsiszolatukban hintve 5–15 mikron nagyságú szögletes kvarcsemesék láthatók.

A ladini felső tagozatát alkotó rétegcsoport:

*Finomszemű törmelékes sorozat.* E rétegcsoport a törmelékes alkotórészek túlsúlyra jutásával és a karbonáttartalom csökkenésével, majd eltűnésével fokozatosan fejlődik ki az előző képződményekből. E finomhomokos—agyagos aleurolit-, finomszemű agyagos homokkő- és (alárendelten) agyagvaskő-rétegek váltakozásából álló rétegcsoportról először WEIN GY. (1961) és KILÉNYI T. (in: BALOGH K. et al.: 1954) adott hírt, anélkül, hogy a „wengeni rétegeknek” a felsőtriász összetetbe való *átmenetét* jelző voltán kívül e rétegcsoport hovatartozását illetően állást foglaltak volna. Kiszéren, Kantaváron és az Andor-forrásnál gyűjtött növény- és csigamaradványok alapján 1960-ban a ladini emeletbe soroltuk e képződményeket, a ladini regresszió törmelékes zárótagozatát látva bennük. A később lemélyített Pécs-28. sz. fúrás rétegsora szerint az e képződményekre települő hasonló kőzetkifejlődésű összetet már határozottan karni típusú faunaelemek jellemzik. Ezek segítségével a ladini—karni határ helye ma már viszonylag pontosan (2–3 m-es lehetséges eltéréssel) kijelölhető.

A kozári Andor-forrás völgyében (49. ábra) gyűjtött agyagos, finomhomokos aleurolit kémiai összetétele, az elemzési táblázaton látható. Egyéb vizsgálati adatai NOSKENÉ FAZEKAS G. szerint:

Vékonycsiszolatban 14–100 mikron átmérőjű, koptatott kvarc- és földpát-szemcséken kívül néhány muszkovit-lemezke és rutiltű észlelhető, valamint egy-két lidit- és kvarciszemese.

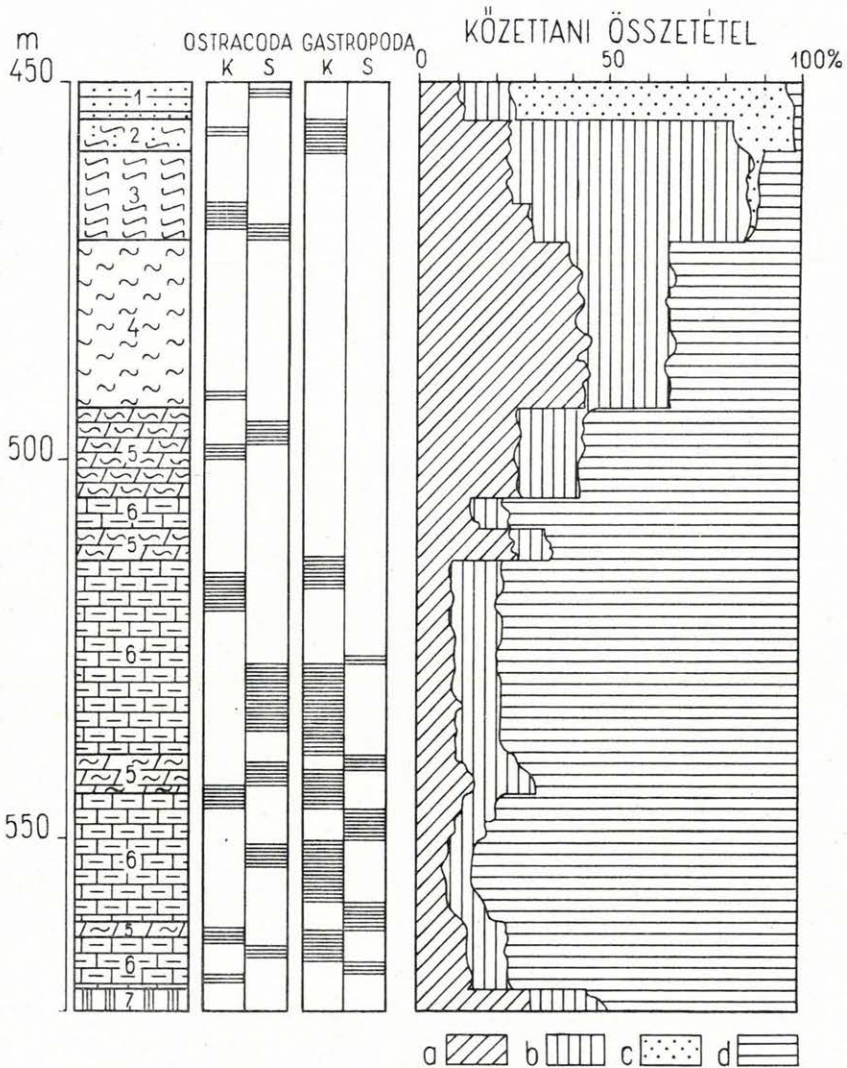
*Ásványos összetétele (%)*:

vegyi és biogén:

kalcit	0,4
limonit	3,6
szerves anyag	0,2
pirit	0,2

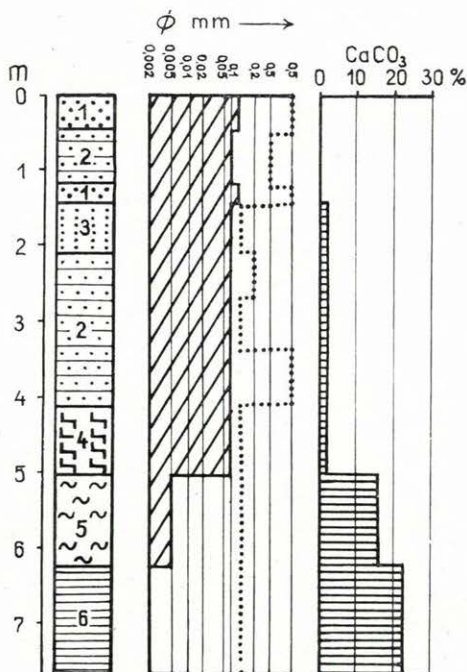
kolloidális:

illit	22,8
kaolinit	7,6



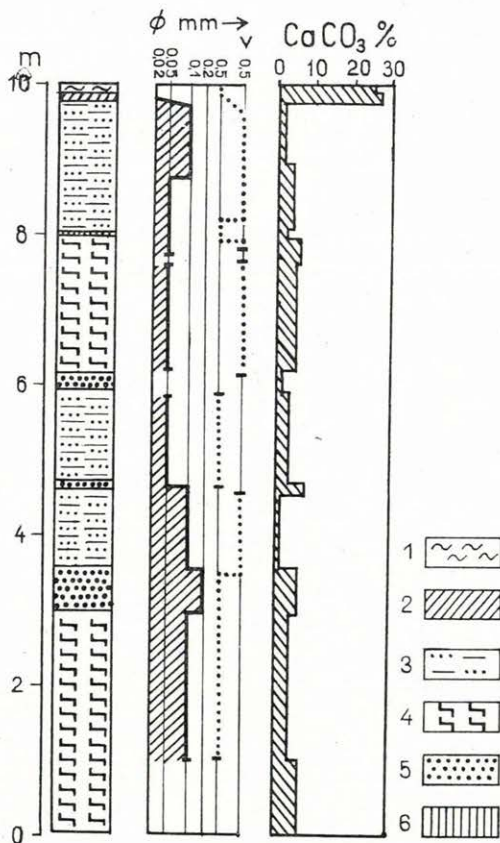
46. ábra. A Pécs 28. sz. fúrás ladinai rétegsora. — 1. Szürke homokkő, 2–3. fekete aleurolit (2. homokos, 3. márgás), 4. szürke, fekete márga, 5. fekete mészmárga, 6. fekete, agyagos mészkő, 7. agyagvaskő; K = kevés, S = sok; a = agyag, b = kőzetliszt, c = homok, d =  $\text{CaCO}_3$

Abb. 46. Ladinische Schichtenfolge der Bohrung Pécs-28. — 1. Grauer Sandstein, 2–3. schwarzer Schluffstein (2. sandig, 3. mergelig), 4. grauer, schwarzer Mergel, 5. schwarzer Kalkmergel, 6. schwarzer, toniger Kalkstein, 7. Toneisenstein; K = wenig, S = viel; a = Ton, b = Schluff, c = Sand, d =  $\text{CaCO}_3$



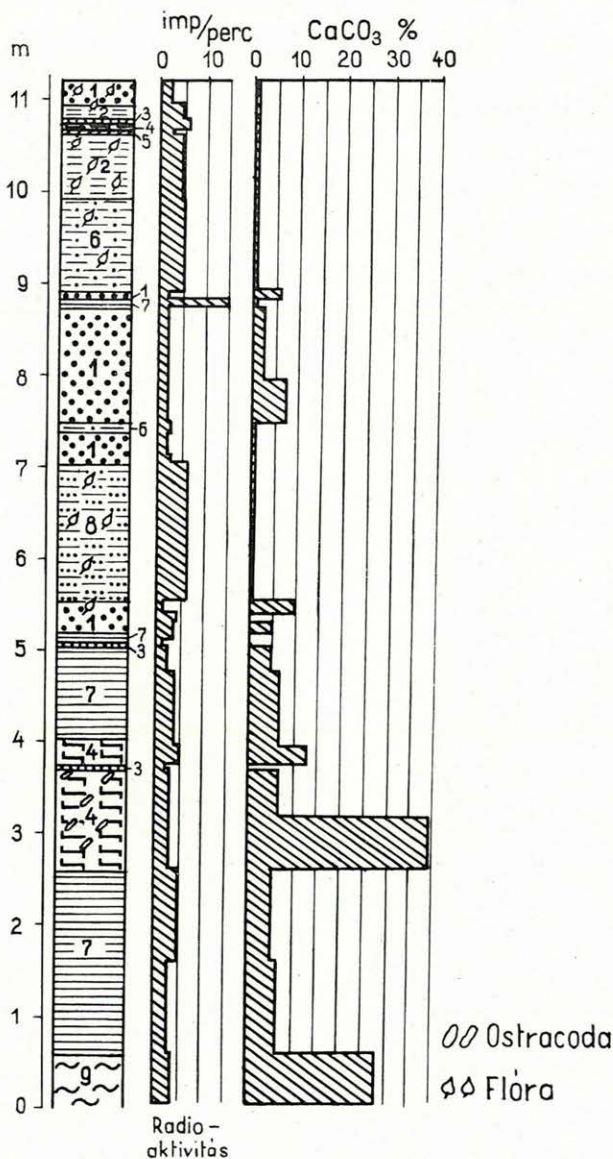
47. ábra. A ladinai emelet rétegsorának felső része Kistréten. — 1. Sárga, finomszemű homokkő, 2. sárga, barna agyagos homokkő, 3. barna, aprószemű homokkő, 4. barna aleurit (homokos—agyagos), 5. szürke agyagmárga, 6. fekete agyagmárga (vitritsávós); szemnagyság: — = uralkodó, .... = maximális

Abb. 47. Oberer Teil der Schichtenfolge des Ladinis bei Kistrét. — 1. Sandstein, gelb, feinkörnig, 2. Sandstein, gelb, braun, tonig, 3. Sandstein braun, feinkörnig, 4. Schluffstein braun, sandig-tonig, 5. grauer Tonmergel, 6. schwarzer Tonmergel (mit Vitritbändern); Korngrösse: — = dominant, .... = maximal



48. ábra. A ladinai rétegsor felső része Kantaváron. — 1. Szürke, ostracodás agyagmárga, 2. limonitis csiga-oolit, 3. barna, finomszemű, agyagos homokkő, 4. szürke, finomhomokos, lemezes agyagkő, 5. barna, finomszemű homokkő, 6. agyagvaskő; szemnagyság: — = uralkodó, .... = maximális

Abb. 48. Oberer Teil der ladinischen Schichtenfolge bei Kantavár. — 1. Tonmergel, grau, mit Ostracoden, 2. Gastropodenoolith, limonitisiert, 3. Sandstein, braun, feinkörnig, tonig, 4. Tonstein, grau, feinsandig, geplattet, 5. Sandstein, braun, feinkörnig, 6. Toneisenstein; Korngrösse: — = dominant, .... = maximal



49. ábra. A felsőladini képződmények rétegsora Kozáron. — 1. Aprószemű homokkő, 2. homokos agyagkő, 3. agyagvaskő, 4. lemezes agyagkő, 5. csiga-lumasella, 6. lemezes, agyagos homokkő, 7. lemezes, finomhomokos agyagkő, 8. agyagos, finomszemű homokkő, 9. lemezes márga

Abb. 49. Schichtenfolge des Oberladins bei Kozár. — 1. Kleinkörniger Sandstein, 2. sandiger Tonstein, 3. Toneisenstein, 4. plattiger Tonstein, 5. Gastropoden—Lumachelle, 6. Sandstein, tonig, geplattet, 7. Tonstein, feinsandig, geplattet, 8. Sandstein, tonig, feinkörnig, 9. Plattenmergel

## törmelékes:

kvarc	42,9
albit	1,9
anortit	3,5
rutil	1,4
muszkovit	14,3

## Kőzettani összetétele (%):

vegyi és biogén	4,4
homok	33,6
kőzetliszt	42,6
pelit	19,4

A kőzet *oldási maradéka* 82,12 súly%, ennek 0,1–0,2 mm-es frakciója (15%) az alábbi *nehézasványokat* tartalmazta (db%):

anatáz	2
biotit	2
cirkon	84
rutil	6
turmalin	5
klorit	1

A törmelékanyag *osztályozottsága* 2,79; a kőzet *fajsúlya* 2,73; *térfogatsúlya* 2,39; *porozitása* 12,45%.

A Pécs 28. sz. fúrásból (469,9–473,5 m) származó márgás aleurolit\* *ásványos* összetétele (%):

kalcit	19,5
pirit	1,2
dolomit	4,2
szericit	13,6
illit	19,4
klorit	9,8
kaolinit	9,0
kvarc	21,0
szerves anyag	2,3

A Pécs 28. sz. fúrás ladini képződményeinek oldási maradékain végzett szemese-eloszlási vizsgálatok eredményét az 50. ábrán mutatjuk be.

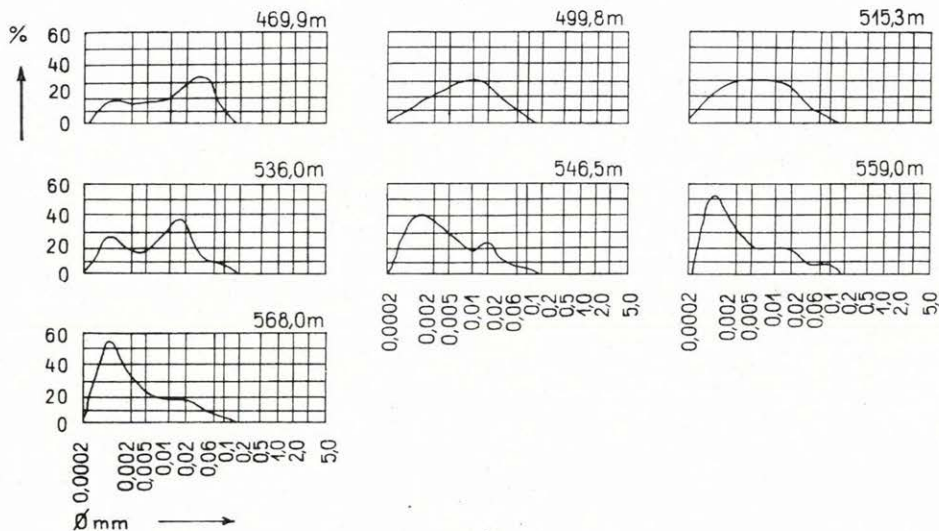
Az Andor-forrás völgyében gyűjtött homokkőminták jól osztályozott anyagú (medián = 0,9 mm). Nehézasvány-összetételében uralkodik a biotit (88 db%). A biotit jelenléte általában jellemző e rétegsoport homokköveire. Ezen kívül alig tartalmaz más ásványt (apatit 2, gránát 1, epidot 1, zoisit 1, turmalin 3, klorit 2, ensztatit 1). A nehézasványok mennyisége a 0,1–0,2 mm-es frakciónak csupán 0,25%-a.

Vékonycsiszolatok kiméréséből számított ásványos összetétele (%):

kvarc	61,2
földpát	5,1
muszkovit	0,6
biotit	0,5
karbonát	11,4
egyéb + kötőanyag	21,2

\* Kémiai elemzését az elemzési táblázat tartalmazza.





50. ábra  
Abb. 50.

A ladini emelet fentiekben ismertetett mindhárom rétegcsoportjára egyaránt jellemző az *Ostracodák* jelenléte. Az alsó rétegcsoportot a vékony kőszénzinórok, míg a középső és a felső rétegcsoportot a vékony (1–2 cm-es) agyagvaskő-betelepülések jellemzik.

\* \* \*

Tolnaváralján a brachiopodás rétegcsoport fedőjében levő dolomit-összlet alsó részét vastagpados, cukorszövetű, a pécsi másodlagos dolomitokkal azonos kifejlődésű dolomit alkotja. A cigánysor felső részén és a kisvasút bevágásában feltárt vékonypados, agyagos dolomitot (51.\* ábra) WEIN GY. (1953) és BALOGH K. (1955) már ladini emeletbe tartozónak tartották. A villányi *Lingula gornensis*-es dolomitmárga rétegek megfelelőjét látták e képződményben, tekintettel arra, hogy a faunás anizuszi összlet és a raeti homokkőösszlet között helyezkedik el, valamint, hogy a Villányi-hegységbelihez hasonló kőzetkifejlődésű és ahhoz hasonlóan itt is találtak benne egy *Saurius* csigolyát.

Fenti érvek ellenére magunk az anizuszi képződmények közé soroljuk e kifejlődést, mert:

- a villányi *Saurius*-os, *Lingula*-s dolomitmárga ladini kora sem tekinthető bizonyítottnak;
- a Pécs környéki anizuszi összletben is megfigyelhető az oolitos kifejlődés fölötti (elszörtan *Crinoidea* vázelemeket tartalmazó) mészkőrétegek agyagosodása;
- a váraljai kisvasút bevágásában is található e rétegekben *Crinoidea* nyélttagok.

Az agyagos dolomitminták dolomit-tartalma 50–85%, kalcium-tartalma 10–22% között ingadozik. Vékonycsiszolatában az agyagos, apró dolomit-

kristályos anyagban nagyméretű idiomorf dolomitkristályok is megfigyelhetők. Az oldási maradék mikromineralógiai spektrumában — a pécsi felső-anizuszi (másodlagos) dolomithoz hasonlóan — a gránát mellett aktinolit, apatit, amfibol, biotit található nagyobb mennyiségben.

Az elmondottak alapján e dolomitos rétegeket az anizuszi emelet felső tagozatába tartozó agyagos mészkőből másodlagosan keletkezettnek tartjuk, azzal a kiegészítéssel, hogy kialakulásukban a fiatalabb szerkezeti mozgásoknak és az azokkal egyidejű, vagy azokat kísérő hatásoknak is szerepük lehetett. Egyébként e másodlagos, agyagos dolomit, ill. dolomitmárga-képződmények nem korlátozódnak kizárólag az É-i pikkely területére. Az árpádtetői nagy kőfejtővel szemben, a műút bevágásában is található hasonló sárgásszürke, agyagos dolomitrétegek, amelyek itt átmenettel fejlődnek ki az alattuk települő pados, cukorszövetű, kétségkívül másodlagos dolomitból.

### A középsőtriász képződmények ősmaradványai

Az anizuszi képződményekből napjainkig előkerült teljes ősmaradványanyagot (irodalmi adatok nyomán, ill. a Földtani Intézet Múzeumának gyűjteménye alapján) a 3. táblázaton összesítettük. — Részletes vizsgálat és értékelés segítségével a régebbi gyűjtések anyagát is nagyrészt sikerült az anizuszi emelet rétegcsoportjai szerint rendezni.

Rétegcsoportok: 2=vékonyréteges, dolomitos mészkő; 3=aprógumós mészkő; 4=pados, iszapmozgásos mészkő; 5=mészkőgumós mészmárga, brachiopodás mészkőpadokkal; 6–9=az anizuszi felső tagozat rétegcsoportjai. A gyűjtők ill. leírók időrendben szerepelnek; számozással jelölve: 1=PETERS, K. F., 2=FOETTERLE, F., 3=BÖCKH J., 4=HANTKEN M., 5=PÁLFY M., 6=LÖRENTHEY I., 7=VADÁSZ E., 8=TREITZ P., 9=VITÁLIS I., 10=NOSZKY J., 11=BALOGH K., 12=KOLOSVÁRY G., 13=NAGY E.

Az anizuszi alsó tagozatából (2–4. rétegcsoport) előkerült fajok élet-tartamát és elterjedését a 4. táblázat tartalmazza. Az anizusziiban „induló” fajok a *Myophoria goldfussi*, a *Pecten (Velopecten) reticulatus* és a *Neritaria cf. stanensis*. A fajok legtöbbje egyaránt megtalálható a nyílttengeri és a beltengeri kifejlődésekben is. Tudomásunk szerint kizárólag nyílttengeri kifejlődésből ismert a *Neritaria stanensis* faj, míg a *Pecten (Velopecten) reticulatus* és a *Homomya albertii* csak beltengeriből.

Ugyancsak táblázatosan foglaltuk össze a középső tagozat (5. rétegcsoport) *Brachiopoda*, *Lamellibranchiata* és *Cephalopoda* fajainak élet-tartam- és elterjedési viszonyait (5. táblázat). A *Pecten (Entolium) discites*, *Lima (Plagiosloma) striata* var. *lineata*, *Hoernesia socialis*, *Enantiosireon difforme* és *Myoconcha gastrochaena* fajok kivételével a többi 19 faj az anizuszi emeletben lép fel, sőt nagy részük élettartama az anizuszi emeletre korlátozódik. Az *Ammonites* fajok mindegyike a „*C. trinodosus*” szintet jelzi.

A fajok földrajzi elterjedését tekintve, többségük a németországi beltengeri kifejlődésből is ismert, valamivel kevesebb a délalpi, még kevesebb a dinári és az északalpi kapcsolatra utaló fajok száma.





	Rétégsoport									Gyűjtők, leírók												
	2	3	4	5	6	9	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13			
<i>Lima (Mantellum) silesitaca</i> PHIL.																						
<i>Lima</i> sp.				○	○								+			+				+		
<i>Anodontophora jassacensis</i> WISSM.		○											+									
<i>Pleuromya cf. alberli</i> VOLG.		○								+												
<i>Pleuromya ventricosa</i> SCHL.				○									+									
<i>Pleuromya cf. prosogijra</i> SAL.				○									+									
<i>Pleuromya aff. brevis</i> ASSM.				○									+									
<i>Pleuromya</i> sp.				○									+									
<i>Enantostreon difforme</i> SCHL.				○									+							+		
<i>Placunopsis ostracina</i> SCHL.				○						+			+							+		
<i>Pachicardia</i> sp.						○							+							+		
<i>Cypricardia escheri</i> GIEB.				○									+							+		
<i>Myconcha gastrochaena</i> DUNK.				○									+							+		
<i>Myconcha</i> sp.				○									+							+		
<i>Modiola triquetra</i> SEEB.	○	○											+							+		
<i>Modiola hirudiniformis</i> SCHAUR.		○											+							+		
<i>Modiola</i> sp.		○											+		+					+		
<i>Myophoria elegans</i> DUNK.		○											+							+		
<i>Myophoria laevigata</i> ZIETHEN		○											+							+		
<i>Myophoria orbicularis</i> BRONN.		○											+							+		









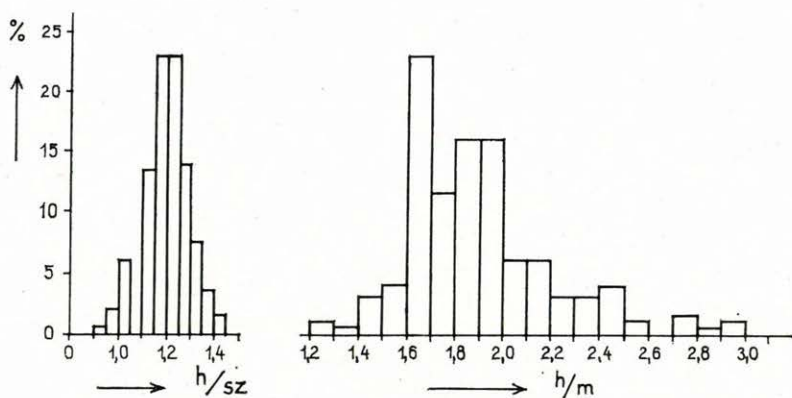
## Az anizuszi középső tagozat fajainak élettartama és elterjedése —

	Élettartam					
	SZEIZI	KAMPILI	ANIZUSZI	LADINI	KARNI	NÓRI
<i>Coenothyris vulgaris</i>			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>		
<i>Tetractinella trigonella</i>			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>		
<i>Spiriferina fragilis</i>			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<i>Mentzelia mentzeli</i>			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Rhynchonella decurtata</i>			<input type="checkbox"/>	?		
<i>Pecten margheritae</i>			<input type="checkbox"/>			
<i>Pecten (Entolium) discites</i>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<i>Lima costata</i>			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Lima (Plagiostoma) striata</i> var. <i>radiata</i>		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>			
<i>Lima (Plagiostoma) striata</i> var. <i>lineata</i>		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>			
<i>Lima (Mantellum) silesiaca</i>			<input type="checkbox"/>			
<i>Hoernesia socialis</i>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>		
<i>Gervilleia goldfussi</i>			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>		
<i>Schafhäutlia mellingi</i>				<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<i>Pleuromya ventricosa</i>			<input type="checkbox"/>			
<i>Pleuromya</i> cf. <i>prosogyra</i>			?	<input type="checkbox"/>		
<i>Enantiostreon difforme</i>		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	?	<input type="checkbox"/>	
<i>Placunopsis ostracina</i>			<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Cypricardia escheri</i>			<input type="checkbox"/>	?	<input type="checkbox"/>	
<i>Myoconcha gastrochaena</i>		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	
<i>Ceratites binodosus</i>			<input type="checkbox"/>			
<i>Ceratites</i> cf. <i>thülleri</i>			<input type="checkbox"/>			
<i>Ceratites</i> cf. <i>lennanus</i>			<input type="checkbox"/>			
<i>Ptychites evolvens</i>			<input type="checkbox"/>			
<i>Aerochordiceras</i> cf. <i>carolinae</i>			<input type="checkbox"/>			



A KOLOSVÁRY G. által meghatározott korallfauna valamennyi példánya feltehetőleg az anizuszi középső tagozatából származik. Kivétel a *Thecosmilia compressa* WEISS. faj, amely BÖCKH J. gyűjtéséből került meghatározásra (lelőhelye a Tubes DK-i lejtője, az aprógumós mészkő rétegcsoport), valamint a *Spongiomorpha* cf. *gibbosa* és a *Spongiomorpha* sp. fajok, melyek a korábban *Evinospongia cerea* STOPP. néven leírt (NAGY E. 1961a), ill. TREITZ P. gyűjtéséből származó mészszivacsokkal azonosíthatók.

A *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. faj 218 példányának adataiból szerkesztett variációs diagram (52. ábra) a hosszúság:szélesség arány esetében határozott, egymaximumos görbét ad, míg a hosszúság:magasság arány esetében az 1,7—1,8 értékköznél mutatkozó kisebb minimum kettéosztja a maximum területét.



52. ábra. A *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. 218 példányának variációsstatistikai diagramja

Abb. 52. Variationsstatistisches Diagramm von 218 Exemplaren von *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH., h = Länge, sz = Breite, m = Höhe

A felső tagozat ősmaradványai közül a *Foraminiferák* legfeljebb helyi tagozatjellemezők lehetnek, korhatározó szerepük nincs. A BÖCKH J. (1876) és HANTKEN M. (1878) által említett *Ceratites thüilleri* OPP. faj *trinodosus* szintbeli alak (a görögországi és a himalayai anizusziból ismeretes). A másik két faj közül az *Evinospongia cerea*-nak korjelző értéke nincs, a másik faj, a *Trigonodus sandbergeri* ALB. megléte pedig nagyon valószínűtlen (csak irodalomból ismert). Utóbbi a germán kifejlődés „trigonodus”-dolomitjából került elő, az pedig karninál aligha idősebb.

A három ladin-i rétegcsoport ősmaradványait — gyűjtőik és leíróik feltüntetésével — a 6. táblázat tartalmazza. A flóra korjelző szerepe bizonytalan. STUR, D. (1874) a középső tagozatból BÖCKH J. által gyűjtött növényi kövületeket a wengeni palák jellemző maradványainak, azok egyikét (*Macropterigium bronni* SCHENK) pedig határozottan „vezérvösvénynek” nevezte. A felső tagozatból általunk gyűjtött növénymaradványokat NAGY I. Z. a raeti—liász flóránál idősebb együttesbelinek tartja.

A ladinai képződmények ősmaradványai  
Fossilien der ladinischen Ablagerungen

Tagozatok		Gyűjtők, leírók								
Alsó	Középső	Felső	BÖCKH J.	STUR, D.	HANTKEN M.	VADÁSZ E.	GÓCZÁN F.	NAGY I. Z.	NAGY J.	NAGY E.

**Plantae**

<i>Equisetites arenaceus</i> BRONGN.		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	+	+	+	+		+	+
<i>Equisetites</i> sp.		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>					+		+
<i>Macropterygium bronni</i> SCHENK.		<input type="checkbox"/>		+	+	+	+			
<i>Clathropteris reticulata</i> KUHN.		<input type="checkbox"/>		+	+	+	+			
<i>Anotopteris distans</i> PRESL.		<input type="checkbox"/>		+	+	+	+			
<i>Phlebopteris angustiloba</i> (PRESL.)		<input type="checkbox"/>					+			
<i>Todites roesserti</i> KRYST.			<input type="checkbox"/>						+	
<i>Norinbergia</i> sp.			<input type="checkbox"/>						+	
<i>Thaumatopteris muensteri</i> GÖPP.			<input type="checkbox"/>						+	
<i>Podozamites lanceolatus</i> BRAUNS.			<input type="checkbox"/>						+	
<i>Baiera</i> sp.			<input type="checkbox"/>						+	
<i>Schizoneura paradoxa</i> SCHIMP. et MOUG.			<input type="checkbox"/>					+		+
<i>Crossotheca</i> sp.			<input type="checkbox"/>					+		+
<i>Voltzia</i> sp.			<input type="checkbox"/>						+	
<i>Abies</i> sp.			<input type="checkbox"/>					+		
<i>Dioonitocarpidium</i> sp.			<input type="checkbox"/>					+		+

**Mollusca, Lamellibranchiata**

<i>Anodontophora recta</i> GÜMB.	<input type="checkbox"/>					+				
<i>Anodontophora lettica</i> QU.	<input type="checkbox"/>					+				
<i>Panopea</i> sp.		<input type="checkbox"/>								+

Tagozatok		Gyűjtők, leírók								
Alsó	Középső	Felső	BÖCKH J.	STUR, D.	HANTKEN M.	VADÁSZ E.	GÓCZÁN F.	NAGY I. Z.	NAGY J.	NAGY E.

**Mollusca, Gastropoda**

<i>Rissoa</i> sp.	<input type="checkbox"/>			+			+			
<i>Naticopsis uhligi</i> KLIPST.			<input type="checkbox"/>					+		+
<i>Naticopsis</i> sp.			<input type="checkbox"/>					+		+
<i>Amauropsis</i> sp.			<input type="checkbox"/>					+		+
<i>Actaeonina (Cylindrobullina) cf. scalaris</i> MÜNST.			<input type="checkbox"/>					+		+
<i>Gastropoda</i> indet.	<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/>	+			+			+

**Arthropoda, Crustacea**

<i>Bairdia pirus</i> SEEB.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>					+			
<i>Bairdia</i> sp.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>			+					
<i>Ostracoda</i> indet.	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	+			+			+

**Arthropoda, Insecta**

Szárnyfedél		<input type="checkbox"/>		+			+			
-------------	--	--------------------------	--	---	--	--	---	--	--	--

**Vertebrata, Pisces**

<i>Hybodus plicatilis</i> AGASSIZ		<input type="checkbox"/>		+			+			
Hal uszonymaradvány		<input type="checkbox"/>		+						

A fauna korjelző értéke ugyancsak csekély. Az alsó tagozatból gyűjtött *Rissoa cf. turbo* SCHAUR. faj a német „Lettenkohle”-ből és a délalpi anizuszi-ból, az *Anodontophora recta* GÜMB. a bihari, illetve az északalpi karniból és nóriból, az *A. lettica* QU. pedig az északalpi karniból és a németországi „Lettenkohle”-ből ismert. A *Hybodus plicatilis* AG. perzisztens alak. A felső tagozatból gyűjtött *Naticopsis uhligi* KLIPST. fajöltője a középsőkassziáni rétegektől a karni emeletig terjed.

### A középsőtriász képződmények üledékföldtani értékelése

Az anizuszi képződmények teljes rétegsora sekélytengeri képződésről tanúskodik. A rétegsor üledékközettani és faunisztikai jellegeinek változása, az egyes rétegsoportok specifikus tulajdonságai visszavezethetők:

1. az üledékgyűjtő folyamatos, de nem egyenletes süllyedésére (a medencealjzat tagoltságára, domborzati eltéréseire);
2. a felszíni anyagszállítás változásaira;
3. mélységi áramlások irány- és jellegváltozásaira.

Az első tényező hatására következtetünk az iszapmozgásos jelenségek fellépéséből, valamint az oolitos képződmények megjelenéséből (sekélyebb tengerrészek). A második (és harmadik) tényezőnek az üledékgyűjtő közeg szellőzőtségének és sótartalom-változásainak kialakításában tulajdonítunk szerepet. Az alsó tagozat képződményeinek legtöbbje szellőzetlen, esetleg változó sótartalmú közegben keletkezhetett (sztenohalin alakok alárendeltsége, jelentős huminittartalom, dolomitos képződmények). Kétségtelenül szellőzőtebb, állandósult sótartalmú közegre utalnak a középső és felső tagozat képződményei (*Ammoniteszek*, *Foraminiferák*). A harmadik tényező hatását — az előzőkön kívül — az újraoldásos jelenségek kialakításában (gumósság, foltosság, agyagos réteglapok) észlelhetjük.

A viszonylag hosszú időre terjedő és többé-kevésbé kiegyensúlyozott anizuszi üledékképződést a ladiniai emeletben regressziós jellegű üledékfelhalmozódás váltotta fel. A ladiniban a rétegsor lerakódása során a reliefenergia fokozatosan növekedett; a vegyi és biogén üledékképződést felváltja a törmelékes (egyre durvuló szemnagysággal); az üledékgyűjtő sekélytengeri medencéből lassanként lagúnás, partközeli süllyedékké, sőt (alárendelten) tavi üledékgyűjtővé alakul (karbonát-képződés megszűnése; sávos—lemezes rétegzettség; sok növényi lenyomat és detritusz; csigák, Ostracodák). Kőzetkifejlődése, növény- és halmaradványai alapján a mecseki ladiniai rétegsor nagyon hasonló a Trient környéki buchensteini rétegekhez (ARTHABER, G. 1916).

### FELSŐTRIÁSZ

A Pécs környékén 450—600 m vastagságú — ÉK felé vékonyodó — felsőtriász összlet üledékazonossággal és szögeltérés nélkül települ a felsőladini törmelékes képződményekre. E nagy vastagságú, homokkő-, aleurolit- és agyagkőrétegekből álló rétegsort PETERS, K. F. (1862) keuper, illetve

gresteni homokkőnek tartotta. Később БÖCKH J. (1876) — átvéve a szénbányászat által meghonosított kifejezést — telepmentes homokkőnek nevezte. Az irodalmi tanulmányok hasonló néven említik 1935-ig, amikor VADÁSZ E. az összletet a raeti emeletbe sorolta. E törmelékes összlet első behatóbb tanulmányozása IMREH L. (1955) nevéhez fűződik. Ásványtani vizsgálatait a vasasi Vöröses-árok szelvényében (az összlet felső harmadát képviselő homokkő kibúvásain) gyűjtött mintákon végezte. Ennek eredményeiből azt a következtetést vonta le, hogy a homokkőösszlet az alsóliász kőszénösszlettel azonos domborzati és éghajlati viszonyok között keletkezhetett, csupán az eltérő partalakulás okozta, hogy itt kőszéntelepek nem képződtek.

A ladini és felsőtriász képződményeket összekapcsoló kőzettani átmenet felismerése (WEIN GY. 1961, KILÉNYI T. in BALKAY et al. 1954) egyúttal magában hordozta azt a feltevést is, hogy e vastag törmelékes összlet szükségképpen a raetnél idősebb emeleteket is magában foglal. A karni emelet jelenlétét ősmaradványokkal bizonyítani azonban csak a Pécs-28. sz. alapfúrás lemélyítése után sikerült (NAGY É. 1964b). A fáciesviszonyok megismerése terén elvülhetetlen értékűek NAGY J. fúrási dokumentációkban (kéziratosan) rögzített, korszerű megállapításai, amelyekre a továbbiakban még visszatérünk. Az összlet egészének ásványkőzettani vizsgálatát — első sorban a Pécs-28. és Pécs-39. sz. fúrás rétegsorán — NOSKENÉ FAZEKAS G. (1966) végezte.\* Az összlet korát és tagolását illető nézetek közül érdekesek Kovács L. (1962) elképzelései. Szerinte a homokkőösszlet diszkordánsan települ a ladini képződményekre, alsó („rétegzetlen, szárazföldi”) része a raeti emeletet képviseli, míg felső („rétegzett, vízi”) része már az alsóliáshoz tartozik és a kőszénösszlet fekvő homokkőösszletét alkotja. Ezt a felosztást sem az ásványkőzettani vizsgálatok, sem a faciológiai és üledékföldtani megfigyelések nem igazolták.

A Pécs-28. és Pécs-39. sz. fúrások rétegsorát a felsőtriász összlet alapszelvényeinek tekintjük. Véleményünk szerint az összlet alsó része (Pécs-28. sz. fúrás 270—451 m-ig terjedő szakasza) a *karni* emeletet, középső része (Pécs-28. sz. fúrás 67—270 m-ig terjedő szakasza) a *nóri* emeletet, felső része pedig (Pécs-28. sz. fúrás 0—67 m-ig és a Pécs-39. sz. fúrás 58—220 m-ig terjedő szakasza) a *raeti* emeletet képviseli.

Az összlet felszíni elterjedésben Pécestől Vasasig nyomozható. Szerkezetiileg lehatárolt felszíni feltárásait ismerjük Búdöskút—Darázskút környékén, valamint az É-i pikkelyvonulatban Váralján. A kőszénkutató fúrások több ízben is harántolták, ill. megütötték egyes szakaszait. E fúrások első sorban Komló, Hosszúhetény és Máza D-i területére korlátozódnak (adataikat a fúrási táblázat összesíti).

A *karni* emelet Pécs környéki 120—150 m vastagságú összlete szürke, aprókavicsos homokkő, finomszemű homokkő, aleurolit és (alárendelten) kőzetlisztes agyagkő váltakozásából áll. Üledékföldtani jellegei alapján e képződmények uralkodóan *lagúna-* és *tavi kifejlődésűek*, alárendelten *deltafációsűek*. Növénymaradványok, viszonylag gazdag spóra—pollen együttes, néhány kagyló (*Pleuromya* cf. *ambigua* BITTN.) és csiga

\* A következőkben tárgyalásra kerülő rétegsorok ásványkőzettani adatait NOSKENÉ FAZEKAS G. nyomán közöljük.

(*Actaeonina* sp.), valamint a helyenként tömegesen található *Ostracodák*, *Phyllopodák* és halmaradványok jellemzik.

A nóri emelet 140—160 m vastag összletét az előzőkben említett kőzetfajták építik fel, az aprókavicsos durvaszemű homokkő lényegesen alárendeltebb mennyiségével. Uralkodóan *tavi kifejlődésű*, kisebb mértékben *lagúnafaciesű* képződmények alkotják. Gyér növényi maradványokon kívül egy-két csigaátmetszetet, -kőbelet ismerünk csak e rétegsorból.

A raeti emelet 180—200 m vastagságot elérő törmelékes összletének kőzetfajtái azonosak a karni—nóri sorozatával. A homokkőfajták között itt ismét viszonylag gyakori a durvaszemű. Jellemző a képződmények zöldesszürke, szürkészöld színe, amely a kloritfélék viszonylagos dúsulásával függ össze. A rétegsor bázisán *folyóvízi* (meder- és ártéri) kifejlődéseket találunk, míg feljebb *delta-* és *tavi fáciesek* váltakoznak. Növényi maradványokon kívül csupán a VADÁSZ E. által leírt *Phyllopada* fajt (*Estheria hungarica*), a БÖCKH J. gyűjtötte *Cardinia hofmanni*-t és néhány rossz megtartású (gén. indet.) csigamaradványt ismerünk csak az összletből.

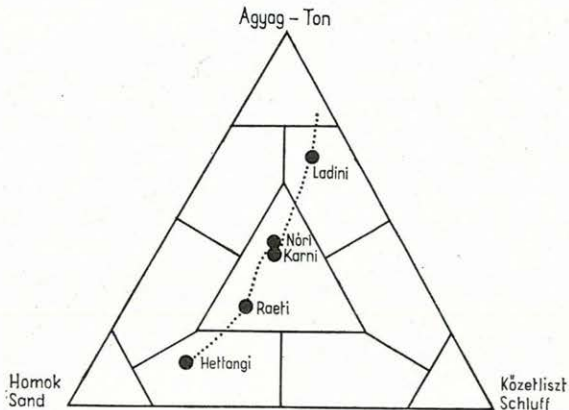
A mecseki felsőtriász—alsóliász törmelékes összletek elhatárolását (tehát a triász—júra határ kijelölését) változatlanul indokottnak tartjuk oly módon, ahogy azt VADÁSZ E. (1935) tette. Talán az „első kőszéntelep megjelenése” megjelölést módosítanánk annyiban, hogy a két időszak határát ott látjuk megvonhatónak, ahol első ízben jelennek meg *lápi kifejlődésű* képződmények. Üledékföldtani jellegek (rétegzettség, osztályozottság stb.) alapján jól megkülönböztethető a raetibe tartozó delta—tavi fáciesű sorozat a kőszénösszlet alsó telepcsoportjának tavi—lápi fáciesű sorozatától.

Viszonylag éles határt ad az *ásványtani jellegek* eltérése is. E különbségek a következők:

	<i>raetiben</i>	<i>alsóliászban</i>
klorit (chamosit)	sok	nyomokban
karbonátos kötőanyag (sziderit mellett)	főleg dolomit	főleg kalcit
érettségi index (kvarc:földpát arány)	kicsiny	nagyobb
szferulitos sziderit	nyomokban	sok
törmelékes eredetű csillámtartalom általában	nagyobb	kisebb
biotit	több	kevés

*Kőzettani különbségek* is megkönnyítik az elhatárolást. A raeti emeletben az agyagvaskő-rétegek alárendelten jelentkeznek, míg az alsóliászban viszonylag gyakran. Egy-egy szelvény kőzetfajtáinak százalékos összetételében raeti képződmények esetén átlag 20%-kal alacsonyabb a homokkő részvételi aránya, mint az alsóliászban (53. ábra). A raeti emelet homokkő-rétegsora vastagpados, a szemnagyság-maximum gyakran nem a bázison, hanem kissé feljebb jelentkezik, néhol gyenge keresztretegzettség figyelhető meg. A finomabb szemű képződményekben enyhe hullámos rétegzettség mutatkozik. Az alsóliász alsó telepcsoportjának képződményei ellenben általában finomabb szeműek, a homokkőfajták rétegzetlenek, az aleurolitoknál és a finomszemű homokkőveknél gyakran látható a lápi eredetre valló ún. szaggatott rétegzés is.





53. ábra  
Abb. 53.

A triász—júra határon tehát a mecseki üledékgyűjtőben a korább sekélytengeri (anizuszi), lagúnás (ladini), lagúnás—tavi (karni), tavi (nóri) és folyóvízi—delta—tavi (raeti) üledékképződést lápi—tavi üledékfelhalmozódás váltja fel. Az ásványtani és közettani változások nagy része és maga a kőszénképződés is e fáciesváltozás következménye (III. melléklet).

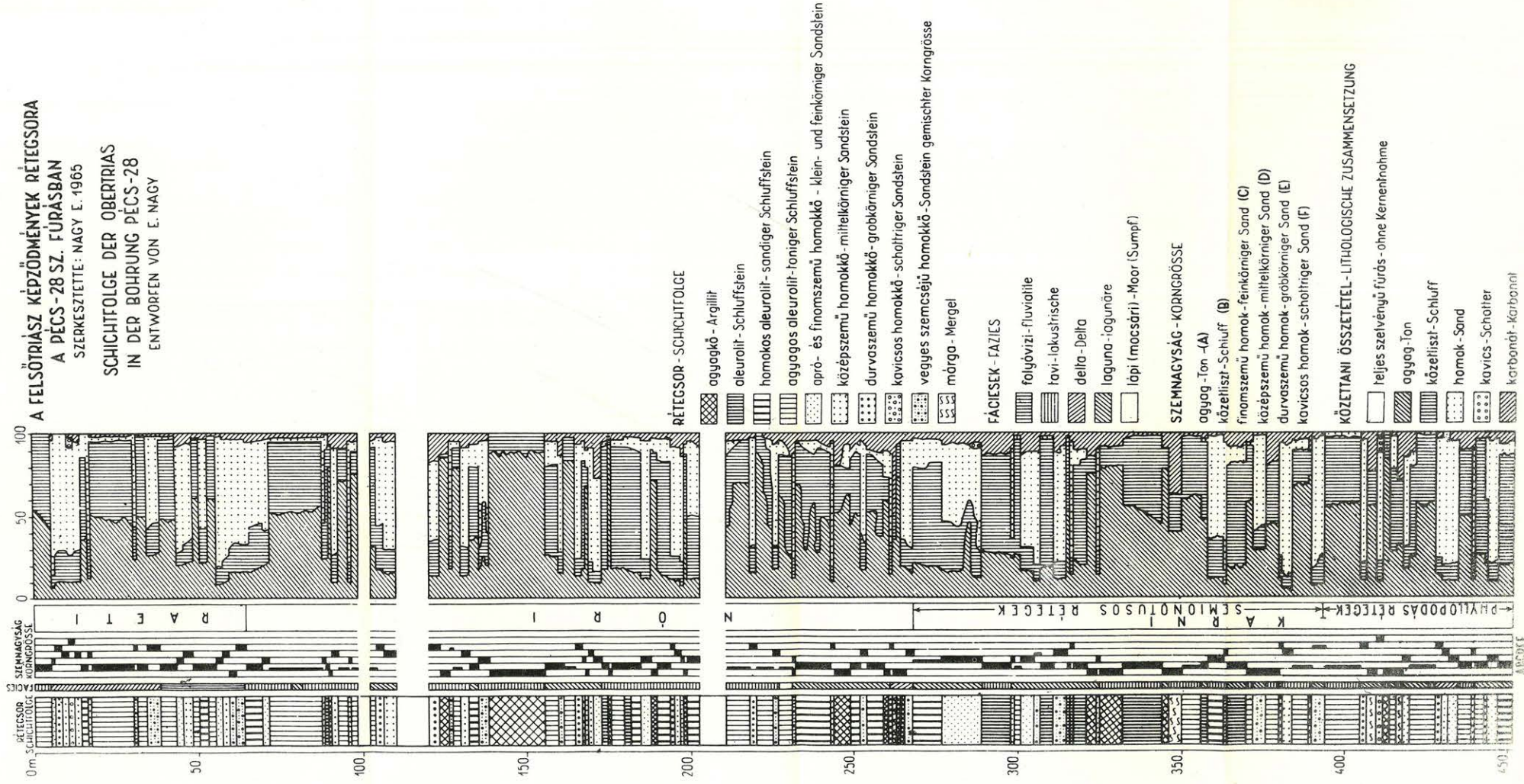
## K a r n i

Kibúvásban a pécsbányatelepi Lámpásvölgytől csapás mentén a vasasi Cirkóvölgyig nyomozhatók karni rétegek. Az össze nem függő, elszigetelt foltokban felszínre bukkanó üledékek rétegtani hovatartozása többnyire csak valószínűsíthető. Az ennek alapját adó topográfiai helyzet és az esetenként felismerhető fáciesjelleg csak szerencsés esetben egészül ki korhatározó értékű ősmaradvány-leletekkel. Az ősmaradványok közül a terepen is felismerhető, jellemző halpikkelyek és *Phyllopodák* ugyanis zömmel a finomabb szemű, agyagos képződményekben vannak. Felszíni kibúvásokban viszont elsősorban a keményebb, állékonyabb homokkőrétegek tanulmányozhatók, míg a lágyabb agyagos rétegek háttérbe szorulnak. A karni emelet képződménysorának részletesen vizsgált alapszelvénye a Pécs-28. sz. fúrás 270—451 m közötti szakasza (II. melléklet).

A ladini rétegsor egy-két m vastagságú (a *Naticopsis uhligi* KLIPST. fajt tartalmazó agyagos aleurolit fedőjében települő) durvaszemű homokkőpaddal zárul. E homokkőpadra éles határral finomszemű, felfelé fokozatosan durvuló szemnagyságú képződmények települnek. Ehhez hasonló, regressziós jellegű üledékritmusok a karni rétegsorban többhelyütt is felismerhetők. A rétegsor alsó harmadának finomabb szemű, többé-kevésbé meszes képződményeiben gyakoriak az *Ostracodák*, a *Phyllopodák* közül a keuper „*estheriás* rétegek”-re jellemző *Isaura minuta* (GOLDF.) és *Isaura ovata* (LEA) fajok, alárendelten kagyló- és csigamaradványok (*Pleuromya ambigua* BITTNER, *Actaeonina* cf. *scalaris* MÜNST.) is találhatóak (X. tábla).

A FELSŐTRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEK RÉTEGSORA  
A PÉCS - 28 SZ. FŰRÁSBAN  
SZERKESZTETTE: NAGY E. 1965

SCHICHTFOLGE DER OBERTRIAS  
IN DER BOHRUNG PÉCS-28  
ENTWORFEN VON E. NAGY



*Actaeonina*-félék és *Ostracodák* elvétele a rétegsor felsőbb részeiből is előkerültek. A karni rétegsor felső kétharmadában helyenként tömegesen található halmaradványok (*Dapedius inornatus* HENRY, *Semionotus* sp. pikkelyek, *Acrodus minimus* AG. fogak és uszonytüskék), amelyek a középsőkeuper ún. „*semionotus*”-os rétegeiből közismertek (XI. tábla).

A karni rétegsorban a törmelékes eredésű *kőzetfajták* mindegyike képviselve van az aprókavicsos, durvaszemű homokkőtől az agyagkőig. Általánosan jellemző rájuk, hogy többé-kevésbé karbonátosak (meszesek, szideritesek). Színük szürke, sötétszürke. A finomszemű homokkő gyakran tartalmaz agyagkő-zárványokat, ritkábban aleurolitsávós. A *kőzetfajták* százalékos megoszlása:

homokkő		
aprókavicsos	4	} 44%
durvaszemű	16	
középszem	10	
aprószemű	6	
finomszemű	8	
aleurolit		28%
agyagkő (kőzetlisztes)		24%
márga (kőzetlisztes)		4%

Ritkán, vékony betelepülésként, a rétegsorban néhol agyagvaskő-retegek is találhatóak.

A Pécs-28. sz. fúrás hat kőzetmintájának %-os ásványos összetétele BÁRDOSY Gy. röntgenvizsgálatai alapján:

	1	2	3	4	5	6
kalcit	—	1	—	—	—	14,8
dolomit	—	3	—	—	—	—
ankerit	—	—	—	—	—	—
sziderit	4	55	6	8,9	11,3	4,0
pirit	—	—	—	—	—	0,5
biotit (hidro)	3	—	7	2,5	1,2	0,5
szericit	10	3	14,5	15,3	11,8	2,5
illit	16	5	16,7	33,4	17,0	—
klorit	14	9	2,8	4,0	2,1	—
kaolinit	15	10	9	8,5	22,6	10,2
kvarc	27	10	39	24,2	32,0	65,6
plagioklász	8	2	4,4	2,2	1,7	1,9
szerves anyag	3	2	0,6	1,0	0,3	—

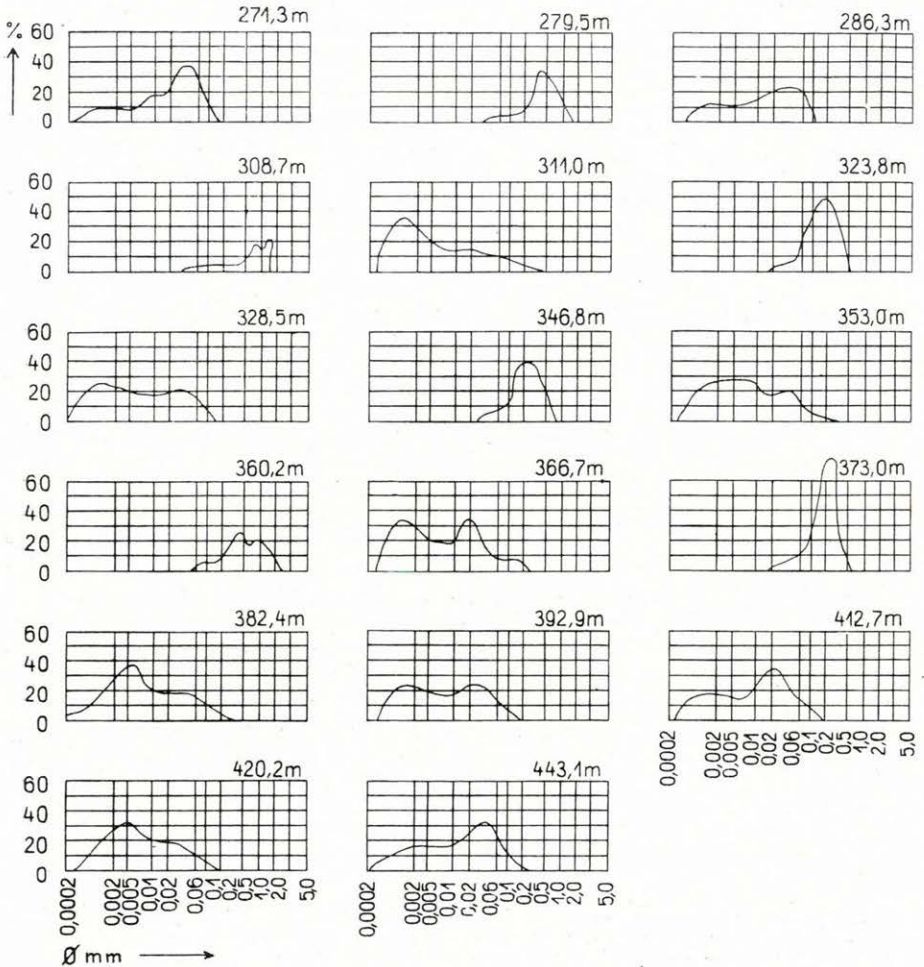
- 340,1—341,1 m agyagos, finomszemű homokkő;
- 346,0—346,8 m agyagvaskő;
- 271,3—274,8 m finomhomokos aleurolit;
- 296,3—298,8 m kőzetlisztes agyagkő;
- 323,8—324,4 m agyagos, aprószemű homokkő;
- 360,2—361,1 m meszes, durvaszemű homokkő.

A homokkőminták fajsúly, térfogsúly és porozitás értékei:

	szélső értékek	súlyozott átlag
fajsúly	2,67 — 2,82	2,69
térfogsúly	1,97 — 2,32	2,18
porozitás (%)	13,43 — 26,49	18,22

A különböző képződmények szemcseösszetételét a mellékelt diagramok ábrázolják (54. ábra). A homokkőminták vizsgálata alapján számított érettségi index (kvarc:földpát arány) rétegvastagság szerint súlyozott átlaga: 29,48.

A karni emelet kőzetfajtáinak kémiai és szinképelemzési eredményeit az összesítő táblázatok tartalmazzák.



