GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI INSTITUTI GEOLOGICI HUNGARIAE
AD ILLUSTRANDAM NOTIONEM GEOLOGICAM
ET PALAEONTOLOGICAM

SERIES GEOLOGICA

TOMUS 17

Kassai Miklós: A VILLÁNYI-HEGYSÉG ÉSZAKI ELŐTERÉNEK PERM KÉPZŐDMÉNYEI

M. Kassai: PERMISCHE BILDUNGEN IM NÖRDLICHEN VORRAUM DES VILLÁNYER GEBIRGES

Nagy Elemér—Nagy István: A VILLÁNYI-HEGYSÉG TRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEI

E. Nagy—I. Nagy: TRIASBILDUNGEN DES VILLÁNYER GEBIRGES

Bóna József: VILLÁNYI-HEGYSÉGI TRIÁSZ CONODONTÁK

J. Bóna: TRIADISCHE CONODONTEN AUS DEM VILLÁNYER GEBIRGE

INSTITUTUM GEOLOGICUM HUNGARICUM
BUDAPESTINI, DECEMBER 1976

Dr. Kassai M. és Dr. Nagy E.—Dr. Nagy I. tanulmányát Dr. Jámbor Áron,
Dr. Bóna J. tanulmányát Dr. Oravecznè Scheffer Anna lektorálta

Szakreferens:
Dr. Jámbor Áron

Szerkesztette:
a M. Áll. Földtani Intézet Kiadványszerkesztő Csoportja

Technikai szerkesztő:
Gergelyffy Lászlóné
Rémi Róbertné

ISBN 963 10 1719 2

Felelős kiadó: Dr. Konda József
Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában
Budapest, 1976
Műszaki vezető: Hegedűs Ernő
Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor
A könyv formátuma: A/4
Terjedelem: 32 (A/5) ív
Példányszám: 880
Betűcsalád és -méret: Extended, gm/gm
Azonossági szám: 0884
Ábrák száma: 111
Papír minősége: 120 g műnyomó

76.4888 Egyetemi Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

Magyarország területének földtani jelentősége méreteinél sokkal nagyobb. Felépítése élénkebb nemzetközi érdeklődést vonz magához, mint egy-egy platform, vagy gyűrt hegységi terület, mert a Kárpát-medence középső, tektonikai szempontból legizgalmasabb részét foglalja el, amely a Föld kevés „közbenső tömeg" típusú szerkezeti egységének talán legjellegzetesebb képviselője. Ennek a területnek síksági vagy dombvidéki felszínét pliocén és pleisztocén képződmények borítják, amelyből kisméretű paleo-mezozóos hegységek állnak ki. Ezek közül legnagyobb a Dunántúli-középhegység, jelentősen kisebb ennél a tőle D-re levő Mecsek, és legkisebb az ország D-i szélén levő Villányi-hegység. A két nagyobb hegység az utóbbi két évtizedben célratörő, rendszeres földtani tevékenység színtere volt, illetve ma is az. A Villányi-hegység ilyen szempontból lényegesen mostohább elbánásban részesült, mert az első alapos földtani térképezést (Rakusz Gy.—Strausz L.) *követően sem bontakoztak ki területén jelentős nyersanyagfeltárási lehetőségek. Az új ismeretek azonban innen is gyűltek, előbb szerencsés faunaleletek feldolgozása, majd a Mecsekben folyó kőszén- és érckutatási tevékenység átterjedése révén, később pedig a hazai fiatal mezozóos képződmények részletes feldolgozása során. Így ugyanebben a sorozatunkban előbb* Kretzoi M. *a gazdag villányi felsőpliocén és pleisztocén faunák értékeléseit adta, majd* Fülöp J. *a krétaidőszaki képződmények földtani és őslénytani jellemzéseivel a korszerű feldolgozás példáját szolgáltatta. Még a Földtani Intézet igazgatójaként kezdeményezte a hegység triász képződményeinek feldolgozását és szorgalmazta a paleozóos képződményekről összegyűlt számos értékes — elsősorban mélyföldtani — adat összesítését. A feladat fontossága az utódokat a megkezdett munka kiteljesítésére és befejezésére ösztönözte és ösztönzi. Bízunk abban, hogy az egyes tanulmányok nemcsak a nemzetközi érdeklődést fogják kielégíteni, hanem — ami számunkra sokkal lényegesebb — a szóban forgó terület kutatását fogják biztosabb alapokra helyezni.*

Kötetünk a perm és a triász időszaki képződményekre vonatkozó adatokat foglalja össze. Míg a perm anyag szinte teljes egészében új, több szempontból még közel sem lezárt, addig a triász képződmények vonatkozásában elsősorban az új, korszerű feldolgozás sikereiről számoltak be munkatársaink.

Jelen kötet kiadásával a villányi monográfia sorozat még nem teljes. Várhatóan kiadásra kerül Fülöp J. *jura monográfiája. S remélhető, hogy a kristályos és a karbon képződmények részletes feldolgozásának eredményei is kiadásra érdemes monográfiává érlelődnek.*

Budapest, 1976. január.

Dr. Konda József
igazgató

Die Geologie des ungarischen Bodens ist von viel grösserer Bedeutung, als man es aufgrund der Grösse des Territoriums erwarten könnte. Auf internationaler Ebene erweckt sein Bau regeres Interesse, als das Gebiet einer Tafel oder eines Faltengebirges, denn Ungarn nimmt den mittleren, in tektonischer Hinsicht aufregendsten Teil des Karpaten-Beckens ein, der einen der vielleicht am meisten charakteristischen Vertreter der auf der Erde existierenden wenigen Struktureinheiten von „Zwischengebirgs-Typ" darstellt. Die Flach- oder Hügellandoberfläche dieses Gebiets bedecken pliozäne und pleistozäne Bildungen, von welchen kleinere paläo-mesozoische Gebirgsmassen aufragen. Am grössten unter diesen ist das Transdanubische Mittelgebirge, beträchtlich kleiner als dieses ist das S davon liegende Mecsek-Gebirge, und am kleinsten ist das am Südrand des Landesterritoriums befindliche Villányer Gebirge. Die beiden grösseren Gebirge waren in den letzten zwei Jahrzehnten Schauplatz einer zielbewussten, regelmässigen geologischen Tätigkeit, bzw. sind sie es immer noch. Im Vergleich zu diesen wurde das Villányer Gebirge wesentlich stiefmütterlicher behandelt, da in diesem Raum sogar nach der ersten gründlichen geologischen Kartierung (Gy. Rakusz—L. Strausz) *sich keine bedeutende Möglichkeit für das Erschliessen nutzbarer Bodenschätze angeboten hatte. Die neuen Kenntnisse häuften sich auch von hier aus an, zunächst durch die Bearbeitung von glücklichen Fossilfunden, dann infolge der Verbreitung der im Mecsek vorgenommenen Sucharbeiten auf Kohle und Erze auf das Villányer Gebiet, und noch später im Laufe der ausführlichen Bearbeitung der jüngeren mesozoischen Bildungen von Ungarn. So in einer Lieferung unserer Geologica Hungarica gab zunächst* M. Kretzoi *die Auswertung der reichen pliozänen und pleistozänen Faunen von Villány, dann erschien das Werk von* J. Fülöp, *das mit seinen geologischen und paläontologischen Charakterisierungen der Kreidebildungen ein gutes Beispiel für eine zeitgemässe Bearbeitung lieferte. Noch als Direktor der Geologischen Anstalt übernahm er die Initiative für die Reambulation der Triasbildungen des Gebirges und machte auf die Notwendigkeit der Zusammenfassung der inzwischen über die paläozoischen Bildungen angesammelten zahlreichen, wertvollen — vor allem tiefengeologischen— Angaben aufmerksam. Die Wichtigkeit der Aufgabe stimulierte — und stimuliert immer noch — auch die Nachfolger zur Erweiterung und Fertigstellung der angefangenen Arbeit. Wir hoffen, dass die einzelnen Aufsätze nicht nur das internationale Interesse weiten, sondern — was für uns viel wesentlicher ist — die Forschungen im uns interessierenden Bereich auf festere Grundlage legen werden.*

In diesem Band sind die Angaben über die permischen und triadischen Ablagerungen zusammengefasst. Während das permische Tatsachenmaterial fast im Ganzen neu, und in mehreren Hinsichten noch bei weitem nicht abgeschlossen ist, konnten bezüglich der Triasbildungen die Verfasser vor allem über den Erfolg einer neuen, zeitgemässen Bearbeitung berichten.