54. ábra. A Pécs 28. sz. fúrás karni képződményeinek szemcseösszetétele  
 Abb. 54. Granulometrische Zusammensetzung der karnischen Schichten der Bohrung Pécs-28

## N ó r i

A nóri emelet változatlanul törmelékes, de a karni rétegeknél kevésbé meszes képződményeit delta típusú, durvaszemű homokkőpad vezeti be. E néhány méter vastagságú pad a karni emelet felső részébe tartozó semionotuszos, lagúnás és tavi fáciesű rétegcsoportra települ. Rétegzettség, fáciese és egyéb jellegei alapján a nóri összlet túlnyomó része tavi, alárendeltebben lagúnás kifejlődésű. Alsó határát a halpikkelyek kimaradása és a deltafácies fellépése jelzi. Felső határát a raeti emelet elején — és az egész felsőtriász törmelékes összletben — először jelentkező, határozott transzgressziós jellegű, éles határú (kimosási felszín?) folyammedi homokkő rétegcsoport jelzi, amely felfelé — most már transzgressziós üledékritmusokkal — ismét deltafáciesbe megy át. A nóri emelet rétegsorának elhatárolása tehát (folyamatos feltártság mellett) egyértelműen megvalósítható. Az összletet nóri emeletbe sorolhatónak tartjuk:

- mert uralkodó fáciesét tekintve eltér az alatta és a felette következő rétegösszletektől;
- mivel köztes helyzetet foglal el a karni (illetve középsőkeuper) ősmaradványokkal jellemzett képződmények és a chamoizitos (zöldesszürke), raeti típusú flóraegyüttest tartalmazó képződmények között.

A Pécsbányateleptől Vasasig nyomozható felszíni kibúvási részletesebb vizsgálatra alkalmatlanok. Alapszelvényül a Pécs-28. sz. fúrás 67 m-től 270 m-ig terjedő szakaszát tekintjük (II. melléklet).

A nóri rétegekből származó ősmaradványanyag a BÓNA J. által meghatározott spóra—pollen együttesen kívül néhány rossz megtartású makroszkópos növénymaradványra (*Equisetites* sp., *Czekanowskia* sp., *Podozamites* sp., *Clathropteris* sp.), egy-két — az *Actaeonina* (*Cylindrobullina*) *scalaris* MÜNST. fajra hasonlító — csigamaradványra és az *Isaura ovata* (LEA) fajhoz tartozó *Phyllopora*-leletekre korlátozódik.

Az emelet képződményeit durvától finomszeműig változó szemnagyságú homokkő, aleurolit és alárendelten agyagkő alkotja. Színük általában szürke, néhol azonban már megjelenik az a zöld tónus, amely a raeti képződményekre általánosan jellemző. NAGY J. megfigyelései szerint az aleurolit-rétegekben helyenként dolomitkavicsok találhatóak. A zöldesszürke aleurolit és a finomszemű homokkő néhol vörös (lilás) foltos, másutt e foltok teljesen tért hódítanak a zöldesszürke szín rovására s a kőzet egésze szürkésvörössé válik. Noha a mintegy 150 m vastagságú rétegsorban vörös színeződés csak ritkán észlelhető, természetszerűen felkeltette a kutatók figyelmét. Jellemző, hogy a felsőtriász összlet mélyebb részén (a karniban) ilyen színeződést nem találunk, csupán itt (a nóri és a raeti képződmények között) ahol a klorit — és vele együtt a chamoizit — viszonylag nagy mennyiségben jelentkezik.

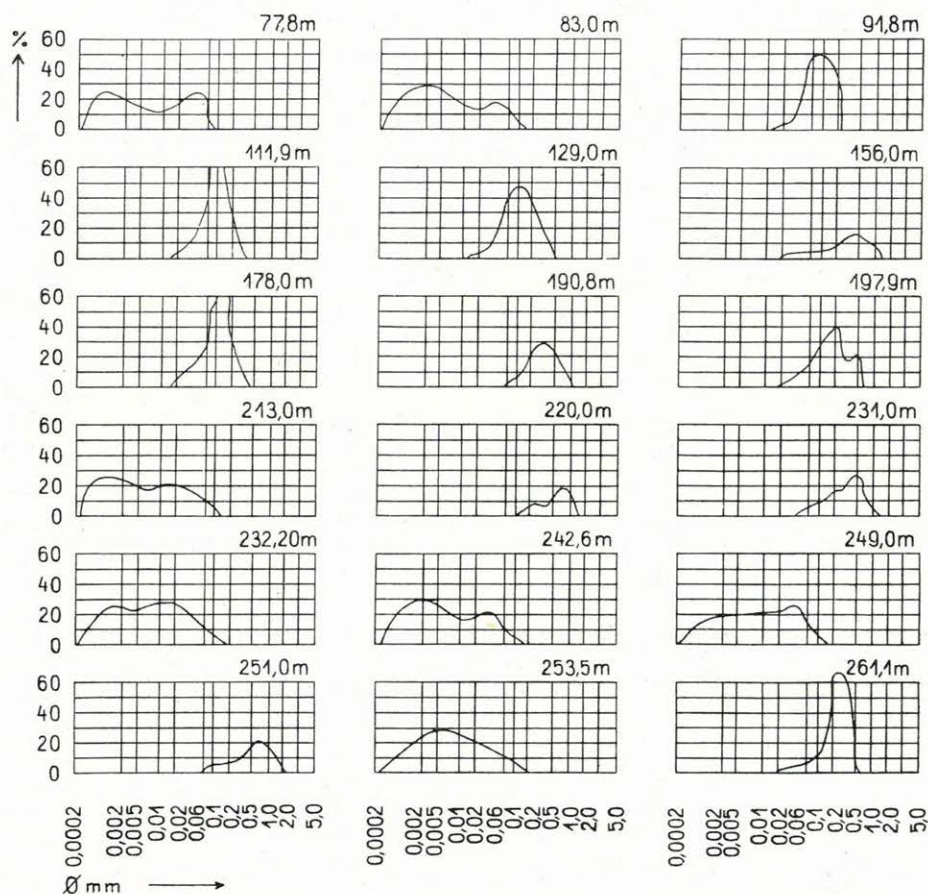
WÉBER B. (1965b) a nóri rétegsor alján többhelyütt találva vörös agyagot, feltételezte, hogy az nagy regionális elterjedésű, szárazföldi vörös agyag szint. A vörös agyagot tartalmazó feltárások általános képe a következő: vöröseslila, kőzetlisztes agyagréteget zöld foltos vörös agyagréteg (távolabb zöld és zöldesszürke agyag) kísér a fekvőben és a fedőben egyaránt. Röntgendiffraktogramjaink szerint a vörös és zöld agyag kőzet-

alkotó ásványai azonosak: kvarc, kaolinit, illit, muszkovit. A vörös agyagban ezeken kívül hematit, a zöld agyagban pedig chamozit található. A zöld-foltos vörös agyagban a hematit és a chamozit egyaránt megtalálható. Ebből — NOSKENÉ FAZEKAS G. (1966) -val egyetértésben — arra következtettünk, hogy a vörös szín a chamozit oxidációjával magyarázható, tehát nem feltétlenül szárazföldi keletkezést bizonyít.

A nóri rétegsor felépítésében részt vevő kőzetfajták aránya:

homokkő	35%
aleurolit	15%
agyagos aleurolit	27%
agyagkő	23%

A rétegösszetételből megvizsgált minták kémiai és színképelemzési eredménye az elemzési táblázaton látható. A szemcseösszetétel változásait diagramokon mutatjuk be (55. ábra).



55. ábra. A Pécs 28. sz. fúrás nóri rétegösszetételének szemcseösszetétele

Abb. 55. Granulometrische Zusammensetzung des norischen Komplexes der Bohrung Pécs-28

A Pécs-28. sz. fúrásból gyűjtött nőri emeletbeli homokkőminták (vékonycsiszolat kiméréséből számított) %-os ásványos összetétele:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
kvarc	30,5	40,1	58,8	58,6	50,9	30,7	29,3	29,2	36,9
földpát	23,7	11,3	13,2	8,8	6,4	4,1	5,1	5,2	3,9
muszkovit	0,3	0,3	0,1	0,7	0,4	1,8	1,4	6,3	0,3
biotit	0,2	—	0,1	0,7	0,6	7,8	0,6	7,5	0,8
klorit	—	—	—	—	—	1,1	—	2,6	—
kőzettörmelék	2,7	2,9	1,6	—	1,2	—	—	—	—
karbonát	7,6	1,8	1,5	14,4	27,1	—	8,4	30,6	14,5
egyéb ásványok + + kötőanyag	35,0	43,6	24,7	16,8	13,4	54,5	55,2	18,6	43,6

1. 68,5—69,0 m } 2. 80,0—80,3 m } 3. 102,4—103,0 m }	durvaszemű homokkő	6. 129,0—130,0 m } 7. 197,5—198,6 m } 8. 178,0—180,0 m }	aprószemű homokkő		
4. 156,0—157,4 m } 5. 243,8—244,1 m }		középszemű homokkő		9. 266,1—267,0 m }	finomszemű homokkő

A Pécs-28. sz. fúrás nőri összletéből származó agyagkő- és aleurolit-minták %-os ásványos összetétele:

	1	2	3	4	5
kvarc	18,1	17,4	17,5	29,9	11,0
plagioklász	2,6	4,0	5,0	5,7	—
biotit	—	1,1	—	3,6	—
szericit	6,7	11,0	11,0	8,5	—
illit	57,4	40,0	35,2	27,4	—
klorit	7,8	14,6	10,6	11,6	—
kaolinit	4,0	8,6	20,2	13,1	8,0
hematit	—	3,0	—	—	—
kalcit	—	—	—	—	10,0
sziderit	2,3	—	—	—	71,0
pirit	—	—	0,2	—	—
szerves anyag	0,5	—	—	—	—

1. 86,7—90,0 m agyagkő;
2. 182,7—183,2 m kőzetlisztes agyagkő;
3. 192,2—192,9 m agyagos aleurolit;
4. 111,6—111,9 m finomhomokos aleurolit;
5. 259,7—260,0 m szideritgumó agyagkőben.

Nőri emeletbeli homokkőminták fajsúly-, térfogatsúly- és porozitás-adatai:

	szélső értékek	súlyozott átlag
fajsúly	2,72—2,82	2,76
térfogatsúly	2,24—2,60	2,52
porozitás (%)	7,80—18,84	10,39

A homokkő képződmények rétegvastagság szerint súlyozott érettségi index átlaga 7,12, tehát a karni átlagnál lényegesen alacsonyabb.

## Raeti

A raeti emeletbe sorolt 150—200 m vastag összlet alapszelvénye a Pécs-28. sz. fúrás 0—67 m-ig, valamint a Pécs-39. sz. fúrás 58 m-től 220 m-ig terjedő szakasza (II. melléklet és 56. ábra). A törmelékes felső-triász rétegsorban felfelé haladva az első, emerziós felszínnel települő folyóvízi fáciesű réteget tekintjük a nóri—raeti emelet határának. Mint említettük már, e durvaszemű, keresztarétegzett, ritmusos osztályozottságot mutató homokkő csoport fölött általánossá válik a finomabb szemű képződmények zöld, zöldesszürke színe, a durvább szemű képződményekben a chamozit kötőanyagként való (kőzetalkotó mennyiségig dúsuló) megjelenése, az agyagkőképződmények foltossága (autigén breccsa?). A rétegsor képződményei uralkodóan delta- és tavi fáciesűek. Ósmeradványegyüttesét spórákon és polleneken kívül növénylenyomatok, *Phyllopodaköbelek* és egy kagylófaj alkotja. STUR, D. (1874) a Nagybányaréti völgyből БӨCKH J. által gyűjtött, 41 példányból álló növényi maradványegyüttesből három fajt és egy változatot (*Zamites distans* var. *longifolia* PRESL.) határozott meg. Utóbbi alapján tartotta kétségtelennek a képződmény raeti korát. Az azóta gyűjtött, ill. a korábbi gyűjtésekből azóta meghatározott *Isaura hungarica* (VADÁSZ) és *Cardinia hofmanni* БӨCKH et VADÁSZ fajok jelenléte nem érintette STUR D. kormeghatározását, БОНА J. (1966) spóra—pollen vizsgálati eredményei pedig határozottan megerősítették annak helyességét.

A raeti összlet felépítésében az előzőkhöz hasonló képződmények (homokkő, aleurolit és agyagkő) vesznek részt, a rétegsor felső részében azonban újra megjelennek — a nóriból hiányzó — vékony agyagvaskőrétegek. Úgy tűnik, hogy a raeti emeletben a chamozit és az agyagvaskő mintegy helyettesíti egymást: az alsó szintekben a chamozit a fő vashordozó, feljebb pedig — az alsóliászhoz hasonlóan — a sziderit. A kőzetfajták mennyiségi megoszlása egy-egy szelvényben a következő átlagos képet mutatja:

homokkő		
aprókavicsos, durvaszemű	6}	40%
apróbszemű	34}	
aleurolit		47%
agyagkő		12%
agyagvaskő		1%

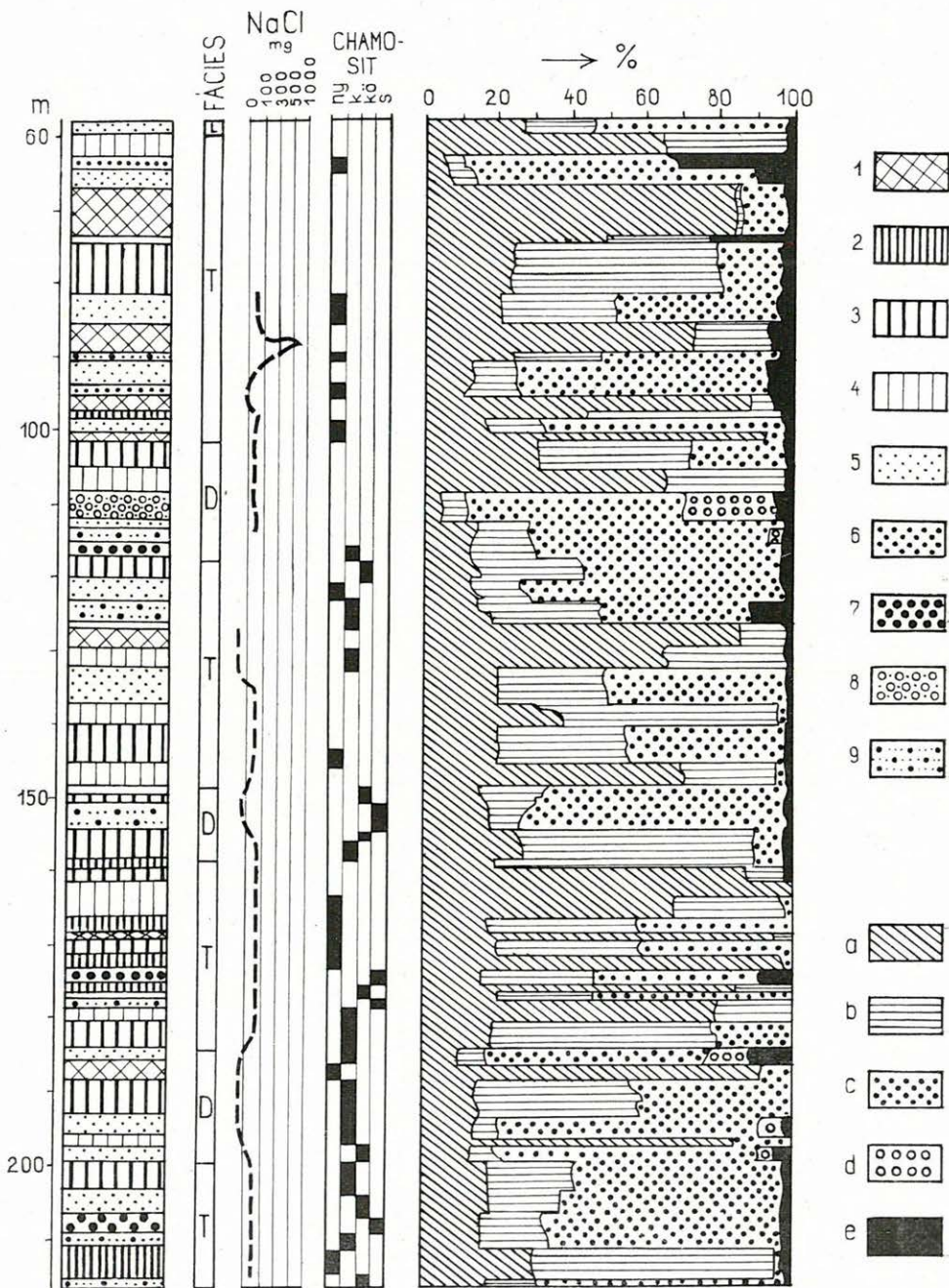
56. ábra. A Pécs 39. sz. fúrás raeti rétegsora. — R é t e g s o r: 1. agyagkő, 2. aleurolit, 3. homokos aleurolit, 4. agyagos aleurolit, 5—9. homokkő (5. apró- és finomszemű, 6. középszemű, 7. durvaszemű, 8. kavicsos, 9. vegyes szemcséjű). K ő z e t ö s s z e t é t e l: a = agyag, b = kőzetliszt, c = homok, d = kavics, e = karbonát. F á c i e s: L = lápi, T = tavi—lagunás, D = delta. (A „NaCl mg-ban” rovatban a kőzetminták vizes oldatának 10 g anyagra vonatkoztatott sótartalma szerepel.)

C h a m o s i t t a r t a l o m: ny = nyomokban, k = kevés, kö = közepes, s = sok

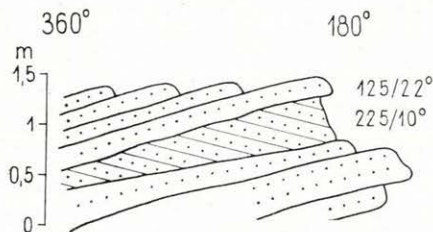
Abb. 56. Rhätische Schichten der Bohrung Pécs-39. — S c h i c h t f o l g e: 1. Tonstein, 2. Schluffstein, 3. sandiger Schluffstein, 4. toniger Schluffstein, 5—9. Sandstein (5. fein- bis feinkörnig, 6. mittelkörnig, 7. grobkörnig, 8. schottrig, 9. mischkörnig). L i t h o l o g i s c h e Z u s a m m e n s e t z u n g: a = Ton, b = Schluff, c = Sand, d = Schotter, e = Karbonat. F a z i e s: L = Moor-, T = lakustrisch-lagunär, D = Delta- (In der Rubrik „NaCl mg-ban“ sind die Salzgehaltswerte der wasserigen Lösung der Gesteinsproben, bezogen auf 10 g Stoff, angeführt.) C h a m o s i t -

G e h a l t: ny = Spuren, k = wenig, kö = mittelmässig, s = viel





A vasasi Vöröses árok raeti szelvényében IMREH L. (1956) a következő homokkőfajtákat különböztette meg: 1. erősen kovás, kemény, középszemű homokkő (37,0%); 2. kötőanyag nélküli, főleg durvaszemű homokkő (28,5%); 3. közép—durvaszemű, kemény, kovás homokkő (24,2%); 4. finomszemű, laza homokkő és homokos agyagpala (9,6%).



57. ábra. Keresztrétegezett raeti homokkő. Vasas, Vöröses árok feltárása (a hídtól 800 m)

Abb. 57. Kreuzgeschichteter rhätischer Sandstein. Vasas, Aufschluss im Vöröses-Graben (800 m weit von der Brücke)

A raeti összlet kőzeteinek színe sűrűre, a durvább szemű rétegek mindig világosabb árnyalatúak. A rétegsor alsó részén általános a zöldesszürke szín, míg a felsőbb részeken néhol másodlagos rozsdavörös (limonitos és hematitos) elszíneződés látható.

Keletkezési helyzetüknek megfelelően a kőzetek rétegzettsége delta és tavi jellegű. Bizonytalan, durva keresztrétegzettség, osztályozatlanság, tavi jellegként enyhe hullámos rétegzettség figyelhető meg. Keresztrétegzettséget Pécs és Vasas között mindössze öt helyen sikerült mérnünk a rétegoszletben (57. ábra).

A keresztrétegek dőlésiránya 175—

240° között változott, dőlésszögük pedig 5—34° közötti volt, a szabályosan rétegzett homokkőpadhoz viszonyítva.

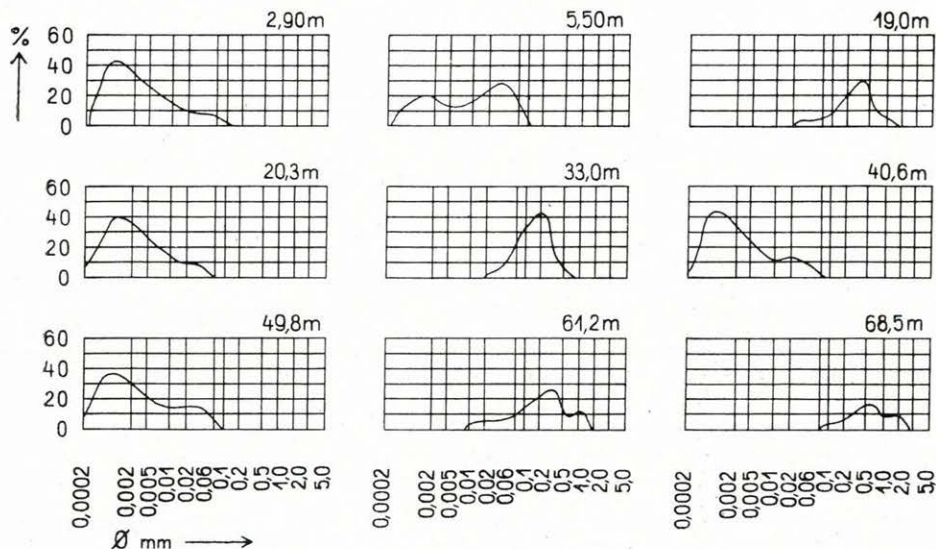
A képződményekben sok szenesedett növényi töredék, lenyomat (*Stigmaria*) látható. A felszínen rozsdabarnára mállott homokkővekben a növénymaradványokat vékony limonitkéreg veszi körül, sőt gyakran a kőzetréseket is limonit tölti ki (vasdoboz).

A homokkő és aleurolit kötőanyagát karbonát, kova, chamosit és agyagásványok adják. A kötőanyag-szegény, porózusabb homokkő ritka. Legjellegzetesebb kötőanyag a chamosit, legelterjedtebb a karbonát. Ez a foltos, lencsés, szferulitos megjelenésen kívül gyakran a kioldott egyéb ásványok helyét foglalja el (földpát—pszeudomorfoza).

A Pécs-28. sz. fúrás néhány homokkőfajtájának (vékonycsiszolat kiméréséből számított) %-os ásványos összetétele:

	1	2	3	4
kvarc	42,3	47,1	47,2	31,7
földpát	7,8	6,8	4,3	3,7
muszkovit	0,5	0,3	0,2	1,7
biotit	—	1,1	1,8	2,9
kőzettörmelék	1,0	0,5	2,1	—
karbonát	45,9	4,9	—	0,5
egyéb kötőanyag (kova, chamosit, agyagásvány stb.)	2,5	39,3	44,4	59,5

1. 45,3—47,4 m sziderites, durvaszemű;
2. 8,4—8,6 m aprószemű;
3. 14,5—16,8 m középszemű;
4. 33,0—34,0 m agyagos, finomszemű.



58. ábra. A Pécs 28. sz. fúrás raeti képződményeinek szemcseösszetétele  
 Abb. 58. Granulometrische Zusammensetzung der Rhät-Schichten der Bohrung Pécs-28

Homokkő- és aleurolitminták szemcseösszetételét mutatjuk be az 58. ábrán; a kémiai elemzések eredményei pedig az összesítő táblázaton szerepelnek.

A homokkőfajták fajsúly-, térfogatsúly- és porozitásértékei:

	szélső értékek	súlyozott átlag
fajsúly	2,64—2,73	2,69
térfogatsúly	2,15—2,61	2,52
porozitás (%)	3,78—20,07	8,81

A vizsgált homokkőminták alapján az érettségi index középértékben 7,8-nak bizonyult (szélső értékek: 1,32—12,71).

Néhány finomabb szemű kőzetfajta (agyagkő, agyagos homokkő) %-os ásványos összetétele BÁRDOSY Gy. röntgenvizsgálata alapján:

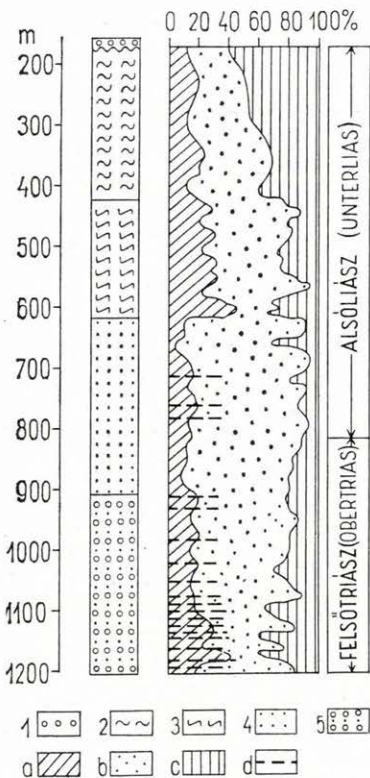
	1	2	3	4
kaolinit	27	30	26	19
illit	25	20	24	7
szericit	15	16	14	7
klorit (chamosit)	8	9	14	23
kvarc	17	22	18	29
plagioklász	4	0,5		12
dolomit			0,3	2
sziderit	2			
pirit			0,3	
szerves anyag	2	2	4	0,5

1. 20,3—22,4 m } kőzetlisztes agyagkő  
 2. 22,4—23,7 m }  
 3. 49,8—52,6 m }  
 4. 63,0—65,2 m agyagos, kovás, finomszemű homokkő

\* \* \*

## Felsőtriász konglomerátumösszlet

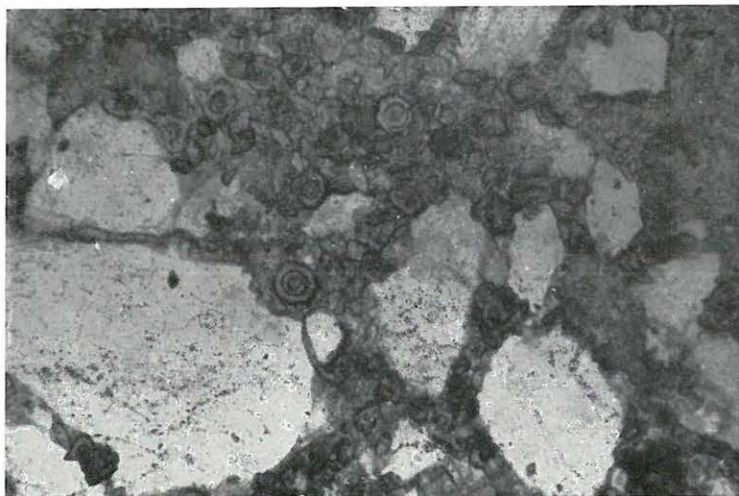
Az 1960—62. években Pécsszabolcson kőszénkutatói céllal mélyített Pécs-23., Pécs-25. és Pécs-26. sz. fúrások a Mecsek hegységben addig ismeretlen képződményeket harántoltak. A P.-23. és P.-25. sz. fúrás harmadidőszaki képződmények alatt nagy vastagságú — anizuszi mészkő- és dolomitkavicsokból álló — konglomerátumösszletet harántolt, majd ennek fekéjében, anizuszi mészkőben állt le. A mészkő és a konglomerátumösszlet vagy eróziós felszínnel, vagy törésvonal mentén érintkezik egymással (a gyér magkiszórtal miatt ezt megnyugtató módon nem lehetett eldönteni). A Pécs-26. sz. fúrás helvétai képződmények alatt felsőszinemuri szürke, rétegzetlen meszes aleuritot harántolt *Gryphaea*, *Pecten* és *Crinoidea*-maradványokkal. Ez alatt alsószinemuri sötétszürke, meszes, homokos aleuritösszlet következett, kőszénzinórokkal, *Crinoidea*-, *Gervilleia*-félékkel és *Isocyprina rotundata*-val, majd hettangi szürke sziderites homokkő, konglomerátum-padokkal, *Coelostylina liasina*-val. Végül szürke homokkő és monomikt (mészkő-) konglomerátum váltakozásából álló, mészalgákat és felsőtriász spóra—pollen maradványokat tartalmazó összletet ért a fúrás. A hettangiba sorolt konglomerátumos homokkő-sorozat — véleményünk szerint — a liász kőszénösszlet alsó és középső telepcsoportjának heteropikus fácies, míg az ez alatt települő konglomerátum-homokkő rétegcsoport a felsőtriász összlet durva törmelékű fácies megfelelője (59. ábra). A konglomerátumos sorozat kettéosztását az ásvány—kőzettani jelek, az üledékföldtani megfigyelések és nem utolsósorban az őslénytani vizsgálati adatok indokolják.



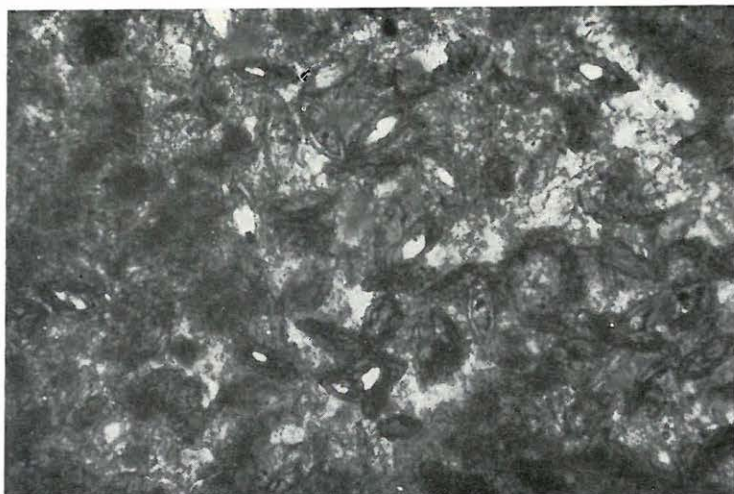
59. ábra. A Pécs 26. sz. fúrás triász—liász rétegsora. — 1. Helvétai törmelékű összlet, 2. felsőszinemuri (fedőmarga), 3. alsószinemuri (felső telepcsoport), 4. hettangi (alsó—középső telepcsoport), 5. karni—nóri—raeti összlet. a = agyag, b = homok és kőzetliszt, c = karbonát, d = konglomerátum

Abb. 59. Trias—Lias-Schichtenfolge der Bohrung Pécs-26. — 1. Helvetischer klastischer Komplex, 2. Obersinemur (Hangendmergel), 3. Untersinemur (obere Flözgruppe), 4. Hettang (untere bis mittlere Flözgruppe des Steinkohlenkomplexes), 5. Karn—Nor—Rhät-Komplex; a = Ton, b = Sand und Schluff, c = Karbonat, d = Konglomerat

Az *Isocyprina rotundata* VADÁSZ, *Gervilleia* sp., *Crinoidea* sp. és *Ostrea irregularis* MSTR. faunával és liász mikrospórákkal jellemzett (BÓNA J.), felső telepcsoportbeli (alsószinemuri) képződmények a Pécs-26. sz. fúrásban 620 m mélységben települnek a konglomerátum-összletre. A konglomerátum rétegcsoport felső részét (a fúrás 620—805 m közötti szakasza) szürke homokkő, sziderites homokkő, kőszénzinóros



60. ábra. Mészalgák (?) Pécs 23. sz. fúrás: 463,20–464,20 m; 75×  
Abb. 60. Kalkalgen (?) Bohrung Pécs-23: 463,20 bis 464,20 m; 75×



61. ábra. Mészalgák (?) Pécs 23. sz. fúrás: 477,70–478,50 m; 75×  
Abb. 61. Kalkalgen (?) Bohrung Pécs-23: 477,70 bis 478,50 m; 75×

## A felsőtriász képződmények ősmaradványai

A mecseki alsó- és középsőtriász ősmaradvány együtteshez hasonló módon a felsőtriász ősmaradványtársulásai egyaránt tartalmaznak beltengeri és nyílttengeri — azaz germán és alpi — elemeket. A BÓNA J. által meghatározott flóraelemek (pollenek) túlnyomó többsége a beltengeri keuper flórából és a keletalpi, ill. bakonyi és dél-zalai (nagy lengyeli) nyílttengeri kifejlődésekből egyaránt ismert. A mecseki karni emelet faunájában a *Phyllopodák* és a halmaradványok ugyan elsősorban keuperra utalnak, azonban a délalpi felsőtriász kifejlődésekből sem ismeretlenek. A *Pleuromya ambigua* fajt BITTNER a Bakonyból írta le; a Gerecséből VÍGH G. említi. A raeti kort jelző *Zamites distans* var. *longifolia* PRESL. maradványon (STUR, D. 1874) kívül az azóta előkerült ősmaradványanyagban korjelző szerepük elsősorban a polleneknek van. BÓNA J. szerint a mecseki felsőtriász spóra—pollen együttesére általánosan jellemzők a KLAUS-féle *Singulipollenites* alakkörbe tartozó pollenek, hasonlóképpen a skulpturált, háromszögletű (trilét) spórák jelenléte, a cf. *Cycadofilicitriletes* nagy száma, valamint a szórványosan előforduló makrospórák, és a nyúlványos gombaspórák is. A *Singulipollenites* alakkör és a skulpturált trilét spórák nagy számaránya a karni emeletre utal. A nóri rétegek kevés spórát és pollent tartalmaznak. A raetiben tömegesen jelenik meg a cf. *Cycadofilicitriletes*, a *Ginkgo*-félék, a kör alakú, nagy aperturájú pollenek (XII. tábla). Szórványosan makrospórák is találhatóak (zömmel csak töredékesen) (XIII. tábla). A spóra—pollen együttes mellett a raeti és a liász képződményeket a magasabb rendű növények szövetmaradványai alapján is el lehet különböztetni egymástól. Az egyéb maradványok — szórványos fellépésük folytán — csak valószínűbbé (biztosabbá) teszik az esetenkénti korbesorolást. Ilyen például az *Actaeonina (Cylindrobullina) scalaris* Mst., amelynek fajöltője kassziáni—karni. A 7. táblázaton mutatjuk be a mecseki felsőtriászból jelenleg ismert ősmaradványegyüttest (kivéve a már előzőekben ismertetett, a Pécs-26. sz. fűrásból előkerült spóra—pollen anyagot). A felsőtriász fauna egyértelműen jelzi az egykori élettér erősen változó sótartalmát. (A *Phyllo-poda* fauna szélsőségesen euryhalin tulajdonságáról már korábban említést tettünk; a recens *Cardinia*-félék HESSE, R. (1924) szerint 6—25‰<sub>00</sub> só-tartalomváltozást tűrnek el.)

## A felsőtriász képződmények üledékföldtani értékelése

Az üledékek jellemzőinek megismerését célzó, rétegről-rétegre végzett részletes makroszkópos megfigyelések eredményeit az egyéb módszerű (ásványközettani) vizsgálatokkal erősítettük meg, ill. egészítettük ki. A képződmények alaki sajátosságait (rétegzettség, szövet, zárványok) vizsgáló és ezek értékelése útján genetikájuk tisztázására törekvő vizsgálati módszer a mecseki permii—mezozoós törmelékes összletek kutatásában főleg az utóbbi években nyert széleskörű alkalmazást (BARABÁS A. 1961; KÁLI Z. 1962; NAGY J. 1966), jóllehet ilyen irányú munkákkal már korábban is találkoztunk. A földtan művelői közül e téren elsők közé tartozik



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Apiculatisporites</i> sp.								+		
? <i>Cycadofilicitriletes</i> sp.								+		
<i>Retusotriletes</i> sp.								+		
<i>Calamospora</i> sp.								+		
<i>Selaginellaceae</i> (tüskés makrospóra)								+		
Sima falú makrospóra								+		
<i>Dietyophyllidites harrisii</i> COUPER								+		
<i>Baculatisporites wellmannii</i> (COUPER) W. KR.								+		
<i>Todisporites maior</i> COUPER								+		
<i>Todisporites minor</i> COUPER								+		
<i>Dipteridaceaeauritulina obtusior</i> MALJ. forma <i>typica</i> MALJ.								+		
<i>Microreticulatisporites</i> sp.								+		
<i>Anemiidites spinosus</i> MÄDLER								+		
<i>Anemiidites</i> sp.								+		
<i>Reticulatisporites</i> sp.								+		
<i>Aulisporites</i> cf. <i>astigosus</i> (LESCHIK) KLAUS								+		
<i>Triletes</i> sp.								+		
<i>Concavisporites jurensis</i> BALME								+		
<i>Concavisporites</i> sp.								+		
<i>Cyathidites minor</i> COUPER								+		

**Gymnospermae**

<i>Vitreisporites pallidus</i> (REISS.) JANSONIUS								+		
Bordás, légzsákos fenyőpollenek								+		
<i>Singulipollenites</i> alakkör ( <i>Duplicisporites</i> , <i>Paracirculina</i> )								+		
<i>Circulina</i> sp.								+		
<i>Monosulcites minimus</i> COUPER								+		
<i>Ginkgoecycadophytus</i> sp.								+		
<i>Diplosacculina simplicissima</i> MALJ.								+		
<i>Cuneatisporites radialis</i> LESCHIK								+		
<i>Abietinaepollenites microalatus</i> R. POT.								+		
<i>Piceapollenites</i> cf. <i>alatus</i> R. POT.								+		





KLEIDORFER F. (1898), aki elsőként törekedett a liász kőszénösszlet fáciesviszonyainak megismerésére, s HANTKEN M. (1878), aki egy vasasi bányabeli keresztvágat szelvényének rétegről-rétegre haladó részletes leírásával az első mai értelemben vett alapszelvényt adta a középső telep csoportról. A szovjet faciológiai iskola (RUHIN, L.; BOTVINKINA, L. N.; IVANOV, G. A.) eredményeit a Mecsekben első ízben IMREH L. (in BALOGH K. 1955) próbálta alkalmazni a BALOGH K. vezette kutatócsoport munkálatai során, az óbányai középsőliász—hajóci rétegsor vizsgálatánál.

A genetikai jellemzők (fáciesjelző alaki bélyegek) vizsgálatánál mi is főleg a szovjet kutatók eredményeit, tapasztalatait hasznosítottuk. Elsősorban az általuk felismert és szignifikánsnak tartott fáciesjelző sajátságokat kerestük a felsőtriász alapszelvények vizsgálata során.

A karni—nóri—raeti emeletek fáciessora a Mecsekben — saját vizsgálataink alapján, s NAGY J. megállapításaival egybehangzóan — a következő:

*ladini emelet*: nyílt, majd lefűződő lagúna;

*karni emelet*: uralkodóan lefűződött lagúnakifejlődés, kevesebb tavi és még kevesebb delta fáciesű közbetelepüléssel;

*nóri emelet*: deltakifejlődéssel kezdődik, majd uralkodóan tavi fáciessel folytatódik, amelybe lagúnakifejlődésű szakaszok iktatódnak;

*raeti emelet*: emerziós felszínre települő folyammedi fáciessel indul, majd delta fáciésben folytatódik, amelyben tavi közbetelepülések vannak. Az emeletet — és egyúttal a triász időszakot — a vizsgált szelvények többségében tavi kifejlődés zárja (III. melléklet). (Az erre települő összletet az első lápi fáciesű betelepüléstől már az alsóliászba tartozónak tekintjük.)

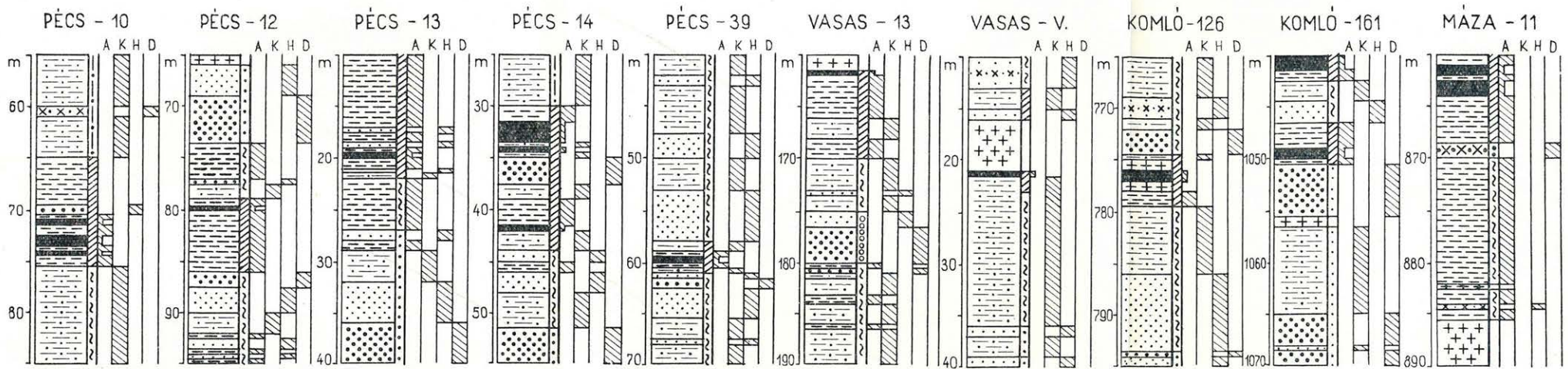
A fenti fáciessornak megfelelően a karni emeletben regressziós, a raetiban pedig transzgressziós üledékritmusokat találunk. A nóri—raeti határán tapasztalható fáciesváltozás, ill. reliefenergia-növekedés analóg a germán kifejlődési területen általános érvényű (de az alpi triászban is gyakori) raetieleji transzgresszióval.

Az ásványkőzettani jellegekben tapasztalható változások a fenti fáciessorral összhangban vannak. A homokkőrétegek érettségi indexének súlyozott középértéke a ladini emeletben 29,5, a nóriiban ez lényegesen csökken: 7,1 és a raetiben is csak kevéssel több: 7,8. NOSKENÉ FAZEKAS G. (1966) a felsőtriász összlet részletes ásványtani vizsgálata során az allotigén ásványfajták megoszlásából metamorf és gránitos képződményekből álló lehordási területre következtetett. Keresztregesztés-méréseink észak, ill. észak—északkelet irányból történő anyagszállítást valószínűsítettek (a felsőtriászban a lepusztuló, mészkő anyagú déli előtér medenceperemével alárendelt szerepet játszhatott).

Az üledékgyűjtőben történt autigén ásványkeletkezések, ill. -átalakulások esetében az adott fácieshelyzetnek meghatározó szerepe lehetett. A ladini és a karni üledékgyűjtő lefűződött lagúna és tavi viszonyai kedvezők voltak a sziderit képződése számára, olyannyira, hogy esetenként közetalkotó mennyiségig szaporodott fel (agyagvaskő rétegek). A raeti emelet fáciesei valószínűsíthetők az üledékgyűjtő szellőzöttebb, kémiaiilag tagoltabb jellegét, mely elősegíthette a chamosit kiválását, illetve kialakul-

## FÁCIESEK A RAET-LIASZ HATÁRON, FÜRASSZELVÉNYEK ALAPJÁN FAZIES AN DER RHÄT-LIAS-GRENZE ANHAND VON BOHRPROFILEN

Csalogovits I. és Nagy J. adatainak felhasználásával szerkesztette Nagy E. 1965. — Entworfen von E. Nagy 1965, nach den Angaben von I. Csalogovits und J. Nagy



- |  |  |  |  |
|--|--|--|--|
|  | Durvaszemű } homokkő<br>Grobkörniger } Sandstein |  | Köszén<br>Kohle                          |
|  | Finomszemű } homokkő<br>Feinkörniger } Sandstein |  | Alkálidiabáz telér<br>Alkalidiabas -Gang |
|  | Aleurit<br>Schluffstein                          |  | Sziderit<br>Siderit                      |
|  | Agyagkő<br>Argillit                              |  |  |

- |  |                      |
|--|----------------------|
|  | Laguna               |
|  | Lagunäre             |
|  | Lápi<br>Moor -       |
|  | Tavi<br>Lakustrische |

- |  |                       |
|--|-----------------------|
|  | Delta                 |
|  | Delta -               |
|  | Folyóvízi<br>Fluviale |

fácies  
Fazies

fácies  
Fazies

- |          |                           |                       |
|----------|---------------------------|-----------------------|
| <b>A</b> | = Agyag<br>Ton -          | } Frakció<br>Fraktion |
| <b>K</b> | = Közetliszt<br>Schluff - |                       |
| <b>H</b> | = Homok<br>Sand -         |                       |
| <b>D</b> | = Durvahomok<br>Grobsand  |                       |

lását. NOSKENÉ FAZEKAS G. a chamosit képződéséhez savas és lúgos pH-jú közeg egymásmelletti egyidejű hatását tartja szükségesnek. (A delta és ártéri környezet a pusztuló szervesanyag széndioxidos bomlását, míg a lefűződött lagúnák—tavak rosszul szellőzött közege annak ammónium-hidroxidos bomlását eredményezte. A savas közeg hozta magával humát alakban a vasat, a lúgos közeg tartotta oldatban a szükséges kovasavat. A két közeg határán — esetenként más-más helyen — vált ki a chamosit nagy része, míg kisebb része esetleg biotitokból is származtatható.)

A növénymaradványokon kívül az allotigén ásványok vizsgálata is meleg, nedves éghajlatra enged következtetni. Az alsóliász homokkőben levő földpátokhoz viszonyítva a felsőtriász törmelékes összlet földpátjai kissé üdébbek. Ez a tény a lehordási területnek a liászbelinél kevésbé intenzív kémiai mállási folyamataira, azaz kevésbé csapadékos éghajlatára utal.

## A MECSEKI TRIÁSZ ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS MENETE

A mecseki triász üledékciklus transzgressziós ágának szárazföldi szakaszát a felsőpermi konglomerátum- és homokkőösszlet képviseli. A transzgressziós ág tengeri szakaszának kezdetével esik egybe a triász időszak alsó határa. A szeizi lassú tengeri előntésben a pfalzi fázis hatását látjuk megnyilvánulni. Az üledékciklus tengeri ága az anizuszi emelet középső tagozatát alkotó brachiopodás, ammoniteszes rétegcsoportban („trinodosus” szint) kulminál. Regressziós ága a ladini emeletben vált át tengeriből szárazföldivé (labai fázis?), majd a nóri emelettel zárul. Véleményünk szerint a raeti emelet folyóvízi—delta—tavi—lápi fáciessora már az újabb (júra) üledékciklus transzgressziós ágának szárazföldi szakaszához tartozik. Az üledékciklusok kezdőpontjai tehát megelőzik az időszakhatárokat. A raeti emelet esetében ez a tény a raetoliász kifejlődési területeken közismert, hiszen épp ez teszi vitássá mindmáig a raeti emelet sztratigráfiai helyzetét. A Mecsekben azonban a triász időszak így mégiscsak egy teljes üledékképződési periódust ölel fel (transzgressziós ág közepétől — transzgressziós ág közepéig).

A triász üledékképződés menetét a következő alapvető tényezők változásai szabták meg:

1. a domborzati energia,
2. az üledékképződés tengerszinthez viszonyított helyzete,
3. a lehordási terület,
4. az éghajlat.

### 1. A domborzati (relief-) energia változásai

Domborzati energián értjük egy adott időpontban a lehordási terület és az erózióbázis közötti magasságkülönbség, valamint a lehordási terület és a lerakódási hely közti távolság hányadosát, tehát tulajdonképpen a lejtőszög tangensét.

A szeizi képződmények lerakódásakor a domborzati energia kicsiny volt. Az alsókampilitól az anizuszi végéig ennek értéke gyakorlatilag nulla. A ladini emeletben fokozatosan növekszik, majd a felsőtriász folyamán — bizonyos ritmicitást mutatva — általában nagy. Legnagyobb értékét a felsőtriász folyamán éri el, a déli előtér peremén (konglomerátum).

## 2. Az üledékképződés tengerszinthez viszonyított helyzetének (genetikai magasság) változásai

Genetikai magasságon az üledékképződés helyének a mindenkori tengerszinthez viszonyított magasságát (+ vagy -) értjük. Értékét a medencealjzat vertikális mozgásai, illetve a feltöltődés mértéke szabja meg.

A szeizi képződmények lerakódásakor ez az érték negatív, közel a zérushoz. Az alsókampiliben gyakorlatilag zérus. A felsőkampiliben negatív és az anizuszi középső tagozatáig változatlanul az marad, a felső tagozatban kevésbé negatív (oolitos mészkő). A ladini folyamán ismét a zérushoz közeledik, majd túlhaladva azt, a nóri emelet végéig egyre pozitívabbá válik. A raeti emelet elején legnagyobb a genetikai magasság (folyóvízi képződmények), majd az emelet végéig zérus körül ingadozik (delta).

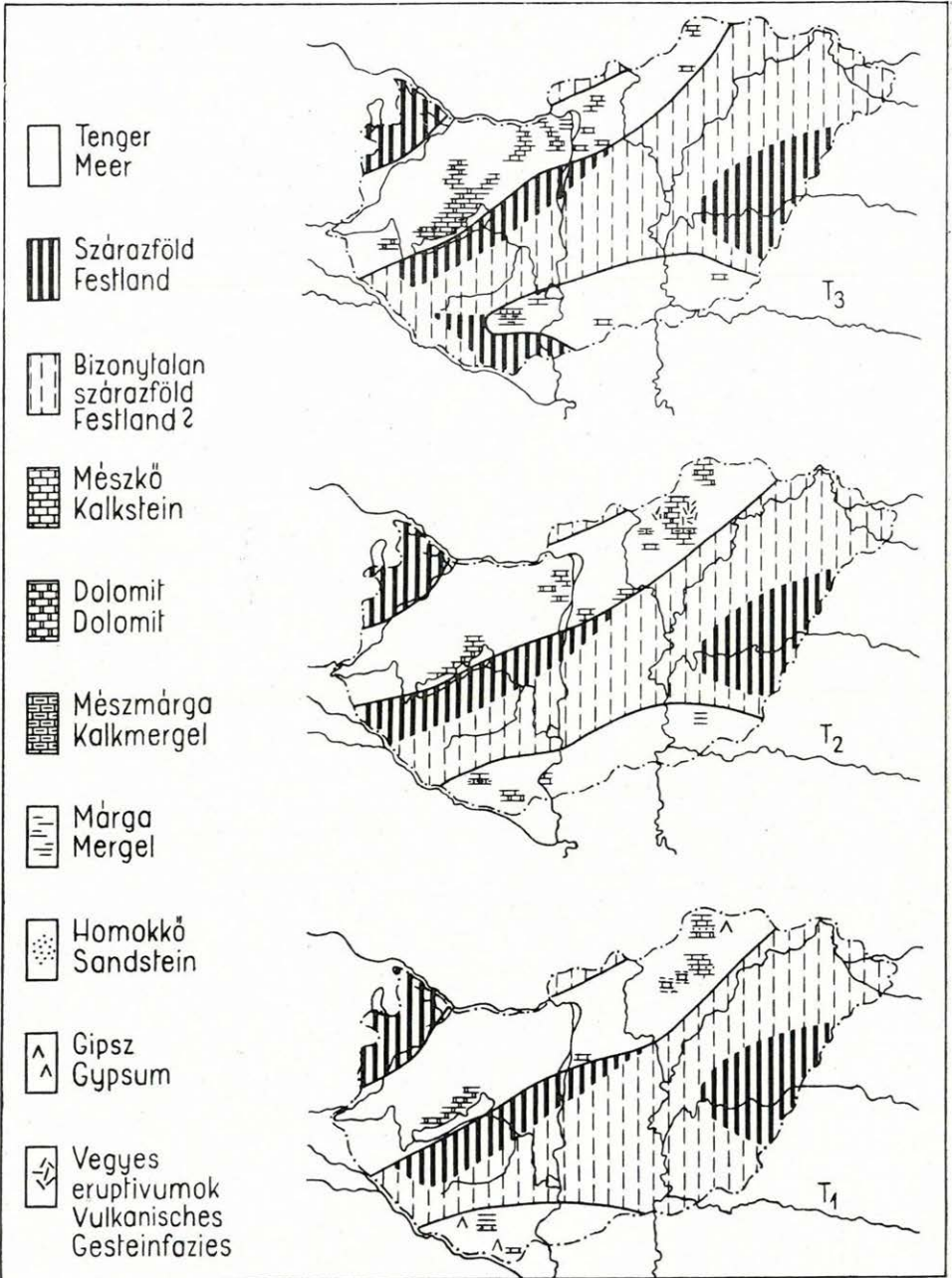
## 3. A lehordási terület változásai

A lehordási terület *anyag*i jellemzői az üledékes kőzetek allotigén ásványai és zárványai.

Az allotigén ásványok (és a felsőtriász képződményekben ritkán fellelhető közettörmelékek) a mecseki triász üledékgyűjtő teljes fejlődéstörténete során mélységi magmás (granitoid), alárendeltebben metamorf képződményekből felépített lehordási területre engednek következtetni. A magmás és a metamorf eredetre utaló összetevők mennyiségének és arányának változásai a lehordási terület fejlődéstörténetére vonatkozóan adnak némi felvilágosítást. Adataink alapján a változások lényege a következőképpen foglalható össze: az időszak elejétől a *Rhynchonella decurtata* szintig a lehordási terület magmás jellege uralkodik (a magmás komponensek arányszáma egyre növekszik). Az anizuszi felső tagozatában és a ladini emelet alsó és középső tagozatában a metamorf jelleg dominál. A ladini felső részétől az időszak végéig ismét zömmel magmás képződményekből álló lepusztulási terület tételezhető fel, a metamorf komponensek alárendelt, majd kissé növekvő szerepével. A felsőtriász esetében számolnunk kell azzal is, hogy idősebb (permi?) üledékes kőzetek is részt vehettek már a lehordási terület felépítésében (homokkő-zárványok, lidit- és bizonytalan kvarcporfir-törmelék utal erre). A felsőtriász monomikt konglomerátumösszlet mészkőanyaga és a Pécs-28. sz. fúrás nóri képződményeiben talált dolomittörmelék a középsőtriász mészkő- és dolomit anyagú D-i előtér lepusztulásáról tanúskodik.

A lehordás *irányát* illetően az időszak folyamán különböző fő-, mellék- és alárendelt irányokra következtethetünk.

Fő szállítási irány — véleményünk szerint az egész időszak alatt — az É-i, ÉÉK-i (erre utalnak a kereszttrétegzettségi adatok is). Mellékirány lehet a DNy-ról és Ny-ról feltételezhető anyagszállítás. Ennek lehordási területe a Rodope felől a Dráva—Száva közén át követhető, majd a mecseki üledékgyűjtőt Ny-ról megkerülő és ÉK felé húzódó, kristályos kőzetekből álló egykori szárazulat lehetett. Ilyen irányok szerepére utalnak (az ösföldrajzi kapcsolatokon kívül) áramlási irányméréseink is. Alárendelt irányként mutatkozik a felsőtriász folyamán az akkor viszonylag kiemelt helyzetű déli előtérrel jövő anyagszállítás.



62. ábra. Triász ősföldrajzi vázlatok (SZENTES F. 1961. nyomán)

Abb. 62. Paläogeographische Skizzen der Trias (nach F. SZENTES, 1961)

#### 4. Az éghajlat változásai

A szeizi alemeletben és a kampili alsó tagozatának képződése idején meleg és száraz éghajlatra utaló jelek uralkodnak (száradási repedések, gipsz- és anhidritképződés).

A felsőkampilitől az anizuszi emelet végéig meleg és kissé nedves éghajlatra következtethetünk a kagylófauna alakjainak kis termetéből, az intenzív karbonátképződésből és a képződményeket szürkére színező szerves anyag huminites (és nem bituminites) jellegéből.

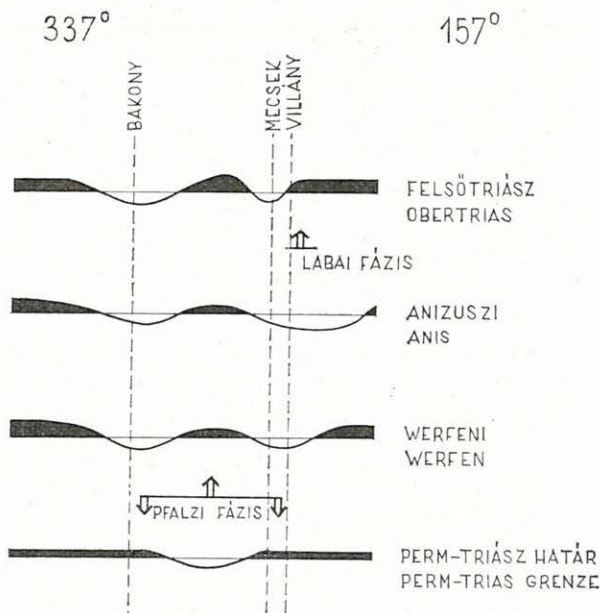
A ladini emelettől az időszak végéig meleg és nedves éghajlatra utal a kőszénzinórok, vékony kőszénrétegek fellépése és az ásványtani vizsgálatokból a lehordási területen valószínűsíthető intenzív földpátmállás.

Az időszak (illetve a lehordási terület) éghajlata tehát feltehetően mindvégig meleg, a felsőkampilitől kezdődően egyre csapadékosabb (trópusibb) jellegű volt.

\* \* \*

A 62. ábrán mutatjuk be SZENTES F. (1961) ősföldrajzi térképvázlatait, a 63. ábrán vázlatos szelvényeket közlünk a területről. A mecseki triász időszaki üledékgyűjtő *fejlődéstörténelének* eseményeit — fenti ábrához kapcsolódva — röviden a következőképpen vázolhatjuk fel:

A hegység mai területén a perm időszak felső szakaszában folyóvízi és delta jellegű üledékképződés folyt. A werfeni emelet elején a perm végére feltöltődött szárazulati üledékgyűjtőt lassú, meg-megújuló ingresszióval tenger borította el. Az elborítás szüneteiben, ill. csökkenésekor a lefűződött lagúnákban dolomit és anhidrit vált ki. Az anhidrites lagúnaüledékekre — újabb ingressziót jelző autigén breccsával — nyílt lagúnás, dolomitmárgás üledéksor következik. A felsőkampili mészkőrétegsor bázisán nyomozható breccsa időrendben a harmadik ingressziót jelzi. Ettől kezdve az üledékgyűjtőben sekélytengeri viszonyok uralkodnak, az üledékképződés neritikus fáciesű, a ladini emelet kezdetéig karbonátos (biogén és vegyi eredésű) rétegsort hoz létre. A ladini emelet folyamán a korábbi egyensúly megbomlik, az üledékgyűjtő jellege folya-



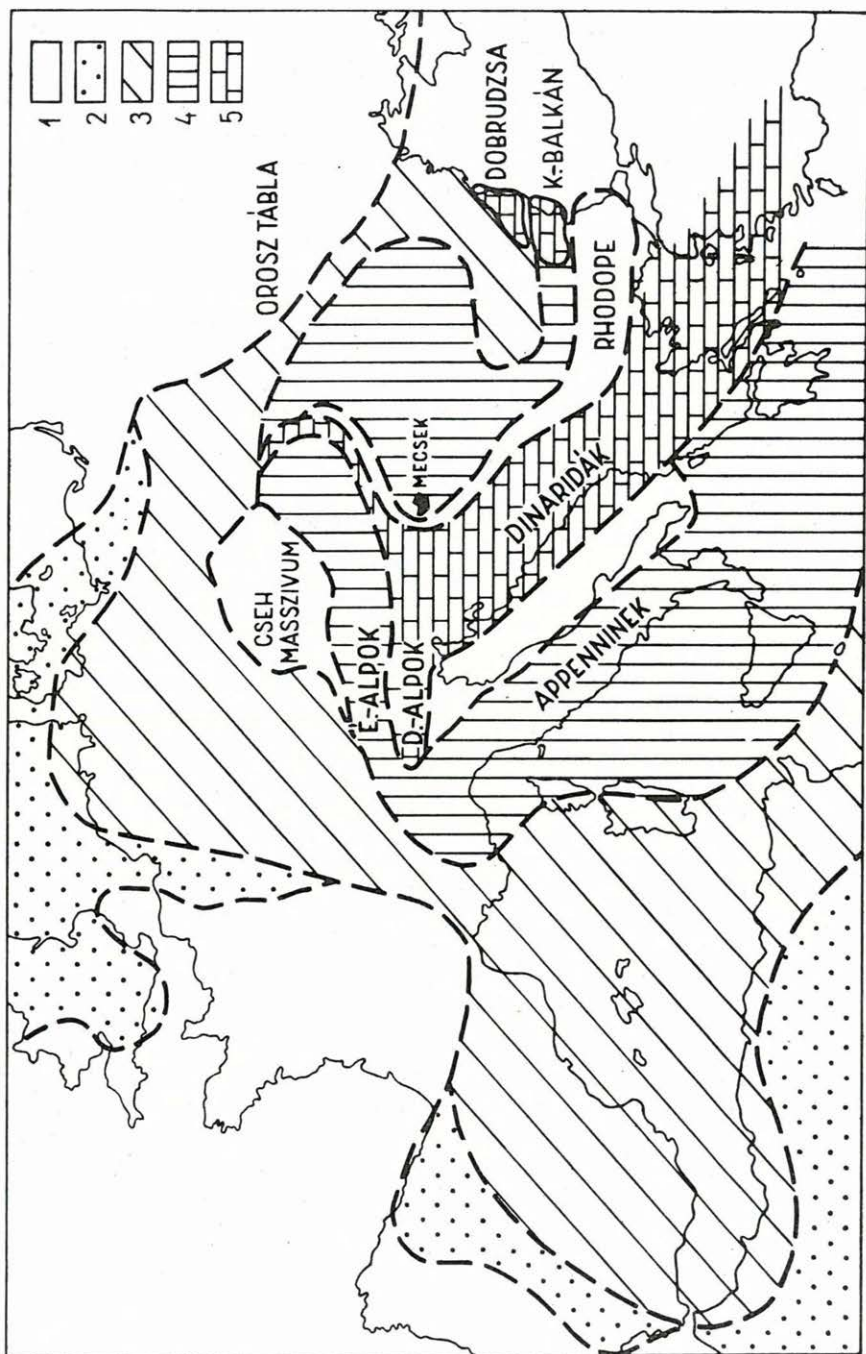
63. ábra. Fejlődéstörténeli szelvényvázlatok

Abb. 63. Profilskizzen mit Darstellung des geologischen Werdeganges



matosan, de gyökeresen megváltozik. Kiemelkedik, majd lepusztulásnak indul a mai D-i előtér, ezzel egyidejűleg az üledékgyűjtő nagyméretű, kelet felé nyitott öböllé alakul. E jellegét nagy vonalaiban a liász folyamán is megtartotta, a szinemuri emelettől kezdve fokozatosan kiterjedve D felé. A ladini során — a déli előtér kiemelkedésével egyidőben — a domborzati energia is megnőtt, az üledékgyűjtő magasabb „genetikai helyzetet” foglalt el, amelyet a szinemuri emeletig — a sülyedéssel lépést tartó feltöltődés révén — meg is őrzött. Ez tükröződik a felsőtriász lagúnás—tavi és delta fáciesekben. A raeti emeletben meginduló folyóvízi, majd delta jellegű üledékképzés már a júra üledékciklus bevezetője. Az összletvastagságok regionális változásának érdekessége, hogy a törmelékeny összletek (és a gipsztelepes csoport) K-ről Ny felé haladva vastagodnak, míg a karbonátos összletek fordítva.

Ö s f ö l d r a j z i helyzetét tekintve a Mecsek hegységi triász az *átmeneti kifejlődési típusokhoz* tartozik, mert kőzefáciesekben és faunaegyütteseiben mind az epikontinentális (germán), mind a geoszinklinális (alpi) kifejlődési jellegek megtalálhatók. Az alpi (geoszinklinális) és a germán (epikontinentális) nagy kifejlődési típuscsoportok között elkülönül egy olyan kifejlődési típus, amely mind területileg, mind fauna és kőzefácies tekintetében átmeneti helyzetet foglal el e kettő között. E harmadik kifejlődési területtípus elkülönítésére elsősorban sajátos tektofácies ad lehetőséget. Véleményünk szerint az alpi és a germán kifejlődésű területek határát nem egy viszonylag vékony sáv jelzi (mint pl. a vindeliciai hátság), hanem szélesebb, egységesen jellemezhető kifejlődési terület. Utóbbi faunaképét határhelyzete determinálja, azaz esetenként együtt található a germán és az alpi faunaprovincia alakjai. Ugyanígy együttesen vagy felváltva érvényesül ezeken a területeken az alpi (geoszinklinális, orogén) és a germán (epikontinentális, epirogén) medencealakulás hatása. Az átmeneti terület triász rétegsoraira jellemző a hézagos település (gyakori hiátusok), az anizuszi képződményekben a szingenetikus medencefenék-mozgásra utaló kőzettani-üledéktani jellegek (iszapfolyás, calcaires vermiculères stb.), a többnyire törmelékeny felsőtriász (evaporit nélkül), a raeti transzgresszív jellege, vagyis a raetoliász kifejlődés. A három kifejlődési terület elhelyezkedését nagy vonalakban a 64. ábrán vázoltuk fel. A kelet felé kettéágazó dél-alpi kifejlődési terület ÉK-i ága a Magyar Középhegységen keresztül a Gemeridákban (illetve a Choč- és a szubtátrai takaróban) végződik, míg a DK-i ág a Dinaridákon keresztül valószínűleg a törökországi (anatóliai) kifejlődési terület közvetítésével kapcsolódik a kelet-balkáni (dobrudzsa—krimi) geoszinklinális kifejlődéshez. Az „átmeneti” fáciesterület főbb kifejlődési egységei az É-i Alpokon és az Appennineken kívül a Ny-i Kárpátok (Veporidák, križňai takaró, tátrai autochton terület), valamint a teljes K-i Kárpátok fáciesterülete, ezen kívül az Apuseni-hegység és a Balkán hegység nagy része. (A Balkán hegység Ny-i területein — a Bánátban, illetve a Kober-féle „Radophit”-öv mentén — a triász hiányzik, míg a Balkán hegység fekete-tengeri területein a krimihez hasonló geoszinklinális kifejlődés található.) Az átmeneti kifejlődési területen belül a Mecsek és Villányi-hegység triászának legközelebbi fáciesterülete az Apuseni-hegység bihari és mómai kifejlődésében kereshető. Az átmeneti kifejlődési területet epikontinentális kifejlődések övezik a keleti



64. ábra. Az európai triász kifejlődési típusai. — 1. Lepusztulási terület, 2. szárazföldi üledékképződés, 3. epikontinentális kifejlődés, 4. átmeneti kifejlődés, 5. geoszinklinális kifejlődés

Abb. 64. Ausbildungstypen der europäischen Trias. — 1. Abtragungsbereich, 2. kontinentale Sedimentation, 3. epikontinentale Ausbildung, 4. Übergangsbildung, 5. geosynklinale Ausbildung

Atlasztól Spanyolországon, Németországon, Lengyelországon át a román síkságig.

A mecseki triász faunában — származás szempontjából — a fajok általános dominancia-sorrendje: délalpi → germán → dinári. Kőzetkifejlődését (fáciessorát) illetően erős hasonlóságot, vagy határozott egyezést találunk azokkal a kifejlődésekkel, amelyeket „átmeneti típus”-ként vontunk össze a térképvázlaton. Ezt a hasonlóságot az összevont területek hasonló tektofáciése okozhatja és magyarázhatja.

## G E O K É M I A I A D A T O K

A triász időszaki képződményeket a szeizitól a raeti emeletig a kationpotenciál növekedése, ill. az evaporitok—karbonátok és reducitok egymásrakövetkezése jellemzi.

A 8. táblázaton összefoglalt  $o_{Fe}$  középértékek, a vasoxidációs fok fokozatos csökkenését mutatják az ultraoxidációs szeizitól a 0,38  $o_{Fe}$  értékkel jellemezhető raeti képződményekig. Ugyanitt tüntettük fel a  $K_2O:Na_2O$  arány és a  $Mn:Fe$  arány változásait, mely nagyjából a rétegsor (tengeri—szárazföldi) fáciesváltozásait követi.

A ПУСЗТОВАЛОВ-féle geokémiai fáciessor bizonyos periodicitást mutat a triász—alsóliász rétegsoron belül (65. ábra), amennyiben a sziderites alsókampilit pirites felsőkampili és anizuszi követi, majd erre sziderites fáciesű ladini és karni települ (agyagvaskő rétegekkel). Ezután, a nóri átmeneti jellege után, a chamositos raeti és erre a sziderites hettangi és alsószinemuri (kőszénösszlet), majd a pirites felsőszinemuri következik — az anizuszi pandanjaként.

A színképelemzési eredményeket összesítő 9. táblázaton közölt adatokat ВІГН А.-NÉ, illetve a MÁFI színképlaboratóriuma szolgáltatta. A vizsgált tíz elem középértékeit kiszámítottuk a középső- és a felsőtriász főbb kőzetfajtáira, illetve a felsőtriász különböző fáciesekre. A különböző képződményekben a következő elemek dúsulnak:

agyagkőben: **Ba, Ni, Pb, Zn**

mészakőben: **Sr**

aleurolitban: **Cr, V Ga, B**

agyagvaskőben: **Co**

A felsőtriász fáciesek esetében valamennyi vizsgált elem (Ba, Sr, Co, Pb, Ga, Zn) lápi kifejlődésű képződményekben éri el középérték-maximumát, kivéve a Cr-t, mely tavi és a B-t, mely deltafáciesben dúsul.

A középső- és a felsőtriász egészét tekintve 1000 g/t-nál nagyobb koncentrációt csak a Sr ért el.

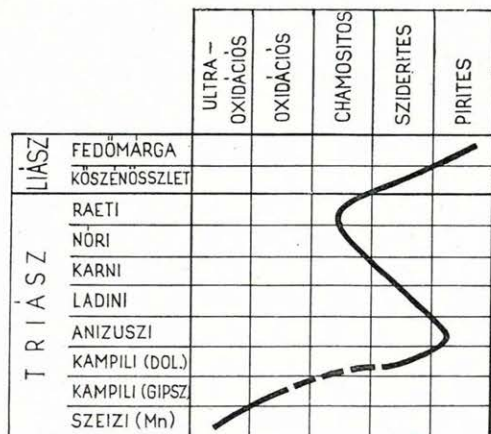
A vasasi Cirkóvölgy felsőtriász szelvényéből származó 188 homokkő-minta elemzési adataiból összeállítottuk az izzítási veszteség és az összes ( $Fe_2O_3$ -ban megadott) vastartalom, valamint az összvas- és a kovasav-

**Geokémiai mutatók változásai rétegtani egységek szerint — Veränderungen der geochemischen Parameter nach stratigraphischen Einheiten**

Képződménycsoport		$O_{Fe} = \frac{2Fe_2O_3}{FeO}$			K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O			Mn : Fe		
		min	max	medián	min	max	medián	min	max	medián
		RAETI	0,12	0,63	0,38	0,17	24,43	4,29	0,018	0,227
NÓRI	0,12	1,75	0,48	0,18	20,68	5,43	0,040	0,242	0,107	
KARNI	0,15	0,48	0,27	1,92	10,05	5,42	0,009	0,166	0,056	
LADINI	felső	0,42	5,22	2,82	9,88	10,90	10,39	0,012	0,034	0,023
	középső+alsó			4,92	3,11	5,36	4,23			0,046
ANIZUSZI	felső	1,07	14,80	5,02	0,80	9,00	5,13	0,217	0,304	0,230
	középső			0,51			2,00			
	alsó						1,12			
KAMPILI	felső	1,50	29,00	15,25	2,00	3,33	2,66	0,019	0,102	0,063
	alsó (dolomit)				3,41	7,08	5,12	0,014	0,121	0,046
	alsó (gipsz)			0,91			0,76			0,109
SZEIZI	átlag	2,55	50,40	21,02	0,49	30,16	12,40	0,008	0,281	0,092
	Mn-os rétegek			9,50	5,83	15,15	10,71	0,527	1,695	0,947

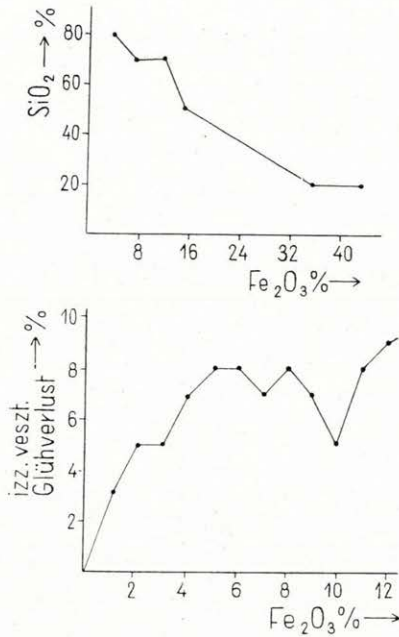
Színképelemzési adatok középértéke kőzetfajtánként,  
 ill. fáciescsoportok szerint (g/t) —  
 Mittelwerte der spektralanalytischen Angaben nach Gesteinstypen,  
 bzw. Faziesgruppen

	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn	
Kőzetfajták	Homokkő	145	240	46	9	72	64	42	75	40	19
	Aleurolit	518	555	63	15	138	102	35	166	68	58
	Agyagkő	624	638	77	27	111	94	50	118	55	88
	Agyagvaskő	150	75	72	35	37	90		75	40	
	Mészkö	87	822	21	4	8	25		23	2	
Fáciesek	Lápi	466	500	70	33	146	80	60	100	80	100
	Tavi	428	397	61	20	106	92	52	87	58	30
	Delta	258	225	64	12	103	90	37	166	49	87
	Laguna	412	429	64	25	25	82	49	80	59	50
	Folyami		500	25			90	20		60	
Középsőtriász (átlag)	59	812	31	5	113	37	20	42	9		
Felsőtriász (átlag)	368	382	62	21	17	87	48	96	57	50	



65. ábra. A PUSZTOVALOV-féle fáciesek periodicitása a mecseki triász—alsóliász összletben

Abb. 65. PUSTOWALOW'sche Faziesperiodizität im Trias—Unterlias-Komplex des Mecsek-Gebirges



66. ábra. Felsőtriász homokkövek korrelációs diagramjai. Vasas, cirkóvölgyi szelvény 188 mintája alapján

Abb. 66. Korrelationsdiagramme der obertriadischen Sandsteine. Vasas, Profil von Cirkóvölgy, auf Grund von 188 Proben

tartalom ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) korrelációs diagramját (66. ábra). A mindkét diagramon mutatkozó összefüggés az egyik esetben a karbonátos kötésben (sziderit), a másik esetben pedig a kovasavas kötésben (chamosit) levő vasnak tulajdonítható.

## HASZNOSÍTHATÓ ANYAGOK

A triász rétegsor kevés iparilag hasznosítható anyagot tartalmaz.

A víz a triász képződményekhez kapcsolódó hasznosítható anyagok közül elsőrendű fontosságú. A középsőtriász képződményekben tárolt karsztvíz mellett a szeizi és a felsőtriász homokkőösszetétel rétegvizei alárendelt szerepűek.

A triász időszaki képződményekben található *érceknek* egyelőre nincs gyakorlati jelentőségük. A mangánérc kivételével azonban valamennyi érdemes részletesebb (felderítő) kutatásra.

*Rézérc.* Említésre méltó az ürögi Égervölgy szeizi képződményeiben és a kozári kőfejtő felsőanizuszi mészkővének vetőbreccsájában található azuritos—malachitos rézércelőfordulás. E gyenge rézérc-indikációk közül a kozárit TOKODY L. (1952), az égervölgyit VÁRSZEGI K. (1965) ismertette. A kozári kőfejtőben feltárt 8—10 m szélességű törési zóna vetőbreccsájának szemcséin a malachit ill. az azurit vékony bevonatot alkot. A vetőbreccsa és a szálkőzet érintkezésén 10—20 cm vastagságú bentonitos jellegű vetőkittöltés látható. A breccsa-szemek közeit, valamint a felsőanizuszi mészkő repedéseit helvétai homok tölti ki. Az azurit helyenként e homokot is átítatja. A rézérc kiválása tehát feltehetően helvétai, vagy helvét utáni (esetleg az andezit-vulkánossághoz kapcsolódik). Ezt támasztja alá az Ellend 1. sz. fúrás helvétai konklomerátumában talált azuritnyom is. Az Égervölgyben a szeizi homokkő egy méter vastagságú padját járja át a malachit (VÁRSZEGI K. szerint fémréztartalma 0,15—1,10%). KRIVÁN P. — SZEREDAI L.\* a karbonátos rézészványok kiválását a ladini képződmények primér réztartalmával hozta összefüggésbe. Vizsgálataink szerint a ladini „palák” eredeti Cu-tartalma a földkéregátlag körül ingadozik (Pécs-28. sz. fúrás 451 m = 0,0011%; 467 m = 0,0005%; 510 m = 0,001%; elemző: ZENTAI P.).

*Mangánérc.* A szeizi rétegsor alsó részén található néhány vékony (2—10 cm-es) mangánoxidos, meszes aleurolit-betelepülés. MnO-tartalmuk szélső értékei: 2,02—11,55%; mangánészványuk pszilomelán. A rétegsor felső részein önálló mangándús rétegek már nem találhatóak, az egyéb képződményekben azonban elvétve megfigyelhetők mangános—vasas gumók.

\* Magyarhoni Földtani Társulat előadójánál elhangzott bejelentés.



**Magnezit.** Az alsókampili képződmények túlnyomó részét alkotó szürke dolomitmárga-rétegek mindig tartalmaznak több-kevesebb magnezitet, ennek mennyisége néhol annyira felszaporodik, hogy a kőzet magnezitmárgának minősíthető. A magnezithez kötött Mg mennyiségének szélső értékei MgO-ban: 3,0—23,6%.

**Vasérc.** A ladini rétegsor 1—2 cm-es, vékony agyagvaskő-rétegein kívül a felsőtriász összletben található *agyagvaskő*. Főleg a karni rétegsort jellemzik max 50 cm vastagságú agyagvaskő-betelepülések, alárendelten azonban a nóri és a raeti képződmények között is található. Összvastartalmának szélső értékei ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -ban): 15—45%. A finomszemű homokkő- és aleuolit-rétegekben gyakorta kötőanyagként, szferulitos formában jelentkezik. — A felsőtriász összletben általános a *chamosit* előfordulása. A karni képződményekben még csak ritkaságként jelentkezik, a nóriban már nagyobb mennyiségű, a raetiben pedig helyenként kőzetalkotó. A Pécsbánya-teleptől Béta-aknáig felszínen nyomozható raeti képződményekre általánosan jellemző a jelentős chamosit-tartalom. A képződményeket zöldes színárnyalatúra festi, vagyis jelenléte makroszkópos megkülönböztető jeleget ad. A raeti emelet homokköveinek gyakran monomineralikus kötőanyaga. Chamositos képződményeink gyakorlati jelentőségét erősen csökkenti az a tény, hogy az eddig ismert legdúsabban chamositos minták Fe-tartalma ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) is csupán 5—10%. (A tiszta chamosit össz. vasoxid-tartalma 34,3—48,3% között változik.)

**Ritkafémek.** Az anizuszi felső tagozatának, a ladini, karni, nóri és raeti emelet alapszelvényeinek rétegről-rétegre haladó nyomelemvizsgálata során kapott maximális g/to értékeket a 10. táblázat tartalmazza.

10. táblázat

Triász alapszelvények ritkafém-tartalma (max g/to)

	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
raeti	1000	1000	250	50	500	200	160	1000	100	300
nóri	1000	1000	180	180	1000	250	300	250	150	200
karni	1000	1000	180	90	1000	250	220	200	150	200
ladini	1000	2000	250	70	90	100	50	200	80	
anizuszi	700	2000	35	15	60	90		200	10	

(Megjegyzés: Az egyéb elemek mennyisége a kimutathatósági határ közelében, vagy alatta marad. Werfeni képződményekből csak szórványos, félkvantitatív adataink vannak.)

A triász időszi képződmények többfajta építőipari nyersanyagot szolgáltatnak.

**Cementgyártási alap- és adalékanyagok.** A kampili alemelet alsó rétegcsoportjának gipsz és anhidrit fajtái vékonytelepes és csak mélyműveléssel termelhető kifejlődésük miatt nem bírnak gazdasági jelentőséggel. Továbbkutatásra érdemesek azonban a kísérő dolomitmárga képződményekkel együtt esetleges cement alap- vagy adalékanyag szempontjából (magnézium-cement, portlandcement). Felderítő kutatását komplex módon a magnezittelepek nyomozásával együtt volna célszerű elvégezni, a rétegcsoport felszíni, ill. felszínközeli vonulatában Mecsekaljától Hetvehelyig.

*Tűzálló anyag* előállításához, esetleg üvegipari vagy kerámiai adalékanyagként is hasznosíthatók lennének az anizuszi összetételben található cukorszövetű, másodlagos dolomit képződmények. Kovasav- ill. háromvegyértékű fénoxidtartalmuk a kritikus értéknél ( $\text{SiO}_2 = 2,5\%$ ;  $\text{R}_2\text{O}_3 = 3\%$ ) alacsonyabb. Felderítő kutatás esetén az ismert előfordulások vertikális és horizontális méretének megállapítását kellene fő célul kitűzni. Nagyobb kiterjedésű előfordulásait ismerjük Váralján és a Zsidóvölgy völgyfőjében.

*Utépités* céljára (zuzalékkő) a felsőkampili és az anizuszi mészkő- és dolomitfajták alkalmasak. *Építő*-, esetleg lábazatkő formájában való felhasználáshoz az anizuszi emelet vastagabb pados karbonátképződményei (4. rétegcsoport és a felső tagozat rétegei) jöhetnek számításba. Szilárdságuk  $1500\text{--}2800\text{ kg/cm}^2$  között változik (SÍROSS Z. 1957). A felsőtriász homokkőfajták csak helyi jelentőségűek. Erősen változó kőzetminőségük folytán és a közbetelepülő aleurolit- és agyagkőrétegek miatt nagyobb koncentrációjú bányászatra alkalmatlanok.

*Diszítő*-, *burkoló*- és *műkögyártás* céljából fejtik Kantavárott a ladini alsó tagozatába tartozó fekete, fehér kalciterekkel átszőtt mészkövet. A kis kapacitású bánya — bővítés esetén — Fehérkút felé terjeszkedhet. Burkolóként a jövőben érdeklődésre tarthatnak számot az anizuszi emelet 4. rétegcsoportjának és a felső tagozatnak vastagpados mészkőfajtái is.

*Mészégetés* céljára alkalmasak az anizuszi emelet tisztább (dolomitmentes) mészkőtípusai: a 4. rétegcsoport és a felső tagozat egyes mészkőpadjai. Ilyen célra ezeket jelenleg is fejtik.



*Zu Ehren von Akademiker, Professor  
Dr. h. c. ELEMÉR VADÁSZ, zwei-  
maligem Kossuth-Preisträger, dem ersten  
monographischen Bearbeiter des Mecsek-  
Gebirges*

Anlässlich ihrer bevorstehenden Hundertjahrfeier gibt die Ungarische Geologische Anstalt hiermit, unter dem Titel "Trias-Ablagerungen des Mecsek-Gebirges", den erst erscheinenden Band einer Serie von Monographien, über die Ergebnisse der 1958 organisierten komplexen geologischen Untersuchung des Gebirges heraus.

Abgeschlossen sind ausserdem die Manuskripte eines zusammenfassenden Bandes über die Ergebnisse der geologischen, mineralogisch – petrographischen, paläontologischen und lagerstättenkundlichen Untersuchung des unterliassischen Kohlenkomplexes, sowie die geologische und paläontologische Beschreibung der Miozän-Ablagerungen. Eine Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse des kristallinen Grundgebirges, der mittel- und oberjurassischen, kretazischen, pannonischen und pleistozänen Ablagerungen ist im Gange.

Die moderne geologische Reambulierung des Mecsek-Gebirges haben die Schüler von Professor ELEMÉR VADÁSZ organisiert; sie waren es, die den überwiegenden Teil der Untersuchungen durchgeführt und die nunmehr druckfertige Bände zusammengestellt haben. Mit allen daran beteiligten Kollegen widmen wir diese Monographie-Serie unserem Lehrmeister, dem werten Kenner der ungarischen Geologie.

Budapest, den 1. Dezember 1967.

Dr. J. FÜLÖP  
Korresp. Mitgl. d. Ung. Akad. d. Wiss.  
Direktor



## **Triasbildungen des Mecsek-Gebirges**



## EINLEITUNG

Gleichzeitig mit der 1958 begonnenen detaillierten geologischen Kartierung des Mecsek-Gebirges wurde — zur Schaffung stratigraphischer Grundlagen für die geologische Kartierung (und die Anfertigung geologischer Karten) — eine detaillierte Reambulation der Triasbildungen nach Basisprofilen in Angriff genommen. Ausser den Kartierungsarbeiten wurde die Notwendigkeit der Ergänzung und Synthese des Tatsachenmaterials auch durch die vielen neuen Angaben gezeitigt, die sich seit der vor drei Jahrzehnten erfolgten Veröffentlichung der das ganze Gebirge umfassenden Synthese von E. VADÁSZ angehäuft hatten. In der vorliegenden Arbeit möchte ich eine bescheidene Übersicht des gegenwärtigen Standes der geologischen Erforschung der Mecseker Trias geben, in der Hoffnung, dass sie, über einen einfachen Tatsachenbericht hinaus, vielleicht auch den ganzen Erkenntnisvorgang nutzbar beeinflussen mag.

Allen diejenigen, die mir durch ihre Ratschläge und kritischen Bemerkungen entgegengekommen sind, sage ich besten Dank. Vor allem bedanke ich mich bei meinem Direktor J. FÜLÖP, der für mich das Thema ausgewählt und die Durchführung der Arbeit ermöglicht hat. Von den vielen, zur Hilfe bereiten Fachkollegen bin ich Á. JÁMBOR, J. NAGY und J. BÓNA für ihre direkte fachliche Hilfe, Frau G. NOSKE-FAZEKAS für ihre mineralogischen Untersuchungen, L. FORGÓ und T. LÉNÁRD für ihre technische Hilfe zu besonderem Dank verpflichtet.



## STRATIGRAPHIE

Der historische Ablauf der Forschungsarbeiten, das sich immer beschleunigende Tempo der Erkenntnis, die zunehmende Zahl der schriftlichen Unterlagen zeugen von den sich verstärkenden Anforderungen, die früher die kapitalistische Industrialisierung — die rasche Entwicklung der Stadt Pécs (Fünfkirchen), die Zunahme des Bedarfes an Kohle und Wasser — später der Aufbau der sozialistischen Volkswirtschaft an die geologische Erkundung des Gebietes stellte. Abb. 1 sollte die historische Übersicht der geologischen Erkenntnis dieser Region ermöglichen.

Der 1200 bis 1800 m mächtige Sedimentkomplex der Mecseker Trias lagert konkordant auf dem oberpermischen Sandsteinkomplex und ebenfalls ohne Winkeldiskordanz wird die Rhät-Serie durch den unterliassischen Kohlenkomplex überlagert. Die Basis der Trias-Schichtenfolge ist durch litorale, klastische Ablagerungen (Seiser Schichten), durch anhydrit- und gipsführenden Dolomitmergel-Schichten lagunärer Fazies (Untercampil) und durch neritische Mergelkalle (Obercampil) vertreten. Das mittlere Glied besteht aus einem neritischen Dolomitmalk-Komplex (Anis) und aus den darüber lagernden tonigen Kalk- und Sandsteinen, die durch die Faziesfolge „offene Lagune—abgeschnürte Lagune“ (Ladin) vertreten sind. Das obere Glied der triadischen Sedimentfolge ist im grossen und ganzen von klastischen Sedimenten lagunärer und lakustrischer (Karn), lakustrischer (Nor), sowie lakustrischer und Delta-Fazies (Rhät) aufgebaut. Der terrestrische Teil der Transgressionsphase des triadischen Sedimentationszyklus im Mecsek wurzelt noch im Oberperm und die Untertrias stellt den marinen Teil dieser Transgressionsphase dar. Der Wendepunkt dieses Zyklus ist das durch Ammoniten und Brachiopoden gekennzeichnete mittlere Glied des Anis (*Rhynchonella decurtata*-, bzw. *trinodosus*-Horizont). Die Regressionsphase des Zyklus wird im Ladin graduell terrestrisch und endet mit der lakustrischen Fazies des Nor. Die durch fluviatilen, Delta-, lakustrischen und Moor-Ablagerungen vertretene Faziesfolge des Rhäts gehört schon der Transgressionsphase des im Jura sich vollkommen entfaltenen Sedimentationszyklus an.

In lithologischer und paläontologischer Hinsicht mischen sich in der Mecseker Trias eigentümlicherweise die Beschaffenheiten der pelagischen Sedimentation (alpine Trias) mit den Beschaffenheiten der in einem Binnen-

		M.V. LIPOLD 1858	K.F. PETERS 1862	J. BÖCKH 1876	E. VADÁSZ 1912	E. VADÁSZ 1965	E. NAGY 1965	W $\leftarrow$ 0
LIAS	OBERE	ROTER KALKSTEIN MIT AMMONITEN	KOHLNEN- KOMPLEX	KOHLNEN- KOMPLEX	KOHLNEN- KOMPLEX	KOHLNEN- KOMPLEX	KOHLNENKOMPLEX UNTERE FLOZGRUPPE	40-150 ↓
		KÖSSENER SCHIEFER	SANDSTEIN- KOMPLEX OHNE KOHLENFLÖZE	GRÜNLICH- GRAUER SANDSTEIN MIT TONSCHIEFER	SANDSTEIN- KOMPLEX	SANDSTEIN- KOMPLEX	WECHSELLAGERUNG VON GRÜNLICH- GRAUEM SANDSTEIN UND ARGILLIT	450- ↓
LADIN	MITTLERE	KEUPER- KOHLEN- KOMPLEX	KANTAVÄRER MERGEL- SCHIEFER	WENGENER SCHIEFER	WENGENER SCHIEFER	SCHWARZER TONMERGEL, KALKMERGEL	GRAUER SCHLUFFSTEIN, SANDSTEIN, ARGILLIT	600 ↓
		RAIBLER SCHICHTEN UND HELLER HALLSTÄTTER- KALK	KALKSTEIN- KOMPLEX	KALKSTEIN- KOMPLEX	KALKSTEIN- KOMPLEX	SCHWARZER TONMERGEL, KALKMERGEL	TONIGER SANDSTEIN MERGEL, TONIGER KALKSTEIN	50-150 ↓
KAMPILL	UNTERE	DUNKLER GUTENSTEINER- KALK	SCHWÄZLICHER KALKSTEIN	KALKSTEIN- KOMPLEX	KALKSTEIN- KOMPLEX	DICHTER, GRAUER KALKSTEIN	KALKSTEIN, BANKIG FLECKENKALK	100-150 ↓
		WERFENER SANDSTEIN	KALKSTEIN- KOMPLEX	KALKSTEIN- KOMPLEX	KALKSTEIN- KOMPLEX	DUNKELGRAUER KALKSTEIN, DOLOMIT	BANKIG KNOLLIG DÜNNGESCHICHTET DOLOMIT	100-120 ↓
SEISER SCHICHTEN	UNTERE		KALKSTEIN- MERGEL- WECHSEL- LAGERUNG	KALKSTEIN- MERGEL- WECHSEL- LAGERUNG	KALKSTEIN- MERGEL- WECHSEL- LAGERUNG	PLATTENKALK UND MERGEL	DÜNNGESCHICHTETER KALKSTEIN	60-100 ↓
			BUNTER SANDSTEIN	ROTER BIS GRÜNER SAND- STEIN UND SCHIEFER	ROTER BIS GRÜNER SANDSTEIN	ROTER BIS GRÜ- NER TON UND MERGELSCHIEFER, SANDSTEIN	WECHSELLAGERUNG VON ROTEM SANDSTEIN GRÜNEM SCHLUFFSTEIN UND ARGILLIT	DOLOMITMERGEL GIPS-ANHYDRIT
PERM	UNTERE		JAKABHEGYER ROTER SANDSTEIN	GRÖDERNER SANDSTEIN	JAKABHEGYER SANDSTEIN	ROTER SANDSTEIN MIT SCHLUFFSTEIN ZWISCHENLAGERUNGEN		100-150 ↓

Abb. 1. Historische Übersicht der geologischen Erkenntnis des Mecsek-Gebirges. — Charakteristische Fazies der Schichtgruppen: 1. lakustrisch, 2. Delta-, 3. lagunär, 4. litoral, 5. neritisch, W=0 = Richtung der Mächtigkeitzunahme

meer erfolgten Sedimentation (germanische Trias). Die nächste Faziesverwandschaft der Mecseker Trias ist in der Trias des Villányer Gebirges, sowie der Mómaer und Bihorer Serie des Apuseni-Gebirges (Rumänien) zu suchen.

Die aus Tagesaufschlüssen, Bergbauobjekten und Bohrungen bekannten triadischen Ablagerungen des Gebirges gliedern sich in zahlreiche geotektonische Einheiten (Beilage I):

1. Monoklinale von Bükkösd—Goricza—Kán; Tagesaufschlüsse und Bohrungen; Unter- bis Mitteltrias.
2. NW-Vorraum bei Tekeres—Oroszló—Liget; Bohrungen; Mitteltrias.
3. Westlicher und Südlicher Mecsek, Hetvehely—Abaliget—Pécs—Cserkúter Falte; Tagesaufschlüsse und Bohrungen; Unter-, Mittel- und Obertrias.
4. Antiklinale von Orfú—Mecsekrákos—Bános; Mitteltrias; Aufschlüsse und Bohrungen.
5. Falte von Pécsbányatelep—Vasas; Mittel- bis Obertrias; Aufschlüsse und Bohrungen.
6. Falte von Mánfa—Sikonda—Mecsekfalu—Kömlő; Unter-, Mittel- und Obertrias; Aufschlüsse und Bohrungen.
7. N-Vorraum bei Szalatnak, Györe; Mittel- bis Obertrias; Bohrungen.
8. N-Schuppe bei Szászvár—Nagymányok—Hidas; Mittel- bis Obertrias in Aufschlüssen und Bohrungen.
9. Monoklinale von Szászvár-S—Mecseknádasd; Obertrias; Bohrungen.
10. SO-Vorraum bei Zsibrik, Ófalu; Mitteltrias; Bohrung.

## UNTERTRIAS

An der Oberfläche lassen sich die Werfener Schichten westlich von Pécs bis Cserkút und weiter durch Ürög und Viganvár bis Bükkösd verfolgen. Grosstektonisch betrachtet, umranden sie die aus permischen Bildungen bestehende Periklinale von N, O und S. Längs der südlichen grosstektonischen Zone haben sie eine stark gestörte Struktur, mit einer kleinen Brachysynklinale in der Gegend von Mecsekalja; in der Umgebung von Ürög—Pécs—Donátuskápolna bilden sie mehrere, nach O gerichtete, kleine Aufwölbungen und Mulden; in der Nähe von Mecsekszentkút sind sie äusserst gefältelt, durch lokale Aufschiebungen gestört; schliesslich im Raume von Hetvehely—Abaliget sind sie zu einer, durch Querbrüche zerschnittenen Perisynklinale gefaltet.

Die Grenze zwischen dem Perm und der Trias kann wegen Mangels an entsprechenden Leitfossilien auch zur Zeit nicht eindeutig gezogen werden. Nach Ermittlung der bestehenden Möglichkeiten und dem eingehenden Studium der zum einzigen Anhaltspunkt dienenden lithologisch—sedimentologischen Merkmale scheint uns eine Perm—Trias-Grenzziehung dort am stichhaltigsten zu sein, wo die mächtige, kontinentale Sedimentfolge des Oberperms zum ersten Mal von mariner Sedimentation (in einer flachen Küstenzone) abgelöst wird. Da die Frage mit den klassischen Methoden der Stratigraphie nicht erfassbar ist, gingen oft die Meinungen der Verfasser stratigraphischer Arbeiten über die Mecseker Trias bzw. anderer, diesen Gegenstand berührender Arbeiten auseinander. K. F. PETERS (1862) beobachtete eine Winkeldiskordanz zwischen dem Jakobhegyer Sandsteinkomplex und dem darüber lagernden „bunten Sandstein- und Tonschiefer“-Komplex; da zog er auch die Grenze selbst. J. БÖCKH (1876) konnte beim

Kontakt des Jakabhegyer Sandsteins mit dem bunten Komplex keine Winkeldiskordanz wahrnehmen und hielt den letzteren Komplex für das Äquivalent der Werfener Schichten. Demgegenüber den Jakabhegyer Sandsteinkomplex mit der von ihm Verrucano genannten Konglomerat-Gruppe unter dem Namen Grödener Sandstein zusammenfassend, stellte er diese beiden ins Liegende der Werfener Schichten, aber als Grödener Sandstein beschrieb er sie als die älteste Formation der Trias (vermutlich aus den einfachen Gründen, da die stratigraphische Stellung des Grödener Sandsteins nach БÖCKH zwar in der Trias, aber im Liegenden der Werfener Schichten festzusetzen war). E. VADÁSZ (1912, 1917, 1935) nahm Stellung zu dieser Frage bei einer Analyse der von O. HEER und J. TUZSON an Pflanzenresten des tieferen Perms durchgeführten Untersuchungen. Dabei kam er zur Schlussfolgerung, dass das Permsystem vom Jakabhegyer Sandsteinkomplex abgeschlossen werde. A. BARABÁS (1955) hält die von E. VADÁSZ gezogene Grenze für richtig, aber nach einer ausführlichen Ermittlung dieser Ablagerungen zieht er die Grenze dort, wo innerhalb der roten Sandsteine, welche die Ablagerungen eines Flusses von Unterlauf-Charakter darstellen, zum ersten Male Rotton-, bzw. Schluffstein-Zwischenlagerungen auftreten. Diese Veränderung in der Sedimentation schreibt er dem Einfluss der Pfalzer Phase zu. Seinen originalen (1935) Standpunkt bezüglich der Perm—Trias-Grenze aufrechterhaltend und den gipsführenden Komplex ins Hangende des Jakabhegyer Komplexes stellend, war später E. VADÁSZ (1957) der Meinung, dass der gipsführende Komplex noch dem Perm angehörte. Nach der Auffassung von O. TÓZSÉR (in JÁMBOR—SZABÓ 1961) sei die Grenze im Liegenden des Konglomerates zu ziehen. In einem späteren Aufsatz (A. BARABÁS—O. TÓZSÉR—A. JÁMBOR, in JÁMBOR—SZABÓ 1961) revidiert er diese Auffassung und nimmt den früheren Standpunkt von A. BARABÁS an. J. KISS (1961) zieht die Grenze wieder im Liegenden des Konglomerates.

Die Auffassungen über die Perm—Trias-Grenze sind in Tabelle 1 veranschaulicht.

Nach unserer Meinung stellt die Sandstein-Schichtgruppe mit Zwischenlagerungen von rotem Schluffstein, die A. BARABÁS schon in die Trias gestellt hat, eine Ablagerung von Delta-Typus dar und schliesst logischerweise die fluviatile Serie ab, die mit der Konglomerat-Gruppe von Oberlauf-Charakter beginnt und sich mit dem fluviatilen Jakabhegyer Sandsteinkomplex von zunächst Mittellauf-Charakter mit bogiger Kreuzschichtung, später von Unterlauf-Charakter mit diagonalen Kreuzschichtung fortsetzt (A. BARABÁS, 1955).

Im Patacsér Hohlweg lassen sich im oberen Teil des oberpermischen Sandstein-Komplexes mehrere (10—11) rote Schluffstein-Zwischenlagerungen beobachten. In der Basis der über den Schluffstein folgenden Sandsteinbank können die winkligen Trümmer des Schluffsteines fast in allen Fällen angetroffen werden; ja sogar in den tieferen Teilen (z. B. 400 m unterhalb der Perm—Trias-Grenze), wo keine Schluffstein-Zwischenlagerungen mehr zu beobachten sind, enthalten oft die Sandsteinbänke winklige Schluffsteintrümmer in ihrem Basisteil. Dieser Sandstein—Schluffstein-Rhythmus der Sedimentation scheint also auch die älteren Abschnitte des oberpermischen Komplexes zu charakterisieren. Die in die

Sandsteinbänke eingeschlossenen Schluffsteintrümmer weisen hingegen darauf hin, dass die Anhäufung von Sedimenten stellenweise und zeitweilig aufhörte, bzw. dass sie durch gleichzeitige Abtragung der bereits abgesetzten Sedimente abgelöst wurde.

Die Sandsteinbänke des obersten Perm weisen eine grobe, undeutliche Kreuzschichtung auf und die größte Fraktion innerhalb einer Bank befindet sich nicht an der Basis. Hier und da kommen auch Kiese vor, deren Durchmesser höchstens 3 cm erreicht. Sie bestehen aus Quarz, Quarzit und Quarzporphyr.

Diese Sandstein- und Schluffstein-Bildungen werden von den Seiser Schichten ohne Winkeldiskordanz überlagert. Wir halten es für angebracht, die Perm—Trias-Grenze dort zu ziehen, wo (in der Schichtfolge aufwärts):

- die abgerundete Fraktion ausbleibt,
- die grünen (meist chloritischen) Bildungen erscheinen und gleiche Proportion mit den roten Sedimenten erreichen,
- die erste manganreiche Einlagerung nachgewiesen werden kann,
- die Phyllopoden erscheinen,
- die Dolomit- und Dolomitmergel-Lagen auftreten,
- in den Sandsteinen keine Schluffsteintrümmer und keine rhythmische Sortierung mehr wahrgenommen werden können.

Die Sedimentfolge der Werfener Stufe wird auf folgende Weise gegliedert:

#### Seiser Unterstufe

1. Abwechslung von *rotem Schluffstein* und *feinkörnigem Sandstein* mit *grünem Tonstein*; im letzteren treten die Phyllopoden-Formen *Isaura albertii* und *Palaeolimnadia meeseckensis* häufig auf. Hier und da kommen in manchen rotgefleckten, feinkörnigen Sandsteinschichten auch die Abdrücke von *Lingula tenuissima* und *Myophoria costata* vor. An der Basis der Seiser Unterstufe lassen sich mehrere kalkige, eisenhaltige, an Manganoxyd reiche Schluffstein-Lagen beobachten, während im oberen Teil dünne Dolomitmergel-Lagen häufig auftreten. Mächtigkeit: 100 bis 150 m.

#### Campilier Unterstufe

2. *Grauer Dolomit, Dolomitmergel und Tonstein*, stellenweise mit dünnen *Anhydrit-* und *Gips-*lagern, mit spärlichen Magnesitspuren, im Hangenden mit auto-klastischer Brekzie, die bisweilen von kalkigem—sideritischem Bindemittel verkittet ist. Mächtigkeit: 20 bis 80 m.

3. *Gauer Dolomitmergel mit Zwischenlagerungen von Dolomit und geschiefertem Tonstein* (*Lingula tenuissima* und *Pecten albertii*). Mächtigkeit: 30 bis 50 m.

4. *Dunkelgrauer, dünngeschichteter Plattenkalk*, im unteren Teil mit häufigen, nach oben seltener auftretenden *Mergel-Lagen*; an der Basis lagern 1—2 m mächtige, sich zellig verwitternde *Brekzien*, deren winklige Schuttkörner und -Blöcke aus geschiefertem Tonstein bestehen und durch Dolomitkalk verkittet sind. In der Kalkstein-Schichtgruppe treten die Vertreter von *Gervilleia*, *Modiola* und *Myophoria* massenhaft auf; in der oberen Hälfte lässt sich *Naticella costata* sammeln. Mächtigkeit: 60 bis 100 m.

Auf den Werfener Schichten lagert konkordant die Schichtenfolge der anisischen Stufe, an der Basis mit 5 bis 10 m mächtigen, roten zucker-körnigen *Dolomiten*, deren typische Ausbildung die Grenzziehung Werfen—Anis erleichtert. In den Kalksteinschichten, welche die sog. „Grenzdolomite“ überlagern (E. VADÁSZ, 1935), kann *Naticella costata* nicht mehr angetroffen werden, aber *Natica* cf. *stanensis* lässt sich stellenweise sammeln.

Lithologisch zeichnet sich die Mecseker Untertrias durch das graduelle Ausbleiben der klastischen Komponenten und der Überhandnahme der Kalkstein-Sedimentation aus, wobei eine Folge von Strand-, Lagunen- und neritischen Fazies des ehemaligen Sedimentationsbeckens vertreten ist.

Geochemisch wird die Werfener Sedimentreihe durch die Aufeinanderfolge von Ultraoxydations- (Seiser); Oxydations-Salz-, dolomitisch-sideritische (Untercampil); und Kalkstein- (Obercampil) Fazies, d. h. durch die stufenweise Abnahme des Eisenoxydationsgrades und die graduelle Zunahme des Verbindungspotentials gekennzeichnet.

### Seis

Die Seiser Schichtenfolge ist von folgenden Gesteinsabarten\* aufgebaut:

1. *Roter Schluffstein*. (Allgemein verbreitet, die Hälfte der Gesamtlithologie der einzelnen Profile ausmachend.)

2. *Roter (rölich-gelber) Arkosensandstein*. (Allgemein verbreitet; in den einzelnen Profilen ist sein Anteil untergeordnet; gewöhnlich im unteren Teil der Schichtfolge auftretend.)

3. *Grüner, graulichgrüner, chloritischer Tonstein* mit Phyllopoden. (Allgemein verbreitet; in den einzelnen Profilen macht sein Anteil wenigstens ein Viertel aus; nach oben in der Schichtfolge wächst seine Menge auf Kosten des roten Schluffsteins.)

4. *Brauner bis bräunlichgelber, manganoxydführender, kalkiger Schluffstein*. (Allgemein verbreitet an der S-Flanke der permischen Aufwölbung, in den einzelnen Profilen an der Basis der Schichtenfolge mehrere, 1 bis 10 cm dicke Lagen bildend.)

5. *Hellgrauer Dolomitmergel*. (Allgemein verbreitet, in der oberen Hälfte der einzelnen Profile häufiger, in 5 bis 20 cm dicken Lagen.)

6. *Zellig verwitternde Brekzie*. (Untergeordnet.)

7. *Dunkelgrauer, feinsandiger, schluffiger, glimmeriger Tonstein*. (Ein paar dünne Schichten in der Seiser Schichtenfolge der Bohrung Pg-II.)

\* \* \*

Obenangeführte verschiedene Bildungen der Seiser Schichtenfolge wechseln sich rhythmisch miteinander ab. Nach den Ergebnissen der Untersuchung des Patacszer Profils nimmt die Mächtigkeit der Basisrhythmen in der Schichtenfolge aufwärts allmählich ab. Das ist in Abb. 2. dargestellt, wo die Korrelationsbeziehung zwischen der Basisrhythmus-Mächtigkeit und der Mächtigkeit des Gesamtkomplexes (d. h. die Entfernung der jeweiligen Formation von der Perm—Trias-Grenze) veranschaulicht wird. Diese Beziehung ist fast direkt, also je weiter eine Formation von der Perm—Trias-Grenze liegt, desto dünner ist sie. Daraus folgt es, dass entweder die variierende Rhythmizität der Sedimentation sich allmählich

\* Die Ergebnisse der chemischen und Spektralanalyse der triadischen Gesteinproben sind tabellarisch zusammengefasst wiedergegeben.

beschleunigte oder die Menge der Sedimentzufuhr stufenweise abnahm. In den einzelnen Profilen lassen sich je 30 bis 50 Sedimentationsrhythmen erkennen.

Anhand der in Abb. 3 angeführten  $o_{Fe}$ -Angaben ist es klar, dass die Farbe der Gesteine davon abhängt, inwieweit ihr Eisengehalt oxydiert oder reduziert ist. Farbenveränderung der Gesteine mit Abnahme des Ferri-eisen/Ferroeisen-Verhältnisses: braun → gelb → rot → grau → grün.

Die im Patacsér Profil ermittelten Werte des Eisenoxydationsgrades ( $o_{Fe} = \frac{2 \text{ Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$  Gewicht%), die auch in der den unteren Teil des Profils darstellenden Abb. 4 angeführt sind, ergeben sich an der Basis der Seiser Schichtenfolge für etwas grösser, als im Oberperm. Die Gründe dafür sind im Einfluss der manganreichen Zwischenlagerungen und der auch andere Gesteine durchziehenden mangan- und eisenschüssigen Spaltenfüllungen zu suchen. Im oberen Teil der Seiser Schichtenfolge bleiben die Eisenoxydationswerte wieder in der Nähe des für das Oberperm erhaltenen Durchschnitts (ca. 10), ja in den obersten Schichten sind sie sogar ein wenig kleiner.

Nach dem Diagramm des Reifenindex (Quarz/Feldspat-Verhältnis) nimmt die relative Menge des Feldspats in den Seiser Gesteinen zu, aber dabei wächst auch das Verhältnis des verwitterten Feldspats zum frischen Feldspat. In diesem Falle ist unwahrscheinlich, dass die Zunahme des relativen Anteils an verwittertem Feldspat durch eine Klimaänderung bedingt gewesen wäre. Die oberpermischen Sandsteine sind stärker zementiert (in der Regel, haben sie eine kieselige—serizitische Grundmasse), als die Seiser Schichten, die eine tonig—serizitische Grundmasse führen, und so kann sich in ihnen der Einfluss der an der Tagesoberfläche erfolgenden Verwitterung intensiver geltend machen.

Die Abnahme des Durchschnittswertes des Reifenindex, d. h. die relative Zunahme des Feldspat-Anteils scheint darauf zurückführbar zu sein, dass im Laufe der Ablagerung der oberpermischen Sedimente der Prozess der Sedimentanhäufung in manchen Punkten des kontinentalen Sedimentationsraumes häufiger durch Pausen unterbrochen wurde (das bekräftigt auch die an der Basis der Sandsteinbänke befindliche Schluffsteinbrekzie), als es bei der Ablagerung der Seiser Schichten der Fall war. Also im Oberperm konnte das Sedimentmaterial auch nach seiner Ablagerung intensiver „reifen“, während das ins Seiser Sedimentationsbecken eingeführte Material gewöhnlich gleich nach seiner Ablagerung verschüttet wurde.

Die Üröger Schichtenfolge der Perm—Trias-Grenze ist in Abb. 5 dargestellt, während die in der Bohrung bei Pipáskút durchteufte Seiser Schichtenfolge in Abb. 6 zu sehen ist.

## C a m p i l

Ähnlich den untertriadischen Gips—Anhydrit-Vorkommen von Perkupa, Villány und Dióskál kann die gipsführende Dolomitmergel-Gruppe des Untercampils nicht an der Oberfläche studiert werden. Über die vom Mecseker Erzbergbaubetrieb in der Umgebung von

Bükkösd 1957 niedergebrachten Erkundungsbohrungen haben A. BARABÁS und I. Soós (1959) einen Bericht veröffentlicht.

Von den Bohrungen, die durch die Ungarische Geologische Anstalt 1958 abgeteuft worden sind, haben Mü-1, Ma-I und Pg-III Gipslagerstätten durchquert.\* Von diesen hielt die Bohrung Ma-I (Abb. 7) im Liegenden der Schichtgruppe an, während die Bohrung Pg-III (Abb. 8) nur ihren oberen Teil durchteufte. Die Schichtenfolge ist — wegen ihrer sehr stark gestörten Struktur — zu ausführlichen Untersuchungen nicht geeignet. Die Ablagerungen der gipsführenden Gruppe lagern ohne Winkeldiskordanz auf den Seiser Schichten.

Die hangende Dolomitmergel-Gruppe lässt sich bereits an der Tagesoberfläche studieren, wo sie durch Ausbisse vertreten ist. Auch die Beziehung der Dolomitmergel-Gruppe zu den fossilführenden Plattenkalken des Obercampils kann in mehreren Tagesaufschlüssen beobachtet werden. Bei der Festlegung der Punkte, wo Erkundungsbohrungen auf Gips in 1958 abzuteufen waren, nahmen wir an, dass die gipsführende Schichtgruppe unter der Dolomitmergel-Gruppe lagerte. Obwohl E. VADÁSZ (1957) die gipsführende Gruppe ins Liegende der Seiser Schichten stellte, deuteten die Angaben über die Oberflächenausbreitung der Seiser Schichten und der gipshangenden Campiler Schichten darauf hin, dass die stratigraphische Stellung der gipsführenden Gruppe zwischen dem Seis und dem an der Tagesoberfläche kaum bekannten Campil festzusetzen sei. Die Bohrungen haben diese Annahme bekräftigt.

Ausser obigen Ausführungen wird die stratigraphische Einstufung der gipsführenden Schichtgruppe der Umgebung von Pécs in die Untertrias, genauer gesagt, in die Basis der Campiler Unterstufe auch durch andere Angaben unterstützt. In Europa sind in vielen Regionen solche Evaporitbildungen bekannt, die im oberen Teil der Untertrias auftreten. Die Mehrheit dieser Vorkommen sind — gleich demjenigen im Mecsek — von kleiner industrieller Bedeutung oder ganz unbedeutend, während die Evaporitlager des Zechsteins in der Regel bedeutender sind. Gips und Anhydrit gibt es in den Gemeriden, innerhalb der Untercampil-Formation (M. MAHEL', 1961), Gips kommt in der Campiler Schichtenfolge der Pasubio-Gegend (Italien), im unmittelbaren Hangenden des Rotsandsteins der Umgebung von Thangelstadt (Deutschland), im Röth von Polen und in den Campiler Schichten der Dachsteiner Alpen vor. Steinsalz-Lagerstätten röthischen Alters sind auch in Thüringen und West-Mecklenburg bekannt.