Mit dem Erscheinen des vorliegenden Bandes wird die Villányer Monographien-Serie noch nicht vollendet. Die Herausgabe einer Monographie von J. Fülöp *über den Jura ist noch zu erwarten. Ausserdem ist zu hoffen, dass früher oder später auch die Ergebnisse der detaillierten Bearbeitung der karbonischen Ablagerungen sowie der kristallinen Gesteine zu einer druckreifen Monographie werden können.*

Budapest, Januar 1976

Dr. J. Konda
Direktor

TARTALOM — INHALT

Kassai M.:
A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei 11

Bevezetés 13
I. Megismeréstörténeti áttekintés 14
II. Rétegtani felépítés 14
1. Alsóperm homokkő sorozat és felsőkarbon—alsóperm határátmenet 15
2. Felsőperm formáció. Homokkő sorozat és kvarcporfír 28
3. A jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő formáció 49
III. A vizsgált képződmények regionális kapcsolatai a Délkelet-Dunántúlon 55
1. Felsőkarbon formáció és alsóperm alsó tagozat — homokkő sorozat 56
2. Alsóperm felső tagozat — vörös aleurolit sorozat 57
3. Felsőperm formáció 57
4. Jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő formáció 58
IV. Szerkezeti viszonyok időben és térben 59
1. A mecsek—villányi antiklinális 61
2. A villányi—szalatnaki paleozóos mélytörés 61
V. Fejlődéstörténet 70
1. Diasztrófizmus — korkérdés 70
2. Lehordás, anyagszállítás 73
3. Fáciesviszonyok 79
VI. A vizsgált képződmények gazdaságföldtani jelentősége 84
1. Víz 84
2. Ércek 84
Irodalom 86

Nagy E.—Nagy I.:
A Villányi-hegység triász képződményei 111

Előszó 113
Bevezetés 114
I. Irodalmi áttekintés, előzmények 116
II. Rétegtani nevezéktani kérdések 117
III. Rétegtani leírás 119
Túronyi formáció 119
Vokányi formáció 121
Rókahegyi dolomit formáció 125
Gyűdi mészkő formáció 128
Zuhányai mészkő formáció 136
Csukmai dolomit formáció 144
Templomhegyi dolomit formáció 149
IV. A felszíni karbonátos képződmények üledékképződési jellegei 150
V. Rétegtani összefoglalás 152
VI. A villányi triász szerkezetföldtani vonatkozásai 159

VII. Ősföldrajz és fejlődéstörténet 166
Irodalom 168
Táblák 197

Bóna J.:
Villányi-hegységi triász Conodonták 229

Bevezetés 231
A vizsgálati anyag előkészítése 232
A Conodonták morfológiája 232
Terminológia és orientáció 233
A Conodonták rendszertani hovatartozása 234
A Conodonták földtani elterjedése és rétegtani jelentősége 235
Eddigi hazai Conodonta vizsgálatok 235
Triász Conodonták a Villányi-hegységből 236
A Conodonta fauna kora és összehasonlítása más területek triász Conodonta együtteseivel 238
Irodalom 240
Táblák 247

* * *

Kassai, M.:
Permische Bildungen im nördlichen Vorraum des Villányer Gebirges 89

Einleitung 89
I. Forschungsgeschichtlicher Überblick 89
II. Stratigraphischer Aufbau 90
1. Unterpermische Sandsteinserie und der Übergang an der Grenze Oberkarbon/Unterperm 90
2. Oberpermische Formation, Sandsteinserie und Quarzporphyr 93
3. Hauptkonglomerat- und Sandstein-Formation vom Jakabhegy (=Jakabberg) 99
III. Die regionalen Verbindungen der untersuchten Bildungen in SO-Transdanubien 100
1. Die oberkarbonische Formation und der untere Abschnitt des Unterperms — die Sandsteinserie 100
2. Der obere Abschnitt des Unterperms — die rote Aleurolitserie 100
3. Die Oberperm-Formation 101
4. Formation des Jakabberger Hauptkonglomerats und Sandsteins 101
IV. Tektonische Verhältnisse in Zeit und Raum 102
1. Die Mecsek—Villányer Antiklinale 103
2. Der paläozoische Tiefbruch von Villány—Szalatnak 103
V. Entwicklungsgeschichte 104
1. Diastrophismus — Altersfragen 104
2. Abtragung, Materialtransport 105
3. Faziesverhältnisse 106
VI. Wirtschaftsgeologische Bedeutung der untersuchten Bildungen 108
1. Das Wasser 108
2. Erze 109
Schrifttum 86

Nagy, E.—Nagy, I.:
Triasbildungen des Villányer Gebirges 169

Vorwort 169
Einleitung 170
I. Übersicht der einschlägigen Literatur, Forschungsgeschichte 171
II. Stratigraphische Beschreibung 172
Formation von Túrony 172

Formation von Vokány 174
Dolomitformation von Rókahegy 176
Kalksteinformation von Gyűd 177
Kalksteinformation von Zuhánya 183
Dolomitformation von Csukma 185
Dolomitformation von Templomhegy 186
III. Sedimentationsmerkmale der Karbonatgesteine an der Tagesoberfläche 188
IV. Stratigraphische Zusammenfassung 190
V. Tektonische Beziehungen der Villányer Trias 191
VI. Paläogeographie und Entwicklungsgeschichte 194
Schrifttum 168
Tafeln 197

Bóna, J.:
Triadische Conodonten aus dem Villányer Gebirge 241

Einleitung 241
Triadische Conodonten aus dem Villányer Gebirge 242
Alter und Vergleich der Conodonten-Fauna mit den triadischen Conodonten-Vergesellschaftungen anderer Gebiete 244
Schrifttum 240
Tafeln 247

Kassai Miklós:

A VILLÁNYI-HEGYSÉG ÉSZAKI ELŐTERÉNEK PERM KÉPZŐDMÉNYEI

M. Kassai:

PERMISCHE BILDUNGEN IM NÖRDLICHEN VORRAUM DES VILLÁNYER GEBIRGES

A kézirat lezárva 1971-ben.

Hazánk legdélibb szigethegységének — a Villányi-hegységnek — felszín alatti képződményeit az utolsó tíz év átfogó geofizikai és geológiai kutatásának nyomán ismertük meg. A hegység északi előterében telepített mélyfúrások feltárták a felszínen ismert mezozóos képződmények fekvő tagjait, lehetőséget teremtettek egyedi értékelésükre, valamint a Délkelet-Dunántúl hasonló kifejlődéseivel való összehasonlításukra.

E kutatások a Délkelet-Dunántúl földtani felépítését illetően nagy hiányt pótoltak. Olyan adatok birtokába jutottunk, melyek alapvetően megváltoztatták néhány korábbi felfogásunkat az egész terület szerkezeti és földtani kifejlődésbeli jellemzőiről. Mód nyílott a Mecsek hegységi perm kifejlődésekkel való összehasonlításra, paleozóos nagyszerkezeti zóna és eddig nem ismert felsőperm kvarcporfír vulkanizmus adatokon alapuló kimutatására, valamint a Mecsek—Villányi-hegység egységes szerkezeti keretbe helyezésére. Igen lényeges eredménynek tartjuk a triász—perm határ komplex megoldását, melyet a Délkelet-Dunántúl sajátos ősföldrajzi helyzete tett lehetővé, valamint az e kérdéshez tartozó üledékföldtani eredményeket is.

A Villányi-hegység északi előtere felépítésének megismerésével lehetővé vált a Délkelet-Dunántúl földtani modelljének felvázolása, a felsőkarbontól az anizuszi emelet végéig. E modellben összefoglalt eredmények valószerűségét az a hatalmas mennyiségű mélyfúrási adat és sokak által végzett magas szintű feldolgozás támasztja alá, melyet a sokoldalú geofizikai mérési módszerek alkalmazása tesz folyamatossá.

A terület sajátos felépítése, jó megkutatottsága teszi lehetővé, hogy az itt szerzett adatok alapján, megalapozott módon keressük a kapcsolatot a dinári geoszinklinális azonos rétegcsoportjával a déli oldalról, a Balaton-felvidék és a Magyar Alföld ismert rétegsoraival az északi oldalról.

A kárpát—balkáni területek tektonikai elemzése nem nélkülözheti a szóban forgó képződmények ősföldrajzi vizsgálatát és regionális azonosítását egymással. Úgy véljük, hogy a délkelet-dunántúli eredmények előrelépést jelentenek a problémakörben. Az itt szerzett földtani tapasztalatok, továbbá a paleozóikum törmelékes sorozatainak gyakran bonyolult viszonyai között is eredményesen alkalmazható módszertani eredmények hozzájárulhatnak más, hasonló területek megismeréséhez.

I. MEGISMERÉSTÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

A Villányi-hegység elfedett és mélyben levő képződményeinek átfogó kutatása az 1950-es években kezdődött, geofizikai módszerekkel. A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1954-ben és 1961—62 között végzett áttekintő jellegű szeizmikus méréseket, ill. 1961—62-ben nyolc refrakciós szelvényt mért a hegység északi előterében. Az 1959—60-as években a terület nyugati részén az Orsz. Kőolaj- és Gázipari Tröszt szeizmikus üzeme dolgozott. A Mecseki Ércbányászati Vállalat geofizikai részlegének geoelektromos csoportja, majd a szeizmikus részleg 1961-ben vertikális elektromos, földmágneses és szeizmikus refrakciós méréseket végzett a hegység északi előterében, a már kimutatott permre jellemző fizikai paraméter-eloszlások pontos megrajzolására. Még ebben az évben létrejött a területet ismerő szakemberek — Barabás A., Baranyi I., Jámbor Á., Lendvai K. (MÁELGI), Szederkényi T., Várfalvi L. (MÉV) — konzultációja egy kitűzendő mélyfúrás lehetőségeinek megbeszélésére.

Az 1962 januárjában telepített Túrony-1. sz. mélyfúrás terveit Baranyi I., Jámbor Á., Szederkényi T. és Várfalvi L. készítették. A kapott adatok nagy pontossággal igazolták a tervezést, miszerint a villányi triász rétegei alatt a Mecsekhez hasonlóan megtalálható a perm sorozat.

A túronyi fúrás földtani eredményeit, valamint a területen 1963-ig végzett kutatási eredményeket Szederkényi T. és Várfalvi L. összegezték közös jelentésükben.

1964-ben az ELGI gondozásában a Geofizikai Évkönyv első kötetében látott napvilágot a Délkelet-Dunántúl harmadkor előtti alaphegység-térképe a magyarázóval (Barabás A., Baranyi I. és Jámbor Á. szerkesztésében), valamint a fenti terület gravitációs és földmágneses térképe a magyarázókkal.