Im Gips von Bükkösd hat M. DEÁK eine geringe Mikroflora gefunden, in den Gipslagern von Pécs konnte sie aber ausser Mikrosporen-Bruchstücken nichts anderes nachweisen. Auf Grund ihrer palynologischen Untersuchungen hielt sie den Gips von Bükkösd für eine Ablagerung, die ... „Vermutlich am Ende des Mittelzechsteins oder am Anfang des Oberzechsteins“ ... entstanden war (1959).

\* Die Angaben der Bohrungen sind tabellarisch zusammengefasst wiedergegeben; die Bohrpunkte sind auf der Kartenskizze zu sehen (Abb. 2.). Die mit arabischer laufender Nummer bezeichneten Bohrungen sind perspektivische Bohrungen von grösserer Tiefe, diejenigen mit römischer Nummer stellen seichte Kartierungsbohrungen dar.



Da im Bükköser Gips auch jene oberpermischen, bzw. Werfener Formen fehlten, die ihrer Meinung nach „beinahe den Wert von Leitfossilien“ besitzen, basierte M. DEÁK die Zechstein-Alterbestimmung des Gipses lediglich auf die Dominanz-Verhältnisse der in relativ grosser Zahl angebotenen *Floriniten*. Nach ihrer Beweisführung seien diese in den *Bellerophon*-führenden Schichten schon in einer verschwindend geringen Menge vorhanden und dominieren in Ablagerungen, die *älter* als die letztgenannten Schichten sind. Nach unserer Auffassung kann diese Argumentierung das oberpermische Alter ebenso nicht beweisen, wie sie die Zugehörigkeit zum Werfen nicht widerlegen kann, denn die *Bellerophon*-führenden Schichten füllen in vielen Regionen (z. B. in den Karnischen Alpen) das ganze Oberperm aus. Gegenüber der auf palynologischer Grundlage fussenden Altersbestimmung beweist die Schichtenfolge der seit 1959 niedergebrachten zahlreichen Bohrungen eindeutig, dass die gipsführende Gruppe durch Obercampiler Schichten überlagert und das Liegende durch Seiser Ablagerungen vertreten ist.

Die gipsführende Schichtgruppe lagert konkordant auf den Seiser Bildungen. In ihrem Hangenden, zwischen den Gipslagern und der Dolomitmergel-Gruppe gibt es graue, kalkige, manchmal sideritische Dolomitmergel-Brekzien. Das Nebengestein der gipsführenden Gruppe ist dem Gesteinmaterial der Dolomitmergel-Gruppe vollkommen gleich, aber es weicht von demjenigen der Seiser Schichten wesentlich ab (mit Ausnahme der dort auftretenden dünnen Dolomitmergel-Zwischenlagerungen). Diese lithologische Verwandtschaft und die Tatsache, dass die lagunäre Fazies in der Campiler Unterstufe allgemeiner verbreitet ist als in der Seiser, machen das untercampiler Alter der gipsführenden Gruppe ebenfalls wahrscheinlich. Die Gesamtmächtigkeit der Ingressionsbrekzie, die die gipsführende Gruppe überlagert, beträgt 5 m in der Bohrung Ma-I, 17 m in Pg-III und 37 m in Mü-I. (In letzterer Bohrung hat sie sich — vermutlich mitsamt der ganzen Schichtenfolge — verdickt, was auf tektonische Gründe zurückzuführen ist.) Diese Brekzie autigener Natur mag infolge syngenetischer Erosion und Wiederaufarbeitung (Umhäufung) entstanden sein.

Lithologische Zusammensetzung der gipsführenden Dolomitmergel-Gruppe:

1. *Grauer, toniger Dolomit.*
2. *Grauer Dolomitmergel.*
3. *Grauer, geschieferter Tonstein.*
4. *Anhydrit und Gips.* Von den sekundären, weissen, faserigen Gipsadern abgesehen, bestehen die Gipslager aus grobkristallinem Anhydrit und Gips mit grauer organischer Verunreinigung. Die meisten Lager sind durch *gipsführenden Anhydrit* vertreten. Mächtigkeit: 0,5 bis 30 cm. Struktur gewöhnlich stark gestört, gefältelt oder mit zerquetschten Gesteinzwischenlagerungen zusammengeknetet.
5. *Grauer, magnesitführender Dolomitmergel und dolomitischer—toniger Magnesit.*

Die grauen, dünn geschichteten, geplatteten Kalke der obercampiler *Plattenkalk-Gruppe* lagern ohne Winkeldiskordanz, mit einer dünnen (1 bis 4 m) Ingressionsbrekzie, auf den Schichten der Dolomitmergel-

Gruppe, und zwar in jedem Fall auf dolomitischem Tonstein, wie es von uns beobachtet wurde.

Das klastische Material der Brekzie entspricht lithologisch dem dolomitischen Tonstein in ihrem Liegenden. Ihr Bindemittel ist ein dolomitischer Kalkstein. Nach der Verwitterung der Tonsteintrümmer weist die Oberfläche der Brekzie eine zellige Struktur auf, wie es bei der soeben beschriebenen Brekzie der Seiser Schichten der Fall ist.

Lithologische Zusammensetzung der Plattenkalk-Gruppe:

1. *Grauer bis dunkelgrauer Kalkstein.*
2. *Grauer Mergel.*

Das Detailprofil der Campiler Schichten ist in Abb. 10 dargestellt. Neben der Schichtenfolge ist auch die Verteilung der wichtigeren Fossilien angeführt worden.

### Fossilien der Untertrias\*

Aus den Seiser Ablagerungen sind uns folgende Fossilien bekannt:

#### *Plantae\*\**

*Tentaculata; Brachiopoda*  
*Lingula tenuissima* BRÖNN

#### *Mollusca; Lamellibranchiata*

*Myophoria costata* ZENK.  
*Myophoria* sp.  
*Myacites fassaënsis* WISSM.  
*Claraia clarae* (EMMR.)

#### *Crustacea; Phyllopora*

*Isaura albertii* (VOLTZ)  
*Isaura* sp.  
*Palaeolimnadia mecsekensis* E. NAGY

Bei der Reambulation gelang es aber nicht, die Vertreter der von PETERS (1862) aus den Seiser Schichten erwähnten Arten *Myacites fassaënsis* und *Posidonomya clarae* wieder anzusammeln. Bei den von uns 1958 vorgenommenen Kartierungsarbeiten fanden wir Massen von Phyllopoden-Abdrücken und -Steinkernen im Seiser grünen, geschieferten Tonstein. Diese Fossilien können in der ganzen Schichtenfolge der Seiser Stufe angetroffen werden; ihre Verbreitung lässt sich von Pécs bis Hetvehely verfolgen. Unsere Untersuchungen (1959—1960) haben in der Fauna zwei Arten nachgewiesen. Die eine ist *Isaura albertii* (VOLTZ), welche die Mehrheit der Fauna bildet. Zwar *Isaura (Estheria) minuta* ähnlich, lässt sie sich davon — anhand der Beschreibungen von VOLTZ (1837), BEYRICH (1857) und PICARD (1909) — gut unterscheiden. Jeder der soeben erwähnten Verfasser beschrieb die in der Frage stehende Art aus dem Buntsandstein.

\* Tafeln II. und III.

\*\* Unbestimmbare, schlecht erhaltene Pflanzenabdrücke sind uns in den lichterem Seiser Sandsteinen bekannt. Diese ziemlich seltenen Abdrücke sind, in der Regel durch Mangan inkrustiert. Auch der im Éger-Tal bei Mecsekszentkút gefundene Azurit ist häufig an solche Pflanzenreste gebunden (K. VÁRSZEGI, 1965).

Der andere Phyllopoden-Fund — nachdem er mit keiner bekannten Art identifiziert werden konnte [die grösste Ähnlichkeit zeigt er zu *Paleolimnadia wianamattensis* (MITCHELL)] — wurde unter dem Namen *P. mecsekensis* nov. sp. (1960) beschrieben.

In den 1870-er Jahren sammelte L. ROTH ein Bruchstück von *Myophoria* im roten Seiser Sandstein von Cserkút an. In den rotgefleckten, tonigen, feinkörnigen Sandsteinen der Seiser Schichtenfolge der Patacser Hohlweg fanden J. SZABÓ und Á. JÁMBOR in der jüngsten Vergangenheit Abdrücke und Steinkerne von *Lingula* und *Myophoria*, die als Individuen von *Lingula tenuissima* BRONN. und *Myophoria costata* ZENK. bestimmt wurden. Über die Fossilien von zwei Schichten wurden Orientations-Diagramme und über die *Lingula*-Population der unteren Schicht ein variationsstatistisches Diagramm konstruiert (Abb. 11). (In den Schichten lag 70% der Fossilien mit der konkaven Seite, 30% mit der konvexen Seite aufwärts gerichtet.) In den Basisschichten wiesen die meisten Fossilien westliche, in den oberen Schichten südwestliche Orientation auf. Auch auf Grund der Länge/Breite-Statistik der Klappen erwiesen sich die Individuen von *Lingula* als Vertreter einer einzigen Art (*Lingula tenuissima* BRONN.).

Schliesslich seien hier noch diejenigen, mit Gesteinsmaterial ausgefüllt, gewöhnlich auf die Schichtflächen senkrechten, *Arenicola*-artigen Wohnröhren erwähnt, die von Á. JÁMBOR (1964) aus den Seiser Bildungen des westlichen Mecsek-Gebirges beschrieben worden sind.

In der Fauna der C a m p i l e r Schichten waren drei Stämme vertreten: die Protozoen durch die Gattung *Endothyra*, die Tentaculaten durch *Lingula tenuissima* und schliesslich die Mollusken durch zahlreiche Arten. Darunter sind die Lamellibranchiaten durch *Gervilleia* (Familie Inoceramidae), *Modiola* (Familie Mytilidae), *Pecten* (Familie Pectinidae) und *Myophoria* (Familie Trigoniidae), die Gastropoden aber durch die zur Unterordnung Neritacea gehörige Gattung *Naticella* vertreten.

Aus den Campiler Schichten sind bisher folgende Fossilien bekannt (von unseren eigenen Funden sind die aus neuer Aufsammlung stammenden Formen mit +, diejenigen, die auch durch frühere Sammler angetroffen wurden, mit ++ bezeichnet):

#### Untercampil:

##### *P l a n t a e*

- Calamospora* sp.
- Densiosporites* sp.
- Endosporites pallidus* SCHEMEL
- Endosporites* sp.
- Wilsonia kosankei* BHARD
- Florinites* sp.
- Lueckisporites richteri* PAT. et KLAUS
- Lueckisporites virkkiae* PAT. et KLAUS
- Pityosporites zapfei* PAT. et KLAUS
- Pityosporites* sp.

##### *P r o t o z o a*

- Endothyra* sp.

*Tentaculata; Brachiopoda*  
*Lingula tenuissima* BRONN ++

*Mollusca; Lamellibranchiata*  
*Pecten cf. albertii* GOLDF. ++  
*Myophoria* sp.  
*Pseudomonotis* sp.\*

*Arthropoda; Crustacea*  
*Isaura* sp. +

#### Obercampil:

*Tentaculata; Brachiopoda*  
*Lingula tenuissima* BRONN ++

*Mollusca; Lamellibranchiata*  
*Pecten albertii* GOLDF. +  
*Modiola triquetra* SEEB. +  
*Modiola gibba* ALB. +  
*Gervilleia modiola* FRECH +  
*Gervilleia goldfussi* STROMB. ++  
*Gervilleia mytiloides* SCHLOTH. ++  
*Gervilleia costata* SCHLOTH. ++  
*Myophoria costata* ZENK. ++  
*Myophoria elegans* DUNKER  
*Myophoria cf. goldfussi* ALB. +  
*Myophoriopsis (Pseudocorbula)* sp. +  
*Myoconcha gastrochaena* DUNKER ++  
*Anodontophora* sp. +

*Gastropoda*  
*Naticella costata* MÜNST.  
*Naticella* sp.  
*Gastropoda* indet.

Die Foraminiferen-Gattung *Endothyra* (?) wurde in der gipsführenden Gruppe von GY. HÖNIG anhand von zwei oder drei schlecht erhaltenen Schnitten erkannt.

Die Art *Lingula tenuissima* kommt in der Dolomitmergel-Gruppe und in den Basisschichten der Kalkstein-Gruppe vor und wird durch *Pecten cf. albertii* in den Dolomitmergeln, durch *Pecten albertii* und Modiolen in den Kalksteinen (Umgebung von Hetvehely) begleitet. *Modiola triquetra* kann — samt den Gervilleien — in der ganzen Kalkstein-Gruppe angetroffen werden. Diese Arten zeichnen sich dadurch aus, dass sie in gewissen Schichten des Komplexes überall massenhaft vorzufinden sind. In einzelnen solchen faunenreichen Schichten überwiegen an der Basis der Schichtgruppe die Gervilleien und Modiolen, an ihrer Spitze stehen aber eher die Myophorien. Von den Gervilleien ist *G. modiola* jeweils in einer grösseren Exemplarenzahl vertreten, als die übrigen Arten insgesamt (*G. goldfussi*, *G. mytiloides* und *G. costata*). Die Art *Myophoria costata* ist in der ganzen Kalkstein-Gruppe, sogar im obersten Teil der Dolomitmergel-Gruppe angetroffen worden.

\* Mitteilung von Á. JÁMBOR an der Jahrestagung 1965 der Ungarischen Geologischen Anstalt.

Vertreter der Gattungen *Myophoriopsis* (*Pseudocorbula*) und *Anodonthophora* kamen bisher nur als Seltenheiten, vereinzelt aus der Kalkstein-Gruppe zum Vorschein.

Gastropoden konnten nur im oberen Teil der Kalkstein-Gruppe angesammelt werden. Auch darunter fanden wir leider keine solche Form, die mit voller Sicherheit *Naticella costata* genannt werden könnte. Die im Museum der Ungarischen Geologischen Anstalt aufbewahrten, gut erhaltenen Exemplare von *N. costata* waren von E. VADÁSZ gesammelt worden.

Die den oberen Teil der Campiler Unterstufe kennzeichnenden Arten sind sog. „beginnende“ Formen, die im Röth der germanischen Ausbildung erst auftreten: *Pecten albertii*, *Myophoria elegans*, *Myoconcha gastrochaena*, *Modiola triquetra*, *Gervilleia modiola*, *G. mytiloides*, *G. cf. costata* und zuletzt auch *Lingula tenuissima*. Es gibt in der Fauna keine solche Art, die in der alpinen Ausbildung erst in den Campiler Schichten erschienen wäre. Es ist merkwürdig, dass der Grossteil der erst im Röth auftretenden Formen in den alpinen Ausbildungen zuerst in der anisichen Stufe auftritt (*Myophoria elegans*, *Myoconcha gastrochaena*, *Modiola triquetra*). Das erste Auftreten der Arten *Myophoria goldfussi* und *Modiola gibba* fällt — anhand der bisherigen Literatur-Angaben — auf einen höheren Horizont sowohl in den alpinen, als auch in den germanischen Ausbildungen. Wegen ihrer schlechten Erhaltung können diese Arten bei uns lediglich mit der Bezeichnung cf. angenommen werden.

Unsere Fauna enthält sowohl Formen, die bisher nur aus alpiner Fazies angegeben wurden (*Naticella costata*), als auch solche, die bisher nur in der Fossilvergesellschaftung der germanischen Trias in Evidenz gehalten waren (*Modiola cf. gibba*, *Gervilleia goldfussi*). [In ihrem 1959 in Budapest gehaltenen Vortrag hat SENKOWICZOWA (1961) die Art *Naticella costata* als ein alpines Faunenelement des polnischen Röths erwähnt.] Die Hauptmasse der vorliegenden Fauna besteht aus Formen, die in beiden Faziesgebieten vorkommen. Mit Ausnahme der soeben erwähnten *Modiola cf. gibba* sind alle Formen auch in den Südalpen bekannt.

Infolge ihrer Armut an Arten ist diese Fauna zur Klärung von Altersproblemen oder paläogeographischen Beziehungen ebenso wenig brauchbar, wie zur Ermittlung der paläoökologischen Verhältnisse. Das ist neben der Artenarmut auf die Tatsache zurückzuführen, dass sowohl die Myophorien, als auch die Familie *Trigoniidae* bereits ausgestorben (THIELE, 1935) und im Eozän auch die Gervilleiden verschwunden sind. Am überzeugendsten scheint nämlich jene Methode zu sein, welche durch Anwendung des Prinzips des Aktualismus die ökologischen Verhältnisse der fossilen Fauna nach den Lebensbedingungen und Vergesellschaftungen heute lebender Formen ermittelt. 60% der Werfener Fauna des Mecsek-Gebirges ist durch Formen vertreten, die den bereits erwähnten beiden ausgestorbenen Gattungen angehören. Auch für die restlichen 40% wird die Interpretierung durch die Armut der einschlägigen Literatur ziemlich erschwert.

Die oberwerfener Fauna des Mecsek-Gebirges zeichnet sich ohne Zweifel durch das Fehlen der *Cephalopoden* aus, eine Merkwürdigkeit, die sie von allen analogen Ausbildungen unterscheidet. Das kann offenbar mit dem ungeeigneten Salzgehalt, mit dem verunreinigten, unbelüfteten oder ungenügend durchleuchteten Wasser des ehemaligen Sedimentations-

beckens erklärt werden. Die Abwesenheit der Cephalopoden ist umso interessanter, weil es uns kaum solche Untertrias-Ausbildungen bekannt sind, wo die Ammonoiden nicht vertreten wären (Alpen: *Tirolites*, Deutschland: *Beneckeia*, Sibirien: *Olenckites*, Japan und Ussuri: *Proptychites*, Nordamerika: *Columbites*; geschweige denn von der in *Ammoniten*-Zonen gegliederten Untertrias der Himalajas).

Die folgenden spärlichen Angaben können lediglich als Hindeutungen auf die paläoökologischen Verhältnisse aufgefasst werden:

Nach SORGENFREI (1958) sei der minimale Salzgehaltbedarf der rezenten Modiolen 30%. Diese Formen leben grösstenteils in den Meereszonen, wo der Jahresdurchschnitt der Oberflächentemperatur des Wassers 12 °C ist. Der minimale Salzgehaltbedarf der heute lebenden Pectiniden schwankt von 25 bis 34%. Auch diese Formen leben vorwiegend in den Meereszonen der 12 °C Isotherme, doch wurden sie auch schon in borealem Meer mit 4 °C Jahresdurchschnitt der Wasseroberflächen-Temperatur (Barents-See), ja sogar in der Tiefsee angetroffen. Was die Wassertiefe ihres Auftretens betrifft, so kommen sie vorwiegend in der Corallinen-Region (Kalkalgen-Region) der neritischen Zone, im Tiefenintervall von 27 bis 90 m vor.

Nach R. HESSE (1924) seien die rezenten Lingulen Schlammbewohner, die in der eulitoralischen Zone des Indischen Ozeans und des westlichen Pazifikums leben.

Beim Studium der im Museum der Ungarischen Geologischen Anstalt befindlichen Sammlungen haben wir erfahren, dass die aus Nordungarn stammenden Vertreter der untertriadischen Gervilleien und Modiolen wesentlich grosswüchsiger (oft dreimal so gross) sind als die Mecseker Exemplare (und die aus Bakony). Das ist umso merkwürdiger, da HESSE (1924) die beobachtete Tatsache, dass viele Lamellibranchiaten-, Gastropoden- und Krustazeen-Arten beim Polarkreis grosswüchsiger als ihre Äquivalenten in den warmen Seen sind, eben am Beispiel der Modiolen veranschaulicht. (Dabei kann der Grössenunterschied auch durch den Unterschied des Salzgehaltes bedingt sein.)

Als Zusammenfassung legen wir die Tabelle 2 vor, die über die quantitativen Verhältnisse der aus den einzelnen Mecseker Fundorten stammenden und dort auch heutzutage vorfindbaren Formen Auskunft gibt. Gute Perspektiven für die weitere Bearbeitung der untertriadischen Fauna ergeben sich aus der Tatsache, dass von den seit 1870 gesammelten und im Museum der Ungarischen Geologischen Anstalt aufbewahrten 324 Exemplaren 250 Formen in den letzten drei Jahren gesammelt wurden und davon 205 aus einer einzigen Schicht stammen. Diese Schicht befindet sich im Detailprofil von Szentkút (Abb. 9). Die Zusammensetzung ihrer Fauna ist in Abb. 12 angegeben.

### Sedimentologische Auswertung der Untertrias-Ablagerungen

In Übereinstimmung mit den Feststellungen von E. VADÁSZ, hält A. BARABÁS (1956) den „Jakabhegyer“ Perm-Komplex für eine Ablagerung, welche bei kontinuierlichem Sinken des Beckens stattgefunden hat und in welcher fluviatile Fazies von Mittel- und Unterlauf-Typus aufeinander-

der folgen. Der obere Teil des „Jakabhegyer“ Sandsteinkomplexes, den A. BARABÁS schon zu der Seiser Unterstufe rechnet, stellt eine Ablagerung von Delta-Typus dar. Die Faziesreihe der oberpermischen—Werfener Bildungen ist wie folgt: fluviatile (Unterlauf-Typus) → Delta → küstennahe → lagunäre → neritische Fazies.

Das paläogeographische Bild der Werfener Zeitspanne im Mecsek wurde 1935 von E. VADÁSZ auf folgende Weise geschildert: . . . „Die unterwerfener bunten Schiefer sprechen für ein unbelebtes, seichtes Becken mit ruhigem Wasser, in dem vorwiegend das feinere Trümmermaterial des Festlandes zur Anhäufung gelangte. An den flachen Ufern wurde der austrocknende feine Schlamm und Sand durch das Spiel der Wellen gekräuselt. Mit dem Fortschritt des langsamen Sinkens änderte sich der Charakter der Ablagerung, es trat Kalk hinzu und das eingewanderte tierische Leben bevölkerte spärlich das Becken.“

F. HORUSITZKY (1961) hat die Paläogeographie der Mecseker Untertrias folgenderweise charakterisiert: „Das Sedimentationsbecken war ganz seicht, von Zeit zu Zeit wurde es aufgeschüttet . . . der Werfener Tethys-Embryo überflutete das unvollständig abgetragene varistide Peneplain, dessen weit ausgedehnten, aus dem Meer emporragenden Rücken in der Seiser Zeitspanne grosse Mengen von terrigenem Material lieferten . . . Infolge des beschleunigten Absinkens wurden die erhabenen Rücken bald vom Meer überflutet, damit hörte die Zufuhr von klastischem Material auf und sie wurde von der Ablagerung karbonatischer Sedimente abgelöst . . .“

Alle Forscher, die sich eingehend mit den oberpermischen—untertriadischen Bildungen befasst haben, stellen fest, dass die Schichtenfolge in einer kontinuierlich sinkenden Zone zur Ablagerung gekommen ist.

Die Faziesreihe der Sedimente weist wirklich darauf hin, dass das Sedimentationsbecken mit Umgebung im Verhältnis zur Erosionsbasis (dem Meeresniveau) ständig sanken, d. h. der Durchschnittswert der Reliefenergie stets abnahm. Die Anklänge an Reliefenergie-Veränderungen innerhalb der einzelnen Schichtgruppen (Veränderung der Korngrösse, lokales Ausbleiben der klastischen Komponenten in der Seiser Schichtenfolge) sind auf Gründe zurückzuführen, die von diesem allgemeinen Absinken unabhängig waren.

Die manganhydroxydführenden Schichten und Dolomitmergel-Bildungen der Seiser Unterstufe zeugen von den jeweiligen Pausen der Zufuhr von klastischem Material (bei Schichten von verschiedener lithologischer Zusammensetzung sind aber — sowohl in der oberpermischen als auch in der Seiser Schichtenfolge — auch solche Formen häufig, die eine vollkommene Sedimentationslücke bezeugen: „flute casts“, „load casts“, Trockenrisse usw.).

Die einzelnen Bildungen der Seiser Schichtenfolge registrieren Bildungsverhältnisse (Mikrofazies), die auch voneinander gewissermassen unterschiedlich sind: der rote, tonige Sandstein mit Rippelmarken und Kreuzschichtung sollte sich in einer Strandzone, näher zur Küstenlinie abgesetzt haben, als es beim roten Tonstein (der offenbar eine ebenfalls in der Strandzone, aber weiter von der Küstenlinie abgelagerte Mikrofazies darstellt) der Fall war. Die eisenschüssige-manganführende Bildung ist von Sumpf-

erz-Natur, während der Dolomitmergel in einem lagunären Medium zur Ablagerung gekommen zu sein scheint.

Die in den Seiser Schichten erkennbaren, voneinander gewissermassen abweichenden Lithofazies sind in Abb. 13 dargestellt.

Dieses Diagramm wurde nach der Methode von KRUMBEIN konstruiert; in der von Seiser Ablagerungen aufgebauten Zone wurde jeder, wenigstens 25 Schichten umfassende Aufschluss ausführlich untersucht. In den einzelnen Schichtenfolgen wurden die drei Hauptlithofazies (Kalkstein, Tonstein, Sandstein) makroskopisch abgesondert und ihr prozentueller Anteil an der Gesamtlithologie auf einem Dreieck-Diagramm dargestellt. (Auf diesem wird jeder einzelne Aufschluss von je einem Punkt vertreten.) Danach wurde das Diagramm in Felder geteilt und die in die einzelnen Felder fallenden Punkte wurden mit dem gleichen Zeichen an die topographischen Stellen der entsprechenden Aufschlüsse auf der Karte projiziert und endlich daraus die Fazieskarte angefertigt.

Die Punkte des Diagrammes sind auf einer relativ kleinen Fläche zusammengedrängt, es gibt also keine wesentlichen Faziesunterschiede zwischen den einzelnen Seiser Aufschlüssen. Dementsprechend stellen selbst die auf der Fazieskarte abgesonderten Gebiete keine voneinander wesentlich abweichenden Zonen dar. Trotz dieser kleinen Unterschiede ist es interessant, dass gewisse Zonalität zum Ausdruck kommt. Die Zonen gleicher Ausbildung laufen vom NW nach SE, eine Richtung, die mit der an Rippelmarken gemessenen Strömungsrichtung von  $150^\circ$  übereinstimmt. Die an der Schichtfläche des feinkörnigen roten Sandsteines bei Donátusz-kápolna in Pécs beobachteten Rippelmarken sind asymmetrische, also von der Strömung bedingte Wellenformen mit 27 mm Wellenlänge und 3 mm Amplitude (d. h. mit einem „Ripple index“-Wert von 9,0). Die steilere Seite der Rippen — in Richtung von  $150^\circ$  eingestellt — zeigt auch die Richtung der Strömungen. Die Orientations-Statistik der Lingulen- und Myophorien-Steinkerne hat für Patacs eine westliche, bzw. südwestliche Strömungsrichtung ergeben. Es ist allgemein bekannt, dass die küstennahen Strömungen in der Regel mit der Küstenlinie parallel sind. (Auch Á. JÁMBOR schloss bei der Analyse der Orientation der Kampiler Fossilien des westlichen Mecsek-Gebirges auf eine NW—SO laufende Küstenlinie.)

Die euryhaline Phyllopoden-Fauna der Seiser Ablagerungen scheint unter den Verhältnissen von grossen Salzgehalt-Schwankungen gelebt zu haben. In Meereswasserverdunstungs-Anlagen zur Salzausscheidung sind die rezenten Brachiopoden sogar bei 30% Salzgehalt lebensfähig (E. VADÁSZ 1957). Obwohl das von uns besprochene Gebiet anhaltend sank, hielt jedoch die Aufschüttung des Sedimentationsbeckens bis zur Mitte des Campils Schritt mit dem Absinken. Dies war vielleicht die Ursache, dass in den abgeschnürten Beckenteilen ohne Zufuhr von terrigenem Material sich Anhydrit- und Gipslager bilden konnten. Dabei kam es jedoch nie zu einer vollkommenen Verdunstung.

Das *Karbonatmaterial* des Gesteins zwischen den Gipslagern und dem hangenden Dolomitmergel und Dolomit ist vermutlich von primärem oder chemogenem Ursprung. Mit Bezugnahme auf die Versuchsergebnisse von JANÁTEWA hat SOKOŁOW seine Vorstellungen bezüglich der Bildung von primären Dolomiten geäussert. Nach seiner Meinung könne primärer Dolomit in einem ultrasulfatischen Mittel, in paragenetischer Beziehung mit Gips entstehen, wo die Reihenfolge der Löslichkeit folgende ist: Kalzit <



<Dolomit < CaSO<sub>4</sub>. Das Kalziumsulfat vermindert die Löslichkeit des Kalzits, wegen des Vorhandenseins von Sulfat kommt die Dolomitaufnahmefähigkeit des Meereswassers seiner Fähigkeit zur Aufnahme von CaSO<sub>4</sub> nahe. Bei Verdunstung scheiden sich Dolomit und Gips gleichzeitig oder wechselbar aus.

Die Brekzienbank an der Basis der Plattenkalk-Gruppe zeugt von einer Beschleunigung des Absinkens, von der Einwirkung des in die lagunenartigen Beckenteile eingedrungenen Meeres. Die obercampiler Kalkstein-Gruppe mag in einem schlecht durchlüfteten Meereswasser bei relativ schneller Sedimentation entstanden sein. Ihre Fauna deutet einen stabilisierten Salzgehalt an.

In der Schwermineralzusammensetzung der Werfener Ablagerungen herrschen überall die magmatogenen Mineralien vor, und die metamorphen Mineralien werden in den jüngeren Bildungen immer mehr untergeordnet.

Das Klima des Gebietes mag in der ganzen Werfener Zeitspanne warm und trocken gewesen sein. Das beweisen solche Faktoren wie der relativ kleine Wert des Reifenindex in den Seiser Ablagerungen, die Evaporitbildung in der Campiler Unterstufe, sowie die Kalksteinbildung und die bereits erwähnten Besonderheiten des Wachstums der Fauna im Obercampil.

## MITTELTRIAS

Die neritische, unten chemogene, oben klastische Schichtenfolge der Mecseker Mitteltrias ist durch weit ausgedehnte Ausbisse nur im westlichen Mecsek-Gebirge vertreten. Kleinere Ausbisse, tektonisch abgegrenzte Vorkommen der Mitteltrias sind uns aber auch im Raume von Nagymányok—Váralja bekannt.

Die anisischen Ablagerungen wurden anhand einer Fauna erst von FOETTERLE (1865) datiert. Die erste Beschreibung der schwarzen geplatteten Tonsteine — der auffälligsten Komponente der ladinischen Schichtenfolge — finden wir bei PETERS (1862). Die stratigraphische Stellung dieser Schichten hat D. STUR in seiner 1874 veröffentlichten Arbeit festgesetzt. Die anisische Schichtenfolge wurde 1876 von J. BÖCKH in unteres, mittleres und oberes Glied geteilt. In 1929—30 versuchte M. PÁLFY das mittlere Glied auf der Karte abzusondern, ohne die tektonische Bedeutung dieses Unternehmens zu betonen. Die detailliertere geologische Beschreibung der Mecseker Mitteltrias wurde von E. VADÁSZ in seiner 1935 erschienenen Monographie gegeben.

Von den seit der Befreiung in beschleunigtem Tempo gewonnenen einschlägigen Neuerkenntnissen sollten die Beobachtungen von T. KILÉNYI und GY. WEIN bezüglich des Sedimentationsüberganges zwischen dem Ladin und der Obertrias erwähnt werden (in BALKAY et al. 1954 und GY. WEIN 1961).

Im folgenden geben wir eine Übersicht der mitteltriadischen Schichtgruppen. Die im Obercampil vollständig gewordene chemo- und biogene Sedimentation setzt sich auch im Anis fort, mit Anklängen an ein ähnliches neritisches Milieu. Der nach der Fauna (*Naticella costata* ZENK.) in die

Campiler Stufe gehörende, dünngeschichtete, dunkelgraue Kalkstein wird durch eine rote Dolomit-Gruppe überlagert, die wir mit dem Megyehegyer Dolomit parallelisieren und zur anisischen Stufe rechnen. Der über den Dolomiten lagernde Kalkstein führt Fossilien anisischen Alters: *Pecten (Entolium) discites* SCHL., *Natica cf. stanensis* PICHL.

#### Schichtenfolge der Mitteltrias:

#### Anis

##### Unteres Glied

1. *Rote Dolomit-Gruppe*. Lilarote, zuckerkörnige Dolomitschichten mit dünneren, gelben Dolomitmergel-Zwischenlagerungen. Mächtigkeit: 5 bis 20 m.
2. *Graue, dünngeschichtete Dolomitmalk-Gruppe*. Dolomitgehalt veränderlich. Fauna spärlich, an gewisse Schichten beschränkt. Mächtigkeit: 150 bis 200 m.
3. *Graue, kleinknollige Kalkstein-Gruppe*. Die Oberfläche mancher der 2 bis 15 cm dicken Schichten ist von Massen schlecht erhaltener Muschelreste bedeckt. Manche Schichten sind an Crinoideen äusserst reich. Der kleinknollige Aufbau und die in der Schichtgruppe in 1–2 m Abständen auftretenden, 5 bis 15 cm dicken, „kreuzgeschichteten“ Lagen sind charakteristisch. Mächtigkeit: 100 m.
4. *Graue, bankige Kalkstein-Gruppe mit „Slumping“-Spuren*. Wechselfolge von dichten, fossiliferen, ferner leicht knolligen, Rhizocorallien-führenden und schliesslich durch „Slumpings“ gestörten Bänken. Mächtigkeit: 50 bis 80 m.

##### Mittleres Glied

5. *Kalkmergel mit Kalksteinknollen und biogenen Kalksteinbänken*. Zwischen die graue, gut geschichtete, bankige, biogene Kalkschichten sind dünnere—mächtigere Kalkmergelschichten eingeschaltet. An manchen Stellen (z. B. am S-Hang des Misina-Gipfels) besteht die Schichtgruppe aus 3–4 biogenen Kalksteinbänken, die in kalkknollige Kalkmergel eingeschaltet sind. Dank der massenhaft vorkommenden Art *Coenothyris vulgaris* SCHL. und den anderen Faunenelementen (von Recoaro-Typus) stellt sie einen langher bekannten Leithorizont des anisischen Komplexes des Mecsek-Gebirges dar. Mächtigkeit 20 bis 50 m.

##### Oberes Glied

6. *Gelb- und rotgefleckter, grauer, bankiger Kalkstein mit Crinoideenkalkklinsen*. Die horizontale Ausdehnung der Crinoideenkalkklinsen variiert zwischen 5 und 10 m. Die gelben und roten Flecken bestehen aus Kalkstein, dessen Kristalle ein wenig gröber sind als die Durchschnittskorngrösse des Gesteins. Die Schichtgruppe ist an Fauna arm, hie und da treten in ihr Einzelkorallen und schlecht erhaltene Foraminiferen auf. Mächtigkeit: 100 bis 150 m.

7. *Dichter, ungeschichteter bis dickbankiger Kalkstein*. Von der darunter lagernden Schichtgruppe nicht scharf abtrennbar. Die typische Ausbildung dieses Kalksteins lässt sich am N-Hang des Misina-Gipfels und im Kozárer Steinbruch studieren. Ausser der spärlichen Foraminiferen-Fauna können sehr selten unbestimmbare Schnitte von Schalen (Mollusca ?) im Kalkstein angetroffen werden. Im oberen Drittel befindet sich eine oolithische Einlagerung. Eine sekundäre Dolomitisierung lässt sich unter den anisischen Bildungen am häufigsten in dieser Schichtgruppe beobachten. Mächtigkeit: 100 bis 150 m.

8. *Evinospongien-Kalkbank*. Biogene — aus Schwammenskeletten bestehende — Kalksteinbank. Aller Wahrscheinlichkeit nach sind die Schwämme ausschliesslich die Vertreter von *Evinospongia cerea* STOPP. Mächtigkeit: 0,5 bis 1 m.

9. *Trigonodus-Kalkbank*. Dunkelgraue bis schwarze, biogene Kalksteinbank. Wahrscheinlich aus den Skeletten einer einzigen Art, *Trigonodus cf. sandbergeri*, bestehend. Mächtigkeit: 1 bis 2 m. Die beiden letzteren Kalksteinbänke lassen sich an der Anis/Ladin-Grenze bei Pécs in einer Länge von 10 km verfolgen.

10. *Zuckerkörniger Dolomit*. Hellgrauer, rosafarbiger, grobkristalliner Dolomit kann in verschiedenen Bildungen der anisischen Stufe (aber am häufigsten im oberen Glied) beobachtet werden. Er tritt stockartig auf, aber die Schichtengrenzen des

Kalksteins können weiter auch innerhalb des Dolomitstockes wahrgenommen werden. Die Textur-Analyse der Grenzen der Stöcke beweist eine postdiagenetische Dolomitisierung. Bekannte kleinste und grösste Mächtigkeit senkrecht auf die Schichtflächen: 1, bzw. 150 m.

## L a d i n

### Unteres Glied

11. *Schwarzer, toniger Kalkstein*. Zwischen die 0,5 bis 2 m mächtigen tonigen Kalkbänke der Schichtgruppe sind 10 bis 20 cm dicke Kalkmergelschichten eingeschaltet. Die Farbe der beiden Bildungen ist schwarz, in verwittertem Zustand hellgrau. Die Fauna ist durch Gastropoden und Ostracoden vertreten. Während im Kalkstein eher Gastropoden vorkommen, können im Mergel vorwiegend Ostracoden angetroffen werden. Hie und da sind im Mergel 1 bis 20 mm dicke Vitritschnüre zu sehen. Mächtigkeit: 20 bis 50 m.

### Mittleres Glied

12. *Blättriger Mergel, Tonmergel, Tonstein*. Die Schichtgruppe stellt einen häufigen Wechsel dieser drei Bildungen dar. Der Karbonatgehalt nimmt nach oben ab, um schliesslich vollkommen zu verschwinden: an der Basis überwiegen die Mergel, in der Mitte die Tonmergel, oben die Tonsteine. Weder mit der darunter, noch mit der darüber lagernden Schichtgruppe ist eine scharfe Grenze wahrnehmbar. Farbe dunkelgrau, schwarz, im verwitterten Zustand braun. Hie und da können Vitritschnüre beobachtet werden, des öfteren — vor allem im oberen Teil der Schichtgruppe — treten 0,5 bis 2 cm dicke Toneisenstein-Lagen auf. Die Schichtflächen tragen stellenweise massenhafte Ostracoden-Reste. Mächtigkeit: 80 bis 100 m.

### Oberes Glied

13. *Schichtgruppe von tonigen Schluff- und Sandsteinen*. Dunkelgrau, im verwitterten Zustand bräunlichgrau. Wechselfolge der beiden Gesteinstypen, aufwärts mit Verminderung der Ton-Komponente. In der Mitte der Schichtgruppe (Umgebung von Pécs) lässt sich eine 0,5 bis 1 m dicke Sandsteinbank beobachten. Im oberen Teil der Gruppe können viele Gastropoden und die Klappen einer mit starkem Siphon versehenen Muschelart angetroffen werden. In der ganzen Schichtgruppe lassen sich Pflanzenabdrücke und Ostracoden ansammeln. Gleich wie in der vorigen Schichtgruppe, können auch hier dünne (1 bis 2 cm) Toneisenstein-Lagen wahrgenommen werden. Mächtigkeit: 5 bis 10 m.

Bezüglich der Lage der Anis/Ladin-Grenze, welche die mitteltriadische Schichtenfolge in zwei Teile trennt, nehmen wir die Auffassung von J. БÖCKH (1876), bzw. E. VADÁSZ (1935) an, die diese Grenze allein auf Grund der Veränderung der Lithologie, bzw. anhand der von D. STUR (1874) beschriebenen Pflanzenabdrücke Wengener Typs gezogen haben. Im Hinblick darauf, dass weder die im oberen Glied des anisischen Komplexes vorkommenden Radiolarien, bzw. Foraminiferen wie *Frondicularia woodwardi* HOWCH., *Trocholina* sp., usw., noch die Fauna der beiden, für das Abschlussglied der anisischen Stufe gehaltenen Kalksteinbänke (mit *Evinospongia cerea* STOPP. und *Trigonodus*), ja noch die Ostracoden und Gastropoden des ladinischen tonigen Kalksteins einen stratigraphischen Wert besitzen, betrachten wir die oben angeführte Grenzziehung — anhand der zitierten Arbeiten — nach wie vor als gültig.

Trotz der schichtenweise — wie es einem Basisprofil gebührt — durchgeführten Untersuchungen, fanden wir keine Unterlagen (z. B. Conodonten- oder Diploporen-Funde), die eine befriedigende Lösung der Frage ermöglichen könnte. Allerdings ist es merkwürdig, dass einerseits D. STUR'S

Pflanzen-Funde eine Parallelisierung mit den Wengener Schichten, also mit dem alpinen Mittelladin ermöglichen (wo ist aber in diesem Falle, der den Schichten des Buchenstein, bzw. *Protrachyceras reitzi*, bzw. *Pr. margaritosum* entsprechende unterladinische Horizont?); andererseits, dass alle Individuen der spärlichen Cephalopoden-Fauna des mittleren Gliedes der anisischen Stufe im Mecsek die *trinodosus*-Zone andeuten. (Es mag so scheinen, als ob in diesem 20 bis 50 m mächtigen mittleren Glied die *Rhynchonella decurtata*-Zone und die *Ceratalites trinodosus*-Zone zusammen, durch eine gemischte Fauna vertreten wären.) Auf Grund solcher Überlegungen dürfte der Kalksteinkomplex des oberen Gliedes der anisischen Stufe, der foraminiferenführend ist, aber keine Diploporen enthält, eventuell sogar an die Basis der ladinischen Stufe gestellt werden.

Was die Grenzziehung zwischen Mitteltrias und Obertrias, d. h. zwischen Ladin und Obertrias betrifft, blieb die Frage — wegen Mangels an befriedigenden Aufschlüssen und Fossilfunden — bis auf die letzten Jahre offen. J. БӨСКН (1876) behandelte zwar die „Wengener Schiefer“ als obertriadisch, doch sonderte er oberhalb ihrer den unteren Teil des „flözfreien Sandsteins“ mit Bezeichnung „Obertrias“ von dessen zum Rhät gerechneten oberen Teil ab. E. VADÁSZ (1912) schrieb am Anfang betreffs des über dem „schwarzen Tonmergel und Schiefer“ folgenden Sandsteinkomplexes, dass er ... „ohne Zweifel die ganze Obertrias“ ... vertrete. Nach seiner späteren Meinung (1935) lagere aber der zum Rhät gehörende Sandsteinkomplex mit einem scharfen Kontakt auf diesen Bildungen und zwischen Ladin und Rhät bestehe eine durch Hebung bedingte Sedimentationslücke. Eine neue Angabe zu dieser Frage brachte die (bis 1961 im Manuskript gebliebene) Mitteilung von Gy. WEIN, nach welcher in der Schichtenfolge der Bohrung Komló-21 ein lithologischer Übergang zwischen den geplatteten Tonsteinen des Ladin und dem flözfreien Sandsteinkomplex wahrzunehmen sei. Dasselbe beobachtete auch T. KILÉNYI in dem Aufschluss im Tal der Andor-Quelle bei Kozár, der durch die von K. BALOGH geleitete Kartierungsgruppe durchgeführt worden ist. In 1958 wurden diese Grenzbildungen auch in Kiszét, Kantavár und oberhalb Vasas (Cirkó-Tal) aufgeschlossen. Auf Grund F. GÓCZÁN's Untersuchung der Gastropoden-Fauna und I. Z. NAGY's der Flora hielten wir (E. NAGY 1961a) die Basisschichten des Sandsteinkomplexes für das Abschlussglied der ladinischen Regression und parallelisierten es mit den Schichten von St. Kassian. In 1962 wurde am Hang des Karolina-Tales die Bohrung Pécs-28 abgeteuft, die diese Bildungen ebenfalls erschloss. Im Profil der Bohrung wurden in den grauen Schluffsteinen und Sandsteinen — die über dem den St. Kassianer Schichten entsprechenden tonigen Sandstein lagern — eine an Individuen reiche Muschel-, Fisch- und Phyllopoden-Fauna mit Anklängen an die Karn-Stufe (*Pleuromya ambigua* BITTNER.), bzw. an die *Semionotus*-führenden Schichten des Mittelkeuper [*Dapedius inornatus* HENRY, *Semionotus* sp., *Acrodus minimus* AG., *Isaura minuta* (GOLDF.), *I. ovata* (LEA)] angetroffen. Auf ein karnisches Alter weisen auch die palynologischen Untersuchungen von J. BÓNÁ und die Makrofloren-Funde von J. NAGY hin.

## Anis

Die von der Brachiopoden-führenden Schichtgruppe des mittleren Teiles des 570 bis 730 m mächtigen anisichen Kalksteinkomplexes gebotene Gliederungsmöglichkeit wurde von J. БÖCKH (1876) erkannt. Da diese relativ dünne, an Fauna reiche Schichtgruppe die augenfälligsten Gliederungsmerkmale aufweist, werden diese Schichten, nach wie vor, in drei Teile gegliedert. Bei Ermittlung weiterer charakteristischer Merkmale innerhalb dieser Glieder gelang es uns, sowohl im unteren als auch im oberen Glied, weitere Schichtgruppen abzusondern. Die Reihenfolge der Bildungen ist in Abb. 14 dargestellt.

Schichtengruppen und Gesteinstypen des unteren Gliedes des Anis:

1. *Roter (sog. „Grenz“-)Dolomit*. Er lässt sich vom „Französischen Denkmal“ in Pécs durch den Vörös-Berg von Mecsekszentkút bis Hetvehely auch an der Tagesoberfläche verfolgen. Die am S-Hang des Vörös-Berges aufgeschlossene 16 m mächtige Schichtgruppe besteht aus einer Wechselfolge von gelben, tonigen und roten, feinkristallinen (zuckerkörnigen) Dolomitschichten (Abb. 15). Hinsichtlich ihrer lithologischen Zusammensetzung und stratigraphischen Stellung dürfte sie dem „Megyehegyer“ Dolomit der triadischen Schichtenfolge des Bakony-Gebirges entsprechen.

2. *Dünngeschichtete Dolomitskalk-Gruppe*. 150 bis 200 m mächtiger Schichtenkomplex im Gebirgszug Tubes—Misina. In manchen, auch an der Tagesoberfläche studierbaren tektonischen Einheiten können ihre Aufschlüsse von Hetvehely bis Pécs verfolgt werden, ja sogar das Profildes Bányavölgy von Nagymányok wird vorwiegend von dieser Schichtgruppe aufgebaut. Einige Aufschlüsse sind in Abb. 16 und 17 dargestellt.

Im allgemeinen ist für die Lithologie der Schichtgruppe der dolomitische Charakter kennzeichnend. Nach unseren Versuchen mit Kupfernitrat-Färbung scheint der Dolomitgehalt nicht gleichmässig verteilt zu sein, sondern in Form von isolierten Flecken (Herden, Sprengeln) verwischten Umrisses aufzutreten (Abb. 18). L. B. RUCHIN hält die Bildungen solcher Natur für diagenetisch dolomitisierte Gesteine.

Die chemischen Analysen des Gesteines sind tabellarisch zusammengefasst angegeben.

In der Schichtgruppe kommen fossilführende Lagen nur vereinzelt vor, aber in diesen gibt es gewöhnlich eine Fauna mit grosser Individuenzahl. Die Fossilien sind vorwiegend rostbraune, aus grobkristallinem Kalzit bestehende Steinkerne, was ein charakteristisches Merkmal der Schichtgruppe darstellt.

Die Fauna der in der Schichtenfolge zufällig auftretenden fossilreichen Schichten ist von *Pecten (Entolium) discites* SCHLOTH., *P. (Velopecten) reticulatus* SCHLOTH., *P. (Velopecten) albertii* GOLDF., *P. disciformis* SCHÜBL., *Pecten* sp., *Modiola triquetra* SEEB., *Laxonema* sp., *Naticella* sp., *Natica* cf. *stanense* PICHL., *Gastropoda* indet., *Crinoidea* indet. und *Rhizocorallium* sp. vertreten.

Die Art *Modiola triquetra* SEEB. ist, in der Regel, für den unteren Teil der Schichtgruppe, *Pecten discites* SCHL. für die ganze Schichtgruppe kenn-

zeichnend. Die Exemplare von *Natica* cf. *stanensis* PICH. sind in den Ausbissen von ungewisser Lage des O-Hanges von Remeterét angesammelt worden (Tafel IV, figs. 2., 3.). *Rhizocorallium* sp. wurde in der stark gefalteten und übereinander geschobenen Schichtgruppe des Gipfels Báránytető bei Pécs gefunden und erinnert sehr stark an die Art *Rh. commune* (Tafel IV, Fig. 1.).

3. *Kleinknollige Kalkstein-Gruppe*. Dieser Kalkstein entwickelt sich mit Sedimentationskontinuität aus der dünngeschichteten Dolomitskalk-Gruppe in der Weise, dass kleinknollige Schichten sich immer häufiger zwischen die dünne Dolomitskalkschichten einschalten. Die Mächtigkeit der Schichtgruppe ist im Misina—Lapis-Zug auf etwa 50 bis 100 m zu schätzen. Ausser der kleinknolligen Textur kommt ein allgemeiner Charakterzug in der Erscheinung zum Ausdruck, die auch E. VADÁSZ (1957) beobachtete und „durch Lösungsprozesse bedingte Kreuzschichtung“ nannte. In der Schichtgruppe wechseln sich 2 bis 20 cm dicke Schichten wie folgt:

- a) *Kleinknolliger grauer Kalkstein*. Er macht 40 bis 50% der einzelnen Profile aus. Dieses Gestein stimmt mit dem „Wurmkalken“ der schwäbischen Fazies, den „calcaires vermiculères“ der Französischen Alpen, sowie den unter dem gleichen Namen erwähnten karpatischen Ausbildungen vollkommen überein (Abb. 20).
- b) *Dunkelgrauer Crinoideenkalk*. Er macht 10% der einzelnen Profile aus, dünne (2 bis 5 cm) Einlagerungen bildend. An der Schichtfläche sind stellenweise die Crinoideen Skelettelemente durch die Verwitterung freigelegt worden. Im Aufschluss längs der nach N führenden Waldstrasse oberhalb Lapis (Abb. 21) fanden wir an einer Schichtfläche an *Dadocrinus gracilis* (БУСН) erinnernde Stielglieder.
- c) *Dünngeschichtete Plattenkalk*. Er macht 20 bis 30% der einzelnen Profile aus.
- d) *Faunenreicher grauer Kalkstein*. In den einzelnen Profilen tritt er untergeordnet, mit einem Anteil von 10 bis 20% auf, 2 bis 5 cm dicke Zwischenlagerungen bildend. Im unteren Glied der anisischen Stufe zeichnen sich diese Schichten mit sehr grossem Artenreichtum der Fauna aus. In der Fauna überwiegen die Muscheln sowohl nach Arten-, als auch nach Individuenzahl. Am häufigsten sind unter ihnen die Vertreter von *Pleuromya*, *Modiola* und *Homomya*. Die Gastropoden erinnern vorwiegend an *Cheilotoma* (*Murchisonia*) *blumi* MÜNST.
- e) *Kreuzgeschichteter grauer Kalkstein*. In den einzelnen Profilen wiederholt er sich zwei- bis dreimal. Die einzelnen Schichten sind 5 bis 20 cm dick. Innerhalb der parallelen Schichten sind, in Abständen von 0,5 bis 2 cm, Teilbarkeitsflächen zu sehen, die einen Winkel von 20 bis 50° mit den Schichtflächen einschliessen (Abb. 22). In Dünnschliffen konnte kein Unterschied zwischen dem längs der Teilbarkeitsflächen befindlichen Material und dem inneren Material der kleinen „Kreuzschichten“ wahrgenommen werden. Diese „Kreuzschichtung“ weist keine deutliche Orientierung auf. Im westlichen Mecsek-Gebirge und oberhalb der Stadt Pécs kann

man häufig beobachten, dass innerhalb der jeweiligen Aufschlüsse zwei solche übereinander lagernde Schichten entgegengesetzte Kreuzschichtungs-Orientierung aufweisen; ja im Talkopf von Zsidó-völgy konnten wir sogar beobachten, dass die kreuzgeschichteten Zwischenlagen innerhalb einer und derselben Schicht in entgegengesetztes Einfallen übergingen (Abb. 23). In der Regel, ist für diese Kreuzschichten kennzeichnend, dass an ihrer Basis noch keine Teilbarkeitsflächen beobachtet werden können. Von der Basis nach oben entwickeln sich diese mit einem feinen Übergang, um in dem oberen Teil der jeweiligen Schicht schon ganz ausgeprägt zu werden; da sind sie ja an manchen Stellen — längs der Teilbarkeitsflächen — sogar kulissenartig versetzt. Wir halten es für wahrscheinlich, dass diese Erscheinung auf solche — längs Schichtflächen stattgefundenen — Gleitungen zurückzuführen sei, die von postdiagenetischen Beanspruchungen hervorgerufen wurden. Die Erscheinung kann mit dem von B. ENGELS aus dem alpinen Muschelkalk beschriebenen „Zerrbruch“ identifiziert werden, der nach einer grosstektonischen Faltung, aber daran anschliessend, unter gegebenen gebirgsmechanischen Verhältnissen die remanenten Spannungen der Faltenstörung ableitet.

4. *Graue, bankige Kalkstein-Gruppe mit „Slumping“-Spuren.* Ihre 50 bis 80 m mächtige Abfolge kommt sowohl in der Umgebung von Pécs, als auch im westlichen Mecsek-Gebirge vor. Sie entwickelt sich allmählich von der vorangehenden Schichtgruppe („c“). Die — im mittleren Teil der Gruppe — dickeren Bänke zeichnen sich in der Regel mit ihrer unregelmässigen Bänderung und mit den Anklängen an vordiagenetische „Slumpings“ aus (Abb. 24). Aus der Schichtgruppe sind uns — ausser einem an *Coenothyris vulgaris* SCHLOTTH. erinnernden Fossil von schlechter Erhaltung (vom Kamm zwischen dem Misina und dem Tubes) und ein paar Foraminiferen-Schnitten ungewisser Zugehörigkeit — keine anderen Fossilien bekannt. Im oberen Teil dieser Schichtgruppe fand Á. JÁMBOR (1964) einen Kalkstein von ein paar m Mächtigkeit, der aus den Resten von Rhizocorallien besteht. Im westlichen Mecsek-Gebirge bei Gorica haben wir diesen Kalkstein auch im Liegenden des mittleren Gliedes angetroffen.

Zum mittleren Glied der anisischen Stufe rechnen wir eine einzige Schichtgruppe:

5. *Grauer Kalkmergel mit Kalksteinknollen und biogenen Bänken.* Das ist eine 15 bis 50 m mächtige, faunenreiche Bänke mit einschliessende Schichtgruppe. Ihr westlichster Aufschluss ist am Südrand der Ortschaft Gorica zu sehen (Abb. 25). Die vom „Kiss József“-Ausblick nach Pécs führende Strasse durchschneidet diese Schichtgruppe sogar zweimal, dabei gute Aufschlüsse davon bietend (Abb. 26). Die östlichsten Aufschlüsse befinden sich in der sog. nördlichen Schuppe, im nördlichsten Steinbruch bei Cigányosor in Váralfa (Abb. 27, 28), bzw. südlich vom Szarvas-Stollen bei Nagymányok. Die an Lumachellen erinnernde, reiche Fossilführung der Kalkmergel-Zwischenlagerungen und der Kalksteinbänke unterscheidet diese Bildung scharf von der liegenden und der hangenden Schichtgruppe. Die granulometrische Zusammensetzung der Typenprobe des Lösungsrückstandes des biogenen Kalksteins aus dem Sugói-Tal bei Mánfa ist in

Abb. 29 angegeben (A). Der Lösungsrückstand einer — aus einem Aufschluss am S-Hang des Misina-Gipfels stammenden — Probe der Kalkmergel-Einlagerung macht 21,94% der Gesamtprobe aus. Ihre granulometrische Zusammensetzung ist in Abb. 29 dargestellt (B).