Lendvai K. 1965-ben készült el jelentésével, amelyben a Villányi-hegység északi előterének szeizmikus mérései alapján, rendkívül korrekt adatinterpretációval, a terület nagy részletességű sebesség-térképét készítette el, a földtani elemzésekkel együtt. A triász mészkő képződmények alatt húzódó törmelékes összletek elterjedési területéről az előbbiektől eltérő képet rajzolt, melyet a későbbi fúrások igazoltak is.

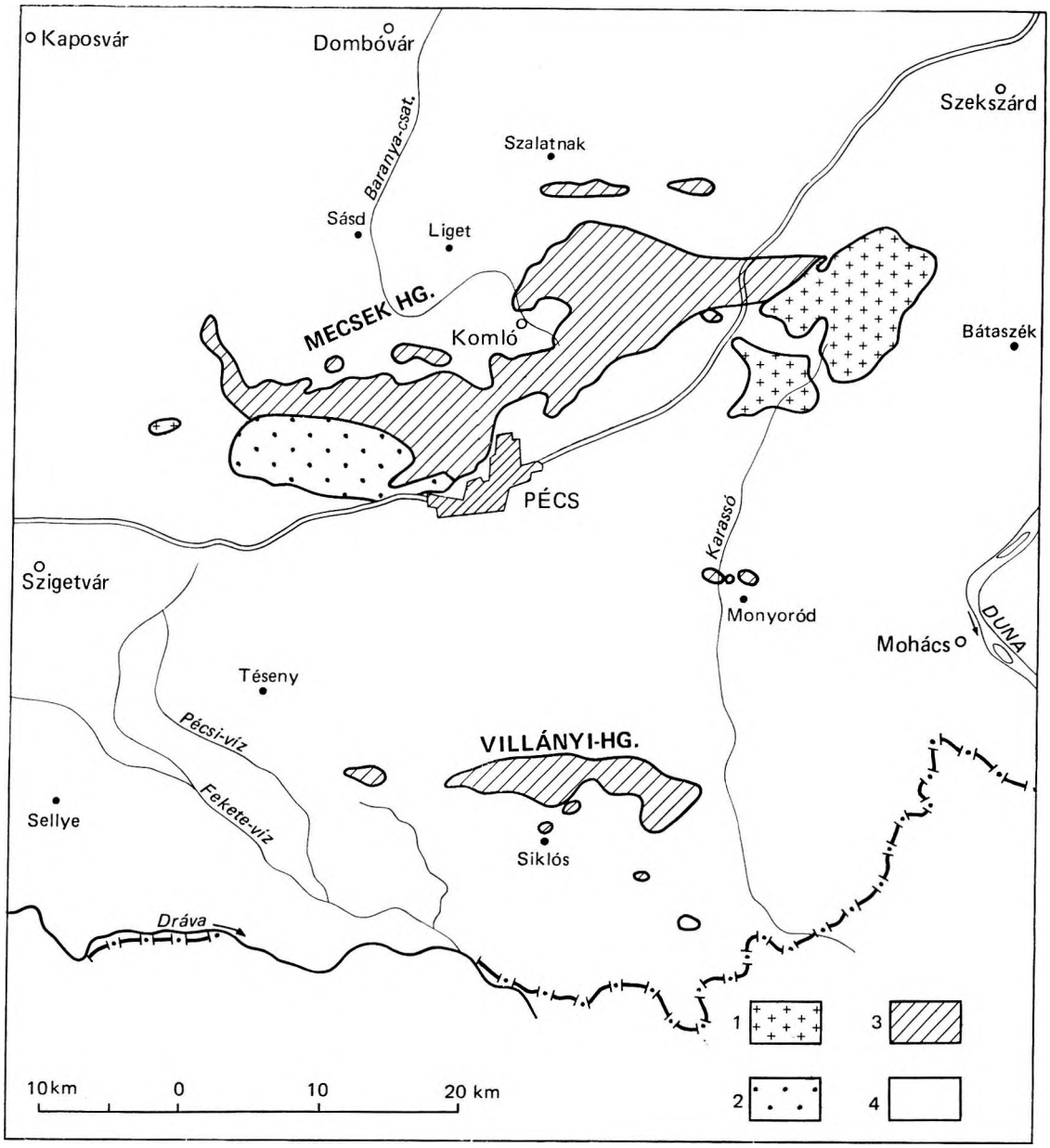
Ezután került sor a Téseny környékén egy fúrásban megismert felsőkarbon homokkő kutatására. A kutatást Jámbor Á. tervezte és vezette, melynek során 5 db kisfúrással több km² területen kimutatta a homokkövek jelenlétét, megalapozva ezzel egy nagy mélységű fúrás telepítési lehetőségét.

A terület mélyfúrásos kutatásának felújítására, most már minden eddigi adatot számba vevő elemzés után, 1968-ban került sor. Először a szerző által tervezett Siklósbodony — Vokány — Szava-1. sz. fúrások lemélyítésére került sor, majd ezt követte a Baranyi I. által tervezett bogádmindszent—bisse—peterdi fúrás. A szavai területen a sekélyfúrási tevékenység szerkezetkutatási célokat követett, majd a szerző által tervezett Csarnóta-1. sz. mélyfúrás telepítésére került sor.

A fúrások törmelékes sorozatainak üledékföldtani feldolgozását a szerző (a Túrony-1. sz. fúrást Prantner E. dokumentálta), az ásvány-kőzettani vizsgálatokat Fazekas V. végezte, akinek eredményei alapvető jelentőségűek. A lyukgeofizikai kiértékelések Iván L. munkáját dicsérik, míg az elemzési adatokat a MÉV laboratóriumaiban Selmeczi B. (DTA) és Upor E. (kémia) készítették.

II. RÉTEGTANI FELÉPÍTÉS

A Villányi-hegység paleozóos képződményei mindenütt fiatal fedőtakaró, ill. középsőtriász képződmények alatt települnek. Feltárásuk mélyfúrásokkal történt, melyeket az egyes képződménycsoportok jellemzésénél alapszelvényül használunk. A fúrások a hegység csapásvonalát követve



1. ábra. A Mecsek—Villányi-hegység földtani térképvázlata
1. Gránit, *2.* perm, *3.* mezozóikum, *4.* neogén

Abb. 1. Geologische Skizze des Mecsek—Villányer-Gebirges
1. Granit, *2.* Perm, *3.* Mesozoikum, *4.* Neogen

települnek, és több mint 30 km hosszúságban tették lehetővé a földtani szelvény megszerkesztését (1. ábra). A fúrások értékelése a Ny-i Mecsek hasonló képződményeinek kutatásánál szerzett módszertani tapasztalatok és földtani felismerések felhasználásával történt.

1. Alsóperm homokkő sorozat és felsőkarbon—alsóperm határátmenet

A Siklósbodony-1. sz. fúrás az alsóperm tarka homokkő sorozat alatt harmonikus átmenettel felsőkarbon homokkő képződményekbe jutott, és feltárta a felsőkarbon legfelső 500 m vastag összletét. E fúrástól Ny-ra Bogádmindszent és Téseny területén (Bm-1., T-1., 2., 3., 4., 5., 6., 7.) több fúrás is feltárta a felsőkarbon homokkő sorozatot, de átharántolni nem sikerült. E fejezetben a határátmenet jellegének meghatározása miatt foglalkozunk áttekintő módon a felsőkarbon e legfelső részével is.

Az alsóperm homokkő sorozat alsó tagozatát tárta fel a siklósbodonyi fúrás, mely jellegzetesen durvatörmelékes kifejlődésű, csakúgy, mint a Mecsek hegységben. Az alsóperm felső tagozatát jelentő „vörös aleurolit" összletet a Túrony-1. és Bisse-1. sz. fúrások tárták fel finomhomokos, aleuritos kifejlődésben, a Mecsek hegységivel azonos helyzetben.

Alsóperm alsó tagozat, homokkő sorozat

A Siklósbodony-1. sz. fúrás végig törmelékes üledékösszletben haladt, így kőzettani jellemzőinek összefoglalásánál az ezen összletek fejlődésmenetére vonatkozó eredményeket tartjuk szem előtt.

Az egész összletre a törmelékanyag átlag szemcsenagyságának ritmusos változása jellemző (2. ábra). Ez a ritmusos változás szembetűnő, mivel elég nagy határok között játszódik le, gyakran középkavicsos konglomerátum kezdőtaggal indul és aleurit szemcsenagysággal fejeződik be. A közepes ritmusok fejlődése mindig egyirányú, a zárótagot jelentő finomszemű anyagra nagy kontrasztal következik az újabb ritmust jelentő durvaszemű anyag, melyben gyakran jól felismerhetők az alsó réteg felszakított darabjai. E bázisképződményben találjuk a legnagyobb méretű kavicsokat és a legnagyobb kavicsdúsulásokat is.

Az osztályozottság általában követi ezt a változást, a bázison rosszul vagy közepesen osztályozott anyagot találunk, míg a felső rész általában jól osztályozott. A törmelékként szállított csillámlemezkék a durva szemcsenagyságú részeken — a gyors turbulens áramlások miatt — rendezetlenül helyezkednek el, míg a finomszemű anyagban, mely néha párhuzamosan rétegzett, a réteglappal párhuzamosan dúsulnak, de általában itt is keverednek a beágyazó anyaggal.