In der Fauna der Schichtgruppe nehmen die Vertreter von Protozoen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Cephalopoden und Echinodermaten teil (Tafeln V und VI). Nach Individuenzahl herrschen von Fall zu Fall entweder die Brachiopoden, oder die Lamellibranchiaten vor. Es gibt gewisse territoriale Unterschiede in den Dominanzverhältnissen der einzelnen Formenkreise: z. B. in der Umgebung von Gorica ist die grosse Anzahl der Vertreter von *Nucula* und *Lima* charakteristisch, während im mittleren Raum des Gebirges zweifelsohne die Brachiopoden vorherrschen. Im Aufschluss von Váralja lässt sich demgegenüber die — anderswo nicht wahrnehmbare — Dominanz der Individuen von *Myophoria laevigata* ZIETHEN beobachten.

Die Dominanzverhältnisse ändern sich in den einzelnen Profilen auch vertikal; in den übereinander folgenden Bänken kommen verschiedene Arten zum Übergewicht. In der obersten der im Goricaer Aufschluss (Abb. 25) beobachtbaren drei biogenen Bänke sind zum Beispiel fast ausschliesslich die Vertreter von *Lima* und kleinwüchsige Muscheln (*Nucula* ? sp.) zu finden, während in den beiden unteren sie mit vielen *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. und *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. vergesellschaftet sind. Dasselbe ist auch im Aufschluss bei der Strasse am S-Hang des Misina-Gipfels der Fall (Abb. 26).

Schichtgruppen und Gesteinstypen des oberen Gliedes:

6. *Bankiger, grau- bis gelbgefleckter Kalkstein mit Crinoideenkalklinsen.* Aus dieser Schichtfolge sind uns — ausser den Skelettelementen Typs *Pentacrinidae* der Crinoideenkalklinsen — nur einige Foraminiferen-Schnitte ungewisser Zugehörigkeit bekannt. In ihr ist bisher keine andere Fauna gefunden worden.

7. *Graue, dickbankige, feinkristalline Kalkstein-Gruppe.* Sie ist allgemein verbreitet, 100 bis 150 m mächtig und entwickelt sich mit einem Übergang aus der darunter lagernden Schichtgruppe. Das Profil ihres am N-Hang des Misina-Gipfels befindlichen Aufschlusses ist in Abb. 30 dargestellt. Hier schalten sich sehr selten zwischen die 1 bis 1,5 m dicke Bänke *Rhizocorallien*-führende, tonige Knollenkalke ein, deren Gesamtdicke 20 bis 50 cm erreicht. Übrigens sind — neben den Crinoideen und Foraminiferen — die *Radiolarien* für diese Schichtgruppe allgemein charakteristisch, aber *kieselige* Radiolarien-Gehäuse sind bisher massenhaft allein hier angetroffen worden (sonst sind die Gehäuse, in der Regel, vom Kalzit aufgebaut).

Die Schichten dieser Gruppe wurden ausführlicher in drei Aufschlüssen, und zwar im erwähnten Aufschluss des N-Hanges des Misina-Gipfels, in der Schichtenfolge der Bohrung Pécs-28 und im Kozárer Steinbruch, an der Typenprobe des über dem oolithischen Horizont lagernden Kalksteins untersucht.

Die granulometrische Zusammensetzung der Typenprobe des Kozárer Kalksteins und der aus der Bohrung Pécs-28 stammenden Proben ist in Abb. 31 angegeben.



Die Schichtenfolge der in Bohrung Pécs-28 erschlossenen Bildungen und ihre lithologische Zusammensetzung sind in Abb. 32 dargestellt.

8. *Evinospongien-Kalkbank*. Diese, die vorangehenden Bildungen überlagernde, 1 bis 2 m mächtige Kalksteinbank ist uns nur in zwei Aufschlüssen bekannt. Der dunkelgraue Kalkstein ist ausschliesslich von Schwamm-skeletten aufgebaut (Abb. 33). Obwohl diese Skelette den von STOPPANI unter dem Namen *Evinospongia cerea* beschriebenen Fossilien sehr ähnlich sind, unterscheiden sie sich davon durch ihre zwei- bis dreimal so grosse Gestalt (Abb. 34). G. KOLOSVÁRY erwähnte sie jüngstens unter dem Namen *Spongiomorpha* cf. *gibbosa* FRECH., bzw. *Spongiomorpha* sp.

9. *Trigonodus-Kalkbank*. Dunkelgraue, 1 bis 2 m mächtige Kalksteinbank im unmittelbaren Liegenden des ladinischen tonigen Kalksteins.

Die granulometrische Zusammensetzung des Lösungsrückstandes des *Trigonodus*-Kalkes ist in Abb. 35 wiedergegeben.

Die den Lumachellen-Charakter des Gesteins bestimmenden, dickschaligen Muscheln wurden von E. VADÁSZ (1935) als *Trigonodus* cf. *sandbergeri* ALB., *T. sandbergeri* var. *hungaricus* VADÁSZ, *T. aff. problematicus* KLIPST. angeführt.

\* \* \*

#### Dolomitabarten der anisischen Stufe

Von den dünnen Dolomitlagen der Seiser Schichten, den untercampiler Dolomitmergeln und dem stellenweise beobachtbaren dolomitischen Bindemittel der obertriadischen Sandsteine abgesehen, treten Dolomitgesteine nur im anisischen Glied der Mecseker Trias-Schichtenfolge auf. Diese sind z. T. primären, z. T. sekundären Ursprungs.

*Primäre Dolomite*. In seiner 1955 erschienenen Arbeit gibt D. S. SOKOLOW zwei verschiedene Erklärungen über die primäre Dolomitbildung (auf den theoretischen Überlegungen von N. M. STRACHOW und den Versuchsergebnissen von O. K. JANAT'EWa fussend). Nach SOKOLOW können primäre Dolomite auf folgende Weise entstehen:

a) *In hydrokarbonatischen Medium* epikontinentaler Becken, deren Wasser durch den Zufluss von grossen Mengen von Süsswasser (aus Flüssen) ausgesüsst worden ist (wo der Sulfatgehalt sehr gering ist). Hier macht sich folgende Löslichkeitsreihenfolge geltend:



Im Sinne der SOKOLOW'schen Erklärung dürfte der unteranisische „Grenzdolomit“ und die Dolomitmalk-Gruppe als in solchem Mittel gebildet erklärt werden. Dasselbe wird auch von der Erscheinung angedeutet, dass die an Arten spärliche Fauna der Dolomitmalk-Serie in den dolomitfreien Kalkzwischenlagerungen auftritt und hauptsächlich aus einer Menge nicht näher bestimmter Gastropoden besteht.

b) *In kalziumsulfatischem Medium*: Lagunen; in ultrasulfatischem Mittel in paragenetischer Verbindung mit Gips. Hier kommt folgende Löslichkeitsreihenfolge zur Geltung:



In solchem Mittel nimmt die Löslichkeit des Dolomits stark zu und die Dolomit-  
aufnahmefähigkeit des Mittels kommt seiner Fähigkeit zur Aufnahme von  $\text{CaSO}_4$   
nahe. Bei Verdunstung scheiden sich Dolomit und Gips zusammen, bzw. abwechselnd aus.

Ein ähnlicher Bildungsmechanismus dürfte für die Seiser Dolomitlagen und die Dolomite, bzw. Dolomitmergel der untercampiler gipsführenden Gruppe angenommen werden.

*Sekundäre Dolomite.* In der O-Wand des grossen Steinbruchs von Árpádtető (am O-Hang des vom Árpádtető zu Mánfa hinabsteigenden Tales) wechseln sich zuckerkörniger Dolomit und dunkelgrauer, dickbankiger Kalkstein unregelmässig sowohl im horizontalen, als auch im vertikalen Sinne. Es ist oft zu beobachten, dass diese beiden Bildungen sich selbst innerhalb einer und derselben Bank wechseln. An anderen Stellen können in der zuckerkörnigen Dolomitbank vom Dolomit vollkommen umgebene, durch Dolomitadern durchsetzte Kalkblöcke als Einschlüsse beobachtet werden. Beim Kontakt der kalkigen und dolomitischen Bestandteile sieht man eine Übergangszone von veränderlicher Mächtigkeit (0,5 bis 2,0 m) insbesondere, wenn Kalkstein und Dolomit nebeneinander liegen.

Bei Aufeinanderlagerung ist der Kontakt zwischen den beiden Bildungen gewöhnlich eine normale Schichtengrenze (Abb. 36). Ein Teil der östlichen Wand des Steinbruchs wird in Abb. 37 dargestellt, wo die ausführlicher untersuchte Fläche und die Probenahme-Punkte angeführt sind. Dieser ausgewählte Abschnitt des Profils ist auch in Abb. 38 zu sehen. Am rechten Rand des Bildes ist die Bank von dichtem, dunkelgrauem Kalkstein, an der linken Seite aber schon von zuckerkörnigem Dolomit aufgebaut. Über dem Hammerkopf ist die zellige Struktur der Übergangszone sichtbar. Abb. 39 stellt die Anschliffe der in der Übergangszone gesammelten Proben zur Schau. Probe Nr. 63 stellt einen dunkelgrauen Kalkstein dar (Abb. 39a). Probe Nr. 64 (b) ist ein dunkler Kalkstein, dessen Risse und Klüfte mit lichthem Dolomit ausgefüllt sind. Die von Klüften umgrenzten Kalksteinblöckchen der Probe Nr. 65 (c) sind vom aus den Klüften eingedrungenen Dolomitstoff bereits  $\pm$  „metasomatisiert“ worden. Probe Nr. 66 (d) stammt schon aus dem stärker dolomitisierten Teil der Übergangszone. Auf dem die Probe Nr. 67 (e) darstellenden Bilde sind im zuckerkörnigen Dolomit keine Kalksteinblöckchen mehr zu sehen. Probe Nr. 68 (f) stellt einen Kalkeinschluss im zuckerkörnigen Dolomit dar. Es scheint, als ob in diesem Einschluss der Verlauf der dolomitischen Adern nicht von den einstigen Gesteinsklüften bedingt worden wären.

Die Abbildungen Nr. 40 und Nr. 41 zeugen davon, dass die Dolomitisierung des Kalksteins sich von den Klüften ausgehend eingesetzt hat. Auf den beiden Dünnschliffbildern ist der dunkle Teil Kalkstein, der lichte Dolomit; letzterer ist in Abb. 40 grosskristallin, stellenweise idiomorph, in Abb. 41 aber mikrokristallin. Der in Abb. 42 sichtbare dunkle Teil stellt Kalkstein, der lichte epigenen Kiesel dar. Es ist merkwürdig, dass während im durch Dolomit umgebenen Kalksteineinschluss die Spuren einer Verkieselung wahrgenommen werden können, im reinen, dolomitfreien Kalkstein es keinen Kiesel gibt und höchstens ein paar allotigene Quarzkörner beobachtet werden können. Nach den chemischen Analysen hat der Kalksteineinschluss und der Dolomit (oder Kalkstein) im wesentlichen den gleichen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt. Daraus ergibt sich die Schlussfolgerung, dass im Einschluss eine epigene Umwandlung des ursprünglich allotigenen Quarzes stattgefunden hat.

Die vollkommene Identität der Kalkstein- und der Dolomitausbildung beweisen auch die Schwermineral- und DT-Analysen. Die Tonfraktion besteht sowohl im Kalkstein, als auch im Dolomitgestein aus Montmorillonit. Auch die Lösungsrückstände der beiden Gesteinsabarten weisen eine äusserst ähnliche Schwermineralzusammensetzung auf.

Die obigen Ausführungen zusammenfassend, können wir feststellen, dass der oberanisische zuckerkörnige Dolomit (Abb. 43) *sekundär* aus dem oberanisischen dickbankigen, grauen, dichten, schlecht geschichteten Kalkstein entstanden ist. Obwohl die sekundäre Dolomitisierung hauptsächlich in dieser Schichtgruppe zu beobachten ist, beschränkt sie sich bei weitem auf diese nicht: Erscheinungen solcher Art sind uns aus fast allen anisischen Schichtgruppen bekannt. Diese Dolomitisierung darf nicht mit den originalen Texturbeschaffenheiten des Kalksteins in Zusammenhang gebracht werden (zum Unterschied von der in den obertriadischen Ablagerungen des Transdanubischen Mittelgebirges nachgewiesenen Beziehung; É. VÉGH-NEUBRANDT, 1957). Obwohl die Porosität des Dolomits das Zweifache derjenigen des Kalksteins beträgt (3,8, gegenüber 1,9; dabei haben die beiden Gesteine das gleiche spezifische Gewicht), ist trotzdem unwahrscheinlich, dass die Riffazies eine Rolle in der Bildung des Dolomits gespielt hätte, da im vorliegenden Falle keine Spur eines die Riffformationen gewöhnlich umgebenden syngenetischen Schuttmaterials am horizontalen Dolomit—Kalkstein-Kontakt wahrgenommen werden kann. Dass die Dolomitisierung an die Risse und Klüfte des Kalksteins gebunden ist, zeugt von ihrer Sättigung nach der Diagenese des Kalksteins unter der Wirkung Mg-haltiger Lösungen.

Über den Zeitpunkt der Dolomitisierung konnten wir gewisse Information durch Lithoklasen-Messungen gewinnen. Am Árpádtető stellten wir die Streichwerte der Gesteinfugen sowohl im nicht-dolomitierten Kalkstein, als auch im Dolomit fest, während in der Übergangszone das Streichen der Dolomitadern vermessen wurde. In allen drei Fällen erhielten wir ein regelmässiges doppeltes Maximum, nämlich das Streichen der Gesteinfugen des *nicht-dolomitierten Kalksteins* und der *Dolomitadern* ergaben den Richtungen SW—NO und SO—NW entsprechende Maxima, während *im Dolomit* das erhaltene Maximum den Richtungen SSW—NNO und  $\pm$  O—W entsprach. Diese Richtungen lassen darauf schliessen, dass die Dolomitisierung sich nach der kretazischen Faltungsphase, aber noch vor den fröhertären Schuppenüberschiebungen vollzogen hat.

## Ladin

Die Schichtenfolge der ladinischen Stufe bildet einen vollkommenen lithologischen Übergang zwischen dem anisischen Kalksteinkomplex und dem klastischen Komplex der Obertrias. Im Liegenden des Ladin wurde keine Brekzie beobachtet (E. VADÁSZ, 1935, 1960; L. SOMOS, 1965). Am NO-Hang des Bertalan-Berges fanden wir zwar eine schwarze, der Basis des Ladin angehörige tonige Kalkbrekzie, aber diese ist eine tektonische und keine „Regressions“-Brekzie. Sowohl bei Kisrét als auch in den Tälern von Árpádtető beobachteten wir, dass die dickschaligen Muscheln in der *Trigonodus*-führenden Kalksteinbank aufwärts allmählich ausblieben und ihre gesteinsbildende Rolle von den Gastropoden übernommen wurde. Dieser *Gastropoden*-führende, schwarze, leicht tonige, bankige Kalkstein gehört schon der ladinischen Schichtenfolge an. (Auf die Frage der Abgrenzung des Komplexes gegen die karnische Stufe wurde schon früher eingegangen.)

Die besten Aufschlüsse der ladinischen Schichtenfolge werden von der Bohrung P-28, dem Kantavärer Steinbruch und dem SO davon laufenden Tal, sowie (was die höheren Horizonte der Schichtenfolge angeht) vom Tal der Kozárer Andor-Quelle (Tafel IX.) (oberer Abschnitt des Nagybányarét-Tales) und vom Vasaser Cirkó-Tal geboten. Ihre ladinische Schichtenfolge wird durch die Abbildungen 44—49 veranschaulicht.

Obwohl die aufeinander folgenden Lithofazies: toniger Kalkstein, Mergel—Tonmergel und toniger Schluffstein—toniger Sandstein einen allmählichen und kontinuierlichen Übergang ineinander aufweisen, lässt sich die Schichtenfolge des Ladin anhand dieser Lithofazies in drei Glieder teilen:

#### U n t e r e s  G l i e d :

*Schwarzer toniger Kalkstein.* Als Basisprofil empfiehlt sich die Schichtenfolge des Kantavärer Steinbruches, wo zwischen die Bänke des tonigen Kalksteins dünnere, lockerere Schichten eingeschaltet sind, was aus den beigelegten Bildern und dem Analysen-Diagramm (Abb. 44 und 45) zu entnehmen ist. Diese dünnen Zwischenlagerungen bestehen aus gebänder-tem—geplattetem, tonigem Kalkstein, bzw. Kalkmergel mit einem dünnen tonigen Einzug zwischen den Platten, bisweilen mit Vitritbändern. Diese Bildungen führen — ausser schlecht erhaltenen Pflanzenbruchstücken — viele Ostracoden und Gastropoden-Steinkerne. Während in den tonigen Kalkbänken die Gastropoden überwiegen (nebst den häufigen Ostracoden), herrschen in den Zwischenlagerungen die Ostracoden vor.

Die granulometrische Zusammensetzung der Lösungsrückstände des Komplexes wird durch die Abb. 50 veranschaulicht, wo die Proben der Bohrung Pécs-28 zusammengefasst ausgewertet sind.

In den Zwischenlagerungen der Schichtgruppe treten vitritführende Kohlenschnüre häufig auf; ihre Dicke variiert von 1 mm bis 3 cm.

#### M i t t l e r e s  G l i e d :

*Geplatteter toniger Kalkstein, Mergel, Tonmergel.* In der Schichtenfolge nimmt der Karbonatgehalt von unten nach oben allmählich zu. Für diese Schichten ist das plattig-blättrige Aussehen kennzeichnend. Die Teilbarkeitsflächen der Platten sind mit einem dünnen Tonüberzug, bzw. (in den tieferen Teilen) mit vitritischen Plättchen bedeckt. Von dieser Schichtgruppe sind keine Gastropoden mehr zum Vorschein gekommen, aber die Ostracoden bedecken die Schichtflächen auch hier massenhaft. Auf den beigelegten Profilen haben wir auch die Veränderungen des Karbonatgehaltes der Schichtgruppe dargestellt (Abb. 46—49).

#### O b e r e s  G l i e d :

*Feinkörnige klastische Serie.* Mit Überhandnahme klastischer Komponente, sowie mit Verminderung und endlich Verschwinden des Karbonatgehaltes entwickelt sich diese Schichtgruppe allmählich aus den vorangehend beschriebenen Bildungen.

Anhand der in Kistrét und Kantavár, sowie bei der Andor-Quelle angesammelten Pflanzen- und Gastropoden-Überreste reihten wir 1960 diese Bildungen in die ladinische Stufe ein und sahen in ihnen das klastische Ab-

schlussglied der ladinischen Regression. Der Schichtenfolge der später abgeteuften Bohrung P-28 nach wird der auf diesen Schichten lagernde, lithologisch ähnliche Komplex durch Faunenelemente gekennzeichnet, die bereits ausgesprochen von karnischem Typus sind. Mit ihrer Hilfe kann die Ladin/Karn-Grenze schon relativ genau (mit einer Fehlermöglichkeit von 2—3 m) gezogen werden.

Die Ergebnisse der an den Lösungsrückständen der Proben aus den ladinischen Schichten der Bohrung P-28 durchgeführten granulometrischen Untersuchungen sind in Abb. 50 veranschaulicht.

Für alle oben beschriebenen drei Schichtgruppen der ladinischen Stufe ist die Anwesenheit von *Ostracoden* gleichermaßen charakteristisch. Die untere und mittlere Schichtgruppe wird durch dünne Kohlenschnüre, die mittlere und obere Schichtengruppe durch dünne (1 bis 2 cm) Toneisensteinlagen gekennzeichnet.

\* \* \*

Die im oberen Abschnitt von Cigányosor und im Einschnitt der Klein-eisenbahn bei Tolnaváralja aufgeschlossenen, dünnbankigen, tonigen Dolomite sind in Abb. 51 veranschaulicht. Der Dolomitgehalt der ihnen entnommenen Proben variiert zwischen 50 und 85%, ihr Kalzitgehalt zwischen 10 und 22%. Auf Grund des Tatsachenmaterials halten wir die in Frage stehenden Dolomite für Bildungen, die sekundär aus tonigen Kalken des oberen Gliedes der anisischen Stufe entstanden sein müssen.

### Fossilien der mitteltriadischen Bildungen

Das in den anisischen Ablagerungen bisher angetroffene gesamte Fossilmaterial (nach Literaturangaben, bzw. anhand der Sammlung der Paläontologischen Abt. der Ungarischen Geologischen Anstalt) ist in Tabelle 3 zusammengefasst vorgelegt. Durch eine ausführliche Untersuchung und Auswertung konnte grösstenteils auch das Material früherer Sammlungen je nach den Schichtgruppen der anisischen Stufe geordnet werden.

**Schichtgruppen:** 2 = dünngeschichteter Dolomitkalk; 3 = kleinknolliger Kalkstein; 4 = bankiger Kalkstein, von „Slumpings“ gestört; 5 = Kalkmergel mit Kalkknollen und Brachiopoden-Kalkbänken; 6 bis 9 = Schichtgruppen des oberen Gliedes der anisischen Stufe.

Die die **Sammler**, bzw. **Beschreiber** bezeichnenden Nummern entsprechen der chronologischen Reihenfolge: 1 = K. F. PETERS, 2 = F. FOETTERLE, 3 = J. BÖCKH, 4 = M. HANTKEN, 5 = M. PÁLFY, 6 = I. LÖRENTHEY, 7 = E. VADÁSZ, 8 = P. TREITZ, 9 = I. VITÁLIS, 10 = J. NOSZKY, 11 = K. BALOGH, 12 = G. KOLOSVÁRY, 13 = E. NAGY.

Lebensdauer und Verbreitung der aus dem unteren Anis (Schichtgruppen 2 bis 4) stammenden Arten sind in Tabelle 4 angegeben. Im Anis „anfangende“ Arten sind *Myophoria goldfussi*, *Pecten (Velopecten) reliculatus* und *Neritaria cf. stanensis*. Die meisten Arten können sowohl in den alpinen, als auch in den germanischen Ausbildungen angetroffen werden. Unseres Wissens ist die Art *Neritaria stanensis* ausschliesslich in der al-

pinen Fazies, die Arten *Pecten (Velopecten) reticulatus* und *Homomya albertii* sind aber lediglich in der germanischen Fazies bekannt.

Ebenfalls tabellarisch haben wir die Angaben über die Lebensdauer und Verbreitung (Tabelle 5) der Brachiopoden-, Lamellibranchiaten- und Cephalopoden-Arten des mittleren Gliedes (Schichtgruppe 5) zusammengefasst. Mit Ausnahme der Arten *Pecten (Entolium) discites*, *Lima (Plagiostoma) striata* var. *lineata*, *Hoernesia socialis*, *Enantiostreon difforme* und *Myoconcha gastrochaena* treten die restlichen 19 Arten erst in der anisischen Stufe auf und — was noch von grösserer Bedeutung ist — beschränkt sich die Lebensdauer der meisten von ihnen auf die anisische Stufe. Alle Ammoniten bezeichnen den „*C. trinodosus*“-Horizont.

Was die geographische Verbreitung der Arten anbelangt, sind die meisten von ihnen auch in den germanischen Ausbildungen Deutschlands bekannt, etwas kleiner ist die Zahl der Formen, die Beziehungen zu den Südalpen andeuten, und noch spärlicher sind die auf dinarische und nordalpine Beziehungen hinweisenden Arten.

Alle Exemplare der von G. KOLOSVÁRY bestimmten Korallenfauna stammen vermutlich aus dem mittleren Glied der anisischen Stufe. Eine Ausnahme stellt *Thecosmilia compressa* WEISS dar, die aus J. БÖCKН's Aufsammlung bestimmt worden ist (Fundort: SO-Hang des Tubes-Gipfels, kleinknollige Kalkstein-Gruppe), sowie *Spongiomorpha* cf. *gibbosa* und *Spongiomorpha* sp., die mit den früher als *Evinospongia cerea* STOPP. beschriebenen (E. NAGY 1961a), bzw. von P. TREITZ gesammelten Kalkschwämmen identifizierbar sind.

Das anhand der Angaben der 218 Exemplare von *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. konstruierte Variationsdiagramm (Abb. 52) ergibt für das Verhältnis Länge/Breite eine Kurve mit ausgeprägt einem einzigen Maximum, während im Falle des Länge/Höhe-Verhältnisses das sich bei den Werten 1,7—1,8 ergebende kleinere Minimum die Fläche des Maximums teilt.

Von den Fossilien des oberen Gliedes dürften die Foraminiferen höchstens als lokale Indikatoren dieses Schichtgliedes angenommen werden und haben keinen altersbestimmenden Wert. Die von J. БÖCKН (1876) und M. HANTKEN (1878) erwähnte Art *Ceratites thüilleri* OPP. ist eine charakteristische Form des *trinodosus*-Horizontes (sie ist aus dem Anis von Griechenland und des Himalajas bekannt). Von den beiden anderen Arten besitzt *Evinospongia cerea* keinen stratigraphischen Wert, während das Vorhandensein der anderen Art, *Trigonodus sandbergeri* ALB. (nur aus der Literatur bekannt), sehr unwahrscheinlich ist. Letztere wurde im *Trigonodus*-Dolomit der germanischen Fazies, die schwerlich älter als karnisch sein kann, angetroffen.

Die Fossilien der drei ladinischen Schichtgruppen werden — mit Anführung ihrer Sammler und Beschreiber — in Tabelle 6 vorgelegt. Der stratigraphische Wert der Flora ist unklar. D. STUR (1874) hielt die aus dem mittleren Glied durch J. БÖCKН gesammelten Pflanzenversteinerungen für charakteristische Fossilien der Wengener Schiefer, eine von ihnen, *Macropterigium bronni* SCHENK, nannte er entschieden „Leitfossil“. Die von uns im oberen Glied gesammelten Pflanzenreste werden von I. Z. NAGY für die Angehörigen einer Vergesellschaftung, die älter als die rhätisch-liassische Flora ist, gehalten.

Auch die Fauna hat einen geringen stratigraphischen Wert. Die im unteren Glied gefundene Art *Rissoa cf. turbo* SCHAUR ist aus der „Lettenkohle“ Deutschlands und dem Anis der Südalpen; *Anodontophora recta* GÜMB. aus dem Karn und Nor der Bihar-Gegend (Siebenbürgen, Rumänien), bzw. der Nordalpen; *A. lettica* QU. aus dem Karn der Nordalpen und der „Lettenkohle“ Deutschlands bekannt. *Hybodius plicatilis* AG. ist eine persistente Form. Die aus dem oberen Glied gesammelte Art *Naticopsis uhligi* KLIPST. ist stratigraphisch von den mittelkassianer Schichten bis zur karischen Stufe verbreitet.

### Sedimentologische Auswertung der mitteltriadischen Ablagerungen

Die ganze Schichtenfolge des Anis zeugt von einer neritischen Sedimentation. Die Veränderungen in der lithologischen Zusammensetzung und Fossilführung der Schichtenfolge und die spezifischen Beschaffenheiten der einzelnen Schichtgruppen sind auf folgende Ursachen zurückzuführen:

1. das kontinuierliche, aber ungleichmässige Absinken des Sedimentationsbeckens (mannigfaltige Morphologie des Beckenuntergrundes);
2. Veränderungen im Transport terrigener Materialien;
3. Veränderungen in Richtung und Natur der Tiefenströmungen.

Auf den Einfluss des ersten Faktors wird aus dem Auftreten der „Slumping“-Erscheinungen, sowie aus dem Vorkommen oolithischer Bildungen (seichtere Meereszonen) geschlossen. Dem zweiten (und dritten) Faktor wird eine wichtige Rolle in der Belüftung und den Salzgehalt-Schwankungen des Sedimentationsmittels beigemessen. Die meisten Bildungen des unteren Gliedes scheinen in einem euxinischen Wassermedium mit eventueller Veränderung des Salzgehaltes entstanden sein (untergeordnete Rolle der stenohalinen Formen, beträchtlicher Huminitgehalt, dolomitische Ablagerungen). Die Schichten des mittleren und oberen Gliedes deuten zweifelsohne ein besser durchlüftetes Mittel von stabilisiertem Salzgehalt an (Ammoniten, Foraminiferen). Die Wirkung des dritten Faktors kommt — ausser den soeben genannten Erscheinungen — in Wiederauflösungs-Erscheinungen (Knolligkeit, Fleckigkeit, tonige Schichtflächen) zum Ausdruck.

Die relativ lang andauernde und ± ausgeglichene anisische Sedimentation wurde im Ladin durch eine Sedimentanhäufung regressiver Natur abgelöst. Im Ladin wuchs die Reliefenergie im Laufe der Ablagerung der Schichtenfolge stufenweise an; der chemo- und biogenen Sedimentation folgte eine elastische (mit ansteigender Korngrösse); der Sedimentationsraum verwandelte sich allmählich von einem seichtem Meeresbecken in eine lagunäre, küstennahe Senke, ja sogar (untergeordnet) in ein lakustrisches Sedimentationsbecken (Aufhören der Karbonatbildung; gebänderte-plattige Schichtungsart; viele Pflanzenabdrücke und Bruchstücke; Gastropoden, Ostracoden). Nach Lithofazies, Pflanzen- und Fischresten ist die ladinische Schichtenfolge des Mecsek-Gebirges den Buchensteiner Schichten der Umgebung von Trient sehr ähnlich (G. ARTHABER, 1916).

## OBERTRIAS

Der in der Umgebung von Pécs 450 bis 600 m mächtige — und nordostwärts verjüngende — obertriadische Schichtenkomplex lagert mit einer Sedimentationskontinuität und ohne Winkeldiskordanz auf den klastischen Sedimenten des Oberladin. Diese mächtige Schichtenfolge von Sand-, Schluff- und Tonsteinen wurde von K. P. PETERS (1862) als Keuper-, bzw. Grestener Sandstein aufgefasst. Später (1876) nannte sie J. БÖCKH, den im Bergbau eingewurzelten Fachausdruck übernehmend, „flözfreien Sandstein“. In der Literatur blieb diese Bezeichnung ziemlich lange im Gebrauch, bis in 1935 E. VADÁSZ den Komplex zur rhätischen Stufe übergeführt hat. Das erste eingehendere Studium dieses klastischen Komplexes ist mit dem Namen von L. IMREH (1955) verbunden. Er führte seine mineralogische Untersuchungen an den im Profil des Vasaser Vöröses-Grabens (in den Ausbissen des das obere Drittel des Komplexes vertretenden Sandsteins) gesammelten Proben durch. Aus den Ergebnissen dieser Untersuchungen zog er den Schluss, dass der Sandsteinkomplex in — den Verhältnissen des unterliassischen Kohlenkomplexes gleichen — geomorphologischen und klimatischen Verhältnissen entstanden und das Fehlen von Ablagerung von Kohlenflözen auf diesem Gebiet allein auf die unterschiedliche Küstenkonfiguration zurückzuführen sei.

Die Erkennung des die ladinischen und obertriadischen Ablagerungen verbindenden lithologischen Überganges (GY. WEIN—T. KILÉNYI in BALKAY et al. 1954) trug gleichzeitig die Annahme in sich, dass dieser mächtige klastische Komplex notwendigerweise auch vorrhätische Bildungen umfasste. Es ist jedoch erst nach dem Abteufen der Basisbohrung Pécs-28 gelungen, das Vorhandensein der karnischen Stufe durch Fossilien zu beweisen (E. NAGY 1964b). Einen unvergänglichen Wert hinsichtlich der Erkenntnis der Faziesverhältnisse besitzen die in Bohrdokumentationen (im Manuskript) registrierten, zeitgemässen Feststellungen von J. NAGY, auf welche wir im weiteren noch zurückgreifen werden. Die mineralogisch-petrographische Untersuchung des Gesamtkomplexes wurde — vor allem anhand der Schichtenfolge der Bohrungen Pécs-28 und Pécs-39 — von G. NOSKE—FAZEKAS (1966) durchgeführt.\*

Die Schichtenfolgen der Bohrungen Pécs-28 und Pécs-39 werden als Basisprofile des obertriadischen Komplexes angesehen. Nach unserer Meinung stellt der untere Teil des Komplexes (Bohrung Pécs-28, 270 bis 451 m) die *karnische* Stufe, der mittlere Teil (Bohrung Pécs-28, 67 bis 270 m) die *norische* Stufe, der obere Teil (Bohrung Pécs-28, 0 bis 67 m; Bohrung Pécs-39, 58 bis 220 m) die *Rhät*-Stufe dar.

An der Oberfläche lässt der Komplex sich von Pécs bis Vasas verfolgen. Tektonisch angelegte Ausbisse des Komplexes sind uns in der Umgebung von Búdöskút—Darázskút, sowie im Schuppenzug bei Váralja bekannt. Die Erkundungsbohrungen auf Kohle haben einige Abschnitte des Komplexes mehrere Male durchteuft, bzw. angestossen. Diese Bohrungen beschränken sich vor allem auf den Raum von Komló, Hosszúhetény und Máza-S (ihre Angaben sind in der Bohrtabelle zusammengefasst).

\* Die im folgenden zu beschreibenden mineralogisch-petrographischen Analysen der Schichtenfolgen werden nach den Angaben von G. NOSKE—FAZEKAS mitgeteilt.



Der 120 bis 150 m mächtige Komplex der *karnischen* Stufe besteht in der Umgebung von Pécs aus einer Wechselfolge von grauen, kleinschottrigen Sandsteinen, feinkörnigen Sandsteinen, Schluffsteinen und (untergeordnet) schluffigen Tonsteinen. Nach ihren lithologischen Merkmalen sind diese Ablagerungen vorwiegend in *Lagunen- und Seefazies*, in seltenen Fällen in *Deltafazies* ausgebildet. Sie werden durch Pflanzenreste, eine verhältnismässig reiche Sporen—Pollen-Vergesellschaftung, einige Muscheln (*Pleuromya* cf. *ambigua* BITTNER) und Gastropoden (*Actaeonina* sp.), sowie durch die stellenweise massenhaft auftretenden Ostracoden, Phyllopoden und Fischreste gekennzeichnet.

Der 140 bis 160 m mächtige Komplex der *norischen* Stufe wird von den soeben angeführten Gesteinsabarten aufgebaut, wobei der Anteil des kleinschottrigen, grobkörnigen Sandsteins ziemlich gering ist. Das sind vorwiegend *lakustrische*, untergeordnet *lagunäre* Ablagerungen. Neben spärlichen Pflanzenresten sind uns aus dieser Schichtenfolge ein oder zwei Gastropoden-Querschnitte, -Steinkerne bekannt.

Die Gesteinsabarten des 180 bis 200 m mächtigen klastischen Komplexes des *Rhät* sind denjenigen der *Karn—Nor*-Serie gleich. Unter den Sandsteinen ist hier wieder der grobkörnige Sandstein häufig. Kennzeichnend ist die grünlichgraue, gräulichgrüne Farbe der Gesteine, die durch die relative Anreicherung der Chloritabarten bedingt ist. An der Basis der Schichtenfolge sind *fluviale* (Flussbett- und Schwemmlagerungen) Ausbildungen zu finden, während weiter nach oben sich *Delta-* und *lakustrische* Fazies abwechseln. Ausser Pflanzenresten kennen wir bloss die von E. VADÁSZ beschriebene Phyllopoden-Art (*Estheria hungarica*), die von J. БӨСКН gesammelte *Cardinia hofmanni* und einige, schlecht erhaltenen (gen. indet.) Gastropodenreste aus dem Komplex.

Wir halten — nach wie vor — für wohl begründet, den klastischen Komplex der Obertrias von demjenigen des Unterlias auf solche Weise abzugrenzen (also die *Trias—Jura*-Grenze genau so zu ziehen), wie E. VADÁSZ (1935) es getan hat. Vielleicht sollten wir die Bezeichnung „Auf-treten des ersten Kohlenflöz“ soweit ändern, dass die Grenze der beiden Systeme unseres Erachtens dort gezogen werden dürfte, wo die Ablagerungen von *Moor-Fazies* zum ersten Male auftreten. Anhand lithologischer Merkmale (Schichtung, Sortierung, usw.) kann die dem *Rhät* angehörende Serie von *Delta—See-Fazies* von der *lakustrisch-palustrischen* Serie des kohlenführenden Komplexes deutlich unterschieden werden.

Eine verhältnismässig scharfe Grenze ergibt sich auch aus den Unterschieden der *mineralogischen Merkmale*. Das sind folgende:

	<i>im Rhät</i>	<i>im Unterlias</i>
Chlorit (Chamosit)	viel	in Spuren
Karbonatisches Bindemittel (neben Siderit)	vorwiegend Dolomit	vorwiegend Kalzit
Reifenindex (Quarz/Feldspat- Verhältnis)	niedrig	höher
Sphärolitischer Siderit Gehalt an Glimmer	in Spuren	viel
klastischen Ursprungs im allgemeinen	grösser	kleiner
Biotit	mehr	weniger

Auch *lithologische Unterschiede* erleichtern die Grenzziehung. Im Rhät treten die Toneisenstein-Schichten untergeordnet, im Unterlias verhältnismässig häufig auf. Bei den rhätischen Ablagerungen ist der Anteil des Sandsteins an der lithologischen Zusammensetzung der einzelnen Profile im Durchschnitt um 20% kleiner, als es im Unterlias der Fall ist (Abb. 53). Die Sandsteinfolge der Rhät-Stufe ist dickbankig; das Korngrössen-Maximum tritt nicht an der Basis, sondern ein bischen höher auf; hier und da lässt sich eine leichte Kreuzschichtung beobachten. In den feinerkörnigen Sedimenten kann eine sanft wellige Schichtungsart wahrgenommen werden. Die Ablagerungen der unteren Flözgruppe des Unterlias sind hingegen feinerkörnig, die Sandsteine ungeschichtet; bei den Schluffsteinen und den feinkörnigen Sandsteinen sieht man oft auch eine abgebrochene Schichtungsart, die Anklänge an einen Moor-Ursprung des Sedimentes zeigt.

An der Trias—Jura-Grenze wird also die frühere neritische (Anis), lagunäre (Ladin), lagunäre-lakustrische (Karn), lakustrische (Nor) und fluviatile-Delta-lakustrische (Rhät) Sedimentation des Mecseker Raumes durch eine Anhäufung von Sedimenten in Sumpfen und Seen abgelöst. Die meisten mineralogischen und petrographischen Unterschiede und auch die Kohlenbildung selbst sind durch diesen Fazieswechsel bedingt (Beilage III).

### K a r n

Diese Ablagerungen treten nur in isolierten Flecken zutage, so dass ihre stratigraphische Zugehörigkeit in der Regel nur vermutet wird. Die dabei zum Anhaltspunkt dienende topographische Lage und der manchmal erkennbare Faziestypus wird nur in glücklichen Fällen durch altersbestimmende Fossilfunde ergänzt.

Das eingehend studierte Basisprofil der karnischen Stufe stellt das Teufenintervall von 270 bis 451 m der Bohrung Pécs-28 (Beilage II) dar.

Die Schichtenfolge des Ladin wird von einer 1—2 m mächtigen grobkörnigen Sandsteinbank (die im Hangenden des *Naticopsis uhligi* KLIPST.-führenden tonigen Schluffsteins lagert) abgeschlossen. Diese Sandsteinbank wird, mit einem scharfen Kontakt, durch feinkörnige, nach oben allmählich grobkörniger werdende Sedimente überlagert. Analoge Sedimentationsrhythmen regressiver Natur lassen sich in der karnischen Schichtenfolge an mehreren Stellen erkennen. In den feinerkörnigen, mehr oder minder kalkigen Ablagerungen des unteren Drittels der Schichtenfolge kommen die Ostreen und — von den Phyllopoden — die für die „Estherien-Schichten“ des Keupers kennzeichnenden Arten *Isaura minuta* (GOLDF.) und *Isaura ovata* (LEA) häufig vor; aber untergeordnet können auch Muscheln und Gastropoden (*Pleuromya ambigua* BITNER, *Actaeonina* cf. *scalaris* MÜNST.) angetroffen werden (Tafel X.). Vereinzelt wurden Actaeoninen und Ostracoden sogar in den höheren Teilen der Schichtenfolge gefunden. Im oberen Zweidrittel der Schichtenfolge des Karn treten Fischreste stellenweise massenhaft auf (Schuppen von *Dapedius inornatus* HENRY, *Semionotus* sp., Zähne und Flossenstacheln von *Acrodus minimus* AG.), die in den sog. „Semionoten-Schichten“ des mittleren Keupers allgemein bekannt sind (Tafel XI).

In der karnischen Schichtenfolge sind alle klastischen *Gesteinsabarten* — vom kleinschottrigen, grobkörnigen Sandstein einschliesslich bis zum Tonstein — vertreten. In der Regel, zeichnen sie sich damit aus, dass sie mehr oder minder karbonatisch (kalkig, sideritisch) sind. Ihre Farbe ist grau bis dunkelgrau. Der feinkörnige Sandstein führt oft Tonstein-Einschlüsse, seltener Schluffstein-Bänder. Prozentuale Verteilung der einzelnen Gesteinsabarten:

Sandstein			
kleinschottrig	4	}	44%
grobkörnig	16		
mittelkörnig	10		
kleinkörnig	6		
feinkörnig	8		
Schluffstein			28%
Tonstein (schluffig)			24%
Mergel (schluffig)			4%

Seltener findet man hie und da in der Schichtenfolge auch dünne Toneisenstein-Einlagerungen.

Die granulometrische Zusammensetzung der verschiedenen klastischen Sedimenten wird durch die beigelegten Diagramme veranschaulicht (Abb. 54).

## N o r

Die gleicherweise klastischen, aber im Verhältnis zu den karnischen Schichten weniger kalkige Sedimente des Nor beginnen mit einer grobkörnigen Sandsteinbank von Delta-Typus. Diese, ein paar Meter mächtige Bank überlagert die dem oberen Glied der karnischen Stufe angehörende, Semionoten Schichtgruppe lagunärer und lakustrischer Fazies. Nach seiner Schichtungsart, Fazies und anderen Merkmalen ist der norische Komplex vorwiegend von lakustrischer, untergeordnet von lagunärer Ausbildung. Seine untere Grenze wird durch das Ausbleiben der Fischschuppen und das Auftreten der Deltafazies markiert. Die obere Grenze dieses Komplexes wird durch die am Anfang der Rhät-Stufe — und im ganzen klastischen Komplex der Obertrias — zum ersten Male mit einem scharfen Kontakt (Erosionsfläche?) auftretende, ausgeprägt transgressive Flussbett-Sandsteingruppe bezeichnet, die weiter nach oben — nun bereits mit transgressiven Sedimentationsrhythmen — wieder in eine Deltafazies übergeht. Die Abgrenzung der Schichtenfolge der norischen Stufe kann also (indem das ganze Profil ununterbrochen aufgeschlossen ist) eindeutig durchgeführt werden. Als ihr Basisprofil betrachten wir den Abschnitt von 67 bis 270 m der Bohrung Pécs-28 (Beilage II).

Die Fossilfunden aus den norischen Schichten beschränken sich, neben dem von J. Bóna bestimmten Sporen—Pollen-Komplex, auf einige, schlecht erhaltenen, makroskopischen Pflanzenreste (*Equisetites* sp., *Czekanowskia* sp., *Podozamites* sp., *Clathropteris* sp.), ein paar — an *Actaeonina* (*Cylindrobullina*) *scalaris* MÜNST. erinnernde — Gastropoden und durch die Art *Isaura ovata* (LEA) vertretene Phyllopoden-Funde.

An der lithologischen Zusammensetzung der norischen Stufe nehmen grob- bis feinkörniger Sandstein, Schluffstein und — untergeordnet — Tonstein teil.

Die am Bau der norischen Schichtenfolge beteiligten Gesteinsabarten verteilen sich wie folgt:

Sandstein	35%
Schluffstein	15%
Toniger Schluffstein	27%
Tonstein	23%

Die Veränderungen der granulometrischen Zusammensetzung der aus dem Schichtenkomplex analysierten Proben werden diagrammatisch dargestellt (Abb. 55).

### R h ä t

Das Basisprofil des zum Rhät gerechneten 150 bis 200 m mächtigen Komplexes wird durch den Abschnitt 0 bis 67 m der Bohrung Pécs-28 und den Abschnitt 58 bis 220 m der Bohrung Pécs-39 geliefert (Beilage II und Abb. 56). Weiter nach oben in der klastischen Schichtenfolge der Obertrias betrachten wir die erste, sich mit einer Emersionsfläche auszeichnende, fluviatile Schicht als Nor/Rhät-Grenze. Wie bereits erwähnt, über dieser grobkörnigen, kreuzgeschichteten, rhythmisch sortierten Sandstein-Gruppe sind solche Erscheinungen wie die grüne, grünlichgraue Farbe der feinerkörnigen Sedimente, das Auftreten des Chamosits als Bindemittel (d. h. in einer gesteinsbildenden Menge) in den größeren Sedimenten und das fleckige Aussehen (authigene Brekzie?) der Tonsteine schon ganz allgemein zu beobachten. Die Sedimente der Schichtenfolge sind vorwiegend von Delta- und lakustrischer Fazies. Ihre Fossilführung besteht aus Sporen, Pollen, Pflanzenabdrücken, Phyllopoden-Steinkernen und einer Muschel-Art. Von den 41 Phytofossilien, die von J. BÖCKH im Nagybányarét-Tal gesammelt worden waren, bestimmte D. STUR (1874) drei Arten und eine Varietät (*Zamites distans* var. *longifolia* PRESL.). Anhand letzterer hielt er das rhätische Alter des Komplexes für unzweifelhaft. Die Anwesenheit der seither gesammelten, bzw. aus früheren Aufsammlungen seitdem bestimmten *Isaura hungarica* (VADÁSZ) und *Cardinia hofmanni* BÖCKH et VADÁSZ berührt D. STUR'S Altersbestimmung überhaupt nicht, und die Ergebnisse der von J. BÓNA (1966) durchgeführten Sporen—Pollen-Untersuchungen haben die Richtigkeit dieser Datierung geradeaus bekräftigt.

Am lithologischen Bau des rhätischen Komplexes beteiligen sich denjenigen des vorangehenden Komplexes ähnliche Bildungen (Sand-, Schluff- und Tonstein), im oberen Teil der Schichtenfolge erscheinen aber die — im Nor fehlenden — dünnen Toneisenstein-Lagen wieder. Es scheint, dass in der Rhät-Stufe der Chamosit und der Toneisenstein etwa einander ersetzen: in den unteren Horizonten ist der Chamosit das leitende eisenführende Mineral, weiter nach oben übernimmt aber der Siderit diese Rolle, genau so wie es auch im Unterlias der Fall ist. Die quantitative Verteilung der ein-

zelen Gesteinsabarten ergibt das folgende Durchschnittsbild:

Sandstein		
kleinschottrig, grobkörnig	61	40%
kleinkörnig	34}	
Schluffstein		47%
Tonstein		12%
Toneisenstein		1%

Die Gesteine des Rhät-Komplexes haben eine graue Farbe, wobei die gröberkörnigen Schichten immer hellere Anflüge (Töne) aufweisen. Im unteren Teil der Schichtenfolge ist die grünlichgraue Farbe allgemein verbreitet, während in den höheren Abschnitten hier und da eine sekundäre, rostbraune (durch Limonit und Hämatit bedingte) Färbung beobachtet werden kann.

Entsprechend ihrem Bildungsort, weisen die Gesteine zweierlei Schichtungsart auf: undeutliche, grobe Kreuzschichtung und Fehlen der Sortierung (Delta-Typus), leicht wellig gebogene Schichtung (lakustrischer Typus). Eine Kreuzschichtung konnten wir zwischen Pécs und Vasas lediglich an fünf Stellen im Schichtenkomplex messen (Abb. 57). Die Fallrichtung der Kreuzschichten schwankte von 175 bis 240°, ihr Fallwinkel von 5 bis 34° im Verhältnis zu der regelmässig geschichteten Sandsteinbank.

In den Sedimenten können viele verkohlte Pflanzenbruchstücke und -Abdrücke (*Stigmaria*) beobachtet werden. In den an der Tagesoberfläche rostbraun verwitterten Sandsteinen sind die Pflanzenreste vom Limonit filmartig inkrustiert, ja oft sind sogar die Lithoklasen mit Limonit ausgefüllt (Eisenkasten).

Das Bindemittel des Sand- und Schluffsteins ist durch Karbonat, Kiesel, Chamosit und Tonmineralien vertreten. An Bindemittel arme, porösere Sandsteine kommen seltener vor. Das charakteristischste Bindemittel ist Chamosit, am verbreitetsten ist Karbonat. Dieses letztere tritt nicht nur in Form von Flecken, Linsen und Sphäroliten auf, sondern nimmt auch den Raum ein, der nach ausgelösten anderen Mineralien zurückgeblieben ist (Feldspat—Pseudomorphosen).

Die granulometrische Zusammensetzung der Sand- und Schluffsteinproben ist in Abb. 58 dargestellt; die chemischen Analysen sind tabellarisch zusammengefasst wiedergegeben.

\* \* \*

### Obertriadischer Konglomeratkomplex

Die zwischen 1960 und 1962 bei Pécsszabolcs zu Kohlenerkundungszwecken niedergebrachten Bohrungen Pécs-23, Pécs-25 und Pécs-26 durchteuften Schichten, die bis dahin im Mecsek-Gebirge unbekannt waren. Die Bohrungen Pécs-23 und Pécs-25 durchquerten — unterhalb der tertiären Schichten — einen äusserst mächtigen, aus anisichen Kalk- und Dolomitkiesen und -Geröllen bestehenden Konglomeratkomplex und kamen in dessen Liegenden in anisichen Kalksteinen zum endgültigen Stillstand. Der Kalkstein- und Konglomeratkomplex steht entweder längs einer Ero-

sionsfläche, oder einer Bruchlinie miteinander in Kontakt (wegen unvollständigen Kerngewinns konnte diese Frage nicht befriedigend gelöst werden). Die Bohrung Pécs-26 durchquerte unterhalb helvetischer Bildungen einen *obersinemurischen*, grauen, ungeschichteten kalkigen Schluffstein, mit Gryphaeen, Pectiniden und Crinoideen. Darunter folgte ein *untersinemurischer*, dunkelgrauer, kalkiger, sandiger Schluffsteinkomplex, mit Kohlenschnüren, Crinoideen, Gervilleien und *Isocyprina rotundata*, dann *hettangische*, graue sideritführende Sandsteine mit Konglomeratbänken und *Coelostylina liasina*. Schliesslich erreichte die Bohrung eine Wechselfolge von grauem Sandstein und monomiktem (Kalkstein-) Konglomerat mit Kalkalgen und *obertriadischen* Sporen und Pollen. Die zum Hettang gerechnete konglomeratische Sandstein-Serie stellt unseres Erachtens die heteropische Fazies der unteren und mittleren Flözgruppe des liassischen kohlenführenden Komplexes dar, während die darunter lagernde Konglomerat—Sandstein-Gruppe das grobklastische Äquivalent des obertriadischen Komplexes ist (Abb. 59). Die Aufteilung in zwei Glieder der konglomeratischen Serie wird sowohl durch die mineralogisch—petrographischen Merkmale, als auch die sedimentologischen Beobachtungen und nicht zu allerletzt durch die Ergebnisse paläontologischer Untersuchungen berechtigt.

Die durch eine Fauna von *Isocyprina rotundata* VADÁSZ, *Gervilleia* sp., *Crinoidea* sp. und *Ostrea irregularis* MSTR., sowie durch liassischen Mikrosporen (J. BÓNA) gekennzeichneten (untersinemurischen) Ablagerungen der oberen Flözgruppe überlagern den Konglomeratkomplex in der Bohrung Pécs-26 in einer Tiefe von 620 m. Der obere Abschnitt der Konglomerat-Gruppe (Abschnitt von 620 bis 805 m der Bohrung) besteht aus einer Wechselfolge von grauem Sandstein, sideritführendem Sandstein, Kohlenschnüreführendem dunkelgrauen Schluffstein und Tonstein, mit untergeordneten, dünneren oder dickeren Konglomeratlagen. Aus dem feinerkörnigen Gesteinen sind Fossilreste des Gastropoden *Coelostylina liasina* TERQU zum Vorschein gekommen.

In der darunter folgenden Schichtgruppe (805 bis 1200 m) erreicht der Anteil des Konglomerates 50%. Weder im Sporen—Pollen-Komplex, noch unter den anderen Fossilien dieses Abschnittes konnte eine einzige, vom Lias des Mecsek-Gebirges bekannte Form angetroffen werden. Demgegenüber hat J. BÓNA in den feinerkörnigen Sedimenten dieser Schichtgruppe solche Formen gefunden, die der aus dem Karn—Rhät-Komplex der Bohrung Pécs-28 bestimmten Sporen—Pollen-Vergesellschaftung äusserst ähnlich waren. Das sind folgende:

*Monosulcites minimus* COOKSON  
*Cycadaceagenella* sp.  
*Dictyophyllidites harrisii* COUPER  
*Vitreisporites* sp.  
*Laevigatosporites* sp.

E. SOMSIK-LÉDECZI fand in derselben Schichtgruppe Kalkalgen-Reste (?) (Abb. 60 und 61).

Wir sind der Meinung, dass der vorliegende Konglomeratkomplex — als eine (grobkörnige Randfazies) heteropische Fazies des im Becken-

inneren entstandenen, feinerkörnigen klastischen Komplexes — am S-Rand des Mecseker obertriadisch—unterliassischen Sedimentationsbeckens zur Ablagerung gekommen sei. Die Konglomeratbänke sind eigentümlicherweise von einem monomikten Material von Abrasions-Typus aufgebaut (sie bestehen ausschliesslich aus oberanisischen Kalksteinkiesen). Auf die Frage der paläogeographischen Lage des Konglomeratkomplexes und auf seine Rolle im geologischen Werdegang des Mecseker Sedimentationsbeckens werden wir noch zurückkommen.

### Fossilführung der Obertrias-Bildungen

Der Fossilführung der Unter- und Mitteltrias des Mecsek-Gebirges ähnlich, sind in den Fossilvergesellschaftungen der Obertrias sowohl germanische, als auch alpine Elemente vertreten. Die überwiegende Mehrheit der von J. BÓNA bestimmten Florenelemente (Pollen) sind sowohl in der germanischen Keuper-Flora, als auch in den pelagischen Ausbildungen der Ostalpen, bzw. des Bakonyer Waldes und von Süd-Zala (Nagylyngyeller Erdölgebiet) bekannt. Obwohl in der Fauna der karnischen Stufe des Mecsek-Gebirges sie Phyllopoden und Fischreste vor allem den Keuper andeuten, sind sie selbst in den Obertrias-Ausbildungen der Südalpen nicht unbekannt. Die Art *Pleuromya ambigua* wurde von BITTNER aus dem Bakony-Gebirge beschrieben; vom Gerecse wird sie von G. VIGH erwähnt. Ausser *Zamites distans* var. *longifolia* PRESL. — charakteristischem Leitfossil des Rhät (D. STUR, 1874) — spielen in dem seither gewonnenen Fossilmaterial vor allem die Pollen die Rolle von stratigraphischen Indikatoren. J. BÓNA behauptet, für die Sporen—Pollen-Vergesellschaftung der Mecseker Obertrias seien die zum Formenkreis *Singulipollenites* von KLAUS gehörigen Pollen, das Auftreten der skulpturierten, dreieckigen (triletten) Sporen, die grosse Anzahl von cf. *Cycadofilicitrilettes*, sowie die vereinzelt vorkommenden Makrosporen und auch die Fortsätze tragenden Pilzsporen allgemein charakteristisch. Der grosse quantitative Anteil am Gesamtspektrum des Formenkreises von *Singulipollenites* und der skulpturierten triletten Sporen deuten die Karn-Stufe an. Die Nor-Schichten führen wenige Sporen und Pollen. Im Rhät treten cf. *Cycadofilicitrilettes*, Vertreter von *Ginkgo*, sowie die kreisförmigen, mit grosser Apertur versehenen Pollen-Formen massenhaft auf (Tafel XII). Sporadisch können auch Makrosporen (vorwiegend nur Bruchstücke) angetroffen werden (Tafel XIII). Neben der Sporen—Pollen-Vergesellschaftung lassen sich die rhätischen und liassischen Ablagerungen auch auf Grund der Gewebe-Überreste von höher organisierten Pflanzenformen absondern. Die Bedeutung der übrigen Fossilien liegt — wegen ihres spärlichen Auftretens — lediglich darin, dass ihr Auftreten die jeweilige Altersbestimmung der entsprechenden Schichten wahrscheinlicher machen. So eine Form ist beispielweise *Actaeonina (Cylindrobullina) scalaris* Mst., deren stratigraphische Reichweite Kassian bis Karn entspricht. In Tabelle 7 wird die aus der Mecseker Obertrias z. Z. bekannte Fossil-Vergesellschaftung (mit Ausnahme des aus der Bohrung Pécs-26 gesammelten Sporen—Pollen-Materials) vorgelegt. Die obertriadische Fauna zeigt eindeutig den stark veränderlichen Salzgehalt des einstigen

Lebensraumes (Biotops). [Die äusserst euryhaline Beschaffenheit der Phyllopoden-Fauna haben wir bereits vermerkt; die rezenten Cardinien sollten nach R. HESSE (1924) eine Veränderung des Salzgehaltes von 6 bis 25‰ vertragen.]