A rétegzettségi jellemzők változásait figyelembe véve a közepes ritmusokban azt tapasztaljuk, hogy a durvább szemű részeken az anyag nem rétegzett, gyakran egyenesen osztályozott, ami annyit jelent, hogy a réteg alja nagyobb szemű és felfelé fokozatosan finomodó. Az apró- és középszemű jól osztályozott homokkövek általában párhuzamosan rétegzettek. A réteglemezek vastagsága 2—4 mm között változik, ami megegyezik a mecseki perm összletben tapasztalt adatokkal. A közepes ritmusok felső részén túlnyomórészt aleurolitot vagy finomszemű homokköveket találunk. Ezek általában nem rétegzettek. Az jellemzi őket, hogy kiszáradás után szögletes darabokra esnek szét.

A színek megjelenését illetően az összlet élénkvörös vagy fakóvörös homokköveket tartalmaz, ezek általában apró-, közép- és nagyszemű homokkőrétegek. Az aleurolit és a finomszemű homokkövek barnásvörösek, vörösek, vagy a redukált részeken szürkésfeketéek, szürkék. A zöld szín minden szemcsenagyságnál megjelenhet, gyakran vörös árnyalatú. Gyakori a zöld színhatár szeszélyes, szabálytalan lefutása, és sokszor tapasztalhatók zöld foltok, melyeknek nagysága mm-estől cm-esig terjed.

A homokkövek gyakran tartalmaznak dolomit konkréciókat, melyek a mm-es nagyságtól a 10 cm-es nagyságot is elérik. Színük fehér, vörösesfehér, gyakran kíséri őket halványzöld redukciós udvar.

Az előforduló kavicsok nagysága a 10 cm-t is eléri. Általában jól kerekítettek, de találni gyengén koptatott kavicsokat is, amelyek könnyen hasadnak, töredeznek. Az aleurolit kavicsok mindig a bázisképződmény elmosott, felszaggatott darabjai, szögletesek és kissé kerekítettek egyaránt előfordulnak. Nagyságuk max. 5—8 cm.

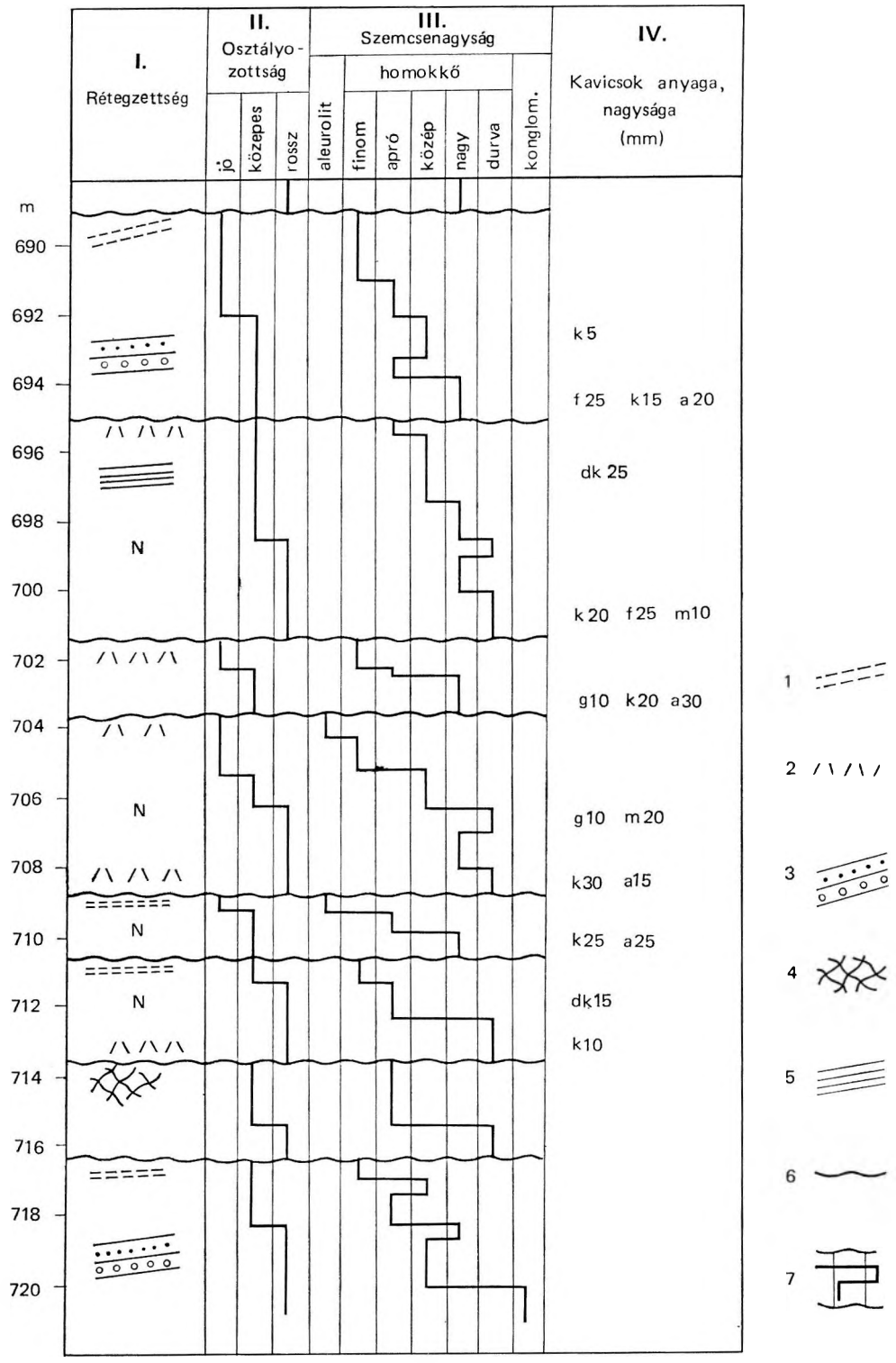
Előfordul a sorozatban kovás fatörzsdarab is (550,0 m-ben 15 cm hosszú, 10 cm átmérőjű). Megjelenése ugyanolyan, mint a Ny-i Mecsek perm rétegeiben fellelhetőké, kissé koptatott, kerekített.

Az egész sorozatot jellemzi a pirittartalom. A piritek gyakran szépen fejlett kristálykák, de csomós megjelenés is előfordul. 160,5 m-ben egy 3 mm-es galenit kristály volt, s e mélység tájékán néhány galenit fészek is található.

A finomszemű és aprószemű homokkövek gyakran tartalmaznak féreglakócső kitöltéseket. Ezek a rétegeket átmetszik, gyakran szeszélyesen elágaznak. Max. átmérőjük 8 mm. Az egész fúrásban megtalálhatók a fehér színű karbonát erek, melyek mikroszkópos vizsgálata lényegesen heterogénebb összetételt tükröz.

Meghatározhatatlan szártöredékek formájában jelentkező szerves növénymaradványok is gyakoriak a finom- és aprószemű homokkövekben a réteglapokon, s e helyeken a csillámlemezkék is mindig párhuzamosak a rétegzéssel.

A makroszkópos jellemzők felvétele folyamatos üledékföldtani szelvényezés formájában történt (2. ábra). E felvétel lehetőséget teremt nagy adatszám mellett vizsgálni a törmelékes üledékek fejlődésmenetét, és jól összehasonlítható formában értékelni kapcsolatukat más szelvényekkel.



2. ábra. A Siklósbodony-1. sz. fúrás folyamatos üledékföldtani szelvénye (részlet)

1. Csillámok a rétegzettséggel párhuzamosan és *2.* rendezetlenül, *3.* egyenesen osztályozott rétegzettség, *4.* szögletesen széteső anyag, *5.* rétegzett anyag, *6.* kimosási felület, *7.* közepes ritmus, N = nem rétegzett. — k = kvarc, f = felzit, m = metamorf kavics, g = gránit, a = aleurolit, dk = dolomit konkréció

Abb. 2. Zusammenhängendes sedimentgeologisches Profil der Bohrung Siklósbodony-1 (Partie)

I. Schichtung: *1.* Glimmer parallel zur Schichtung und *2.* ungeordnet, *3.* gerade sortierte Schichtung, *4.* eckig auseinanderfallendes Material, *5.* geschichtetes Material, *6.* Erosionsfläche, *7.* mittlerer Rhythmus, N = ungeschichtet. II. Sortiertheit (gut, mässig, schlecht). III. Korngrösse (Aleurolit, fein-klein-mittel-gross-grobkörniger Sandstein, Konglomerat). IV. Material der Schotterstücke und ihre Grösse im mm (k = Quarz, f = Felsit, m = metamorpher Schotter, g = Granit, a = Aleurolit, dk = Dolomitkonkretion)

A közepes ritmusok eloszlása

A szóban forgó homokkő képződmények szemcsenagyságának fejlődésében periodicitás tapasztalható (2. ábra). Ezeket az egységeket a továbbiakban közepes ritmusoknak nevezzük (Barabás 1963). A szelvényből jól látható, hogy felépítésükre jellemző a bázison fellépő hirtelen relief-energia növekedés, amely az alsó kis szemcsenagyságú réteget erodálja. Ez az energiahelyzet aztán csökken, melyet a szemcsenagyság csökkenése jelez. A relief-energia változásának ilyen formában történő rögzítése alkalmas arra, hogy különböző összleteket összehasonlítsunk, fácieskérdésekre választ kapjunk, valamint ellenőrizni tudjuk az üledékkomplexumok összetartozását vagy különállását.

A közepes ritmusok vastagságeloszlásának vizsgálatával két kérdésre kerestünk választ. Egyrészt, hogy miképpen illeszkedik a Ny-mecseki perm sorozat adataihoz, másrészt, mutatkozik-e különbség a fúrás felsőkarbon és alsóperm rétegei között (3. ábra). Mindenekelőtt azt állapíthatjuk meg, hogy a Ny-mecseki jakabhegyi homokkő adataitól jelentősen eltér. A Ny-mecseki alsópermben kapott medián-értéknél az itt levő adat kisebb. A két adat közötti különbséget nem értékeljük jelentősnek, annál kevésbé, mivel mindkét görbe kétmaximumos, tehát azonos jellegű. A fúrás felsőkarbon összletének eloszlási diagramjai, azonos medián-mérettel szintén kétmaximumos eloszlásúak. A közepes ritmusok kialakulását tehát mindkét összletben és mindkét területen azonos tényezők szabályozták. A közepes ritmusokra vonatkozóan a függőleges szelvényben a határoló kimosási felületek gyakoriságát építettük fel 50 m-es intervallumban (4a—b ábra).

A felsőkarbonban két egységet lehet elkülöníteni és mindkettőre jellemző, hogy szimmetrikus. Ilyen eloszlás akkor alakulhat ki, ha az üledékgyűjtő aljzata változó sebességű mozgást végez, vagyis az üledékképződést nem vagy kevéssé zavarják meg nagy hatású, hirtelen fellépő változások.

Az alsóperm sorozatra már nem ez az eloszlás jellemző. Az egyre csökkenő számú kimosási felület után, mely mindjobban növekvő közepes ritmusvastagságot jelent, hirtelen gyors változás lép fel. A kimosási felületek gyorsan követik egymást — ami kis ritmusvastagságot jelent. A változás egyirányú előrehaladó, és mint látni fogjuk, összefüggésben van egyéb földtani tényezők változásával is. Ezt a különbséget már fontosnak tartjuk a két összlet különállását illetően.

Szemcsenagysági eloszlások, szín, rétegzettség

A szemcsenagysági változások közepes ritmusonkénti lefutásáról a 2. ábra alapján kapunk képet. A rétegsor általánosabb és áttekintőbb értékeléséhez 10 m mélységközönként kiszámítottuk az átlag szemcsenagyságot (a), mm-es értékben. A számítást a súlyozott számtani átlagképlet szerint végeztük, mely szerint:

$$\frac{c_1m_1 + c_2m_2 + c_3m_3 + c_4m_4}{\Sigma m_{1-4}} = a \ (\text{mm})$$

ahol $c_1 = 0{,}05$ (mm) m_1 = aleurolit + finomszemű homokkő vastagsága (m)
$c_2 = 0{,}5$ (mm) m_2 = apró + középszemű homokkő vastagsága (m)
$c_3 = 1{,}25$ (mm) m_3 = nagy + durvaszemű homokkő vastagsága (m)
$c_4 = 6$ (mm) m_4 = konglomerátum vastagsága (m)

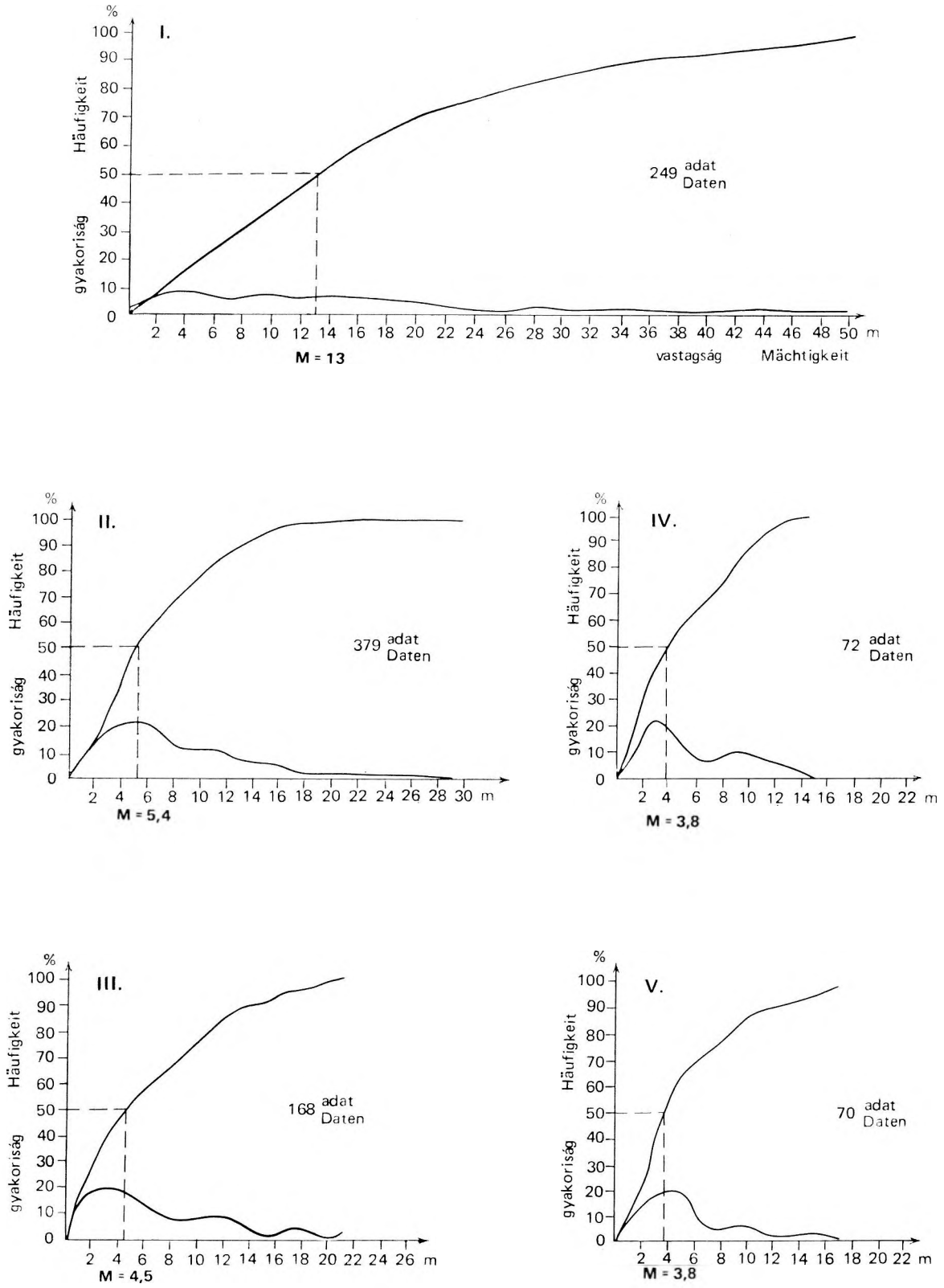
A 4a—b ábrán jól látható, hogy a felsőkarbon kevéssé ingadozó szemcsenagysági lefutásával szemben az alsóperm tarka homokkő sorozat erősen ingadozó és lényegesen nagyobb átlagnagysági értékkel jellemezhető. Ez mindenképpen nagy eltérést jelent a felsőkarbon nyugodtabb, kisebb átlagos relief-energiájú üledékképződésével szemben.

Az átlag szemcsenagyság lefutását összehasonlítva a kimosási felületek 50 méterenkénti eloszlásával, az összefüggés azonnal látható. A 700 m környékén bekövetkező szemcsenagyság-emelkedés a gyakori kimosási felületek — kis ritmusvastagság — területére esik, és ugyanez tapasztalható 550,0 és 350 m körül is. A közepes ritmusok változása tehát átlag szemcsenagyság változással függ össze, ami a relief-energia megváltozását jelenti, így jogos az a felfogás, hogy létrejöttét tektonikai okokra vezessük vissza. E tektonikai mozgás irányát az üledékgyűjtő szakaszos süllyedésében jelöljük meg.

A kavicsok maximális átmérőjének változása pontosan olyan tendenciát követ, mint az átlag szemcsenagyság (4a—b ábra). A felsőkarbonban a kavicsok kisebb maximális átmérővel szerepelnek és ingadozásuk is kicsi.

A szemcsenagysági vizsgálatok adatai szerint tehát a két összlet elkülönül egymástól. A határ azonban nem éles, diszkordanciát nem mutat. A 4a—b ábra szerinti szemcsenagysági görbe jól mutatja az átmenetet, ami alapján a két összlet harmonikus kapcsolata bizonyítható.