### Sedimentologische Auswertung der Obertrias-Bildungen

Die schichtenweise durchgeführten, ausführlichen makroskopischen Beobachtungen über die charakteristischen Merkmale der Sedimente wurden mit anderen (mineralpetrographischen) Untersuchungsmethoden kombiniert, bzw. die Ergebnisse der ersteren durch diejenigen der letzteren bekräftigt. Die die morphologischen Beschaffenheiten der Gesteine (Schichtung, Textur, Einschlüsse) ermittelnde und durch deren Auswertung eine Klärung der Genese der Gesteine anstrebende Untersuchungsmethode fand in der Forschung der permisch—mesozoischen klastischen Komplexe des Mecsek-Gebirges besonders in den letzten Jahren weitreichende Anwendung (A. BARABÁS, 1961; Z. KÁLI, 1962; J. NAGY, 1966), obwohl Arbeiten solcher Art auch früher vorgenommen worden sind.

Nach unseren Untersuchungsergebnissen — und in Übereinstimmung mit J. NAGY'S Feststellungen — ergibt sich für die Stufen Karn—Nor—Rhät folgende Faziesreihe:

- Ladin: anfänglich offene, später sich abschnürende Lagune;
- Karn: vorwiegend abgeschürte, lagunäre Ausbildung mit untergeordneten lakustrischen Zwischenlagerungen und noch geringerer Rolle der Delta-Fazies;
- Nor: am Anfang Delta-Fazies, dann vorwiegend lakustrisch, in welche Abschnitte lagunärer Ausbildung eingeschaltet sind;
- Rhät: eingeleitet von einer auf Emersionsfläche lagernden Flussbett-Fazies, welcher eine Delta-Fazies mit lakustrischen Zwischenlagerungen folgt. Die Stufe — und zugleich das Trias-System selbst — wird in der Mehrzahl der untersuchten Profile von einer lakustrischen Ausbildung abgeschlossen (Beilage III). (Der darüber lagernde Komplex wird, von der ersten Moorfazies-Einlagerung an, schon zum Unterlias gerechnet.)

Der obigen Faziesreihe entsprechend findet man in der karnischen Stufe regressive, im Rhät aber transgressive Sedimentationsrhythmen. Der an der Nor/Rhät-Grenze beobachtbare Fazieswechsel, bzw. Reliefenergie-Zunahme entspricht der im germanischen Faziesgebiet allgemein verbreiteten (aber auch in der alpinen Trias häufigen) frührhätischen Transgression.

Die Veränderungen im mineralpetrographischen Bild sind in Einklang mit der obigen Faziesreihe. Das gewogene Mittel des Reifenindex der Sandsteinschichten beträgt im Ladin 29,5; im Nor nimmt es wesentlich ab: 7,1, und auch im Rhät ist es nur ein wenig grösser: 7,8. Im Laufe der ausführlichen mineralogischen Untersuchung des Obertrias-Komplexes zog G. NOSKE-FAZEKAS (1966) aus der Verteilung der allothigenen Mineralien den Schluss, dass das klastische Material aus einem von Metamorphiten



und Graniten aufgebauten Gebiet abgetragen worden sei. Unsere Kreuzschichtungsmessungen lassen eine Materialzufuhr vom Norden, bzw. Norden-Nordwesten her vermuten (in der Obertrias mag dabei der Beckenrand des von Kalken aufgebauten, denudierten südlichen Vorlandes eine untergeordnete Rolle gespielt haben).

Für die im Sedimentationsbecken erfolgten authigenen Mineralneubildungen, bzw. -Umwandlungen konnte die Rolle der gegebenen Faziesverhältnisse entscheidend sein. Die Verhältnisse von abgeschnürten Lagunen und Seen die im Ladin und Karn das Sedimentationsbecken kennzeichneten, waren zur Sideritbildung so günstig, dass der Siderit in gewissen Fällen sich bis auf eine gesteinsbildende Konzentration anreicherte (Toneisenstein-Schichten). Die Fazies der Rhät-Stufe zeigen Anklänge an ein besser durchlüftetes, chemisch differenzierteres Sedimentationsbecken, d. h. an Beschaffenheiten, die zur Ausscheidung von Chamosit beitragen konnten. G. NOSKE-FAZEKAS ist der Meinung, dass zur Chamosit-Bildung die gleichzeitige, parallele Wirkung eines sauren und laugigen Mediums notwendig sei. An der Grenze der Delta und der Aue sollte der Grossteil des Chamosits — von Fall zu Fall an anderen Stellen — zur Ausscheidung gekommen sein.

Ausser den Pflanzenresten lässt auch die Untersuchung der allothigenen Mineralien auf ein warmes, humides Klima schliessen. Im Verhältnis zu den im unterliassischen Sandstein vorhandenen Feldspathen sind die Feldspathe des obertriadischen klastischen Komplexes etwas frischer. Diese Tatsache deutet darauf hin, dass während der Obertrias im Abtragungsgebiet weniger intensive chemische Verwitterungsvorgänge vor sich gingen, als es im Lias der Fall war, d. h. dass das Obertrias-Klima ärmer an Niederschlag gewesen sein sollte, als das liassische Klima war.

## ABLAUF DER TRIAS-SEDIMENTATION IM MECSEK

Die kontinentale Phase der Transgressionsetappe des triadischen Sedimentationszyklus im Mecsek ist durch den oberpermischen Konglomerat- und Sandsteinkomplex vertreten. Die untere Grenze der Triasperiode fällt mit dem Beginn der marinen Phase der Transgressionsetappe zusammen. In der im Seis stattgefundenen langsamen Überschwemmung durch das Meer sehen wir eine Äusserung der Pfalz Phase. Die marine Phase des Sedimentationszyklus kulminiert in der Brachiopoden- und Ammoniten-führenden Schichtgruppe (*trinodosus*-Horizont), die das mittlere Glied der anisischen Stufe bildet. Die Regressionsetappe stieg während des Ladin von marin zu kontinental (Labaer Phase?), und endete im Nor. Unserer Meinung nach sollte die Faziesfolge fluviatile—Delta—lakustrische—Moorfazies des Rhät schon der kontinentalen Phase der Transgressionsetappe des nächsten (jurassischen) Sedimentationszyklus angehören. Die Anfangspunkte der Sedimentationszyklen gehen also den System-Grenzen voran. Im Falle der Rhät-Stufe ist diese Tatsache in den Rhät—Lias-Gebieten allgemein bekannt, ja gerade sie macht die stratigraphische Stellung des Rhät nach wie vor fraglich. Im Raume des

Mecsek-Gebirges umfasst somit das Trias-System immerhin eine vollständige Sedimentationsperiode (von der Mitte der gegebenen Transgressionsetappe bis zur Mitte der nächsten Transgressionsetappe).

Den Verlauf der triadischen Sedimentation haben die Veränderungen folgender Faktoren bestimmt:

1. Reliefenergie,
2. Höhenlage der Sedimentation bezogen auf das Meeresniveau,
3. Abtragungsgebiet,
4. Klima.

### 1. Veränderungen der Reliefenergie

Zur Zeit der Ablagerung der Seiser Sedimente war die Reliefenergie klein. Vom Untercampil an bis zum Ende des Anis war ihr Wert praktisch gleich Null. Im Ladin nahm die Reliefenergie allmählich zu, dann im Laufe des Ladin blieb sie — mit gewisser Rhythmizität — im allgemeinen gross. Den grössten Wert erreichte sie in der Obertrias, am Rande des südlichen Vorraumes (Konglomerat).

### 2. Veränderungen der Höhenlage der Sedimentation bezogen auf das Meeresniveau (genetische Höhe)

Während der Ablagerung der Seiser Schichten war der Wert der genetischen Höhe negativ, der Null nahe. Im Untercampil war er praktisch gleich Null. Im Obercampil wurde die genetische Höhe negativ und blieb so bis zum Mittelanis, doch wurde im Oberanis bereits weniger negativ (Oolithkalk). Während des Ladin näherte sie sich wieder der Null an, und dann diesen Wert überschreitend, wurde sie bis zum Ende des Nor immer positiver. Am Anfang des Rhät erreichte die genetische Höhe ihren grössten Wert (fluviatile Ablagerungen), dann gegen das Ende dieser Stufe bewegte sie sich wieder um Null (Delta-Ablagerungen).

### 3. Veränderungen des Abtragungsgebietes

Die allothigenen Mineralien (und die in den Obertrias-Bildungen selten auftretenden Gesteintrümmer) lassen darauf schliessen, dass die Abtragung im Laufe der ganzen triadischen Entwicklungsgeschichte des Mecseker Sedimentationsbeckens aus einem von abyssischen Magmatiten (Granitoide) und untergeordneten Metamorphiten aufgebauten Gebiet erfolgt haben soll. Die Veränderungen der Menge und des Anteailes der magmatogenen und metamorphogenen Komponenten geben über die geologische Entwicklungsgeschichte des Abtragungsgebietes gewisse Auskunft. Nach unseren Angaben dürfte das Wesen der Veränderungen folgendermassen zusammengefasst werden: vom Anfang der Triasperiode bis zum *Rhynchonella decurtata*-Horizont herrscht der magmatische Charakter des Abtragungsgebietes vor (der Anteil der magmatogener Komponenten wird immer grösser). Im Oberanis, sowie im Unter- und Mittelladin dominiert der metamorphe Charakter des Abtragungsgebietes. Vom oberen Teil des Ladin bis zum Ende der Triasperiode ist die Existenz eines meist von Magmatiten aufgebauten Abtragungsgebietes zu vermuten, wo die metamorphogenen Komponenten eine zunächst untergeordnete, aber später etwas zunehmende Rolle gespielt zu haben scheinen. Im Falle der Ober-

trias müssen wir auch damit rechnen, dass auch ältere (permische?) Sedimentgesteine am Bau des Abtragungsgebietes beteiligt gewesen seien. (Sandstein-Einschlüsse, Lydit- und schwer identifizierbare Quarzporphyr-Trümmer deuten darauf hin.) Das Kalksteinmaterial des triadischen monomikten Konglomerat-Komplexes und die unter den norischen Ablagerungen der Bohrung Pécs-28 gefundenen Dolomittrümmer zeugen von der Denudation des aus mitteltriadischen Kalken und Dolomiten bestandenen südlichen Vorraumes.

Was die *Abtragungsrichtung* angeht, konnten wir auf verschiedene Haupt-, Neben- und untergeordnete Transportrichtungen in der Triasperiode schliessen.

*Hauptrichtung* des Transportes war unseres Erachtens während der ganzen Triasperiode N, NNO (davon zeugen auch die Kreuzschichtungsangaben). Die vermutete Zufuhr von klastischen Materialien vom SW und W dürfte als eine *Nebenrichtung* angenommen werden. Dieses Abtragungsgebiet scheint ein von kristallinen Gesteinen aufgebautes Festland gewesen zu sein, welches sich durch das Zwischenstromland Drava—Sava verfolgen liess, dann das Mecseker Sedimentationsbecken westlich umgehend, sich weiter nordostwärts erstreckte. Von der Rolle solcher Richtungen zeugen (neben den paläogeographischen Beziehungen) auch die von uns unternommenen Messungen an Strömungsrichtung. Eine *untergeordnete Richtung* erweist die im Laufe der Obertrias, vom derzeit relativ gehobenen Vorland her erfolgte eine Zufuhr von klastischem Material.

#### 4. Klimaänderungen

In der Seiser Unterstufe und im unteren Glied des Campil herrschen solche Merkmale vor (Trockenrisse, Gips- und Anhydritbildung), die ein arides Klima zur Zeit der Ablagerung dieser Schichten andeuten.

Von Obercampil bis Ende Anis scheint das Klima warm und etwas humid gewesen zu sein, worauf aus der kleinwüchsigen Gestalt der Arten der Lamellibranchiaten-Fauna, sowie der intensiven Karbonatbildung und dem huminitischem (und nicht bituminitischen!) Charakter der die Gesteine grau färbenden organischen Substanz als Schluss gefolgert werden kann.

Vom Ladin bis zum Ende der Triasperiode konnte das Klima warm und humid sein. Davon zeugt das Auftreten von Kohlschnüren und dünnen Kohlschichten, sowie die nach den mineralogischen Untersuchungen für wahrscheinlich gehaltene intensive Feldspath-Verwitterung des Abtragungsgebietes.

Das Klima der Trias (bzw. des Abtragungsgebietes) blieb also vermutlich vom Anfang bis zum Ende der Periode ungeändert warm, vom Obercampil an wurde es aber immer humider (mehr tropisch).

\* \* \*

In Abb. 62 werden die von F. SZENTES (1961) angefertigten paläogeographischen Kartenskizzen, in Abb. 63 die Profilskizzen des Gebietes vorgelegt. In kurzem könnten die Ereignisse der triadischen *Entwicklungsgeschichte* des Mecseker Gebietes — in Übereinstimmung mit obigen Abbildungen — auf folgende Weise dargestellt werden:

Im gegenwärtigen Raume des Mecsek-Gebirges ging im Oberperm fluviatile und Delta-Sedimentation vor sich. Am Anfang der Werfener Zeitspanne wurde das bis zum Ende des Perm aufgeschüttete kontinentale Sedimentationsbecken durch das Meer mittels wiederholt eingetretener Ingressionen überschwemmt. In den Pausen der Ingressionen, bzw. in den Perioden ihrer Mässigung schieden sich in den abgeschnürten Lagunen Dolomit und Anhydrit aus. Auf die anhydritführenden Lagunenablagerungen folgt — mit einer von neuen Ingressionen zeugenden authigenen Brekzie — eine in offenen Lagunen abgelagerte Serie. Die an der Basis der obercampiler Kalksteinserie verfolgbare Brekzie stellt das Produkt der chronologisch dritten Ingression dar. Von dieser Ingression an herrschten im Sedimentationsbecken neritische Verhältnisse vor, wovon eine bis zum Anfang der ladinischen Stufe karbonatische (bio- und chemogene) Schichtenfolge neritischer Fazies zeugt. Während des Ladin löste sich das frühere Gleichgewicht auf und der Charakter des Sedimentationsbeckens veränderte sich vollkommen. Das gegenwärtige südliche Vorland erhob sich und wurde dann von den Denudationsprozessen angegriffen. Gleichzeitig damit verwandelte sich das Sedimentationsbecken in eine breite, ostwärts offene Bucht. Diesen Charakter bewahrte es im grossen und ganzen auch während des Lias, wobei es sich vom Sinemur an graduell immer weiter nach S ausdehnte. Während des Ladin — gleichzeitig mit der Hebung des südlichen Vorlandes — nahm auch die Reliefenergie zu, das Sedimentationsbecken geriet in eine höhere „genetische Lage“, die es infolge der mit dem Absinken Schritt haltenden Aufschüttung bis zum Sinemur auch aufrechterhielt. Das wiederspiegelt sich in den lagunären—lakustrischen—Delta-Fazies der Obertrias. Die im Rhät eintretende, zunächst fluviatile und dann deltaartige Sedimentation leitet schon den jurassischen Sedimentationszyklus ein. Die regionale Veränderung der Mächtigkeiten der Schichtenkomplexe zeichnet sich damit aus, dass die klastischen Komplexe (und die gipsführende Gruppe) sich vom O nach W verdicken, während bei den karbonatischen Komplexen gerade der Gegenteil der Fall ist.

Angesichts ihrer paläogeographischen Lage scheint die Mecseker Trias den *Übergangs-Ausbildungstypen* anzugehören, denn in ihren Lithofazies und Faunenvergesellschaftungen können sowohl epikontinentale (germanische) als auch geosynklinale (alpine) Faziesmerkmale beobachtet werden. Unter den grossen Gruppen der Ausbildungstypen der alpinen (geosynklinalen) und der germanischen (epikontinentalen) Trias sondert sich ein solcher Faziestypus ab, der sowohl räumlich (geographisch) als auch bezüglich seiner Fauna und Lithofazies eine Übergangstellung zwischen den beiden Gruppen einnimmt. Die Absonderung dieses dritten Faziesgebietstyps wird vor allem durch seine eigenartige Tektonofazies ermöglicht. Unserer Meinung nach stellt die Grenze der alpin und germanisch ausgebildeten Gebiete gar nicht eine relativ schmale Zone (wie z. B. der vindelicische Rücken), sondern einen breiteren, einheitlich charakterisierbaren Faziesraum dar. Das Faunenbild des letzteren wird durch seine Grenzenlage determiniert, d. h. zufällig bringt es Formen der germanischen und alpinen Faunenprovinz gemeinsam auf. Genau so gemeinsam oder abwechselnd macht sich in diesen Gebieten der Einfluss der alpinen

(geosynklinalen, orogenetischen) und der germanischen (epikontinentalen, epirogenetischen) Beckenkonfiguration geltend. Für die triadischen Schichtenfolgen des Übergangsgebietes sind folgende Beschaffenheiten charakteristisch: lückenhafte Lagerungsverhältnisse (häufige Unterbrechungen), auf syngenetische Beckenbodenbewegungen hindeutende sediment-petrographische Merkmale in den anisichen Ablagerungen (Schlammfluss, „calcaires vermiculères“ usw.), meist klastischer Charakter der Obertrias (ohne Evaporit), transgressive Natur des Rhät, d. h. der Rhätolias-Ausbildung. Die Lageskizze der drei Faziesgebiete haben wir in Abb. 64 dargestellt. Die nordöstliche Abzweigung des ostwärts divergierenden süd-alpinen Faziesgebietes verfolgt sich durch das Ungarische Mittelgebirge und endet in den Gemeriden (bzw. in der Choč- und subtatrischen Decke), während die südöstliche Abzweigung sich durch die Dinariden — vermutlich mit Vermittlung des türkischen (anatolischen) Faziesgebietes — der ostbalkanischen (Dobrudscha—Krim) geosynklinalen Ausbildung anschliesst. Hauptausbildungs-Einheiten des „Übergangs“-Faziesgebietes sind, ausser den Nordalpen und den Appenninen, folgende Gebiete: Westkarpaten (Veporiden, Križna-Decke, Tatra-Autochtongebiet), Faziesgebiet der ganzen Ostkarpaten, Apuseni-Gebirge und das Gross des Balkans. (In den westlichen Gebieten des Balkans — im Banat, bzw. längs der „Radophit“-Zone von KOBER — fehlt die Trias, während in den am Schwarzen Meer gelegenen Teilen des Balkans eine, dem Krim ähnliche geosynklinale Ausbildung zu finden ist.) Innerhalb des „Übergangs“-Faziesgebietes ist die nächste Faziesverwandschaft der Trias des Mecsek- und Villányer Gebirges in der Bihorer und Mómaer Ausbildung des Apuseni-Gebirges (Rumänien) zu suchen. Das „Übergangs“-Faziesgebiet umranden epikontinentale Ausbildungen vom Ost-Atlas durch Spanien, Deutschland, Polen bis zum Flachlandgebiet Rumäniens.

In der Trias-Fauna des Mecsek-Gebirges ist die Dominanz-Reihenfolge der Arten — vom Gesichtspunkt der Herkunft aus — wie folgt: süd-alpine Formen → germanische Formen → dinarische Formen. Was den lithologischen Bau (die Faziesfolge) der Mecseker Trias angeht, hierfür ergibt sich eine starke Ähnlichkeit oder eine ganz ausgeprägte Übereinstimmung mit den Ausbildungen, die wir auf der Kartenskizze als „Übergangstypus“ vereinigt dargestellt haben. Diese Ähnlichkeit dürfte durch die ähnliche Tektonofazies der vereinigten Gebiete bedingt sein.

## GEOCHEMISCHE ANGABEN

Die Trias-Ablagerungen vom Seis bis zur Rhät-Stufe wird durch eine Zunahme des Kationenpotentials, bzw. die Aufeinanderfolge der Evaporite—Karbonate und Reduzite gekennzeichnet.

Die in Tabelle 8 zusammengefasst wiedergegebenen  $o_{Fe}$ -Mittelwerte zeigen die graduelle Zunahme der Eisenoxydationsstufe vom Seis (Ultraoxydation!) bis zum Rhät ( $o_{Fe} = 0,38$ ). Ebenda haben wir die Veränderungen des  $K_2O:Na_2O$ - und  $Mn:Fe$ -Verhältnisses, die sich im grossen und ganzen dem Fazieswechsel der Schichtenfolge anpassen (marin—kontinental), dargestellt.

Die PUSTOWALOW'sche geochemische Faziesfolge weist eine gewisse Periodizität innerhalb der Trias—Unterlias-Schichtenfolge auf (Abb. 65), indem dem sideritführenden Untercampil pyritführendes Obercampil und Anis folgen und darüber Ladin- und Karn-Schichten sideritischer Ausbildung (mit Toneisenstein) lagern. Danach folgen einem Nor von Übergangstypus chamositführendes Rhät, darüber sideritführendes Hettang und Untersinemur (Kohlenkomplex) und schliesslich pyritführendes Obersinemur — als Äquivalente der anisischen Stufe.

Die in der zusammenfassenden Tabelle 9 der Spektralanalyse figurierenden Angaben wurden von Frau A. VÍGN, bzw. dem Spektrollabor der Ungarischen Geologischen Anstalt geliefert. Die Mittelwerte der untersuchten zehn Elemente wurden für die leitenden Gesteinstypen der Mittel- und Obertrias, bzw. für die verschiedenen Fazies der Obertrias berechnet. In den verschiedenen Bildungen reichern sich folgende Elemente an:

im Tonstein: **Ba, Ni, Pb, Zn**  
 im Kalkstein: **Sr**  
 im Schluffstein: **Cr, V, Ga, B**  
 im Toneisenstein: **Co**

Bei den Fazies der Obertrias erreichen die meisten untersuchten Elemente (Ba, Sr, Co, Pb, Ga, Zn) ihr Mittelwert-Maximum in den Ablagerungen von Moor-Fazies. Ausnahme von dieser Regel stellen Cr, das sich in der lakustrischen Fazies und B, das sich in der Delta-Fazies anreichert, dar.

Was die Gesamtheit der Mittel- und Obertrias betrifft, erreicht nur Sr eine Konzentration, die höher als 1000 g/t ist.

Anhand der Analysen von 188 Sandsteinproben aus dem Obertrias-Profil des Cirkó-Tales bei Vasas haben wir das Korrelationsdiagramm der Glühverlust-Werte und des Gesamteisengehaltes (in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  angegeben), sowie des Gesamteisen- und Kieselsäuregehaltes ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) zusammengestellt (Abb. 66). Die auf den beiden Diagrammen wahrnehmbare Korrelationsbeziehung ist dem Eisen zuzuschreiben, welches in einem Fall in karbonatischer Bindung (Siderit), im anderen in Kieselsäure-Bindung (Chamosit) auftritt.

## NUTZBARE BODENSCHÄTZE

Die Trias-Schichtenfolge ist an nutzbaren Bodenschätzen verhältnismässig arm.

Von den an die Trias-Bildungen gebundenen nutzbaren Bodenschätzen ist das Wasser von allergrösster Wichtigkeit.

Die in den Trias-Bildungen vorkommenden Erze sind vorderhand von keiner praktischer Bedeutung. Mit Ausnahme des Manganerzes sind sie alle für Sucharbeiten perspektivisch.

*Kupfererz.* Erwähnungswert ist das Erzvorkommen vom Azurit—Malachit-Typus. Von diesem schwachen Erzanzeichen wurde jenes von Kozár durch L. TOKODY (1952), jenes von Égervölgy durch K. VÁRSZEGI (1965) beschrieben. Die Ausscheidung des Erzes scheint im Helvet oder

nach dem Helvet (eventuell an den Andesitvulkanismus gebunden) stattgefunden zu haben.

**Manganerz.** An der Basis der Seiser Stufe befinden sich ein paar dünne (2 bis 10 cm) manganoxydführende, kalkige Schluffsteinlagen. Grenzwerte ihres MnO-Gehaltes: 2,02, bzw. 11,55%. Das Manganmineral ist Psilomelan.

**Magnesit.** Die die Hauptmasse des Untercampil aufbauenden grauen Dolomitmergel-Schichten sind immer  $\pm$  magnesitführend. Das Magnesit reichert sich stellenweise dermassen an, dass das Gestein sogar Magnesitmergel genannt werden kann (siehe Seite 29.). Grenzwerte des an Magnesit gebundenen MgO-Gehaltes: 3,0, bzw. 23,6%.

**Eisenerz.** Ausser den 1—2 cm dicken Toneisenstein-Schichtchen des ladinischen Komplexes kommt *Toneisenstein* noch im Obertrias-Komplex vor. Hauptsächlich für die karnische Schichtenfolge sind höchstens 50 cm dicke Toneisensteinlagen charakteristisch. Grenzwerte ihre Gesamteisengehaltes (in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ausgedrückt): 15, bzw. 45%.

Im Obertrias-Komplex ist das Vorkommen von *Chamosit* überall zu beobachten. Für die Rhät-Bildungen ist ein beträchtlicher Chamosit-Gehalt allgemein kennzeichnend, da hier der Chamosit oft das monomineralische Bindemittel der Sandsteine bildet. Der Fe-Gehalt ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) der bisher bekannten, an Chamosit reichsten Proben beträgt jedoch nur 5 bis 10%.

**Seltene Metalle.** Die im Laufe der schichtenweise durchgeführten Analyse für Spurenelemente der Basisprofile des Oberanis, Ladin, Karn, Nor und Rhät erhaltenen maximalen g/to-Werte sind in Tabelle 10 angeführt.

Tabelle 10

Gehalt der Trias-Basisprofile an seltenen Metallen (max g/to)

	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
Rhät	1000	1000	250	50	500	200	160	1000	100	300
Nor	1000	1000	180	180	1000	250	300	250	150	200
Karn	1000	1000	180	90	1000	250	220	200	150	200
Ladin	1000	2000	250	70	90	100	50	200	80	
Anis	700	2000	35	15	60	90		200	10	

Die Trias-Bildungen liefern mehrere Abarten von Rohstoffen für die Bauindustrie.

**Grund- und Zuschlagstoffe für Zementfabrikation.** Die Gips- und Anhydrittypen der unteren Schichtgruppe des Untercampil sind von keiner praktischen Bedeutung, da sie durch dünne Lagen vertreten sind und nur durch Tiefbau gewonnen werden können. Mitsamt den sie umgebenden Dolomitmergeln dürften sie als eventueller Grund- und Zusatzstoff für die Herstellung von Zement (Magnesiaement, Portlandzement) in Rechnung kommen.

Die zuckerkörnigen, sekundären Dolomitschichten des anisischen Komplexes könnten zur Herstellung von *feuerfestem* Material benützt werden. Ihr Verunreinigungsgrad ist unterhalb des kritischen Wertes ( $\text{SiO}_2 = 2,5\%$ ;  $\text{R}_2\text{O}_3 = 3\%$ ).

Zu *Strassenbauzwecken* sind die Kalke und Dolomite des Obercampil und des Anis geeignet. Die Sandsteine der Obertrias sind lediglich von lokaler Bedeutung.

Für die Herstellung von *Zier-, Blend- und Kunststeinen* wird in Kantavár der zum unteren Glied des Ladin gehörige, schwarze, von weissen Kalzitadern durchsetzte Kalkstein gewonnen. Als Blendsteine dürften auch die dickbankigen Kalke der 4. Schichtgruppe und des obersten Gliedes der anisischen Stufe in Evidenz gehalten werden.

Zum *Kalkbrennen* eignen sich die reineren (dolomitfreien) Kalksteintypen der anisischen Stufe.





# Kémiai, színeképelemzési és fúrési táblázatok

## Tabellen der chemischen und spektralanalysen und Bohrungsangaben

A minták kőzetanyagát és korát jelölő szimbólumok magyarázata —  
Erklärung der Symbole, welche die lithologische Zusammensetzung und  
das Alter der Proben bezeichnen:

szeizi	T <sub>1</sub> s	Seis
alsókampili	T <sub>1</sub> c1	Untercampil
felsőkampili	T <sub>1</sub> c2	Obercampil
anizuszi alsó tagozat	T <sub>2</sub> a1	Anis, unteres Glied
anizuszi középső tagozat	T <sub>2</sub> a2	Anis, mittleres Glied
anizuszi felső tagozat	T <sub>2</sub> a3	Anis, oberes Glied
ladini	T <sub>3</sub> l	Ladin
karni	T <sub>3</sub> k	Karn
nóri	T <sub>3</sub> n	Nor
raeti	T <sub>3</sub> r	Rhät
agyagkő	a	Tonstein
aleurolit	al	Schluffstein
agyagmárga	am	Tonmergel
dolomit	d	Dolomit
dolomitmárga	dm	Dolomitmergel
gipsz-anhidrit	g	Gips-Anhydrit
homokkő	hk	Sandstein
márga, mészmárga	m	Mergel, Kalkmergel
magnezites márga	mg	magnesitführender Mergel
mészkö	mk	Kalkstein
Mn-oxidos aleurolit	mn	Schluffstein mit Mn-Oxyd
Trigonoduszos mészkő	tr	Trigonodus-Kalk

Kor	Kőzet	Mintavétel helye	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (* = összes vas)	FeO	MnO (* = MnO <sub>2</sub> )
T <sub>3</sub> r	hk	Pécs-39. f.	55,63	0,63	16,74	2,72	8,55	
		Pécs-39. f.	27,98	0,90	7,20	7,06	29,51	
		Pécs-39. f.	23,36	0,79	5,43	3,08	30,81	
		Pécs-39. f.	68,18	0,32	10,71		7,25	
		Pécs-39. f.	75,18	0,27	8,31	0,58	9,64	
		Pécs-39. f.	65,36	0,82	18,48	1,05	5,26	0,10
		Pécs-39. f.	78,21	0,23	9,53	0,28	2,91	0,06
		Pécs-39. f.	64,50	0,33	11,01	0,92	8,71	0,22
T <sub>3</sub> r	al	Pécs-39. f.	63,60	0,54	17,81	1,01	5,49	0,12
T <sub>3</sub> r	a	Pécs-28. f.	55,98	0,55	21,60	0,78	5,53	
		Pécs-28. f.	50,99	0,77	27,06	2,00	3,10	0,16
		Pécs-39. f.	52,03	1,02	23,29	0,28	2,96	
T <sub>3</sub> n	hk	Pécs-28. f.	63,52	0,25	7,31	0,61	6,99	0,31
		Pécs-28. f.	57,16	0,06	7,84	0,15	1,36	0,26
		Pécs-28. f.	61,33	0,21	9,03	0,30	4,36	1,13
		Pécs-28. f.	83,48	0,06	7,94	0,33	1,76	0,09
T <sub>3</sub> n	al	Pécs-28. f.	60,99	0,65	21,85	0,30	4,65	0,00
		Pécs-28. f.	56,86	0,76	25,19	0,28	3,27	0,00
T <sub>3</sub> n	a	Pécs-28. f.	55,13	0,69	23,07	1,60	3,59	0,22
		Pécs-28. f.	54,58	0,74	23,08	3,67	4,19	0,00
T <sub>3</sub> k	hk	Pécs-28. f.	58,42	0,46	20,21	0,45	5,81	0,11
		Pécs-28. f.	71,25	0,05	6,18	0,63	2,59	0,26
		Pécs-28. f.	78,52	0,15	9,95	0,29	2,52	0,15
		Pécs-28. f.	73,60	0,06	9,30	0,08	1,06	0,19
T <sub>3</sub> k	al	Pécs-28. f.	60,75	0,46	20,73	0,61	3,58	0,07
T <sub>3</sub> k	a	Pécs-28. f.	50,68	0,56	24,52	0,82	5,43	0,06
T <sub>2</sub> l	al	Andor-forrás	64,57	1,39	17,18	3,16	1,21	0,06
		Pécs-28. f.	41,64	0,40	19,32	0,59	2,85	0,12
T <sub>2</sub> l	am	Kantavár	2,11		1,12	1,10*		
		Kantavár	9,16	0,23	6,82	1,33*		
		Kantavár	2,97	0,08	1,55	1,12*		
		Kantavár	2,68		1,71	1,28*		
		Kantavár	16,77	0,37	10,97	2,73*		
		Kantavár	13,65	0,29	9,82	2,03*		
		Kantavár	17,56	0,42	12,14	3,24*		
		Kantavár	16,20	0,45	11,78	1,85*		
		Kantavár	7,73	0,19	5,16	1,04*		
		Kantavár	6,04	0,14	3,44	1,35*		
		Kantavár	6,75	0,26	4,39	1,67*		
		Kantavár	4,11	0,12	1,97	1,14*		
		Kantavár	3,97	0,12	2,48	1,04*		
		Kantavár	5,79	0,15	3,78	1,12*		
		Kantavár	6,70	0,23	4,95	1,18*		
		Kantavár	7,94	0,13	5,57	0,84*		
		Kantavár	4,90	0,19	2,93	1,01*		
		Kantavár	4,76	0,16	2,58	1,09*		
		Kantavár	3,56	0,11	2,87	0,63*		
		Kantavár	7,30	0,19	5,61	1,12*		
Kantavár	8,36	0,20	6,92	0,95*				
T <sub>2</sub> l	am	Pécs-28. f.	8,07	0,07	2,65	0,00	1,94	0,09
T <sub>2</sub> l	m	Andor-forrás	5,79	0,09	3,58	0,64	0,26	

## Zusammenfassende Tabelle der chemischen Analysen

CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	- H <sub>2</sub> O	+ H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> (* = izz. v.)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Elemző
1,09	0,91			0,95		9,13*			OFKFKV Labor., 1964
3,38	1,50		0,39			21,29*			OFKFKV Labor., 1964
2,32	1,30	0,86	0,37			23,00*			OFKFKV Labor., 1964
5,79	0,79	1,03	0,74			23,00*			OFKFKV Labor., 1964
0,85	1,38	0,20	0,98	0,18	2,26		0,04		OFKFKV Labor., 1964
0,61	1,17	2,65	1,08	1,27	5,25		0,06		OFKFKV Labor., 1964
2,15	0,43	0,26	1,51	0,05	3,11	1,63	0,09		BARABÁS L.-NÉ, 1963
4,69	1,18	0,36	0,84	0,09	3,89	3,65	0,09		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,87	1,30	2,07	0,84	0,80	5,10	0,51	0,08		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,35	1,39	3,95	0,74						OFKFKV Labor., 1964
0,49	1,34	3,91	0,16	1,71	8,34	0,17	0,10		BARABÁS L.-NÉ, 1963
1,10	0,52			1,24		16,06*			OFKFKV Labor., 1964
3,84	10,84	0,30	0,68	0,07	2,95	2,71	0,05		BARABÁS L.-NÉ, 1963
17,17	0,20	0,21	1,14	0,05	1,22	3,53	0,03		BARABÁS L.-NÉ, 1963
10,41	0,91	0,37	0,52	0,27	2,54	8,75	0,05		BARABÁS L.-NÉ, 1963
1,89	0,16	0,31	0,70	0,11	2,71	0,53	0,04		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,37	1,24	2,90	0,51	1,19	5,41	0,00	0,03		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,40	1,57	3,41	0,54	1,28	6,23	0,04	0,07		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,68	1,41	4,34	0,21	2,02	5,92	0,93	0,05		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,55	1,61	3,83	0,43	1,15	5,81	0,19	0,17		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,43	1,27	2,47	0,32	1,18	4,60	4,31	0,02		BARABÁS L.-NÉ, 1963
8,42	0,28	0,38	0,17	0,13	1,70	7,99	0,02		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,42	0,82	0,52	0,27	0,19	3,10	0,29	0,05		BARABÁS L.-NÉ, 1963
6,16	0,22	0,82	0,27	0,27	1,69	4,90	0,05		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,43	1,34	3,26	0,43	1,50	4,54	2,35	0,06		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,39	1,80	4,02	0,40	1,90	5,98	3,41	0,06		BARABÁS L.-NÉ, 1963
0,91	0,77	2,29	0,21	1,53	6,15	0,15	0,22		EMSZT M., 1959
11,93	1,80	2,67	0,27	1,03	4,14	10,62	0,21		BARABÁS L.-NÉ, 1963
51,60	1,88					42,34*	0,04		JANKOVITS L., 1960
43,80	1,33					38,67*	0,03		JANKOVITS L., 1960
50,67	1,93					42,38*	0,03		JANKOVITS L., 1960
50,30	2,25					41,77*	0,02		JANKOVITS L., 1960
34,96	1,59					33,28*	0,02		JANKOVITS L., 1960
38,98	0,85					35,65*	0,03		JANKOVITS L., 1960
33,06	0,85					31,85*	0,03		JANKOVITS L., 1960
34,75	1,06					33,41*	0,03		JANKOVITS L., 1960
44,78	1,54					39,16*	0,04		JANKOVITS L., 1960
47,47	1,26					40,58*	0,04		JANKOVITS L., 1960
46,13	1,28					39,95*	0,07		JANKOVITS L., 1960
48,59	1,32					41,93*	0,05		JANKOVITS L., 1960
48,80	1,14					41,93*	0,04		JANKOVITS L., 1960
47,05	1,20					41,92*	0,04		JANKOVITS L., 1960
45,99	1,27					41,92*	0,02		JANKOVITS L., 1960
44,69	1,32					39,33*	0,04		JANKOVITS L., 1960
47,90	1,07					40,98*	0,02		JANKOVITS L., 1960
48,80	1,50					41,50*	0,04		JANKOVITS L., 1960
49,54	0,99					41,76*	0,04		JANKOVITS L., 1960
45,19	1,01					39,48*	0,03		JANKOVITS L., 1960
43,83	0,55					37,75*	0,03		JANKOVITS L., 1960
41,46	5,14	0,28	0,09	0,18	0,47	35,81	0,02		BARABÁS L.-NÉ, 1963
48,07	1,35	0,16	0,03		0,61	39,49	0,11		EMSZT M., 1959

Kor	Kőzet	Mintavétel helye	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (* = összes vas)	FeO	MnO (* = MnO <sub>2</sub> )
T <sub>2</sub> a3	tr	Dömörkapu	0,41	0,07	0,54	0,37	0,05	0,14
T <sub>2</sub> a3	mk	Kozár	1,41	0,02	0,91	0,12	0,09	
		Pécs-28. f.	3,34	0,04	2,71	0,14	0,26	0,09
T <sub>2</sub> a3	d	Árpádtető	2,19	0,02	1,57	0,19	0,24	
T <sub>2</sub> a2	mk	Mánfa	2,65	0,04	0,83	0,10	0,39	
T <sub>2</sub> a1	mk	Misina	1,43		0,71	0,55		
T <sub>1</sub> c2	mk	Szentkút	3,57	0,04	1,00	0,24	0,32	0,04
		Sásvölgy	1,27	0,06	2,22	0,58	0,04	0,07
		Szentkút	26,41	0,47	10,08	3,69		0,08
T <sub>1</sub> c1	dm	Mü-1. f.	23,58		7,07	3,13		
		Mü-1. f.	16,90		5,24	2,44		
		Mü-1. f.	32,04		10,80	4,90		
		Mü-1. f.	14,27		3,15	2,07		
		Mü-1. f.	39,28		15,49	5,80		
		Mü-1. f.	36,99		13,50	5,91		
		Mü-1. f.	34,77		11,85	4,90		
		Mü-1. f.	45,14		16,04	5,81		
		Mü-1. f.	16,63					
		Mü-1. f.	9,09					
		Mü-1. f.	9,14					
		Mü-1. f.	44,92					
		Sásvölgy	8,64	0,20	3,37	1,61		0,08
		Sásvölgy	45,25	0,87	15,58	5,55		0,09
		Sásvölgy	32,23	0,66	9,55	3,02		0,09
		Sásvölgy	14,51	0,33	5,78	2,41		0,07
		Sásvölgy	3,73	0,07	0,89	1,11		0,15
		Sásvölgy	3,63	0,15	1,33	1,61		0,14
		Sásvölgy	26,41	0,47	10,08	3,69		0,08
T <sub>1</sub> c1	mg	Ma-I. f.	25,64					
		Ma-I. f.	24,89					
		Ma-I. f.	15,63					
		Ma-I. f.	8,56					
T <sub>1</sub> c1	g	Ma-I. f.	2,22		0,93	0,36	0,79	0,13
		Ma-I. f.						
		Ma-I. f.						
		Mü-1. f.						
T <sub>1</sub> s	d	Patacs	29,39	0,37	7,68	1,36	0,54	0,46
		Sásvölgy	3,63	0,15	1,33	1,61		0,14
T <sub>1</sub> s	a	Patacs	51,04	0,89	22,53	4,34	1,23	0,07
		Patacs	59,72	0,91	18,33	5,90	0,43	0,17
		Patacs	58,39	0,90	19,04	6,23	0,43	0,09
		Patacs	52,45	0,85	19,24	9,59	0,38	0,31
		Patacs	53,11	0,81	17,76	7,08	0,55	0,15
		Patacs	54,61	1,08	22,44	5,95	0,56	0,06
T <sub>1</sub> s	hk	Donátusz	73,61	0,33	12,49	1,33	1,04	0,04
T <sub>1</sub> s	mn	Ürög				8,42		8,06
		Ürög	43,11	0,87	17,24	9,10		11,38*
		Patacs	43,13	0,94	19,31	9,58		8,49
		Ürög	47,52	0,63	18,96	5,18	1,08	11,55
		Cserkút				9,10		5,32
		Patacs	13,23	0,21	4,94	2,71		2,02

CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> (* = izz. v.)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Elemző
54,73	0,44	0,04	0,05		1,02	42,07	0,08		EMSZT M., 1959
54,08	0,11	0,18	0,03	0,05		42,96	0,01		EMSZT M., 1959
51,40	0,54	0,38	0,08	0,04	1,13	39,96	0,02		BARABÁS L.-NÉ, 1963
31,39	18,91	0,45	0,05	0,07		15,26	0,01		EMSZT M., 1959
53,96	0,02	0,20	0,16		0,49	40,97	0,04		EMSZT M., 1959
54,92	0,08	0,09	0,08		0,55	42,12			EMSZT M., 1959
53,48		0,18	0,09		0,69	40,41	0,03		EMSZT M., 1959
51,87	1,44	0,20	0,06		1,00	41,12	0,06		EMSZT M., 1959
27,27	2,88					20,94	0,11	0,45	BARABÁS L.-NÉ, 1960
16,23	6,60	2,48	0,35			18,86*		21,07	EMSZT M., 1959
19,82	5,40	1,86	0,36			20,70*		25,90	EMSZT M., 1959
7,52	11,23	3,41	0,50			18,24*		11,18	EMSZT M., 1959
23,28	7,89	1,24	0,32			13,80*		33,46	EMSZT M., 1959
4,65	9,80	4,32	0,86			13,58*	6,18		EMSZT M., 1959
4,57	12,31	4,00	0,77			15,16*	5,06		EMSZT M., 1959
9,04	9,25	3,21	0,94			13,58*	10,56		EMSZT M., 1959
2,62	7,90	4,71	1,05			11,25*	3,37		EMSZT M., 1959
10,09	24,60					33,73*			SOHA I.-NÉ, 1959
10,65	26,80					39,10*			SOHA I.-NÉ, 1959
26,07	18,20					39,46*			SOHA I.-NÉ, 1959
0,98	8,40					8,88*			SOHA I.-NÉ, 1959
24,74	18,73					38,60	0,05	0,46	BARABÁS L.-NÉ, 1960
3,07	8,70					7,27	0,17	0,60	BARABÁS L.-NÉ, 1960
13,75	13,25					19,93	0,08	0,32	BARABÁS L.-NÉ, 1960
22,04	15,74					33,42	0,09	0,27	BARABÁS L.-NÉ, 1960
28,79	19,16					43,67	0,01	0,31	BARABÁS L.-NÉ, 1960
28,54	18,00					41,26	0,03	0,43	BARABÁS L.-NÉ, 1960
27,27	2,88					20,94	0,11	0,45	BARABÁS L.-NÉ, 1960
0,14	23,40					24,39*			SOHA I.-NÉ, 1959
	20,80					21,40*			SOHA I.-NÉ, 1959
0,42	23,60					26,14*			SOHA I.-NÉ, 1959
6,32	22,50					30,91			SOHA I.-NÉ, 1959
26,79	8,72	0,10	0,13		16,38	10,81	0,07	33,21	SOHA I.-NÉ, 1959
28,82	1,50				17,10			40,04	EMSZT M., 1959
28,58	2,71				16,87			39,99	EMSZT M., 1959
33,50	4,63				0,25			46,86	EMSZT M., 1959
20,08	3,92				3,29			28,40	EMSZT M., 1959
16,69	12,99	0,94	1,91	0,19	1,42	25,70	0,22		GUZY K.-NÉ, 1958
28,54	18,00					41,26	0,03	0,43	BARABÁS L.-NÉ, 1960
1,09	3,62	7,19	0,32	1,98	5,69		0,10		EMSZT M., 1959
0,47	1,66	6,31	0,66	1,16	3,89		0,16		GUZY K.-NÉ, 1961
0,32	1,81	6,06	0,53	1,34	4,36		0,15		GUZY K.-NÉ, 1961
0,62	2,14	6,34	0,38	2,00	5,26		0,22		GUZY K.-NÉ, 1961
3,62	2,11	5,44	0,69	1,64	4,65	2,11	0,16		GUZY K.-NÉ, 1961
0,38	1,67	7,24	0,24	0,94	4,28		0,12		GUZY K.-NÉ, 1961
1,06	2,15	1,96	3,25		1,94	0,82	0,13		GUZY K.-NÉ, 1961
						6,89*			SOHA I.-NÉ, 1958
0,56	1,43	5,00	0,33	2,74	8,16	0,29	0,12		TOLNAY V., 1958
1,18	1,68	5,70	0,57	1,94	8,01		0,16		GUZY K.-NÉ, 1958
0,60	4,90					8,78*			SOHA I.-NÉ, 1958
									SOHA I.-NÉ, 1958
40,15	1,84	1,40	0,24		2,32	31,04	0,10		SOHA I.-NÉ, 1958

**Színképelemzési eredmények összesítő táblázata (Ritkafém-tartalom g/t-ban) —  
Zusammenfassende Tabelle der Ergebnisse von Spektralanalysen  
(Seltenmetallgehalt in g/t)**

m	Liász képződmények									
	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
<i>Pécs-39. sz. járás</i>										
4,6—6,2	40	60	10	—	16	60	40	—	10	—
6,2—7,5	16	25	6	—	16	60	25	—	10	—
7,5—8,0	16	40	16	—	6	40	25	—	6	—
8,0—17,5	400	250	250	4	100	100	40	250	60	600
18,9—23,4	25	100	6	—	16	60	10	40	16	100
33,4—35,0	40	40	25	6	16	60	40	40	16	100
41,0—47,6	25	25	25	—	10	60	25	—	16	—
47,6—48,6	40	100	10	—	2,5	40	100	—	16	100
48,6—55,0	16	40	6	—	10	40	40	40	25	250
55,0—57,6	10	100	10	—	10	60	16	60	25	100
57,6—57,8	250	1000	100	25	16	40	10	—	25	—
	Raeti képződmények									
64,4— 71,0	160	1000	160	16	100	100	16	60	25	—
71,0— 71,6	250	160	60	6	2,5	40	16	—	10	—
71,6— 75,8	10	100	16	—	10	60	60	40	25	160
75,8— 76,0	—	100	—	—	—	2,5	4	—	—	—
76,0— 80,0	100	100	60	—	16	60	16	—	10	—
80,0— 83,9	25	40	10	—	16	60	25	40	10	—
83,9— 88,5	40	160	160	6	100	100	100	160	60	—
88,5— 89,3	10	10	4	—	4	40	16	—	4	—
89,3— 92,4	40	100	—	—	—	16	6	—	1,6	—
92,4— 94,7	—	100	—	—	2,5	10	4	—	2,5	—
94,7— 96,3	100	400	60	—	25	60	25	60	16	—
96,3— 97,5	160	250	60	6	100	100	25	25	10	—
97,5— 99,0	—	100	6	—	6	25	16	—	2,5	—
99,0— 99,5	250	1000	250	25	250	100	60	25	25	—
99,5—103,9	160	100	60	6	25	60	25	—	6	100
103,9—105,0	400	600	100	—	100	100	16	25	16	160
105,0—106,1	100	400	60	—	160	100	100	60	40	160
106,1—111,0	—	25	—	—	—	10	6	—	1,6	—
112,1—114,4	40	60	4	—	10	60	16	—	16	—
114,5—116,7	—	60	25	—	10	60	10	—	4	—
116,7—119,5	16	40	60	4	16	50	60	—	16	100
119,5—119,9	—	250	—	—	—	60	10	—	2,5	—
119,9—123,5	—	100	10	—	—	10	6	—	2,5	160
123,5—126,9	40	100	6	—	6	25	6	—	4	—
130,3—133,5	160	400	60	—	100	100	16	—	10	100
133,5—139,0	160	160	60	—	40	100	25	—	10	100
139,0—142,4	250	400	40	—	60	100	25	—	10	100
142,4—143,2	100	160	6	—	6	16	16	—	2,5	—
143,2—148,4	250	400	25	6	40	100	10	25	16	100
148,4—151,8	400	600	60	—	100	100	40	40	10	250
151,8—152,0	160	250	16	—	40	60	10	—	6	—
153,7—154,4	—	—	16	—	—	10	6	—	1,6	—
154,4—155,4	400	160	60	10	40	100	16	—	10	100
155,4—156,0	100	60	25	—	10	60	10	—	6	160

m	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
159,5—164,2	60	40	25	6	25	60	10	—	16	—
164,2—165,8	40	25	10	—	10	40	10	—	10	—
165,8—167,9	100	160	25	—	10	60	40	40	16	100
167,9—168,1	100	100	16	—	25	60	10	—	10	—
170,0—170,5	40	25	16	—	10	60	10	—	6	—
170,5—173,5	160	250	60	—	10	60	60	—	16	250
173,5—175,5	60	40	16	—	6	40	10	—	6	—
175,5—176,8	400	1000	100	16	160	100	160	40	16	—
176,8—179,0	60	60	16	—	6	40	16	40	16	—
179,0—180,5	60	100	16	—	10	60	25	—	16	100
180,5—181,5	160	250	10	—	6	10	60	60	25	160
181,5—183,5	—	100	6	—	—	10	25	—	4	—
183,5—183,9	600	1000	60	—	160	100	25	25	16	—
183,9—184,4	25	40	10	—	10	40	10	—	10	—
184,4—186,0	400	600	60	6	160	100	25	40	16	—
186,0—187,3	60	40	6	—	6	40	10	—	10	—
187,3—190,0	100	100	25	—	10	60	25	—	6	100
190,0—191,3	—	100	15	—	—	25	25	—	4	100
191,3—193,0	600	600	25	—	10	40	25	—	16	100
193,0—196,7	250	160	60	—	25	60	25	—	16	160
196,7—199,0	—	100	6	—	—	6	6	—	4	—
199,0—199,5	250	600	100	6	400	160	160	100	60	100
199,5—201,2	—	100	16	—	—	10	16	—	6	—
205,4—207,3	400	600	60	10	250	100	60	40	16	160
208,5—210,8	400	600	60	10	100	100	60	25	10	160
210,8—212,7	—	25	—	—	6	40	10	25	4	—
218,3—219,6	—	100	25	6	10	60	10	—	10	—

## Pécs-28. sz. fúrás

5,5—7,0	200	300	130	40	170	100	50	150	90	250
12,4—14,1 A	—	—	50	—	—	90	20	—	50	—
12,4—14,1 B	—	—	25	—	—	90	20	—	30	—
20,3—22,4	700	1000	250	50	500	150	60	250	60	300
22,4—23,7	1000	75	100	30	300	150	35	150	75	200
28,5—30,4	200	300	50	—	90	90	50	1000	75	100
37,0—40,6	—	150	50	30	—	90	60	—	30	100
40,6—42,3	1000	1000	130	30	500	200	70	200	100	100
49,8—52,6	500	12	25	—	80	50	—	—	60	—
57,8—61,3	25	40	10	—	6	60	16	60	25	100
63,0—65,2	—	500	25	—	—	90	20	—	60	—