A színek eloszlását szintén jellegzetes különbségnek tartjuk a felsőkarbon és alsóperm összlet között. Míg a felsőkarbon homokköveket az általános szürke szín jellemzi, addig az alsóperm vál-

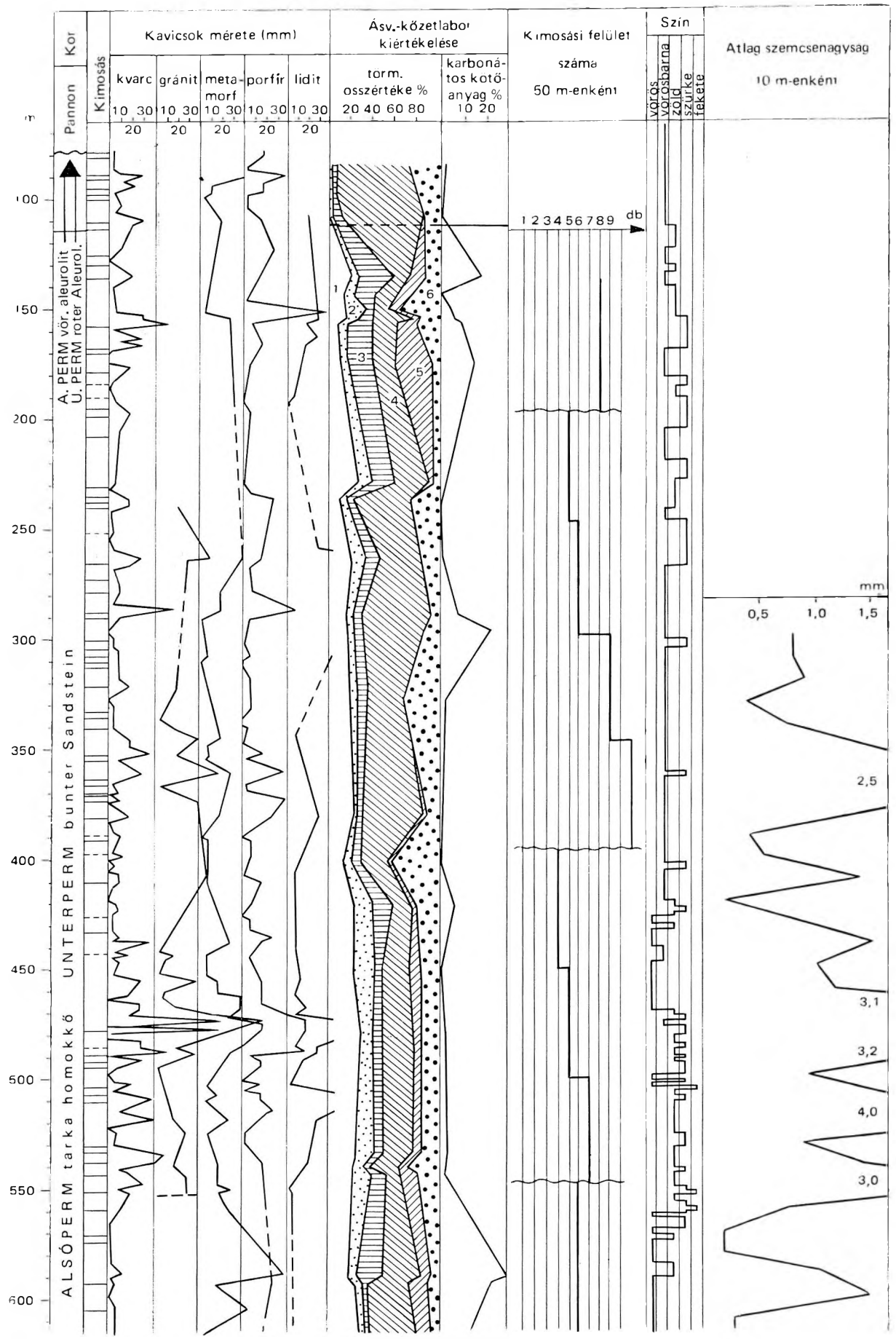


3. ábra. Közepes ritmusok vastagságának eloszlási görbéi

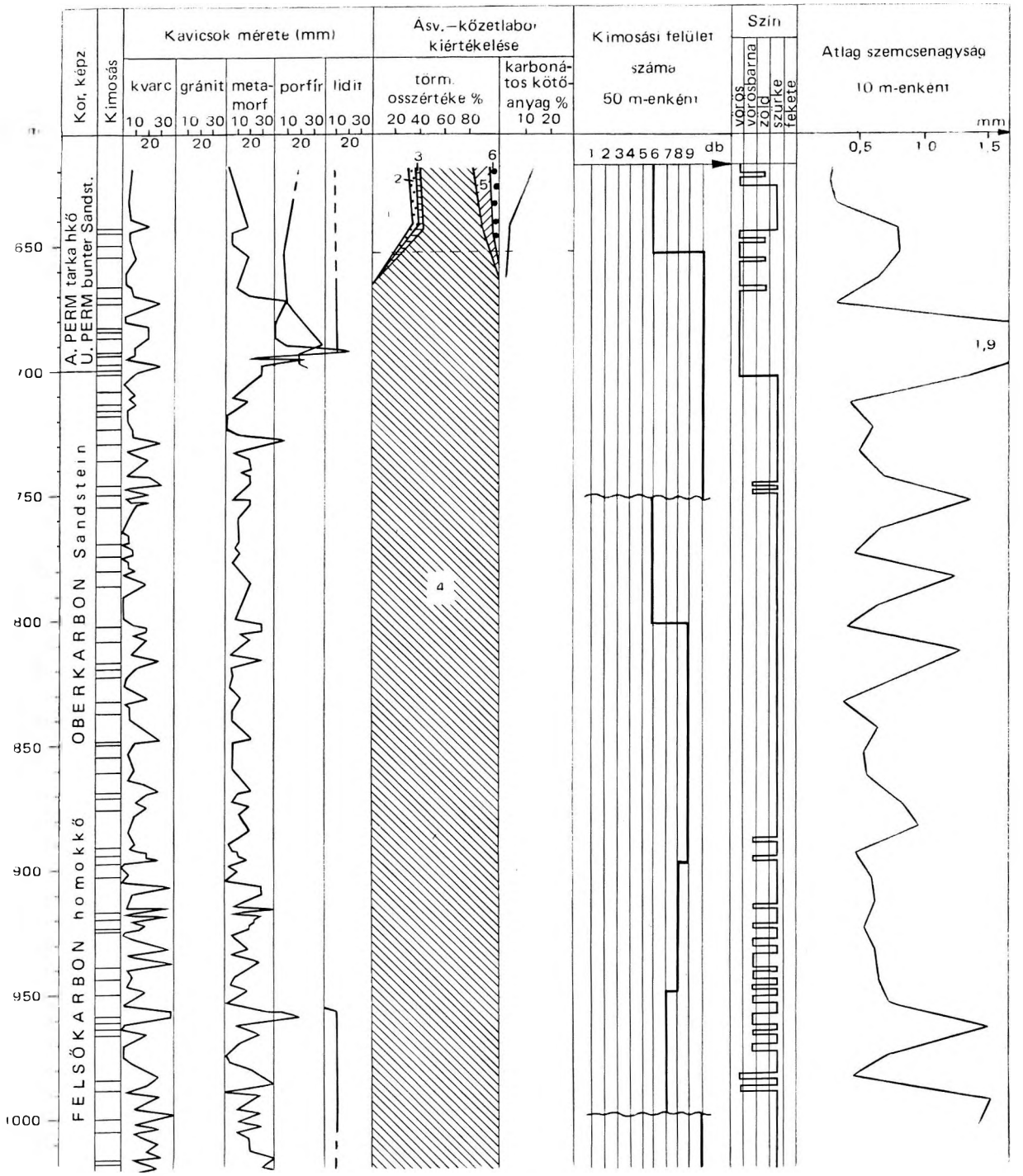
I. Alsótriász jakabhegyi homokkő, II. felsőperm fedővörös homokkő, III. alsóperm tarka homokkő (I—III. Ny-i Mecsek), IV. alsóperm homokkő (Villány É-i előtere, Siklóbodony-1. sz. fúrás 114—700 m-ig), V. felsőkarbon homokkő (Siklósbodony-1. sz. f. 700—1200 m-ig)

Abb. 3. Verteilungskurven der Mächtigkeiten von mittleren Rhythmen

I. Untertriadischer Sandstein von Jakabhegy, II. oberpermischer Roter-Hangend-Sandstein, III. unterpermischer, bunter Sandstein (I—III. W-liches Mecsek-Gebirge). IV. unterpermischer Sandstein (N-licher Vorraum des Villányer Gebirges, Tiefe 114—700 m in der Bohrung Siklósbodony-1). V. oberkarbonischer Sandstein (Tiefe 700—1200 m in der Bohrung Siklósbodony-1)



4a. ábra – Abb. 4a



4b ábra – Abb. 4b.

4a—b ábra. A Siklósbodony-1. sz. fúrás kiértékelő szelvénye

1. Kvarc, *2.* káliföldpát, *3.* plagioklász, *4.* metamorf kőzet, *5.* vulkanittörmelék, *6.* magmás kőzettörmelék

Abb. 4a—b Auswertungsprofil der Bohrung Siklósbodony-1

Bedeutung der Kolonnen von links nach rechts: Alter; Erosion; Masse der Schotterstücke in mm (Quarz, Granit, Metamorphit, Porphyr, Lydit); Auswertung des mineralog.-petrogr. Laboratoriums (Gesamtwert des klastischen Materials in %: *1.* Quarz, *2.* Kalifeldspat, *3.* Plagioklas, *4.* metamorphes Gestein, *5.* Vulkanit, *6.* magmatische Gesteinstrümmer; Prozentsatz des karbonatischen Bindematerials); Zahl der Erosionsflächen in je 50 m; Farbe (rot, rötlichbraun. grün, grau, schwarz); Durchschnittliche Korngrösse je nach 10 m

tozatos színeloszlással és lényegesen több oxidált vörös színnel jellemezhető. A felsőkarbon sorozatban a vörös rétegecskék egy bizonyos jellegzetes üledékhatáron lépnek fel (4a—b ábra).

A rétegzettségi jellemzőknél a következő különbségek észlelhetők a két összlet között. Az aleurolit és finomszemű homokkőrétegek a felsőkarbon sorozatban általában párhuzamosan rétegzettek, a réteglapok a rajtuk feldúsuló csillám miatt könnyen elválaszthatók. Ugyanezek a szemcsenagyságú rétegek az alsóperm sorozatban, kiszáradás után, szögletes darabokra esnek szét, és bennük a csillámlemezkék rendezetlenül szétszórva helyezkednek el.

A 4a—b ábrán szereplő törmelékösszetételi diagram, melyet Fazekas Via csiszolatkimérések alapján készített, szintén jól tükrözi a ciklusos felépítést, valamint a felsőkarbon képződmények különállását.

Az alsóperm sorozatból jól látható, hogy a ciklushatároknál (550, 400, 200 m) a törmelékanyag összetételében bizonyos változás tapasztalható, ami a magmás kőzettörmelék megnövekedését jelenti. (A 200 m-ben levő ciklushatár nyilván az 50 m-es átlagolás miatt került feljebb.) A kavicsok maximális értékei késve követik ezt a változást, ami érthető is a szállítási mechanizmus ismeretében.

A karbonáttartalom a ciklus befejező részén mindhárom esetben megnő, ami vagy azt jelenti, hogy megnő a bepárolgás, vagy azt, hogy több karbonát jut az üledékgyűjtőbe.

A törmelék-összetevők különbsége mellett a kavicsösszetételben is változások lépnek fel. (Részletesen lásd a kőzettani vizsgálatoknál.) Mindebből következik, hogy a lepusztulási területen változások történtek, új kőzetfajták kerültek lepusztulási helyzetbe és jutottak az üledékgyűjtő területére. A szemcsenagysági, szín- és cikluseloszlások alapján ez a változás nem érte robbanásszerűen az üledékgyűjtőt, nem hozott létre diszkordanciát.

Tekintsük át ezután röviden azokat az adatokat, amelyek alapján a két összletet a felsőkarbonba, ill. az alsópermbe soroltuk.

A Téseny környéki fúrásokban harántolt homokkövekről Jámbor Á. kétséget kizáróan megállapította, hogy a miocén kavicsokból ismert, felsőkarbon növénymaradványokat tartalmazó képződményekkel azonosak. Ezt a megállapítást a Bogádmindszent-1. sz. fúrás igazolta, amely több mint 1000 m vastagságban, kis dőlésű, nyugodt településben harántolta a sorozatot (a fekü elérése nélkül) és nagy tömegben tartalmazott felsőkarbon növénymaradványokat.

Földtani települési helyzete alapján — DK-re dőlő rétegek — a Siklósbodony-1. sz. fúrás e sorozat felett települ és alsó részének üledékföldtani jellemzői (szürke szín, rétegzettség stb.) a felsőkarbon sorozathoz való tartozását indokolják. A bogádmindszenti fúrás 1300 m vastag sorozata végig szürke színű, melynek okaként ősföldrajzi, őséghajlati tényezőket jelölhetünk meg. A siklósbodonyi sorozatnál új jellemzők a túlnyomóan vörös szín, a durvakavicsos konglomerátum stb. Ezek már a mecseki alsóperm sorozattal való azonosságra mutatnak.

Néhány geofizikai paraméter-eloszlás

Az 5. ábrán a felsőkarbon—alsóperm határra vonatkozóan a természetes gamma szelvény szintén tükrözi az átlag szemcsenagyságra tett megállapításokat. A határnál nem tartalmaz ugrásszerű változást, de a jól értékelhető természetes gamma emelkedés utal a felsőkarbon átlagosan kisebb szemcsenagyságára és agyagtartalmára.

A mért fizikai paraméterek (fajsúly, mágneses szuszceptibilitás) eloszlásában is különbség mutatkozik a két összlet között (6. ábra).

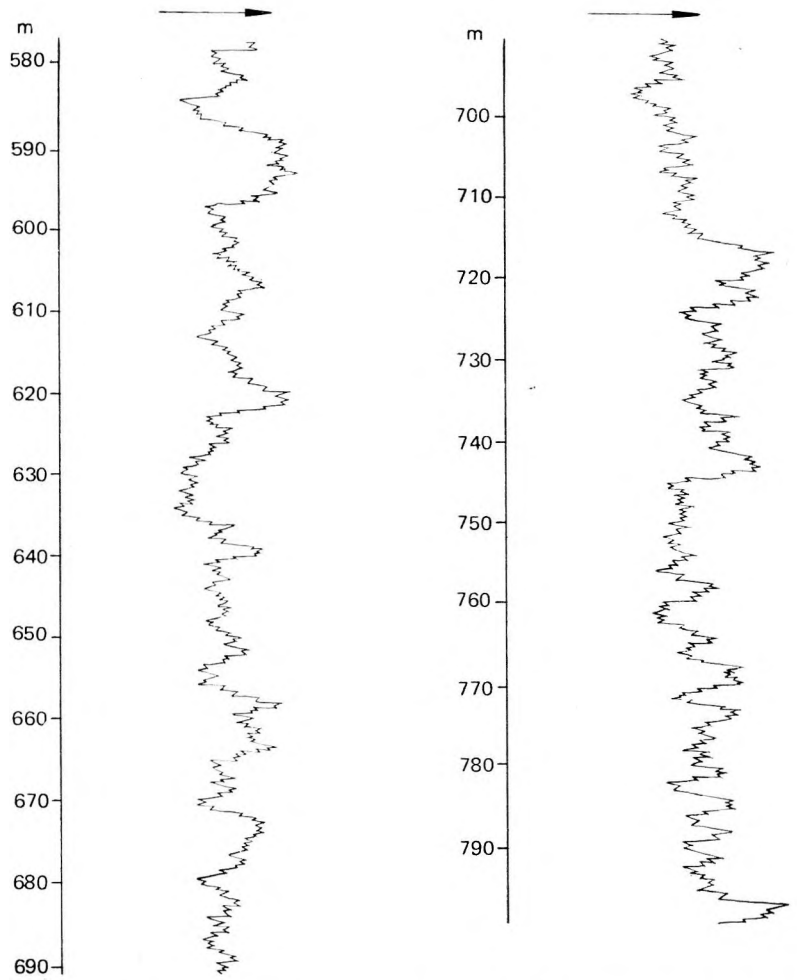
Ezeket az adatokat nem a korkülönbség bizonyítására, hanem alátámasztására kívántuk felhasználni.

Ásvány-kőzettani vizsgálat (Fazekas Via)

a) Ásványtörmelék-összetétel

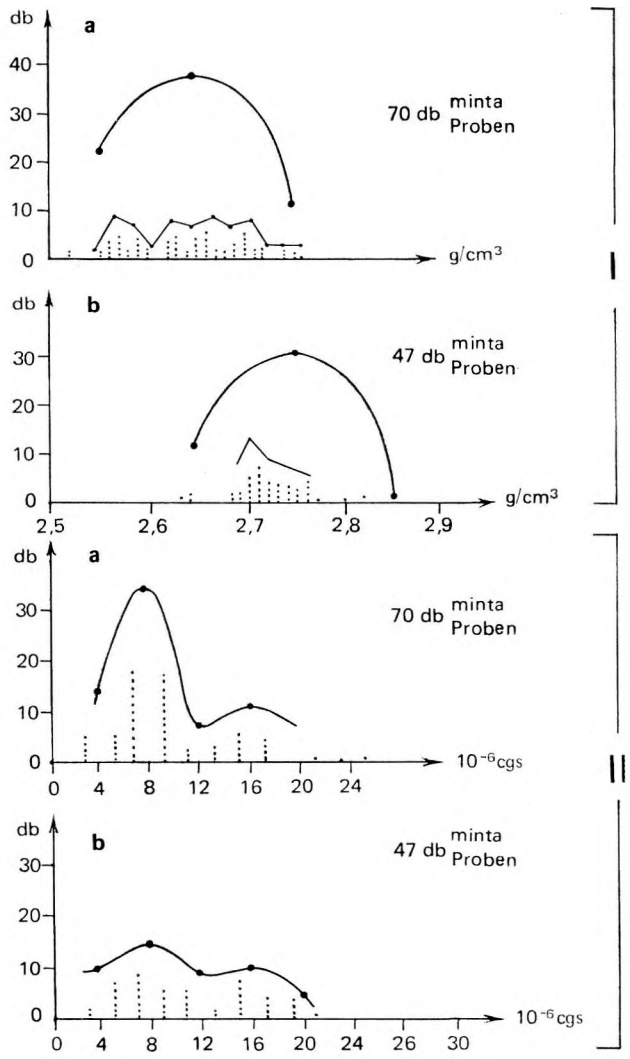
Kvarc. Zárványsoros gránit-kvarc és friss, hullámos kioltású metamorf kvarc átlagosan kb. felefele arányban fordul elő.

Földpát. Ortoklász-pertit, ritkábban nem pertites ortoklász. Az ortoklász-pertit egy része annyira bőséges albitkiválásokat (sakktáblás albitképződés) tartalmaz, hogy az eredeti ortoklász szemcsékből csak keskeny, szennyezett sávok maradtak vissza. E jelenség oka vagy a magas Na-tartalom a primer káliföldpátokban, vagy a szekunder Na-metaszomatózis lehet. Az ortoklász törmelékek mennyisége a szakasz alsó részén valamivel magasabb, ami összhangban van a gránit-



5. ábra. A Siklósbodony-1. sz. fúrás egy részletének természetes gamma szelvénye

Abb. 5. Natürliches gamma-Profil einer Partie der Bohrung Siklósbodony-1



6. ábra. A Siklósbodony-1. sz. fúrás fajsúlyméréseinek (I.) és mágneses szuszceptibilitásának (II.) eloszlási diagramja

a) Alsóperm tarka homokkő, *b)* felsőkarbon homokkő

Abb. 6. Verteilungsdiagramm der Veränderungen vom spezifischen Gewicht (I) und der magnetischen Suszeptibilität (II) in der Bohrung Siklósbodony-1

a) Unterpermischer bunter Sandstein, *b)* oberkarbonischer Sandstein

aplit típusú törmelék mennyiségének egyidejű növekedésével (400,8—591,6 m-ig). Mikroklin kis mennyiségben található (egy-két törmelék csiszolatonként), főleg a szakasz alsó részén.