## Felsőtriász konglomerátum-összetlet

## Pécs-26. sz. fúrás

812,0—813,0 A	—	75	10	—	—	20	35	20	10	—
812,0—813,0 B	—	140	25	—	10	30	35	20	10	—
812,0—813,0 C	1000	1000	10	—	90	35	35	20	75	—
812,0—813,0 D	—	140	10	—	25	30	35	20	30	—
821,1—821,7	300	550	—	—	—	50	35	20	30	—
821,7—834,2	—	75	—	—	—	10	35	20	30	—
834,2—835,0	—	75	10	—	10	10	35	20	30	—
835,0—836,0	700	550	—	—	—	85	35	20	50	—
836,0—840,4	—	—	50	—	—	20	35	20	—	—
845,5—846,5	—	40	—	—	—	50	—	—	—	—
852,5—863,5	—	40	—	—	—	30	35	20	—	—



m	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
863,5—864,0	200	75	—	—	—	50	35	20	—	—
866,4—868,6	200	75	—	—	5	50	35	20	—	—
868,6—870,0	200	40	50	—	10	100	35	20	30	30
875,0—881,4	200	40	—	—	—	30	35	20	30	30
899,0—899,7	200	140	—	—	5	50	35	20	30	30
904,7—906,4	120	75	—	—	—	30	20	50	40	40
911,4—912,0	120	140	—	—	—	40	20	50	40	40
913,1—924,2	—	40	30	—	—	10	20	—	—	—
916,8—918,8	200	140	20	—	—	30	35	—	40	—
935,3—936,5	—	75	—	—	—	30	35	—	30	—
940,8—941,5	480	140	20	—	60	90	35	100	50	50
946,8—947,5	120	75	30	—	—	30	50	50	—	—
952,5—953,2	200	140	—	—	—	40	35	50	50	50
958,6—959,4	200	140	10	—	—	30	35	—	30	30
964,2—965,0	—	140	10	—	—	30	35	—	50	—
965,0—965,3	200	100	20	—	—	30	50	50	30	30
970,0—971,4	200	1000	20	—	—	50	50	100	50	50
976,4—977,1	200	250	20	—	—	10	20	—	—	—
982,0—982,35	800	250	30	—	60	100	35	50	50	50
987,8—988,6	—	—	—	—	—	20	35	50	30	30
993,6—994,4	1000	—	—	—	—	30	35	50	30	30
999,2—999,3	—	140	10	—	—	30	35	—	30	30
1000,0—1001,0	700	1000	20	—	—	80	20	50	30	30
1006,0—1007,2	1000	250	20	—	60	90	35	100	50	50
1011,2—1012,1	—	—	—	—	—	30	35	—	30	30
1017,0—1018,1	—	250	30	—	—	90	50	—	50	50
1023,2—1024,4	1000	1000	30	—	—	90	50	—	30	30
1024,4—1024,8	—	100	—	—	—	30	50	—	—	—
1036,2—1036,9	—	140	—	—	—	40	20	—	50	—
1042,0—1042,5	300	140	50	—	60	90	—	100	75	75
1047,7—1048,7	480	140	50	—	60	90	—	100	50	50
1056,3—1057,7	300	250	35	—	60	100	—	100	50	50
1063,0—1064,3	200	250	35	—	—	40	—	100	30	30
1071,1—1071,6	200	500	35	—	—	30	—	100	—	—
1076,4—1077,1	200	140	35	—	—	30	50	100	30	30
1083,0—1083,9	130	140	35	—	—	40	35	100	30	30
1088,9—1090,1	200	140	35	—	10	70	50	50	50	50
1095,0—1096,0	200	250	35	—	10	90	35	100	30	30
1101,5—1102,7	200	140	35	—	10	90	35	100	50	50
1106,6—1107,6	250	250	35	—	—	50	35	100	10	10
1118,3—1118,6	—	80	25	—	—	70	20	100	30	30
1122,8—1124,0	130	80	35	—	—	70	50	100	10	10
1129,1—1130,0	130	140	50	—	—	70	35	100	30	30
1130,0—1130,6	700	1000	35	—	90	100	35	100	75	75
1130,7—1131,9	300	500	35	—	10	100	35	100	50	50
1136,9—1140,0	—	500	25	—	10	100	35	100	50	50
1145,0—1146,0	130	500	35	—	—	20	35	100	60	60
1151,8—1153,7	200	500	35	—	10	70	20	—	—	—
1158,7—1159,6	130	80	—	—	—	30	50	100	50	50
1164,0—1164,6	200	80	25	—	—	—	—	—	—	—
1169,0—1171,1	300	250	—	—	170	100	—	—	—	—
1176,3—1177,1	300	80	70	—	—	40	50	150	50	50
1182,1—1183,1	1000	1000	36	—	170	100	—	—	—	—
1188,1—1188,9	200	550	25	—	60	100	35	50	30	30
1194,1—1195,1	1000	75	25	—	—	40	35	150	75	75
1199,1—1200,0	—	40	35	—	—	70	35	50	30	30

m	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
Nóri képződmények										
<i>Pécs-28. sz. fúrás</i>										
65,2—66,0	300	1000	50	—	80	90	70	100	90	100
86,2—90,0	500	500	100	30	200	90	20	150	90	100
94,5—96,5	700	1000	100	70	350	90	60	150	90	200
96,5—98,4	—	12	25	—	—	50	50	—	10	50
101,8—102,3	—	12	60	—	—	100	70	—	10	100
102,3—102,7	1000	1000	130	40	1000	250	70	250	100	100
111,0—111,9	300	1000	60	30	500	100	35	100	75	50
163,8—165,6	—	1000	70	—	—	150	70	—	—	—
190,8—192,2	—	75	50	—	—	80	20	—	—	—
192,2—192,9	500	150	60	—	200	200	20	150	75	—
231,2—232,0	—	200	50	—	—	—	70	—	75	—
232,2—233,3	700	1000	180	180	100	—	70	150	150	200
246,2—247,4	1000	1000	130	50	170	—	50	100	100	100
247,7—248,7	1000	500	130	50	170	—	40	100	90	—
251,0—251,6	700	—	35	—	—	150	20	—	10	—
259,7—260,0	500	500	60	80	nyom	—	300	—	60	200
262,6—264,0	1000	1000	180	70	nyom	—	60	—	60	—
269,7—270,5	—	250	25	—	—	—	35	—	50	—
Karni képződmények										
271,3—274,8	600	500	70	—	170	—	50	150	90	200
296,3—298,8	1000	20	130	—	500	250	10	200	75	200
311,0—315,5	—	1000	180	80	1000	200	110	200	150	—
317,3—317,6	200	250	60	—	60	—	50	100	60	200
321,0—322,2	200	250	60	50	80	—	50	100	75	100
323,8—324,0	500	250	60	50	90	—	220	100	75	—
340,1—341,0	700	1000	50	—	80	—	40	100	80	—
343,0—346,8	250	1000	60	50	100	—	50	100	90	—
353,5—355,5	500	1000	70	30	100	—	50	100	90	—
360,2—361,1	—	100	25	—	—	—	35	—	30	—
361,1—366,5	500	1000	70	90	—	50	50	150	75	—
368,8—369,9	1000	1000	130	50	—	220	220	150	100	—
373,0—373,5	—	1000	50	—	—	—	50	—	50	—
378,5—381,6	300	—	—	—	—	40	20	—	30	—
381,6—382,7	700	550	60	30	90	150	70	150	90	100
382,7—383,5	700	—	60	30	75	150	80	150	90	200
383,5—386,4	300	250	60	30	75	100	35	100	75	—
386,4—387,5	500	75	60	15	90	150	35	100	30	—
387,5—391,3	700	75	35	15	—	70	20	—	50	—
392,5—392,9	1000	250	60	30	170	150	20	150	50	—
392,9—401,8	500	75	60	15	90	200	35	100	50	—
401,8—403,8	—	75	35	—	10	100	35	50	50	—
403,8—407,1	300	250	35	15	75	80	35	50	50	—
407,1—409,1	—	—	—	—	—	20	—	—	10	—
409,1—411,2	700	80	60	15	90	250	35	150	60	—
411,2—412,3	200	75	35	15	10	80	35	50	30	—
412,3—412,7	—	140	35	15	—	50	35	—	30	—
412,7—414,9	300	75	35	—	75	150	—	150	30	—
414,9—417,1	300	250	35	15	10	100	35	50	50	—
417,1—419,4	700	100	35	15	75	100	35	50	60	—

m	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
419,4—420,2	—	75	—	—	—	30	35	—	10	—
420,2—425,3	200	—	35	—	90	150	35	200	30	—
425,3—427,5	—	—	—	—	—	35	—	50	—	—
427,5—429,6	—	75	25	—	—	80	35	50	30	—
429,6—432,8	—	75	—	—	—	—	35	—	10	—
432,8—433,7	300	75	60	—	90	150	35	200	30	100
433,7—434,5	—	—	—	—	—	20	20	—	—	—
434,5—436,2	700	300	60	30	90	150	50	150	75	100
436,2—437,5	200	75	50	15	60	150	50	100	40	—
437,5—439,8	1000	1000	50	—	90	100	50	150	90	100
439,8—441,1	300	250	60	—	60	150	—	100	30	—
441,1—443,1	—	—	—	—	—	10	—	—	30	—
443,1—452,2	70	1000	60	30	60	100	50	100	75	50

## Ladini képződmények

452,2—456,3	—	40	250	—	10	85	35	100	50	—
456,3—461,2	250	60	50	—	90	90	—	100	30	—
461,2—469,9	700	1000	50	—	60	100	35	100	80	—
469,9—473,5	1000	1000	50	—	60	100	35	100	50	—
473,5—476,9	1000	1000	50	—	90	100	50	100	—	—
479,9—481,3	1000	1100	35	—	90	100	20	50	—	—
481,3—486,6	1000	1000	50	—	90	100	—	50	—	—
486,6—494,5	1000	1100	50	—	60	100	—	200	—	—
494,3—498,6	700	1100	50	—	90	100	—	100	60	—
498,6—499,8	—	400	50	—	60	70	—	200	30	—
499,8—504,5	200	160	70	—	—	40	—	150	40	—
504,0—507,3	200	1200	50	—	10	20	—	50	10	—
507,3—511,5	1000	200	50	—	10	30	—	50	—	—
511,5—515,3	1000	1100	50	—	5	40	—	100	—	—
515,3—520,0	—	120	35	—	5	30	—	—	—	—
520,0—524,7	—	1200	35	—	—	20	—	100	—	—
524,7—527,3	—	1100	35	—	—	20	—	—	—	—
527,3—536,0	—	1200	35	—	—	10	—	—	—	—
536,0—539,5	200	2000	35	—	—	20	—	—	—	—
539,5—541,0	—	1100	50	—	—	20	—	—	—	—
541,0—544,3	700	1200	50	25	75	100	—	150	75	—
544,3—546,5	300	1500	30	15	10	25	—	—	10	—
546,5—550,0	—	1200	25	—	5	10	—	—	—	—
550,0—553,0	—	1500	35	15	10	30	—	50	10	—
553,0—556,0	—	1500	35	15	10	20	—	—	10	—
556,0—559,0	300	2000	25	15	60	10	—	—	10	—
559,0—562,0	300	150	25	30	5	10	—	100	10	—
562,0—564,1	—	250	35	15	—	40	—	150	10	—
564,1—566,1	300	200	25	30	5	20	—	—	—	—
566,1—568,0	300	200	25	15	5	10	—	—	—	—
568,0—569,5	—	1500	25	—	10	20	—	—	10	—
569,5—571,4	30	15	110	60	—	50	—	—	60	—
571,4—574,1	—	75	110	70	—	30	—	—	50	—

m	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	Pb	B	Ga	Zn
Anizuszi felső tagozat mészkefajtái										
574,1—576,1	250	1500	50	—	60	10	—	20	—	—
576,1—578,4	—	1500	25	—	10	30	—	100	10	—
578,4—580,3	—	1500	—	—	10	10	—	20	—	—
580,3—584,4	—	1100	—	—	10	20	—	20	—	—
584,4—589,0	—	1100	—	—	10	20	—	20	—	—
589,0—593,0	200	150	35	—	60	20	—	120	10	—
593,0—597,0	—	1500	25	—	10	20	—	20	—	—
597,0—601,3	—	1500	25	—	60	20	—	20	—	—
601,3—605,3	—	1100	—	—	—	10	—	20	—	—
605,3—609,5	—	1500	25	15	60	30	—	100	10	—
609,5—613,5	—	1500	35	15	10	30	—	200	10	—
614,5—618,2	—	280	35	15	—	—	—	—	—	—
618,2—623,7	200	2000	10	—	—	—	—	—	—	—
623,7—626,7	120	2000	10	—	—	20	—	—	—	—
626,7—630,7	60	1200	10	—	—	—	—	—	—	—
630,7—639,3	120	2000	25	—	—	20	—	—	—	—
639,3—642,1	—	40	25	—	—	30	—	100	—	—
642,1—645,0	200	250	25	—	—	80	—	50	—	—
645,0—647,6	120	1100	10	—	—	50	—	—	—	—
647,6—651,1	—	2000	10	—	—	20	—	—	—	—
651,1—654,3	—	2000	10	—	—	30	—	—	—	—
740,4—741,3	—	40	10	—	—	—	—	—	—	—
741,3—743,4	700	1000	10	—	—	90	—	50	—	—
743,4—744,1	—	75	10	—	—	90	—	50	—	—
744,1—746,1	—	75	10	—	—	30	—	50	—	—
746,1—748,5	—	75	10	—	—	30	—	—	—	—
748,5—750,5	—	—	10	—	—	—	—	—	—	—
750,5—753,0	—	—	10	—	—	20	—	—	—	—
753,0—755,0	—	—	10	—	—	20	—	—	—	—
755,0—755,4	—	—	10	—	—	10	—	—	—	—
755,4—757,4	—	—	10	—	—	20	—	—	—	—
757,4—759,1	—	—	10	—	—	20	—	—	—	—
759,1—759,6	—	—	10	—	—	30	—	—	—	—
759,6—760,5	—	—	10	—	—	90	—	—	—	—
760,5—760,95A	200	250	10	—	—	50	—	—	—	—
760,5—760,95B	—	40	10	—	—	20	—	—	—	—
761,4—762,2	—	40	10	—	—	30	—	—	—	—

**Triászért fúrások összesítő táblázata —**  
**Zusammenfassende Tabelle der die Trias angestossenen Bohrungen**

Sorszám	Fúrás jele	Fúrás száma	Talpmélység	Fúrás éve	Fúrás módja			Quarter, piocén, müocén	Júra	Triász			Paleozóikum
					magfúrás	szakaszos magfúrás	teljes szelvény			felső	középső	alsó	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1.	Ófalu	3.	640,0	1943				18,2	593,2		640,0		
2.	Hidas	1.	325,5	1930				22,5			325,5		
3.	Hidas	3.	325,42					301,4			325,4		
4.	Hidas	4.	407,4	1930				87,5	380,6		407,4		
5.	Hidas	6.	230,43	1946				14,0			230,43		
6.	Hidas	9.	707,0	1947				35,0			707,0		
7.	Hidas	11.	284,52	1947				6,1			284,52		
8.	Hidas	18.	498,7	1948				12,6			498,7		
9.	Hidas	36.	344,0					321,0			344,0		
10.	Hidas	XVIII.	103,0	1965				87,0			103,0		
11.	Nagymányok	4.	626,15	1942				13,3			626,15		
12.	Nagymányok	6.	347,0	1959			+	4,0	302,8		347,0		
13.	Nagymányok	7.	226,0	1959		+		60,8			226,0		
14.	Nagymányok	10.	174,0	1960		+		167,6	141,2		174,0		
15.	Nagymányok	12.	550,0	1961		+		345,5		550,0			
16.	Nagymányok	VII.	88,6	1965				81,2			88,6		
17.	Nagymányok	VIII.	128,5	1965				118,9			128,5		
18.	Váralja	5.	719,0	1955				200,0	200,95	719,0			
19.	Váralja	6.	991,2	1957			+	244,0	891,4	991,2			
20.	Váralja	7.	1200,0	1957				315,0	798,0	1200,0			
21.	Váralja	8.	1200,0	1957		+		230,0	1127,2	1200,0			
22.	Máza	6.	1278,2			+		447,0	1115,2	1278,2			
23.	Máza	9.	1006,35	1956		+		500,0	975,0	1006,35			
24.	Máza	10.	870,2	1960		+		406,0	772,0	870,2			
25.	Máza	11.	950,0	1960		+		326,0	881,5	950,0			
26.	Szászvár	5.	970,0	1955		+		912,0	934,0	970,0			
27.	Szászvár	6.	1100,0	1957		+		6,0	1071,0	1100,0			
28.	Szászvár	13.	730,1	1962		+		640,9	330,1		730,1		
29.	Gyüre	1.	801,25	1958		+		427,7	630,7	784,6			
30.	Szalatnak	1.	80,3			+		80,2			80,3		
31.	Szalatnak	2.	156,0			+		96,0			156,0		
32.	Komló	8.	690,3					165,4	629,4	690,3			
33.	Komló	17.	874,3	1942				318,5	687,6	874,03			
34.	Komló	17/a	931,0	1960		+		320,0	687,0	931,0			
35.	Komló	18.	882,35	1944				147,2	838,3	882,36			
36.	Komló	19.	757,5	1946				437,8	721,8	757,5			
37.	Komló	21.	595,8	1949				229,6		443,9	595,8		
38.	Komló	31.	388,3	1952		+		171,3	217,5	388,3			
39.	Komló	43.	580,6	1953		+		382,6	421,3	580,6			
40.	Komló	45.	836,05	1954		+		12,0	504,0	836,05			
41.	Komló	46.	907,09	1954		+		3,3	597,1	907,09			
42.	Komló	53.	552,0	1953		+		175,0	414,0	562,0			
43.	Komló	54.	1407,3	1955		+		435,2	946,2	1099,0	1407,3		
44.	Komló	57.	879,4	1955		+		458,0	818,0	879,4			
45.	Komló	60.	964,45	1954		+		253,0	685,66	964,45			
46.	Komló	64.	699,74	1955		+		256,0	657,0	699,74			
47.	Komló	66.	570,11	1954		+		12,0	560,0	570,11			
48.	Komló	71.	933,3	1955		+		31,3	779,3	933,3			
49.	Komló	73.	919,56	1955		+		18,0	785,0	919,56			
50.	Komló	74.	954,5	1955		+		36,3	743,3	954,5			
51.	Komló	75.	703,5	1955		+		107,0	612,0	703,5			
52.	Komló	78.	801,0	1955		+		132,3	772,3	801,0			
53.	Komló	84.	811,7	1955		+		11,3	721,3	811,7			
54.	Komló	85.	840,0	1955		+		54,3	772,3	840,0			
55.	Komló	86.	517,3	1955		+		83,3	436,3	517,3			
56.	Komló	89.	569,4	1955		+		130,3	556,3	569,4			
57.	Komló	92.	1020,6	1955		+		28,0	978,0	1020,6			
58.	Komló	96.	724,3	1955		+		98,3	669,3	724,3			
59.	Komló	97.	1062,3	1955		+		54,3	937,3	1062,3			
60.	Komló	99.	928,66	1956		+		105,0	898,0	928,66			
61.	Komló	100.	1023,09	1955		+		277,0	928,0	1023,09			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
62.	Komló	101.	862,3	1955				96,3	849,3	862,3			
63.	Komló	102.	1018,42	1955		+		7,0	1004,0	1018,42			
64.	Komló	104.	998,5	1955		+		64,3	855,3	998,5			
65.	Komló	113.	1093,0	1957		+		82,5	1092,0	1093,0			
66.	Komló	115.	898,49	1957		+		204,0	879,5	898,49			
67.	Komló	116.	382,1	1957		+	+	249,4			382,1		
68.	Komló	119.	950,55	1957		+		198,4	925,5	950,55			
69.	Komló	120.	554,8	1958	+			386,8	520,8	554,8			
70.	Komló	121.	532,0	1957		+		37,0	398,5	532,0			
71.	Komló	125.	1000,0	1958		+		10,0	873,5	1000,0			
72.	Komló	126.	840,3	1959	+			13,0	822,9	840,3			
73.	Komló	132.	1200,0	1961	+			35,0	1162,0	1200,0			
74.	Komló	137.	807,0	1961	+			80,5	767,5	807,0			
75.	Komló	140.	103,5	1960	+			3,0	92,25	103,5			
76.	Komló	142.	1160,0	1961	+			5,5	1063,0	1160,0			
77.	Komló	143.	708,8	1960	+			63,5	685,2	708,8			
78.	Komló	146.	885,0	1961	+		+	137,5	857,7	885,0			
79.	Komló	154.	538,8	1963	+			13,0	506,5	538,8			
80.	Komló	161.	1200,2	1964	+	+		2,7	1049,6	1200,8			
81.	Komló	163.	723,6	1964	+			4,5	673,8	723,6			
82.	Zobák	III.	807,07					137,1	758,0	807,07			
83.	Mánfa	5.	554,7	1949			+	470,0			554,7		
84.	Mánfa	10.	170,3	1953			+	170,3			170,3		
86.	Mánfa	13.	250,0	1953			+	250,0			250,0		
87.	Mánfa	23.	349,0	1955			+	198,0			349,0		
88.	Mánfa	39.	800,0	1962		+		358,0			503,0	800,0	
89.	Síkonda	I.	418,94	1958				293,4			418,94		
90.	Síkonda	II.	524,5	1959				493,1			524,5		
91.	Síkonda	III.	425,0	1960				200,0			425,0		
92.	Síkonda	IV.	479,5	1960				326,5			460,0	479,5	
93.	Németzék	1.	410,0	1929				400,0			410,0		
94.	Tekeres	1.	1125,0	1965				1095,0			1125,0		
95.	Liget	14.	1481,0	1958		+		1364,0			1481,0		
96.	Árpádtető	III.	15,0	1960				3,0		15,0			
97.	Árpádtető	IV.	54,0	1960				5,7		54,0			
98.	Árpádtető	V.	12,0	1960				5,5		12,0			
99.	Árpádtető	VI.	15,0	1960				14,8		15,0			
100.	Árpádtető	VII.	14,5	1960				7,6		14,5			
101.	Árpádtető	VIII.	11,5	1960				2,0			11,5		
102.	Árpádtető	IX.	67,7	1964				51,0			67,7		
103.	Árpádtető	X.	31,6	1964				8,4			31,6		
104.	Árpádtető	XII.	18,5	1964				4,9		18,5			
105.	Árpádtető	XIV.	22,6	1964				10,0		22,6			
106.	Hosszúhetény	15.	909,03	1956		+	+	17,0	800,0	909,03			
107.	Hosszúhetény	21.	1054,6	1963	+			368,0	910,4	1054,6			
108.	Hosszúhetény	22/a	1142,0	1965	+			7,3	1158,8	1142,0			
109.	Hosszúhetény	26.	1200,5	1959	+			619,4	1141,4	1200,5			
110.	Vasas	13.	200,0	1963	+			5,0	117,8	200,0			
111.	Vasas	V.	75,9	1964				6,5	32,6	75,9			
112.	Rücker	12.	202,4	1955		+		8,0	148,0	202,4			
113.	Rücker	15.	630,1	1965	+			1,9	516,4	630,1			
114.	Pécs	7.	927,8	1958		+		438,4			531,6		927,8
115.	Pécs	8.	455,15	1958		+		351,1			455,15		
116.	Pécs	13.	153,0	1958	+			1,0	106,3	155,0			
117.	Pécs	16.	1000,4	1959		+		430,4	951,0	1000,4			
118.	Pécs	23.	650,0	1960		+		361,8	616,5		650,0		
119.	Pécs	24.	410,0	1960				358,6			410,0		
120.	Pécs	28.	657,0	1962	+			7,0		452,2	657,0		
121.	Pécs	39.	220,0	1963	+			4,0	20,0	220,0			
122.	P. Mecsekalja	I.	96,5	1958	+			4,7				96,5	
123.	P. Mecsekalja	II.	30,0	1964	+			4,0				30,0	
124.	Pécs gipsz	1.	87,4	1959	+			3,5				87,4	
125.	Pécs gipsz	2.	36,1	1959	+			7,4				36,1	
126.	Pécs gipsz	3.	120,0	1959	+			3,7				120,0	
127.	Pécs gipsz	4.	121,0	1959	+			9,6				121,0	
128.	Magyarürög	1.	296,4	1959	+			6,0				296,4	
129.	MÉV	6—7.			+						425,0	584,0	van
130.	MÉV	IV.	798,2		+			18,0				109,5	798,2
131.	MÉV	V.	772,7		+			19,5				100,6	772,7
132.	MÉV	VI.			+						163,0	434,0	van
133.	MÉV	1428.	1317,7		+			187,7				498,5	1317,7
134.	MÉV	1431.	514,9		+			15,0				514,9	
135.	MÉV	2136/a	732,7		+							181,8	732,7
136.	MÉV	2153.	672,5		+							122,5	672,5
137.	MÉV	2158.			+						173,0	556,0	van

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
138.	MÉV	2163.			+						131,0	551,0	van
139.	MÉV	2164.			+						233,0	516,0	van
140.	MÉV	3124/a	700,3		+							51,2	700,3
141.	MÉV	3157.	673,8		+							17,2	673,8
142.	MÉV	3158.	641,2		+			7,0				33,1	641,2
143.	MÉV	3161.			+							423,0	van
144.	MÉV	3166.			+							400,0	van
145.	MÉV	3168.			+							395,0	van
146.	MÉV	4258.	646,1		+							27,8	646,1
147.	MÉV	4264.	685,7		+							64,0	685,7
148.	MÉV	4280.	599,8		+							23,9	599,8
149.	MÉV	5043.	516,5		+			9,8				30,5	516,5
150.	MÉV	5057.	690,3		+			7,0				173,0	690,3
151.	MÉV	5060.	602,6		+							132,8	602,6
152.	MÉV	5062.	570,8		+			13,2				52,0	570,8
153.	MÉV	5067.			+							217,0	van
154.	MÉV	8000.	340,0		+			96,6				340,0	
155.	MÉV	8001.	163,1		+			27,8				120,8	163,1
156.	MÉV	8002.	252,3		+			104,3				252,3	
157.	MÉV	8003.	150,0		+			148,7				150,0	
158.	MÉV	8004.	111,4		+			51,5				107,0	111,4
159.	MÉV	8005.	293,3		+			166,8				283,6	293,3
160.	MÉV	8006.	182,1		+			49,5				180,0	182,1

## A MECSEKI TRIÁSZ IRODALMA — DIE LITERATUR DER MECSEKER TRIAS

- ALMÁSSY B.—MÁRAY F. 1954: Megfigyelések a tervezett mecseki mintavízgyűjtő-területen. — Hidr. Közl. 34. p. 303.
- ÁDÁM O.—KILCZER GY. 1955: A Pécs környékén végzett szeizmikus mérések eredményei. — Előadás, Pécs.
- BALKAY B. 1954: Földtani megfigyelések a Mecsek hegység déli széléről. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- BALKAY B.—BALOGH K.—KILÉNYI T.—IMREH L. 1954: A pécs—komlói kőszén-vonulat. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- BALKAY B.—BALOGH K.—IMREH L.—KILÉNYI T. 1956: A pécs—komlói fekete-kőszén-vonulat szerkezeti vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1954-ről.
- BALLA Z. 1965: A kővágószőlősi antiklinális fejlődéstörténete. — Földt. Közl., 95. 4.
- BALOGH K.—IMREH L.—KILÉNYI T. 1955: Az ÉK-i Mecsek földtani újrajvizsgálata. — Kézirat, Földt. Int. Adattár.
- BARABÁS A. 1955: A mecseki perm-időszaki képződmények földtana. — Kézirat. Kandidátusi disszertáció.
- BARABÁS A.—SOÓS I. 1959: Gipszes fácies előfordulása a mecseki alsó-triász összletben. — Kézirat.
- BARABÁS A.—BARANYI I.—JÁMBOR Á. 1964: A DK-Dunántúl földtani modellje. — Kézirat.
- BARABÁS A.-NÉ 1962: Jelentés a Mecsek hegységi perm képződmények palinológiai vizsgálatáról. — Kézirat.
- BARANYI I.—JÁMBOR Á. 1962: A komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántúl területén az alaphegység kutatásában. — Magy. Geof. 3. évf. 3—4.
- BEAUGEY, M. 1886: Note sur la géologie du bassin houiller de Fünfkirchen. — Ann. d. Min. 8c. sec. 9.
- BEUDANT, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. — Paris.
- BOLDIZSÁR T. 1944: A pécsbányatelepi liász szénelőfordulás geotermikus viszonyai. — Bány. Koh. Lapok, 77.
- BÓNA J. 1966: Táblák a mecseki triász palinológiai vizsgálatokhoz. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- BÖCKH J. 1876a: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — Földt. Int. Évk. 4.
- BÖCKH J. 1876b: Verhandl. d. k. k. Geol. R. A. Sitz. 4. jan.
- BÖCKH J. 1881: Adatok a Mecsek hegység és dombvidéke júrakorabeli lerakódásainak ismeretéhez. I. Stratigrafiai rész. — Értek. a Term. Tud. köréből, 10—11.



- BÖCKH J. 1897: A Magyar Korona országai földtani viszonyainak rövid vázlata. — Budapest.
- BÖCKH J. 1900: Vélemény a Pécs sz. kir. város és környéke forrásvizei ügyében. — Pécs.
- DEÁK M. 1959: A Mecsek hegységi gipsz kísérleti palinológiai vizsgálata. — Földt. Közl. 89. 2.
- FERENCZI I. 1929—1932: Adatok a Pécs környéki harmadkori medenceresz földtani ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről.
- FOETTERLE, F. 1865: Besuch der Steinkohlenwerke zu Fünfkirchen. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. 15. Verhandl. Sitz. am 16 Mai. p. 188. Wien.
- FÖLDVÁRI A. 1952a: Radioaktív anyagok geokémiája a Mecsek hegységben. — M. Tud. Akad. VI. Oszt. Közl. 4. 3.
- FÖLDVÁRI A. 1952b: The geochemistry of radioactive substances in the Mecsek Mountains. — Acta Geol. 1. 1—4. p. 37.
- HANTKEN M. 1878a: A Magyar Korona országainak széntelepei és szénbányászata. — Budapest.
- HANTKEN, M. 1878b: Die Kohlenflötze und der Kohlenbergbau in den Ländern der ungarischen Krone. — Budapest.
- HAUER, F. 1870: Geologische Übersichtskarte der öst.-ung. Mon. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. 20. p. 463. Wien.
- HEER, O. 1876: Über permische Pflanzen von Fünfkirchen. — Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. A.
- HERTLE, L. 1873: Die Kohlenablagerungen bei Fünfkirchen in Ungarn. — Zeitschr. d. berg. u. hütt. -Vereines für Karnten No 2—4. p. 26. Klagenfurt.
- HOFMANN K. 1907: Adatok a Pécsi-hegység geológiájához. — Földt. Közl. 37. p. 112.
- HOFMANN, K.—BÖCKH, J. 1876: Beilage II. Mitteilungen der Geologen der kgl. Ung. Geol. Anst. über ihre Aufnahmsarbeiten in den Jahren 1874. u. 1875. — Verhandl. der. k. k. geol. Reichsanst. Wien.
- HORUSITZKY F. 1961: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. — Földt. Int. Évk. 49. 2.
- HÓNIG Gy. 1961: Trachidolerit feltörések a komlói mélyfúrások középső triász dolomit összletében. — Földt. Közl. 91. 2. p. 223.
- IMREH L. 1956: A mecseki felső-triász homokkő felső részének kőzettani vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 46. p. 56.
- JÁMBOR Á. 1962a: A Téseny-1. sz. fúrás földtani eredményei. — Földt. Közl. 62. pp. 458—459.
- JÁMBOR Á. 1962b: Abaliget környékének rövid földtani leírása. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- JÁMBOR Á. 1963: Jelentés a II. sz. kutatócsoport 1963. évi működéséről. — Kézirat. MÉV Adattár.
- JÁMBOR Á. 1964a: Megfigyelések a Ny-mecseki triászban. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- JÁMBOR Á. 1964b: A mecseki felső-kampili rétegek kagylófaunájának üledékképződési jelentősége. — Kézirat. Őslénytani viták. A Magyarh. Földt. Társ. kiadványa, 1964.
- JÁMBOR Á.—SZABÓ J. 1961: Jelentés a permi antiklinálistól É-ra levő terület 1:10 000-es földtani térképezéséről. — Kézirat. MÉV Adattár.
- JICINSKY, J. 1931: Die Pécsner Steinkohlenbergwerke der Ersten Donau-Dampfschiffahrts. — Pécs.
- JUHÁSZ J. 1965: Magyarországi környékének vízföldtana. — Hidr. Közl. 44. 2.
- KÁNTÁS K.—SCHEFFER V. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl. 79. p. 367.
- KERTAI Gy. 1961: A mezozóikum kőolajföldtani jelentősége. — Földt. Int. Évk. 49. 4.

- KISS J. 1961: A mecseki uránérc ásványos alkata és genezise. — Kézirat. Kandidátusi disszertáció.
- KLEIDORFER, F. 1898: Pécs vidéke ásványszenet tartalmazó liászhegysége. — Selmechánya.
- KOLOSVÁRY G. 1955a: Triász időszaki korallok a Mecsek hegységéből. — Földt. Közl. 85. 2.
- KOLOSVÁRY G. 1955b: Erste Angaben über triasische Korallen des Mecsek-Gebirges. — Acta Univ. Szegediensis, Acta Biol. nov. ser. tom. 1. fasc. 1—4. Szeged.
- KOLOSVÁRY G. 1958a: Trias-Madreporien aus der Zeit von dem ungarischen Ladinikum. — Acta Univ. Szegediensis, Acta Biol. nov. ser. tom. 4, fasc. 3—4. p. 237. Szeged.
- KOLOSVÁRY G. 1958b: Corals from the Upper Anisian of Hungary. — Journ. of Pal., 32. 3.
- KOLOSVÁRY G. 1961: Néhány érdekes és új magyarországi fosszilis Madreporaria. — Földt. Int. Évi Jel. 1957-ről, p. 499.
- KOPEK G. 1954: Jelentés a Mecsek hegységi szferoszideritkutatásról. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról, p. 177.
- KOPEK G. 1955: Összefoglaló jelentés az északmecseki pikkelyterületről. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- KOVÁCS L. 1954: A Vasas, Hosszúhetény és Pécsvárad közti terület földtani leírása. — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról.
- KOVÁCS L. 1962: Hazai kőszéntelepes üledéksorok rétegtani helyzete az üledék-képződési ciklusok szemléletében. — Bány. Lapok, 10. (XCV), pp. 249—256.
- LIPOLD, M. V. 1852: Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. — Verh. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 9. Bericht vom 31 aug. p. 110. Wien.
- LÖRENTHEY I. 1891: A nagymányoki (Tolna m.) pontusi emelet és faunája. — Földt. Int. Évk. 9. 2. p. 35.
- MATYASOVSKY J. 1876: Az 1876. évi nyári idény alatt a magy. kir. földtani intézet geológjai által eszközölt földtani felvételek eredménye. — Földt. Közl. 6. p. 314.
- MOJSISOVIC, E. 1880: West-Bosnien und Türkisch-Croatien. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. 30. 2. Wien.
- NAGY E. 1959: A Mecsek hegység alsówerfeni képződményeinek faunája. — Földt. Közl. 89. 3. p. 317.
- NAGY E. 1960a: A Mecsek hegység werfeni képződményeinek faunája. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- NAGY E. 1960b: A Mecsek hegység mezozoós Phyllopodái. — Földt. Közl., 90. 1.
- NAGY E. 1961a: A mecseki triász áttekintése. — Földt. Int. Évk. 49. 2. p. 295.
- NAGY E. 1961b: Cardinia hofmanni Böckh—Vadász. — Földt. Közl. 41. 4. p. 450.
- NAGY E. 1964a: A Mecsek hegység werfeni képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1961-ről, I., pp. 23—33.
- NAGY E. 1964b: A mecseki felső-triász kérdés jelenlegi állása. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 13—18.
- NAGY E. 1964c: Foraminiferák a Mecsek hegységi anizuszi mészkőből. — Földt. Közl. 44. 2.
- NAGY I. Z. 1956: Mecseki liászkorú növénymaradványok. — Földt. Int. Évk. 45. 1. p. 105.
- NAGY I. Z. 1960: Triász időszaki növénymaradványok a Mecsek hegységéből. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- NAGY J. 1966: Azonosítási lehetőségek a Mecsek hegységi alsó-liász kőszénösszletben. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- NOSKENÉ FAZEKAS G. 1966: A Mecsek hegységi felső-triász törmelékes összlet ásványtani vizsgálata. — Kézirat. Nemzeti Múzeum.
- NOSZKY J., IFJ. 1952: A Komló környéki szenterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. p. 65.

- NOSZKY J., IFJ. 1953: A Mecsek hegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról. p. 149.
- PAPP F. 1941: A Dunántúl karsztvizei és a feltárás lehetősége Budapesten. — Hidr. Közl. 21. p. 181.
- PAPP K. 1916: A Magyar Birodalom vasérc- és kőszénkészlete. Budapest, p. 610.
- PÁLFY M. 1929: Adatok Pécs környékének hidrológiájához. — Hidr. Közl. 9. p. 19.
- PÁVAI-VAJNA F. 1930: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — Földt. Közl. 40. p. 7.
- PETERS, K. F. 1862a: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, Mat. Nat. Kl. Bd. 46.
- PETERS, K. F. 1862b: Verhandlungen d. k. k. Geol. R. A. — Wien.
- PÓLAY GY. 1963: A komlói alsó-liász kőszénösszlet bányaföldtani viszonyai. — Földt. Közl. 93. 1. pp. 3–14.
- RAKUSZ GY.—STRAUSZ L. 1953: A Villányi-hegység földtana. — Földt. Int. Évk. 41. pp. 1–27.
- SCHMIDT E. R. és munkatársai 1962: Vázlatok és tanulmányok Magyarország víz-földtani atlaszához. — Földt. Int. Kiadv., Budapest.
- SCHÖNVISZKY L. 1961: Sikonda fürdő hidrológiai viszonyai az utóbbi évek kutatásainak tükrében. — Pécsi Műsz. Szemle, 6. 3. p. 1.
- SOMOS L. 1963a: A Mecsek hegységi felső-triász—alsó-júra átmeneti rétegsor bányaföldtani vonatkozásai. — Kézirat. Egyet. dokt. dissz.
- SOMOS L. 1963b: A Mecsek hegységi mezozoos üledékek oxidációs fok vizsgálata. — Földt. Közl. 93. 1. pp. 24–36.
- SOMOS L. 1965: A geological description of the upper triassic and of the coal bearing lower liassic complex of the Mecsek Mountains. — Acta Geol. Hung. 9.
- STAUB M. 1886: A fitopaleontológiai gyűjtemény szaporodása. — Földt. Int. Évi Jel. 1885-ről. p. 179.
- STRAUB J. 1953: Pécs város vízellátásának jelenlegi helyzete. — Hidr. Közl. 32. 9–10. p. 368.
- STRAUSZ L. 1952: A Dunántúl DK-i részének földtani felépítése. — Budapest.
- STUR D. 1874: Neueste Ausbeute an fossilen Pflanzenresten in der Umgegend von Fünfkirchen. — Verhandl. d. k. k. Geol. R. A. Wien, p. 115.
- SZABÓ J. 1965: A mecseki felső-permi és alsó-szeizi összletek ferderétegzettségi adatainak értékelése. — Földt. Közl. 95. 1. pp. 40–46.
- SZABÓ P. Z. 1931: A Mecsek hegység formáinak ismerete. — Földr. Közl. 59.
- SZABÓ P. Z. 1940: A mecseki karsztvíz. — Hidr. Közl. 20. p. 139.
- SZABÓ P. Z. 1950: A Mecsek hegység vízrajzi kutatása. — Földr. Könyv- és Térképtár Ért. 1. 4–6. p. 95.
- SZABÓ P. Z. 1953: A Mecsek karsztvízrendszere. — Hidr. Közl. 33. 7–8. p. 241.
- SZABÓ P. Z. 1954: A mecseki karsztvíz egészségügyi védelme. — Hidr. Közl. 34. 5–6. p. 223.
- SZABÓ P. Z. 1961a: A Mecsek és a Villányi-hegység barlangjai. — Karszt és Barlangkutató. 1.
- SZABÓ P. Z. 1961b: A pécsi Mecsek karsztvizének hidrodinamikai sajátosságai. — Dunántúli Tud. Gyűjt. 24. ser. Geogr.: 13.
- SZABÓ P. Z. 1961c: Über den Verkarstungsprozess in zwei ungarischen Inselgebirgen. — Geograf. Berich. 20/21. 3/4. p. 169. Berlin.
- SZATMÁRI P. 1965: A mecseki gipsztelepes rétegsorozat. — Előadás a Földt. Int. 1965. évi beszámoló ülésén.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1956: A délmecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében. — Földt. Int. Évk. 45. 1. pp. 314–355.
- SZEDERKÉNYI T. 1964: A baranyai dunamenti mezozoos szigettrögök földtani viszonyai. — Földt. Közl. 94. 1.

- SZENTES F. 1961: A magyarországi mezozoós kéregmozgások. — Földt. Int. Évk. 49. 3. p. 741.
- SZÉNÁS GY. 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. — Eötvös L. Geof. Int. Évk. I.
- SZÉNÁS GY. 1965: A geofizikai térképezés földtani alapjai Magyarországon. — M. Áll. Eötvös L. Geof. Int. Évk. 2.
- SZLAVIN, V. I. 1961a: Az alsó- és felső-triász tagolásának általános problémái az alpi geoszinklinális területén. — Földt. Int. Évk. 49. 2.
- TELEGDI ROTH K. 1928: Führer im Kohlengebiet Pécs. — Budapest.
- TELEGDI ROTH K. 1929: Magyarország geológiája. — Budapest.
- TELEGDI ROTH K. 1948: A Komlón 1936–43. években végzett bányászati kutatások eredménye. — Bány. és Koh. Lapok 81. p. 161.
- TOKODY L. 1952: A kozári azurit-előfordulás a Mecsek hegységben. — Földt. Közl. 82. 7–9. p. 269.
- TREITZ P. 1903: A Mecsek hegység és a Zengő-hegycsoport D-i részének agrogeológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1902-ről. p. 127.
- UNGÁR T. 1951: Előzetes jelentés az 1951. évben végzett részletes földtani térképezésről. — Kézirat, Földt. Int. Adattár.
- VADÁSZ E. 1912a: Földtani megfigyelések a Mecsek hegységből. — Földt. Int. Évi Jel. 1911-ről. p. 67.
- VADÁSZ E. 1912b: Földtani vázlat a Mecsek hegység K-i részéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1910-ről. p. 69.
- VADÁSZ E. 1914a: A Zengő-vonulat és a környező dombvidék földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1913-ról. p. 336.
- VADÁSZ E. 1914b: Pillanatképek a Mecsek múltjából. — Mecseki Egyesület Évkönyve. Pécs.
- VADÁSZ E. 1915: A Mecsek hegység északi pereméről. — Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről. p. 356.
- VADÁSZ E. 1917: A Mecsek hegység nyugati része. — Földt. Int. Évi Jel. 1916-ról. p. 359.
- VADÁSZ E. 1930: Szénképződés, hegyképződés és bauxitkeletkezés Magyarországon. — Bány. és Koh. Lapok. 78. p. 213.
- VADÁSZ E. 1931: Pécs város földtani szerkezete és a Tetteye vízkérdése. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység. — Magy. Tájak Földt. Leírása. I. Budapest.
- VADÁSZ E. 1940: A Dunántúl karsztvizei. — Hidr. Közl. 20. p. 120.
- VADÁSZ E. 1942: Termális „karsztvíz” Délbaranyából. — Hidr. Közl. 29. p. 81.
- VADÁSZ E. 1952: Estheria-faj a Mecsek hegységből. — Földt. Közl. 82. 7–9. p. 303.
- VADÁSZ E. 1953: Magyarország földtana. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1954: Magyarország földtani nagyszerkezetének vázlata. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 14. 1–3. p. 217.
- VADÁSZ E. 1957: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1960: Magyarország földtana. — (Második kiadás), Budapest.
- VADÁSZ E. 1961: A magyarországi mezozoikum alapvető kérdései. — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- VÁRSZEGI K. 1965: Karbonátos rézászvány-előfordulás a mecseki Égervölgy alsó-triász rétegeiben. — Földt. Közl. 45. 4. pp. 437–438.
- VENKOVITS I. 1953: Orfú környékének vízföldtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről. p. 201.
- VITÁLIS I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai. — Budapest, p. 180.
- VITÁLIS S. 1933: Sikonda fürdő és környékének hidrogeológiai viszonyai. — Hidr. Közl. 13. p. 24.

- VITÁLIS S. 1936: A máza-szászvári villamos telep vízellátása. — Hidr. Közl. 16. p. 102.
- WEIN Gy. 1950: Jelentés az 1950. évi Máza-Váralja környéki földtani felvételtől. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- WEIN Gy. 1952a: A Mecsek hegység hidrogeológiája. — Földr. Ért. 1. p. 237.
- WEIN Gy. 1952b: A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. — Földt. Közl. 82. pp. 337–348.
- WEIN Gy. 1953: Földtani vizsgálatok Máza-Váralja környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról. p. 294.
- WEIN Gy. 1959: A Mecsek hegység fedetlen földtani térképe (1:100 000). — Kézirat. Az 1959. évi Mezozoos Konferencia Kirándulásvezetője. M. Áll. Földt. Int. Kiadványa, Budapest.
- WEIN Gy. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. — Földt. Int. Évk. 49. 3. p. 759.
- WEIN Gy. 1962: A Máza-déli feketekőszén-összlet (Mecsek hegység) földtani felépítése. — Bány. Lapok 10. (XCV). pp. 655–662.
- WEIN Gy. 1965: Az „Északi Pikkely” a Mecsek hegységben. — Bány. Lapok 6. pp. 402–411.
- WÉBER B. 1965a: Zöldagyag-betelepülés a Ny-mecseki felső-anizuszi dolomit-összletben. — Földt. Közl. 95. 4.
- WÉBER B. 1965b: Üledékföldtani adatok a Mecsek hegységi felső-triász és alsó-liász rétegek ismeretéhez. — Földt. Közl. 95. 1. pp. 47–53.
- ZIPSER, A. 1817: Versuch eines topografisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. — Odenburg.

\* \* \*

### HIVATKOZOTT IRODALOM — ZITIERTE LITERATUR

- ALBERTI, F. 1864: Überblick über die Trias, mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. — Stuttgart.
- ANDRÉE, K. 1923: Die wichtigsten Faktoren der marinen Sedimentbildung jetzt und einst. — Geol. Archiv. 217, Königsberg.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geologia Československých Karpát. — Zr. II. Bratislava.
- ARTHABER, G. 1903: Neue Funde in den Werfener Schichten und im Muschelkalke des südlichen Bakony und Revision der Cephalopodenfauna des Muschelkalks. — Res. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, I. 1. Wien.
- ARTHABER, G. 1906: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. — Stuttgart.
- ARTHABER, G. 1916: Die Fossilführung der anisichen Stufe in der Umgebung von Trient. — Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1915, Bd. 65, Hf. 3–4. Wien.
- BARABÁS A. 1955–1956: A mecseki perm időszaki képződmények földtana. — Kézirat (Földt. Int. Könyvtár).
- BARABÁS A. 1961: Földtani ritmusok és ciklusok. — Kézirat (MÉV Adattár).
- BARREL, J. 1925: Marine and terrestrial conglomerates. — Bull. Geol. Soc. Amer. 36, pp. 279–341.
- BÁRDOSY Gy. 1957: Statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban. (Application of statistical methods in geology.) — Földt. Közlöny, 87. 3.
- BEURLEN, K. 1956: Der Faunenschnitt an der Perm–Trias-Grenze. — Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., Bd. 108, Hf. 1, pp. 88–99.
- BEYRICH, H. E. 1857: Erläuterungen zu den Goniatiten L. v. Buch's. — Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges., Bd. 36, Hf. 2.
- BITTNER, A. 1890: Brachiopoden der alpinen Trias. — Wien.
- BOCK, W. 1953: American Triassic Estherids. — Journ. of Paleont., 27. 1.
- BRONN, H. G. 1856: Lethaea geognostica (Trias). — Stuttgart.

- CHILLINGAR, G. V. 1960: Notes on classification of carbonate rocks on basis of chemical composition. — Journ. of Sediment. Petr. No 1, Vol. 30.
- CODARCEA, A.—RĂILEANU, G. 1961: A Déli-Kárpátok mezozoikumája. (Le Mésozoïque des Carpatés Méridionales.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- CUVILLIER, J.—SACAL, V. 1951: Correlations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine Occidentale. — Leiden.
- DEFRETIN, S. 1950: Sur quelques Estheria du Trias français à faciès germanique et de l'Hettangien. — Soc. Geol. du Nord, 70.
- DESIO, A. 1962: Az olaszországi mezozoikum. (Das Mesozoikum in Italien.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- Developments in Sedimentology*, 1964: (Vol. 1: Deltaic and Shallow Marine Deposits.) — London.
- FRECH, F. 1907: Leitfossilien der Werfener Schichten. — Res. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees, I. 1. Wien.
- FUJITA, H. 1962: Mathematical theory of sedimentation analysis. — New York, London.
- GEBHARDT, A.—OPPE, S. 1961: Az Abaligeti Barlang. — Karszt- és Barlangkut. Tájék. I.
- GIEBEL, C. 1856: Die Versteinerungen im Muschelkalk von Liskau bei Halle. — Berlin.
- GRABAU, A. W. 1913: Principles of stratigraphy. — New York.
- GÜRICH, G. 1925: Leitfossilien der Trias. — Berlin.
- HAUER, F. 1851: Über die von W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien. — Denkschr. d. Akad. d. Wiss., Wien, II. Wien.
- HESSE, R. 1924: Tiergeographie. — Jena.
- HJULSTRÖM, F. 1939: Transportation of detritus by moving water. (Symposium a „Recent Marine Sediments”). — London.
- HOFF, J. H. 1912: Untersuchungen über die Bedingungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen insbesondere des Stassfurter Salzlagers. — Leipzig.
- KÁLI Z. 1962: Üledékciklusosság a mecseki alsó-liász kőszénteleges összetben. — Földt. Kutatás, 5. 2. pp. 12—40.
- KESSLER H. 1954: A karsztból tartósan kitermelhető vízmennyiség és a beszivárgási százalék megállapítása. — Hidr. Közl. 34. 3—6.
- KEVI L. 1955: Déldunántúli barlangok. — Kézirat.
- KITTL, E. 1912: Adatok a triász Halobiidái és Monotidái monográfiájához. — Balaton tud. tan. eredm. I. 1. Függelék: A Balatonmellék paleontológiája II. Budapest.
- KLAUS, W. 1953: Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. — Verh. Geol. B. A. 3. Wien.
- KÖLBEL, H. 1961: A mezozoikum ősföldrajza az NDK síkvidéki területén a szomszédos vidékek figyelembevételével. (Zur Paleogeographie des Mesozoikums in Flachlandgebiet der DDR unter Berücksichtigung angrenzender Gebiete.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- KÖLESI V. 1820: Az újonnan felfedezett Abaligeti Barlangnak leírása. — Tud. Gyűjt. 10.
- LOMBARD, A. 1956: Geologie sédimentaire. Les séries marines. — Paris.
- MAHEL', M. 1961: A Központi Kárpátok mezozoikumának új felosztása és földtörténeti fejlődése. (Neue Gliederung und erdgeschichtliche Entwicklung des Zentralkarpatischen Mesozoikums.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- MILNER, H. B. 1940: Sedimentary Petrography. — London.
- MOJSISOVIC, E. 1874a: Über die triadischen Pelecypoden-Gattungen Daonella und Halobia. — Wien.
- MOJSISOVIC, E. 1874b: Faunengebiete und Faziesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. — Jahrb. d. k. k. Geol. R. A. 24. 1.

- MURGEANU, G.—PATRULIUS, D. 1961: A Román Kárpátok és előterük mezozoós képződményei. (Les formations mésozoïques des Carpatés Roumaines et de leur avant-pays.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- MÜLLER, A. H. 1950: Stratonomische Untersuchungen im oberen Muschelkalk des Thüringen Beckens. — Geologica, 4. Berlin.
- MÜLLER, A. H. 1951: Grundlage der Biostratonomie. — Abh. d. deutsch. Akad. d. Wiss. in Berlin, 3. Berlin.
- MYSKOVSKY, E. 1905: Barlangokról, különös tekintettel a pécsvidéki Mecsek-hegység triásmérszék komplexumában levő cseppkőbarlangokra. — Mecsek Egyesület Évk. 1904-ról.
- MYSKOVSKY, E. 1906a: A Tettye barlangja. — Pécsi Napló, 1906. V. 31.
- MYSKOVSKY, E. 1906b: A barlangkutató bizottság jelentése. — Mecsek Egyesület Évk. 1905-ről.
- OBERHAUSER, R. 1960: Foraminiferen und Mikrofossilien ... — Jahrb. ged. o. B. A., Wien.
- ORAVECZ J. 1961: A Gerecse- és Buda-Pilisi-hegység közötti rögtérület triász képződményei. (Die Triasbildungen des Schollengebietes zwischen den Gerecse- und Buda-Piliser Gebirgen.) — Földt. Közl. 91. 2. pp. 173—185.
- ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli Középhegység felső-triász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. (Questions stratigraphiques et faciales des formations triasiques supérieures de la Montagne Centrale de Transdanubie.) — Földt. Közl. 93. 1.
- ORAVECZ J.—VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1961: A Vértes- és Bakonyhegységi triász rétegtani és szerkezeti kapcsolata. (Stratigraphische und tektonische Zusammenhänge zwischen den Triasbildungen des Vértes- und Bakonygebirges.) — Földt. Közl. 91. 2. pp. 162—172.
- PANTIĆ, S. 1958: Brachiopodska fauna sa planine Bjelasice (Crna Gora). — Bull. du Ser. Géol. et Géophys. de la R. P. Serbie, 16. Beograd.
- PATRULIUS, D. 1961: A Keleti Kárpátok kristályos alaphegységén települő mezozoós képződmények. (La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpatés Orientales.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- PETKOVIĆ, K. V.—MARKOVIĆ, B.—VESELINOVIĆ, D.—ANDJELKOVIĆ, M.—PEJOVIĆ, D.—PASIĆ, M. 1961: Jugoszlávia mezozoikum. (Das Mesozoikum Jugoslawiens.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- PICARD, E. 1909: Über den unteren Buntsandstein der Mansfelder Mulde und seine Fossilien. — Jahrb. d. Preuss. Geol. Land., 30. Berlin.
- POKORNY F. 1938: A Mecsek barlangjai. — Turisták Lapja, 50. 2. pp. 77—78.
- QUENSTEDT, A. 1871: Petrefactenkunde (Brachiopoden). — Tübingen, Leipzig.
- RAMSDEN, R. M. 1954: A color test for distinguishing limestone and dolomite. — Journ. of Sedim. Petr. 5. 24. 4.
- RICOUR, J.—ELLENBERGER, F. et P.—LAURENTIAUX, D. 1952: Note préliminaire sur la faune et un niveau insectifère des lentilles de grès et schistes noirs des gypses de la Vanoise (Trias supérieur). — Bull. Soc. Géol. France, 6. 2.
- RÓNAKI L. 1960: Pécsről jelentik. — Karszt- és Barlangkut. Tájék. 1960. XI.
- RÓNAKI L. 1961a: Beszámoló jelentés. — Karszt- és Barlangkut. Tájék., 1961. I—II.
- RÓNAKI L. 1961b: Beszámoló jelentés a Baranya megyei Idegenforgalmi Hivatal barlangkutató csoportjának 1960. évi munkájáról. — Karszt- és Barlangkut. Tájék., 1961. I—II.
- RÓNAKI L.—VASS B. 1960: Az „Orfűi-Vízfő”-forrás barlangjának kutatása és feltárása. — Karszt- és Barlangkut. Tájék., 1960. IX—X.
- RUCHIN, L. B. 1958: Grundzüge der Lithologie. Lehre von den Sedimentgesteinen. — Berlin.
- RÜBENSTRUNK, E. 1909: Deutsche Trias-Myophorien. — Mitt. Badener Geol. Landesamt., 6.

- SHEPARD, F. P. — YOUNG, R. 1961: Distinguishing between beach and dune sands. — Journ. of Sedim. Petrol., 31. 2. pp. 196—214.
- SCHMIDT, A. 1863: Die Abaligeter Höhle. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Classe, 48. 1. pp. 346—360.
- SCHOTT, D. W. 1963: Sedimentation in modern coastal swamps, SW-Florida. — Bull. of Amer. Petr. Geol., 47. 8.
- SCHWARZACHER, W. 1946: Sedimentpetrographische Untersuchungen Kalk-alpiner Gesteine. — Jahrb. Geol. Bundesanst., Wien.
- SENKOWICZOWA, H. 1960: Das Röt und der Muschelkalk im östlichen Teil von Polen. — Ber. d. geol. Ges. in DDR, 5. 1—2.
- SENKOWICZOWA, H. 1961: A lengyelországi tengeri triász üledékek alpi faunája. (Die alpine Fauna der marinen Triasablagerungen im Gebiete Polens.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- SIPOSS Z. 1957: Előzetes jelentés a Mecsek hegység gazdasággeológiai viszonyairól. — Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- SORGENFREI, T. 1958: Molluscan assemblages from the Middle Miocene of South Jutland and their environments. — Danm. Geol. Undersog., 2. 79.
- SZABÓ P. Z. 1940: A mecseki karsztvíz. (Das Karstwasser des Mecsekgebirges.) — Hidr. Közl. 20. pp. 136—152.
- SZABÓ P. Z. 1947: Barlangkutatás a Mecsekben. — Dunánt. Tud. Gyűjt. 1. 1.
- SZABÓ P. Z. 1951a: A pécsi Tettye karsztforrása; a Mecsek hegység vízrajzi kutatása — Földr. Könyv- és Térképt. Ért. 2. 1—3. Budapest.
- SZABÓ P. Z. 1951b: A Sárkánykút; a Mecsek hegység vízrajzi kutatása. — Földr. Könyv- és Térképt. Ért., 2. 7—9. Budapest.
- SZABÓ P. Z. 1953: A Mecsek karsztvízrendszere. — Hidr. Közl. 35. 7—8.
- SZABÓ P. Z. 1954: A mecseki karsztvíz egészségügyi védelme. — Hidr. Közl., 36. 5—6.
- SZABÓ P. Z. 1955: A karszt kutatás népgazdasági jelentősége. — Dunánt. Tud. Gyűjt. 1. Pécs.
- SZABÓ P. Z. 1956: Magyarországi karsztformák klimatörténeti vonatkozásai. — Földr. Közlem., 4. (LXXX.) 2. Budapest.
- SZABÓ P. Z. 1957: A karszt mint klimatikus morfológiai probléma. — Dunánt. Tud. Gyűjt., 15. ser. geogr. 8. Pécs.
- SZÁDEZCKY-KARDOSS E. 1930: Az üledékes kőzetek struktúrájáról. — MTA Mat. és Term. tud. Ért., 47.
- SZÁDEZCKY-KARDOSS E. 1952: Újabb irányzatok az üledékes kőzetek rendszerezésében. — Földt. Közl., 82. 7—9.
- SZÁDEZCKY-KARDOSS E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- THIELE, J. 1935: Handbuch der systematischen Weichtierkunde. — 2. Jena.
- TROEDSSON, G. 1950: On rhythmic sedimentation in the Rhaetic-Liassic beds of Sweden. — Intern. Congr. Geol., Report of the 18<sup>th</sup> Session, Great-Britain, 1948. 4.
- TWENHOFEL, W. H. 1950: Principles of sedimentation. — New York.
- VADÁSZ E. 1949: Termális „karsztvíz” Délbaranyában. — Hidr. Közl., 29.
- VADÁSZ E. 1955: Elemző földtan. — Budapest.
- VADÁSZ E. 1956: A földtani „zátony” és „szirt” fogalma. — Földt. Közl. 86. 1.
- VASS B. 1960: Legújabb kutatások az abaligeti barlangban. — Karszt- és Barlangkut. Tájék., 1960. VI.
- VENKOVITS I. 1951: Abaliget-környéki barlangok. — Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről, II.
- VENKOVITS I. 1954: Orfű környékének (Mecsek hegység) vízföldtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről.



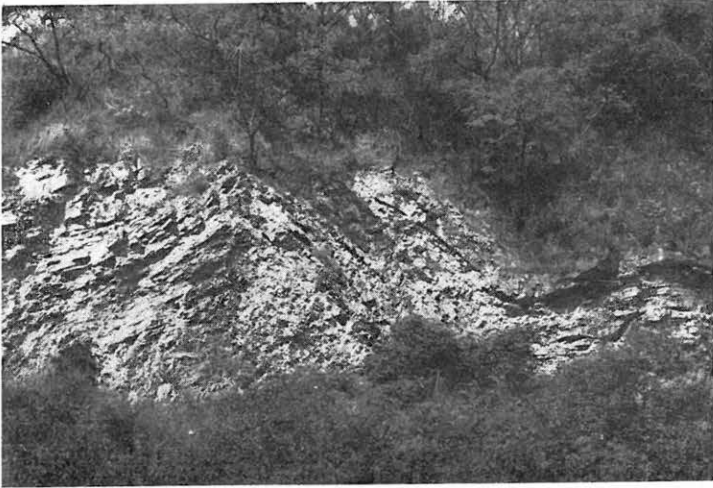
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1952: Adatok a Magyar Középhegység triász dolomitjainak keletkezéséhez. (Données concernant la formation des espèces de dolomie triasique du Massif Central Hongrois. — Földt. Közl. 82. 10—12.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1960: A Gerecse-hegység felső-triász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. (Petrologische Untersuchung der Obertrias-Bildungen des Gerecsegebirges in Ungarn.) — Geol. Hung. ser. geol. 12.
- VÉRTES L. 1952: A mélyvölgyi kőfülke és néhány más mecseki barlang kutatásáról. (Exploration de l'abri de Mélyvölgy et d'autres grottes du Mecsek.) — Földt. Közl., 82. 7—9.
- VJALOV, O. Sz. 1961: A Szovjet Kárpátok mezozoikuma. (Das Mesozoikum der Sowjetkarpaten.) — Földt. Int. Évk. 49. 1.
- VOLTZ, P. L. 1837: Sur le grès bigarré du Soulz-Les-Bains. — Mém. Mus. Nat.-Hist. Strasbourg, 2.
- WANLESS, H. R.—WELLER, J. M. 1932: Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothem. — Bull. Geol. Soc. Amer. 43.
- БОТВИНКИНА, Л. Н. 1956: Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. — Изд. АН СССР Москва
- БОТВИНКИНА, Л. Н. 1962: Свойство осадочных пород. — Москва
- ИВАНОВ, Г. А. 1956: Методика фациально-геотектонического анализа угленосных отложений и применение его в практике геолого-разведочных работ. — Труды Лаборатории Геол. Угля. 5. АН СССР Москва
- СЛАВИН, В. И. 1961: Стратиграфическое положение Рэтского яруса. — Сов. геол. 3. Москва—Ленинград
- СОКОЛОВ, Д. С. 1955: О возможных причинах эволюции первичного доломитообразования. — Бул. Моск. Общ. Исп. Прир. Отдел. Геол. 30. 5. — Москва
- СТРАХОВ, Н. М. и др. 1957: Методы изучения осадочных пород. — Москва
- ШАНЦЕР, Е. В. 1951: Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. — Труды Инст. Геол. АН СССР. Вып. 135. Геол. Серия № 55. Москва
- ШВЕЦОВ, М. С. 1948: Петрография осадочных пород. — Москва





**Középsőtriász fejezet fényképábrái**  
**Bilder des Kapitels „Mitteltrias”**

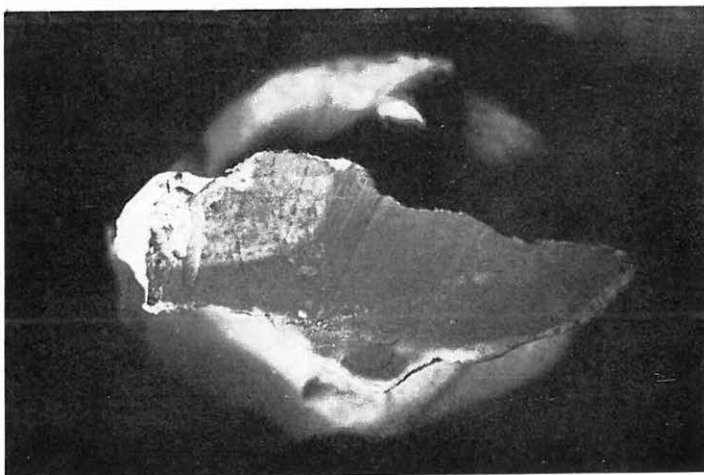




16. ábra. Anizuszi alsó tagozat (2. rétegcsoport); Nagymányok,  
Szarvas-táró  
Abb. 16. Anis, unteres Glied (2. Schichtgruppe); Nagymányok,  
Szarvas-Stollen



17. ábra. Inkompetens gyüredezettség alsóanizuszi mészkőben  
(2. rétegcsoport); Nagymányok  
Abb. 17. Inkompetente Fältelung im unteranisischen Kalkstein  
(2. Schichtgruppe); Nagymányok



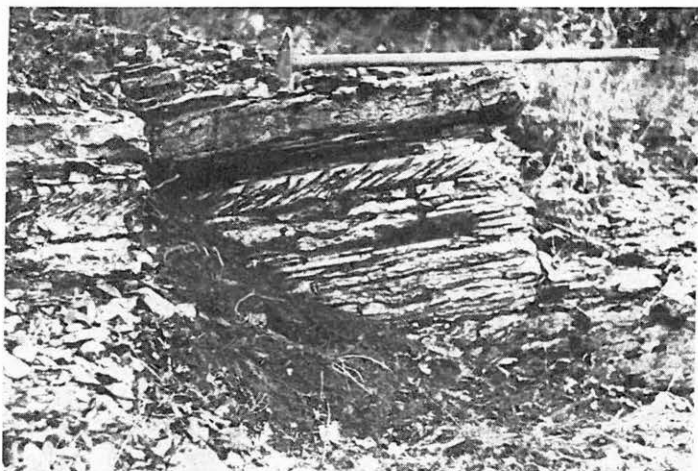
18. ábra. Réznitráttal festett anizuszi mészkőfelszín. — Világos folt = dolomit

Abb. 18. Oberfläche des durch Kupfernitrat gefärbten anisischen Kalksteins. — Heller Fleck = Dolomit



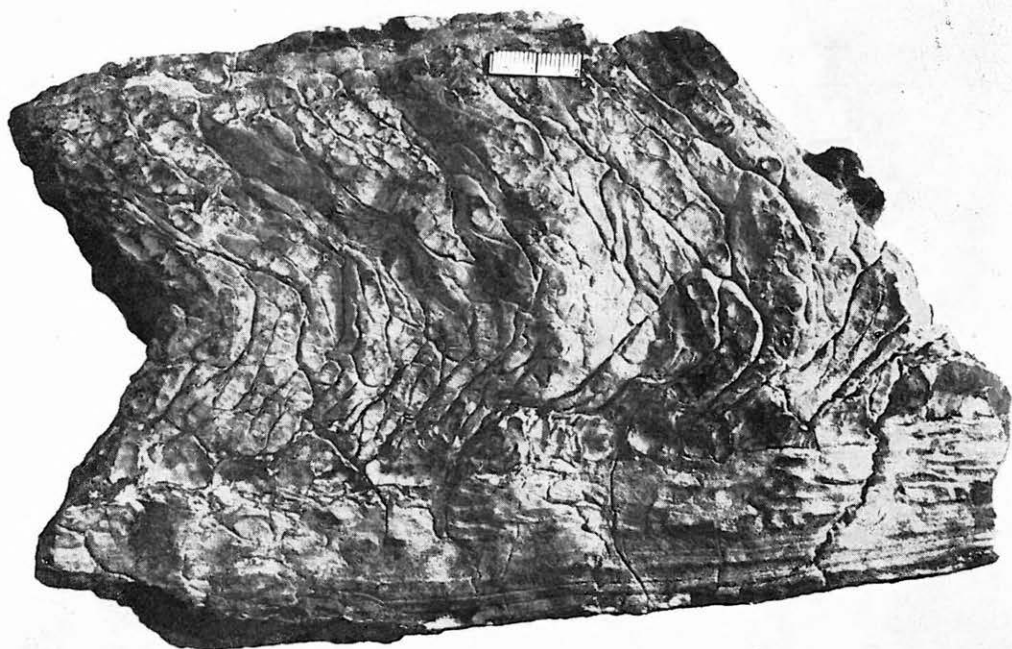
20. ábra. Alsóanizuszi aprógumós mészkő felszíne (3. rétegcsoport); Tubes D-i oldala

Abb. 20. Oberfläche des feinknolligen unteranisischen Kalksteins (3. Schichtgruppe); S-Hang des Tubes



22. ábra. Anizuszi alsó tagozat (3. rétegcsoport), kereszt-  
rétegzett mészkő; Lapis

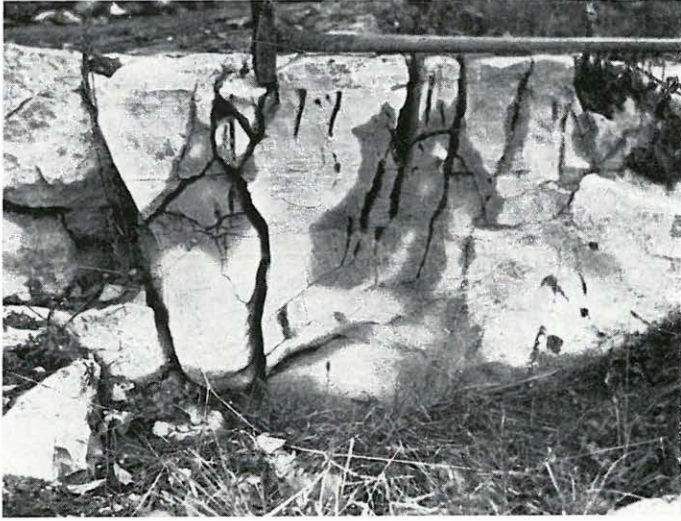
Abb. 22. Anis, unteres Glied (3. Schichtgruppe), kreuz-  
geschichteter Kalkstein; Lapis



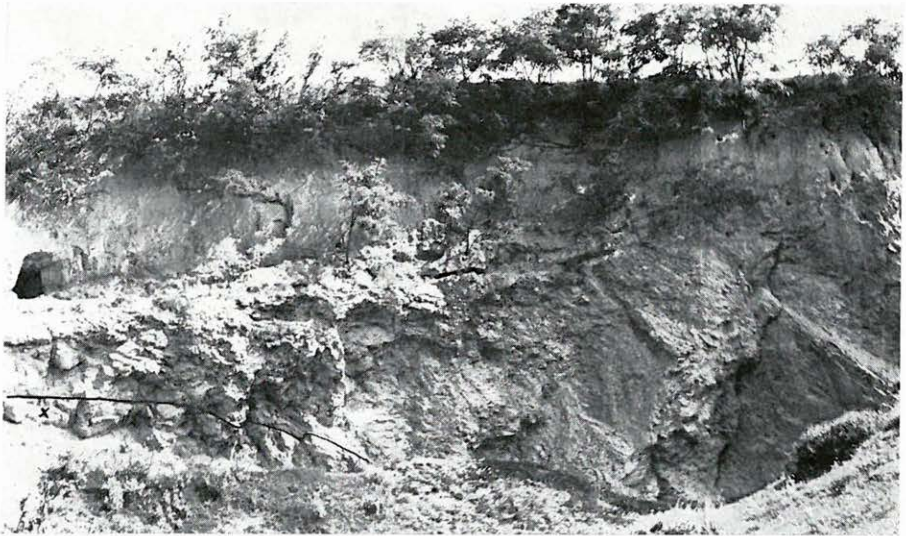
23. ábra. Visszahajló keresztarétegzettség az anizuszi alsó tagozat mészkőjében  
(3. rétegcsoport); Zsidóvölgy

Abb. 23. Zurückgebogene Kreuzschichtung im Kalkstein des unteren Gliedes des Anis  
(3. Schichtgruppe); Zsidóvölgy

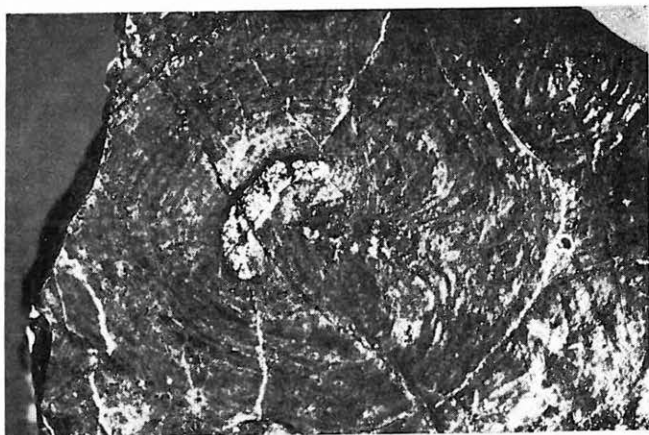




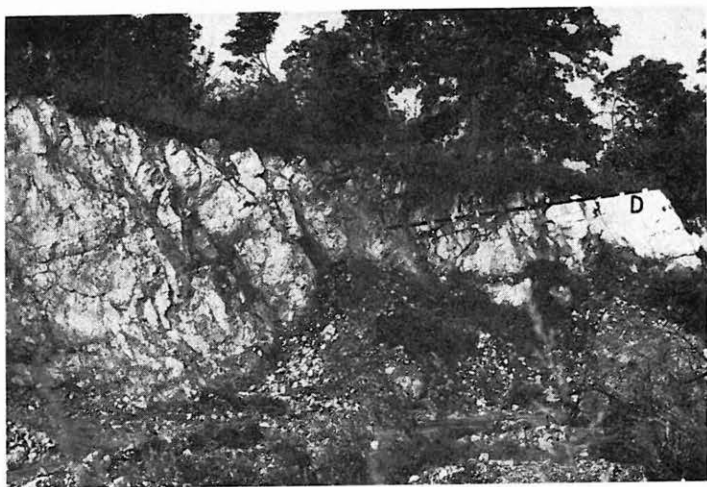
24. ábra. Iszapesúszás nyomai mészkőben, anizuszi alsó tagozat (4. rétegcsoport); Tubes D-i oldala  
 Abb. 24. Slumping-Spuren im Kalkstein, unteres Glied des Anis (4. Schichtgruppe); S-Hang des Tubes



27. ábra. Középsőanizuszi rétegek (× = faunadús pad); váraljai cigánysor  
 Abb. 27. Mittelanisische Schichten (× = fossilreiche Bank); Váralja, Cigánysor



34. ábra. *Evinospongia cerea* STORP. Misina É-i oldala  
 Abb. 34. *Evinospongia cerea* STORP. Misina, N-Hang



36. ábra. Anizuszi másodlagos dolomit (D) és pados mészkő (M) rétegszerű érintkezése: Árpádtető, nagy kőfejtő, D-i fal  
 Abb. 36. Anisischer sekundärer Dolomit (D) und bankiger Kalkstein (M) in schichtartigem Kontakt; Árpád-tető, grosser Steinbruch, S-Wand



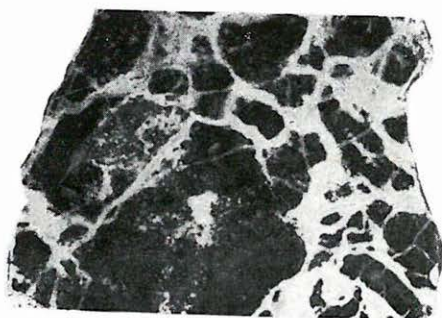
38. ábra. Árpádtető, nagy köfeytő K-i falának részlete. Anizuszi sötét mészkő és dolomit átmenete  
Abb. 38. Übergang des anisichen dunklen Kalksteins im Dolomit. Árpádtető, grosser Steinbruch, Teil der O-Wand



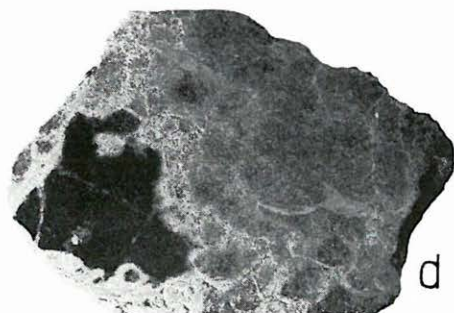
a



b



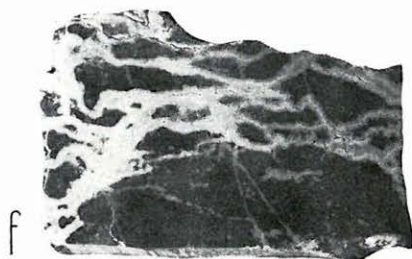
c



d

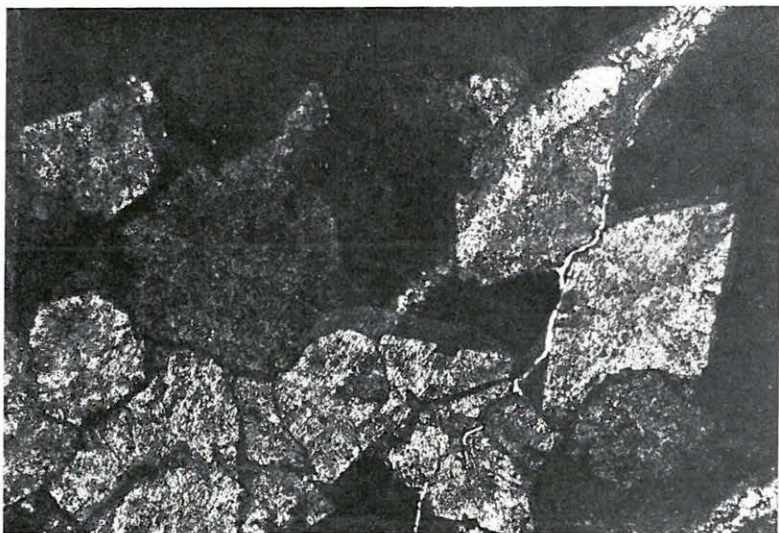


e



f

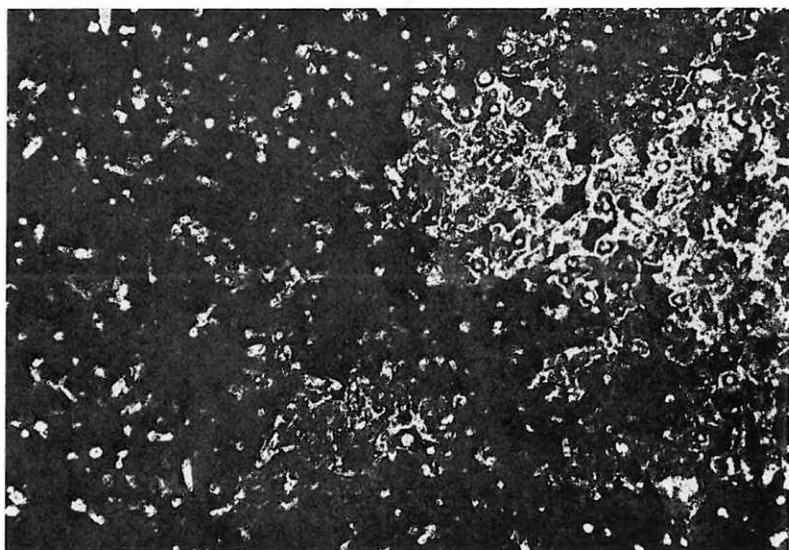
39. ábra  
Abb. 39.



40. ábra. Árpádtetői nagy kőfejtő, 65. sz. minta; 36×  
Abb. 40. Árpádtető, grosser Steinbruch, Probe Nr. 65; 36×



41. ábra. Árpádtetői nagy kőfejtő, 65. sz. minta; 36×  
Abb. 41. Árpádtető, grosser Steinbruch, Probe Nr. 65; 36×



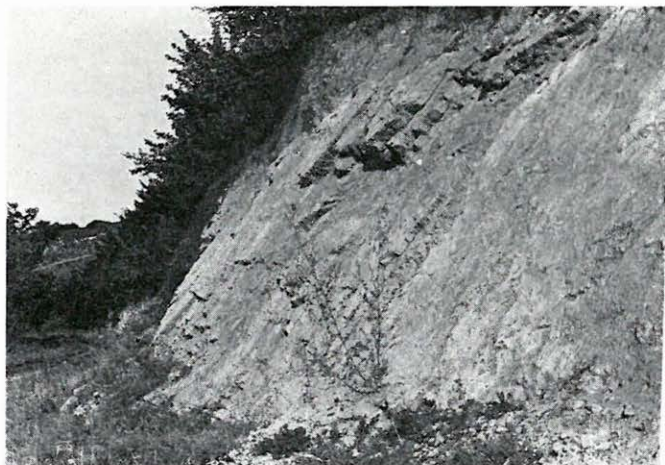
42. ábra. Árpádtetői nagy kőfejtő, 68. sz. minta; 36×  
 Abb. 42. Árpádtető, grosser Steinbruch, Probe Nr. 68; 36×



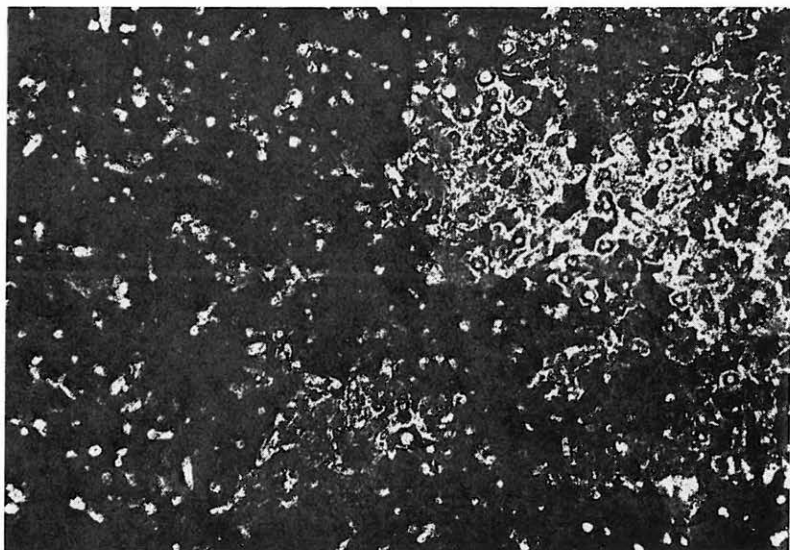
43. ábra. A váraljai cigánysoron levő nagy dolomitfejtő.  
 — 1. Másodlagos dolomit (anizuszi), 2. kavicsos homok  
 (felsőpannon), 3. lösz (pleisztocén)  
 Abb. 43. Grosser Dolomitbruch. Váralja, Cigánysor. —  
 1. Sekundärer Dolomit (Anis), 2. schottriger Sand (Oberpan-  
 non), 3. Löss (Pleistozän)



45. ábra. Ladini mészkőösszet (alsó tagozat). Kantavári kőfejtő (Foto: FÜLÖP J.)  
Abb. 45. Ladinischer Kalksteinkomplex (unteres Glied). Kantavärer Steinbruch (Photo: J. FÜLÖP)



51. ábra. Anizuszi dolomit (felső tagozat). Váralja, kisvasút bevágása  
Abb. 51. Anisischer Dolomit (oberes Glied). Váralja, Kleinbahn-Einschnitt



42. ábra. Árpádtetői nagy kőfejtő, 68. sz. minta; 36 ×  
 Abb. 42. Árpádtető, grosser Steinbruch, Probe Nr. 68; 36 ×



43. ábra. A váraljai cigánysoron levő nagy dolomitfejtő.  
 — 1. Másodlagos dolomit (anizuszi), 2. kavicsos homok  
 (felsőpannon), 3. lösz (pleisztocén)  
 Abb. 43. Grosser Dolomitbruch. Váralja, Cigánysor. —  
 1. Sekundärer Dolomit (Anis), 2. schottriger Sand (Oberpan-  
 non), 3. Löss (Pleistozän)





45. ábra. Ladini mészkőösszet (alsó tagozat), Kantavári kőfejtő (Foto: FÜLÖP J.)  
Abb. 45. Ladinischer Kalksteinkomplex (unteres Glied), Kantavärer Steinbruch (Photo: J. FÜLÖP)

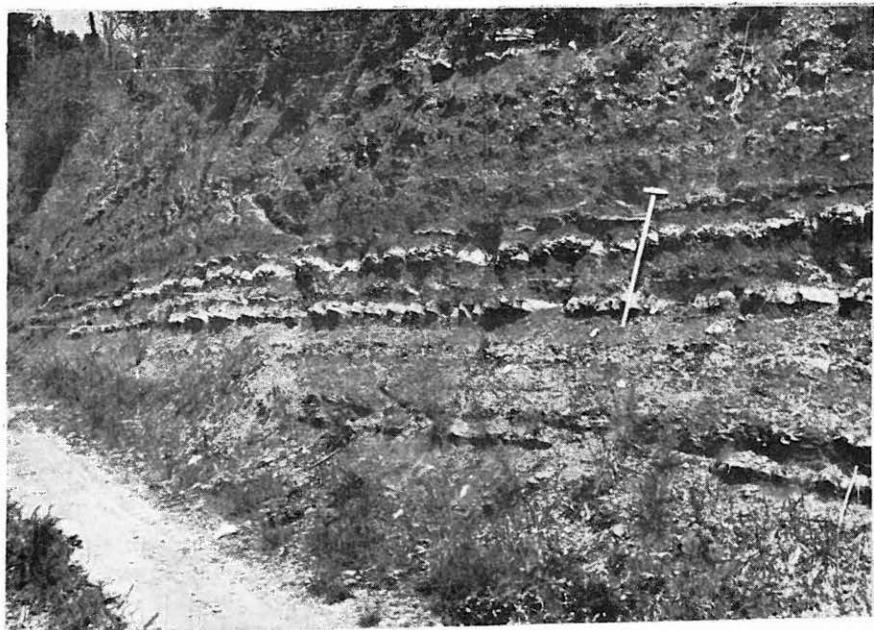


51. ábra. Anizuszi dolomit (felső tagozat), Váralja, kisvasút bevágása  
Abb. 51. Anisischer Dolomit (oberes Glied), Váralja, Kleinbahn-Einschnitt

**TÁBLÁK**  
**TAFELN**

## I. Tábla — Tafel I

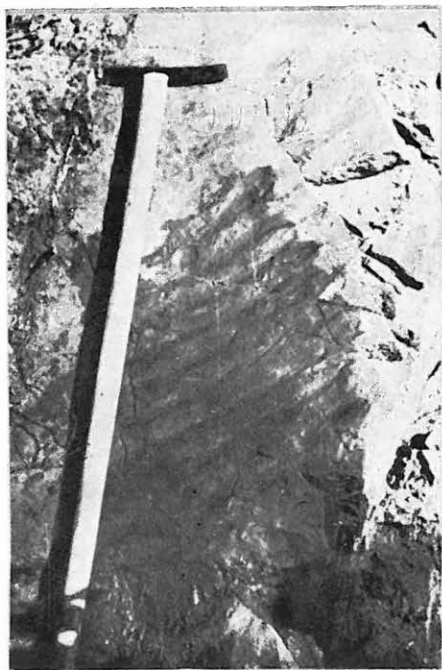
1. Szeizi képződmények feltárása a Donátusz-kápolnánál — Aufschluss Seiser Ablagerungen bei der Donatusz-Kapelle
2. Száradási repedések szeizi zöld agyagkövön — Trockenrisse im grünen Tonstein der Seiser Stufe
3. Hullámbarázdák szeizi vörös homokkőréteg felszínén — Rippelmarken an der Oberfläche des roten Seiser Sandsteins



1



2



3

## II. Tábla — Tafel II

1. *Isaura albertii* (VOLTZ) 50×
2. *Isaura* sp. 10×
3. *Lingula tenuissima* BRONN. 1:1
4. *Palaeolimnadia mecsekensis* E. NAGY 9,6×
5. *Isaura albertii* (VOLTZ) 9,6×
6. *Pecten* cf. *albertii* GOLDF. 1:1
7. *Myophoria costata* ZENK. 1:1
- 8.)
- 11.) *Gervilleia modiola* FRECH 1:1
- 12.)
9. *Modiola triquetra* SEEB. 1:1
10. *Myophoria* cf. *goldfussi* ALB. 1:1
13. *Gervilleia* cf. *costata* SCHLOTH. 1:1
14. Foltosan megjelenő szerves szennyeződés felsőkampili mészkőben — Fleckenartig auftretende organische Verunreinigung im oberkampiler Kalkstein



1



2



4



5



3



6



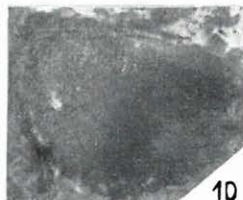
7



8



9



10



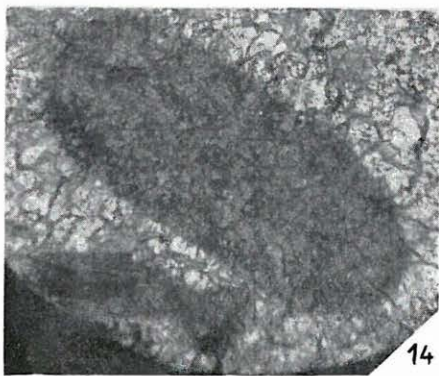
11



12



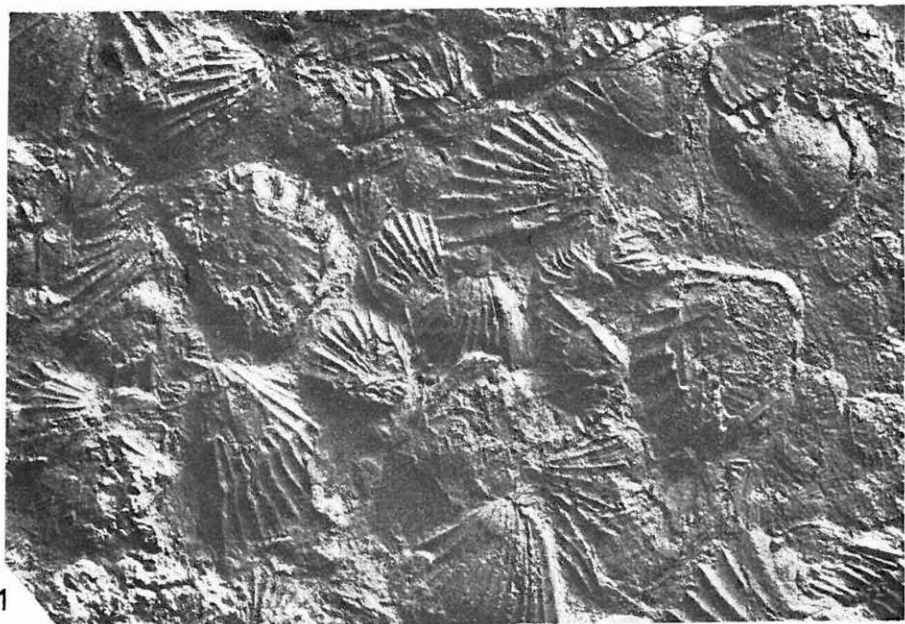
13



14

### III. Tábla — Tafel III

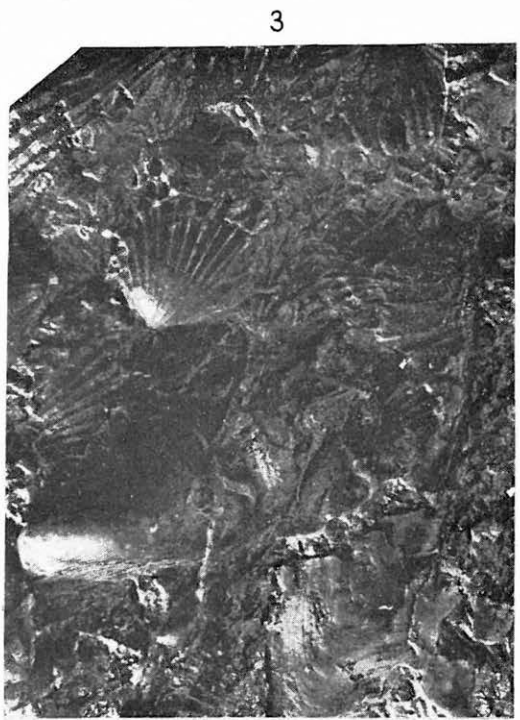
1. *Myophoria costata* ZENK. (Thanatocoenosis) 1:1
2. *Myophoria* sp., *Naticella* ? sp. 1:1
3. *Myophoria* sp., *Gervilleia* sp. (Thanatocoenosis) 1:1



1



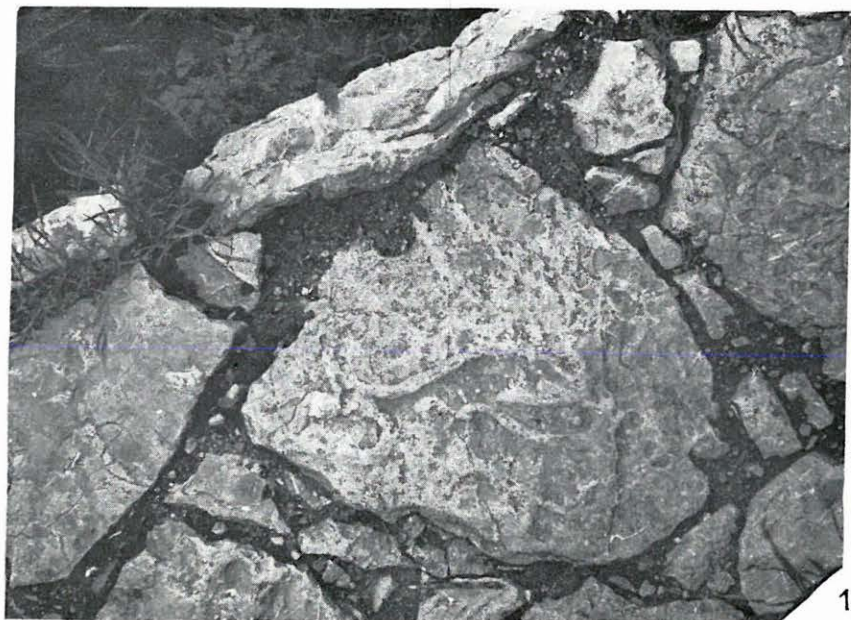
2





IV. Tábla — Tafel IV

1. *Rhizocorallium* cf. *commune* 0,1×
2. } *Natica* cf. *stanensis* PICHL. 1:1
3. }



1



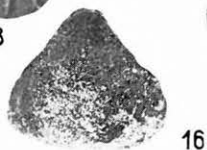
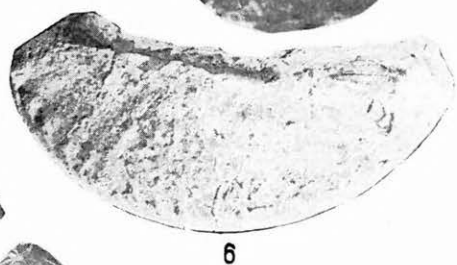
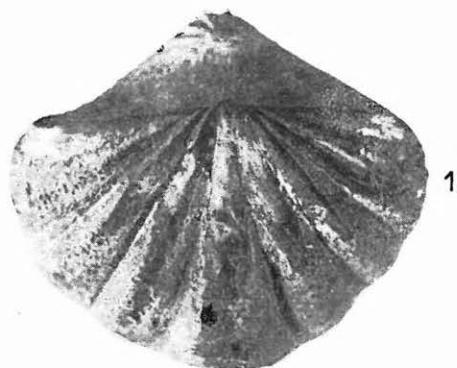
2



3

V. Tábla — Tafel V

- 1.) } *Spiriferina fragilis* SCHLOTH. 2×  
2.) }  
3. *Hoernesia socialis* SCHLOTH. 2×  
4. *Pecten margheritae* HAUER 1:1  
5. *Tetractinella trigonella* (SCHL.) 1:1  
6. *Ceratites* cf. *lennanus* MOJS. 1:1  
7.) } *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. 1:1  
8.) }  
9.) }  
10.) } *Mentzelia mentzeli* DUNK. 1:1  
11.) }  
12. *Rhynchonella decurtata* GIR. pereme — Rand 2×  
13.) } *Rhynchonella decurtata* GIR. 1:1  
14.) }  
15. *Pachicardia* ? sp. 1,5×  
16. *Nucula* ? sp. 1,5×  
17. *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH., maturus példány — erwachsenes Individuum, 2×



VI. Tábla — Tafel VI

1. *Ceratites* cf. *thuilleri* OPP.
2. *Myophoria laevigata* ZIETH.
3. *Trigonodus sandbergeri* var. *hungaricus* VAD.
4. *Ceratites binodosus* HAU.
5. *Ophioderma squamosa* E. PICT.
6. *Myoconcha gastrochaena* DUNK.
7. *Enantiostreon difforme* SCHL.
8. *Lima striata* SCHL., *Placunopsis ostracina* SCHL.
9. *Lima striata* var. *lineata* SCHL. (Det.: VADÁSZ E.) 1:1



1



2



3



4



5



7



6



8



9

VII. Tábla — Tafel VII

1. *Glomospira* sp. 100×
2. *Foraminifera* ? 100×
3. *Crinoidea* vázelem — Crinoideen-Skelettelement, 67×
4. *Trocholina* sp. 100×
5. }  
11. } *Fronicularia* sp. 100×
6. }  
7. } *Foraminifera* ? 67×
10. }
8. Kovaanyagú *Radiolaria* — Radiolarien, verkieselt, 67×
9. *Fronicularia woodvardi* Howsch. 100×



1



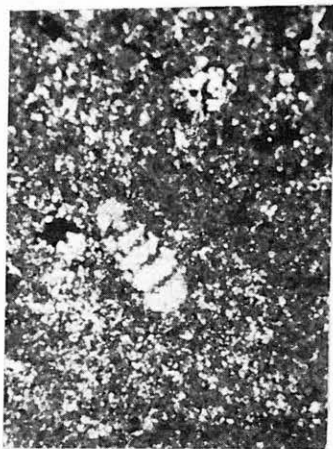
2



3



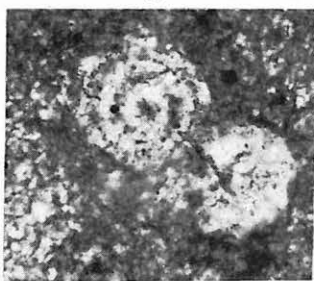
6



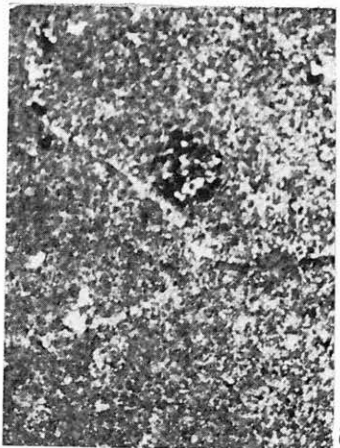
4



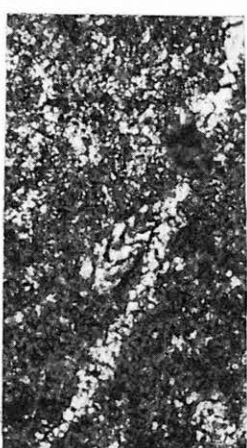
5



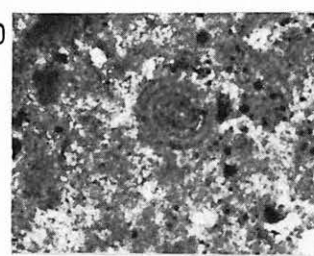
7



8



9



10

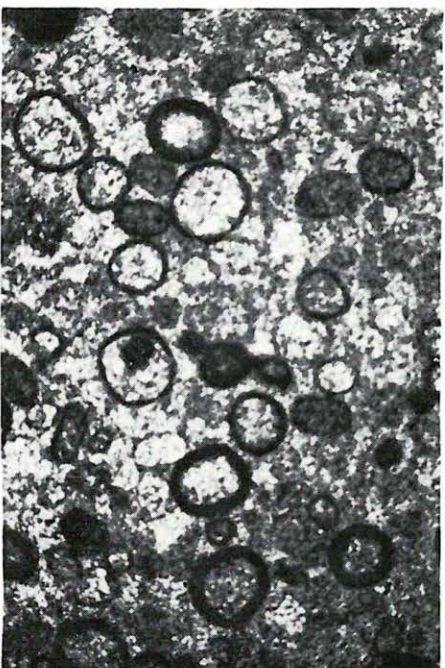
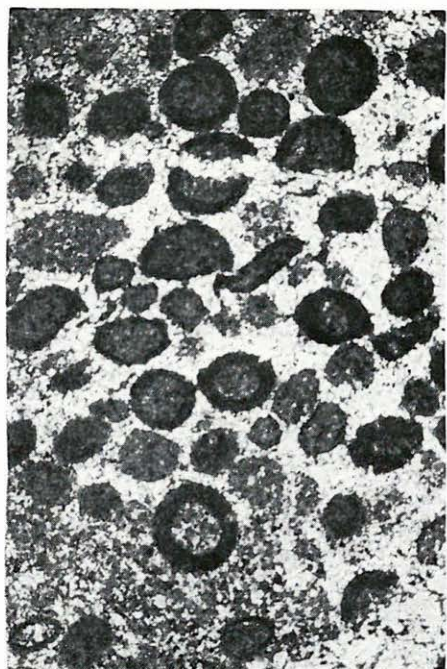
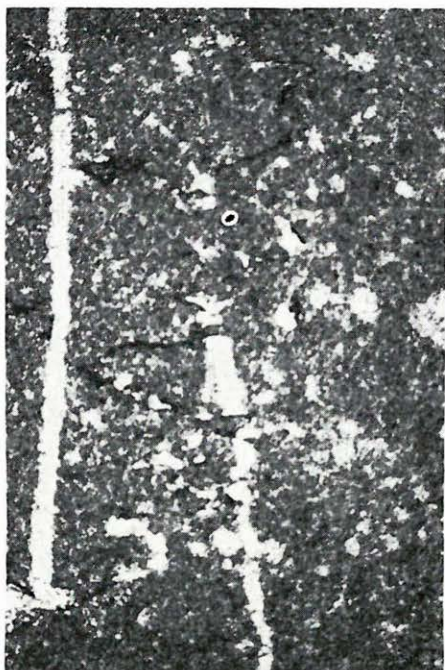
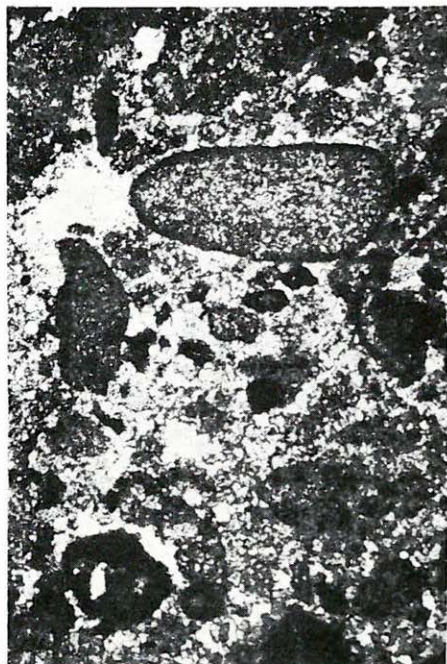


11



VIII. Tábla — Tafel VIII

- 1.)  
3.) } Ooidok felső-anizuszi mészkőben — Ooide im oberanisischen Kalkstein, 27×  
4.) }  
2. Mikrosztitolit felső-anizuszi mészkőben — Mikrostylolith im oberanisischen Kalkstein, 27×

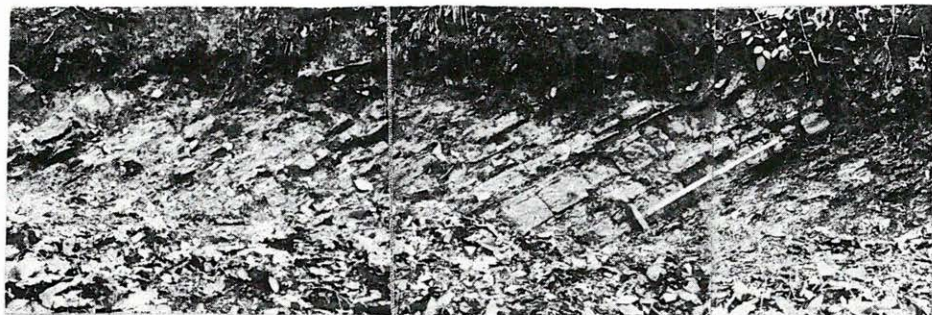


3

4

### IX. Tábla — Tafel IX

1. A felső-ladini rétegek feltárása a kozári Andor-forrás völgyében — Aufschluss oberladinischer Schichten im Tal der Andor-Quelle bei Kozár
2. *Naticopsis (Hologyra) uhligi* KLIPST. a kozári feltárásból — aus dem Kozärer Aufschluss, 2×
3. Növényi termés (?) a ladini emelet középső tagozatának agyagmárgájában — Pflanzenfrucht (?) im Tonmergel des mittleren Gliedes der ladinischen Stufe
4. *Amauopsis* sp. a kozári feltárásból — aus dem Kozärer Aufschluss, 2×
5. *Panopaea* ? sp. a kozári feltárásból — aus dem Kozärer Aufschluss, 1:1
- 6.) Stigmaria a kozári feltárásból — Stigmaria aus dem Kozärer Aufschluss, 1:1
- 7.)



1



2



3



4



5



6



7

**X. Tábla - Tafel X**

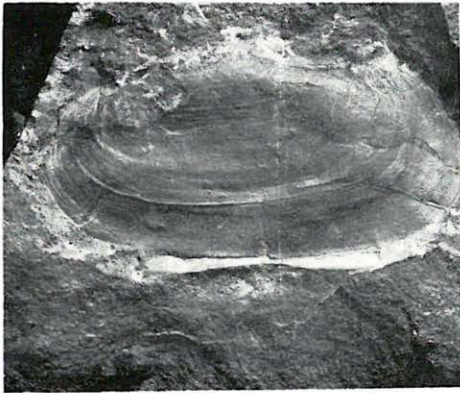
1. *Isaura* sp. 10×
2. } *Isaura ovata* (LEA) 12×
4. }
3. *Pleuromya* cf. *ambigua* BITTN. 1:1
5. *Isaura hungarica* (VADÁSZ) 10×
6. } *Isaura* cf. *minuta* (GOLDF.) 12×
7. }



1



2



3



4



5



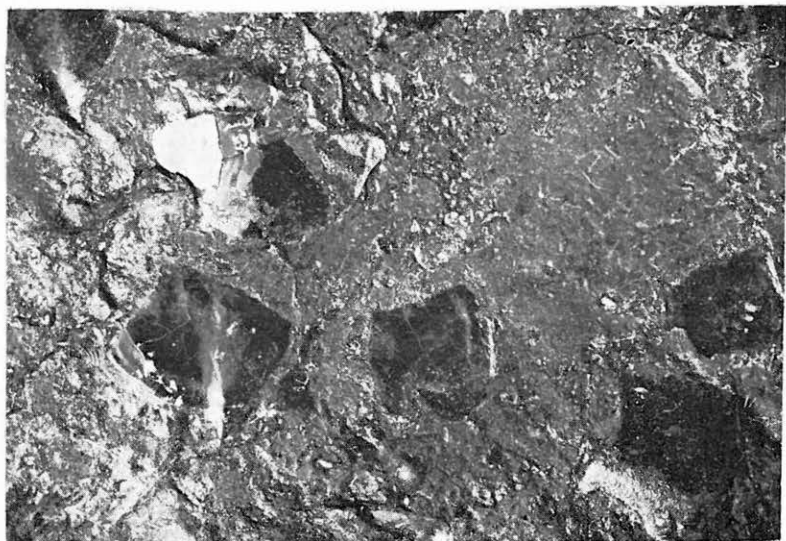
6



7

**XI. Tábla — Tafel XI**

- 1.)  
3.) } *Semionotus* pikkelyek — Schuppen 1:1  
5.) }  
2. *Actaconina* sp. 2×  
4. *Acrodus minimus* AG. 10×  
6. *Dapedius inornatus* HENRY 2×



1



2



3



4



5



6

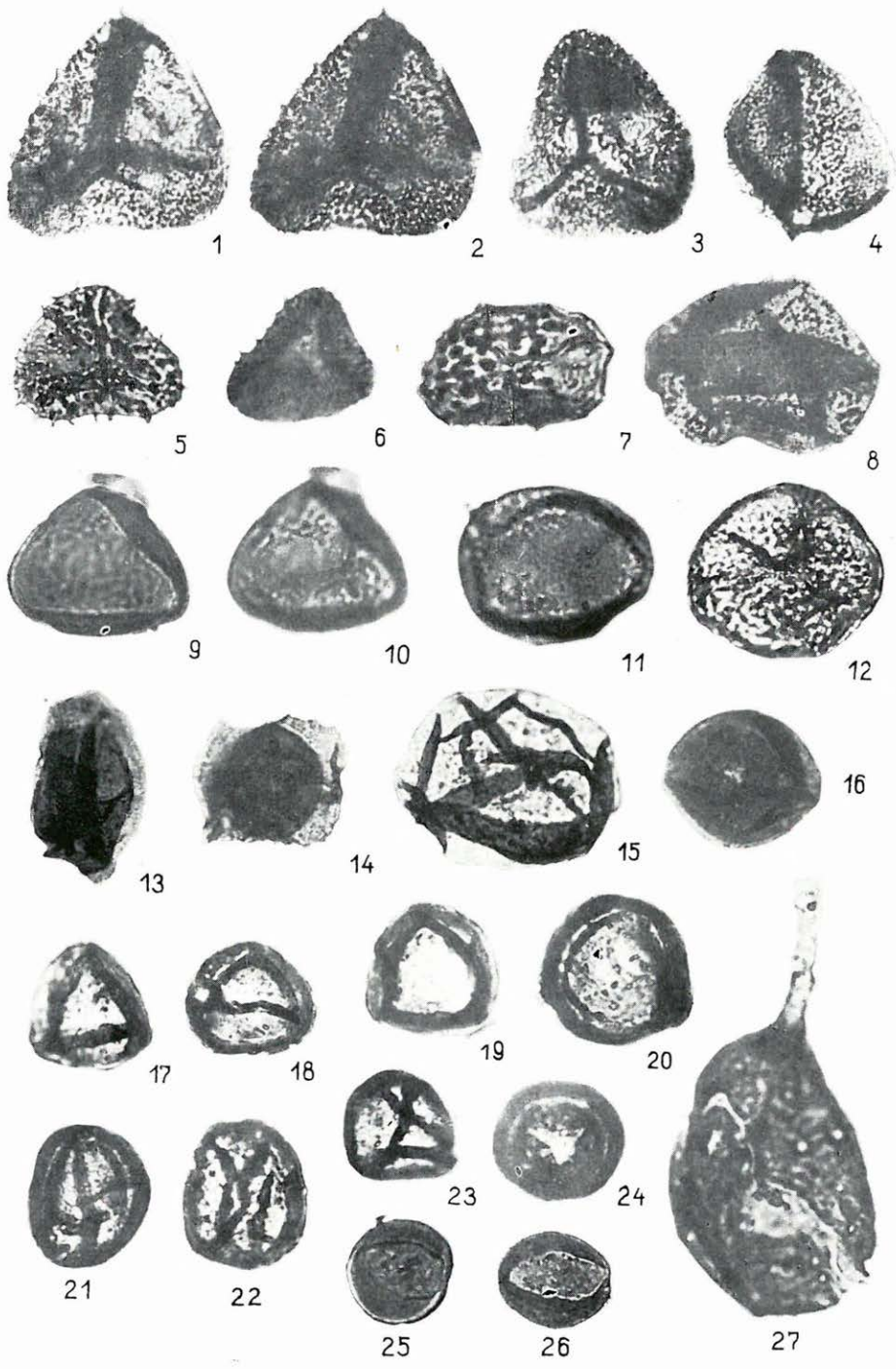


## XII. Tábla — Tafel XII

1. } *Conbaculatisporites* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 311,30–311,80 m) 750×  
 2. }
3. } *Microreticulatisporites* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 311,30–311,80 m) 750×  
 4. }
5. } *Anemiidites spinosus* MÄDLER (5. ábra: Komló 120. sz. fúrás 459,30–461,30 ;  
 6. } 6. ábra: Pécs 28. sz. fúrás 351,50–352,40 m) 750×
7. } *Apiculatisporites* cf. *spiniger* LESCHIK (Komló 120. sz. fúrás 442,00–447,20 m)  
 750×
8. } *Apiculatisporites* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 351,50–352,40 m) 750×
9. } cf. *Cycadofilicitriletes* sp. (Komló 120. sz. fúrás 442,00–447,20 m) 750×  
 11. }
12. } *Retusotriletes* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 311,30–311,80 m) 750×
13. } *Simplicesporites* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 351,50–352,40 m) 750×  
 14. }
15. } *Laevigatasporites* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 351,50–352,40 m) 750×
16. } *Aulisporites* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 351,50–352,40 m) 750×
17. } *Duplicisporites* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 311,30–311,80 m) 750×
18. } *Paracirculina* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 311,30–311,80 m) 750×  
 20. }
21. } Pollenek a *Singulipollenites* alakkörből — Pollenkörner aus dem Formen-  
 23. } kreis von *Singulipollneites* (21., 23.: Pécs 28. sz. fúrás 311,30–311,80 m ;  
 22.: Pécs 28. sz. fúrás 369,90–370,10 m) 750×
24. } *Circulina* sp. (Pécs 28. sz. fúrás 351,50–351,80 m) 750×
25. } Ismeretlen pollen nagy apertúrával — Unbekannter Pollen mit grosser Apertur  
 26. } (Komló 120. sz. fúrás 534,60–537,60 m) 750×
27. } Egynyúlványú gombaspóra — Pilzspore mit einem einzigen Fortsatz (Komló  
 120. sz. fúrás 459,30–461,30 m) 1000×

Leg. et det.: BÓNA J.

Photo: BÓNA J.



### XIII. Tábla — Tafel XIII

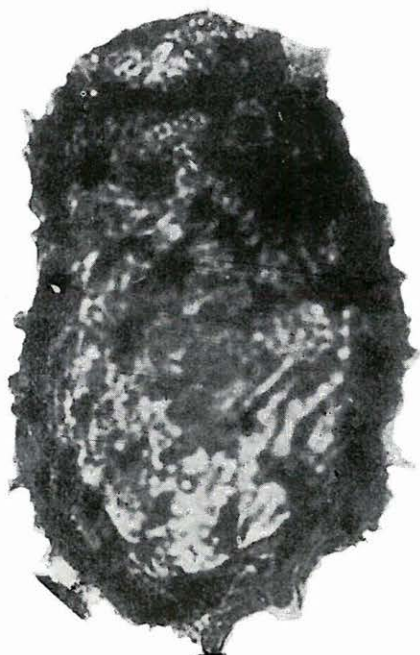
1. } Tüskés makrospóra (Selaginella) — Stachelige Makrospore (Selaginella). (1. ábra:
2. } Komló 120. sz. fúrás 434,60–434,70 m; 2. ábra: Nagymányok 12. sz. fúrás  
405,80 m) 750×
3. Sima falú makrospóra — Glattwandige Makrospore (Komló 120. sz. fúrás  
459,30–461,30 m) 750×
4. Jellegzetes növényi szövetmaradvány — Charakteristisches fossiles Pflanzen-  
gewebe. (Komló 120. sz. fúrás 434,60–434,70 m) 750×

Leg. et det.: BÓNA J.

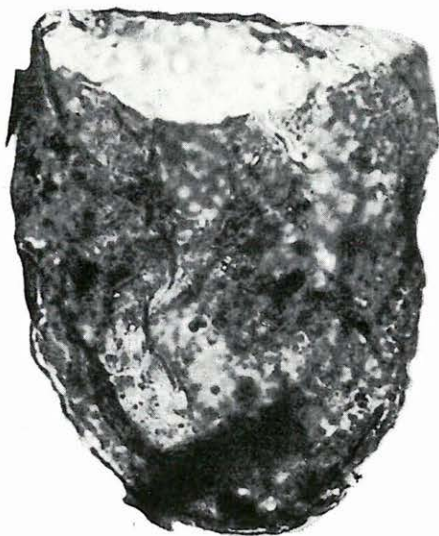
Photo: BÓNA J.



1



2



3



4