Plagioklász. Sűrűn ikerlemezes, szericitesedett, vagy friss savanyú plagioklász (albit-oligoklász). Egy részük kvarczárványokkal telített. Ezek plagiogneisz (migmatit) lebontásból származnak. A plagioklász törmelék mennyisége a szakasz felső részén nagyobb, ami magasabb plagiogneisz (migmatit) törmelék mennyiségének felel meg (124,0—230,0 m-ig).

Csillám. Bontott biotit és világos muszkovit. Mennyiségük rétegenként változik. A maximális csillámtartalom a bőséges metamorf kőzettörmelékeket tartalmazó mintákban, valamint az egyes finomhomokos—aleurolitos rétegekben figyelhető meg. Ezek csillámtartalma elérheti a 10—20%-ot is.

b) **Kőzettörmelék-összetétel**

Kvarcittörmelék. Mennyisége rétegenként változik. Elkülöníthető két összefüggő réteg, amelyekre magas kvarcittörmelék-tartalom a jellemző (237,0—380,5 m-ig; 590,6—642,0 m-ig). Két változat található: finom—aprószemű, préselt, megnyúlt alakú metamorf kvarcszemcséből álló törmelék és nagy szemű izometrikus vagy enyhén megnyúlt alakú kvarcszemcséből álló „masszív" kvarcit. Mindkét változat gyakran tartalmaz muszkovitot.

Plagiogneisz (migmatit) törmelék. Kvarczárványokkal telített savanyú plagioklász, ritkábban káliföldpát-szemcsék, melyek között metamorf kvarc foglal helyet. Mennyiségük jelentős az egész szakaszon, de lefelé kismértékben csökken.

Gránit vagy aplitszerkezetű kvarc-földpát összenövés. Mennyiségük lefelé kismértékben növekszik. Kvarc-káliföldpát és kvarc-plagioklász összenövések egyaránt találhatók. A gránitok aplitok, migmatitok, gneiszek lebontásából egyaránt származhatnak. Igen ritkán írásgránit törmelékek is előfordulnak.

Típusos aplit—mikroaplit. Igen gyakori, főleg a szakasz alsó részén. Több változatuk ismerhető fel:

- normálkvarc—ortoklászaplit kevés savanyú plagioklásszal;
- kvarc—mikroklin—pertit—savanyú plagioklászaplit;
- írásgránit, aplitos szerkezetű fészkekkel;
- plagioaplitok: kvarc és savanyú plagioklász szemcsékből álló aplitos szemnyezetű kőzetek;
- mikroaplitok: 0,02—0,05 mm-es kvarc- és földpátszemcsékből álló aplitos—gránitos szerkezetű törmelékek (ezek vulkanitok alapszövet-töredékei is lehetnek).

Aleuritos—finomhomokos agyagpalák és finomszemű homokkövek törmeléke. Több változatuk ismeretes: fekete színűek, bőséges szervesanyag-tartalommal, pirittel, karbonáterecskékkel, klorittal, ritkábban zöldesszürkék vagy szürkésbarnák, szerves anyag nélkül. A metamorfózis foka alacsony, sem a kvarc, sem az agyagásványok nincsenek átkristályosodva. A törmelékanyagra viszonylagosan magas plagioklásztörmelék-tartalom jellemző. A kavicsok jól koptatottak, makroszkóposan is jól felismerhetők, kis mennyiségben ugyan, de az egész 147,0—642,0 m-ig terjedő fúrásszakaszban megtalálhatók. Ezek a kavicsok és a Szalatnak-3. sz. mélyfúrásban harántolt fekete (szilur) palák között feltűnő a hasonlóság.

Megjegyezzük, hogy az általunk vizsgált agyag-aleurolit—finomszemű homokkő kavicsok összetételük és a metamorfózis foka alapján igen nagy valószínűséggel azonosíthatók az Európában nagy elterjedésű szilur palákkal.

Vulkanittörmelék. A vulkanittörmelékek jelenléte a fúrásszelvényben két határozott szinthez fűződik: 137,0—260,0 m-ig és 380,5—642,0 m-ig Az egyes minták kivételével mennyiségük nem nagy, de összetételük változatos. A homokos—gravelites szemcseméretű mintákban a következő változatok ismerhetők fel:

- kvarcporfír: elsősorban felzites, ritkábban mikrogránitos vagy mikrogranofíros szerkezetű alapanyag töredékei képviselik;
- piroklasztikus kőzettörmelék: savanyú effúzívum származékai;
- andezit-porfír;
- paleotrachit.

Mennyiségileg a kvarcporfír származékai túlsúlyban vannak, utána következik a paleotrachit. Az andezit-porfír törmelékek a homokos mintákban elsősorban a felső vulkanittörmelékeket tartalmazó szintben találhatók. Mennyiségük kicsi. A törmelékek intenzíven bontottak, rosszul felismerhetők. A teljesen átalakult (karbonátosodott, kloritosodott, vasoxidos) apró alapszövet-töredékekben

gyakran csakis az állapítható meg, hogy léces kifejlődésű földpátmikrolitokból állnak. Ebben az esetben pedig a paleotrachit törmelékekkel könnyen összetéveszthetők.

Egyéb törmelékanyag. E csoportba az olyan törmelékeket soroljuk, amelyek a vizsgált összletben csak egyedi töredékekként fordulnak elő. Ilyenek: kloritpala, kvarc—csillámpala, kvarc homokkőkavics, telérkvarc, mikrokristályos kova, kontaktszaruszirt, bosztonit, valamint bontott, pontosan meg nem határozható törmelékek — feltételezhetően vulkanit vagy telérkőzet törmelékek.

Járulékos ásványok. A járulékos ásványok társulása igen szegényes, mennyiségük is jelentéktelen. 0—3 db szemcse található csiszolatonként: cirkon, turmalin, apatit, magnetit-maghemit, leukoxén, bontott szfén és apró, pontosan meg nem határozható ásványszemcsék, amelyek törésmutatója a cirkonhoz áll közel, de kettőstörésük jóval alacsonyabb.

A kötőanyag. Az egész szakaszt átlagosan kis kötőanyag-tartalom jellemzi: a vizsgált minták többségében, különösen a szakasz alsó részén, uralkodó kötési forma az érintkezéses kötés. A törmelékszemcsék közvetlenül érintkeznek egymással vagy köztük kevés kötőanyag van (1—2 csillámpikkely, vörös vasoxid szennyeződés stb.). Eredményeképpen a kőzet jellege tömör, kemény, kvarcit-, illetve gránitszerűvé válik. Kivételt az egyes apró—finomszemű minták képeznek bőséges vasoxid vagy filloszilikátos kötőanyaggal. A minták többségében a tulajdonképpeni kötőanyagképző ásványok elsősorban póruskitöltésként szolgálnak. A következő kötőanyagot képző ásványokat különböztetjük meg:

Karbonátásvány. Tiszta, nagyszemű, ikerlemezes szemcsékben jelenik meg. A mikroszkópos megfigyelések és DT-elemzések eredményei egybehangzóan arra engednek következtetni, hogy a kötőanyagot képző karbonátásványt egészben vagy túlnyomó részben kalcit képviseli. (A szakasz alján 575,7 m-ben uralkodóan kalcitból álló karbonátréteg található.) A karbonátos kötőanyag kvantitatív megoszlását a 4a—b ábra szelvényén mutatjuk be.

Agyagásvány. Kötőanyagként általában vegyesen jelenik meg. A következő változatokat különböztetjük meg:

— Finomlemezes, szálas, csillámszerű, alacsony kettőstörésű ásvány halmazai: illit-hidromuszkovit?

— Legyezőszerűen elterülő vagy radiálisan sugaras kristály alkatú szemcsék, melyek kitűnő hasadásuk következtében szálasnak tűnnek. Mind mikrokristályos, mind jól kifejlett kristályegyedekből álló halmazokat alkotnak a kőzet pórusaiban. Színtelenek vagy halványzöld interferencia színűek. Egyes jól kristályosodott változataikban pedig magasabb interferencia színnel (I. rendű sárga—vörös—kék) jelentkeznek. Hasonló kristály alkatú, de élénk zöldesbarna színű kiválások. Az utóbbi két változat feltételezhetően a kaolincsoporthoz tartozik (szennyezett vagy átkristályosodásban levő kaolinit?). Mind a két változat DTA-görbéje a konfulensitnek felel meg.

Klorit. Jelentéktelen mennyiségben a vizsgált minták többségében szennyeződésként van jelen.

Vörös vasoxid, hidroxid. Az oxidált típusú rétegekben uralkodó kötőanyagként szerepelnek. A törmelékszemcsékben szennyeződésként, bomlástermékként vannak jelen (vulkanittörmelékekben, csillámokban, káliföldpátban).

Albit (?) A kőzetpórusokban ritkábban regenerációs szegélyként a törmelékszemcsék körül apró, ikerlemezes, színtelen kristálykák fejlődnek ki. Az interferencia színük I. rendű fehér, a törésmutatójuk alacsonyabb a kvarcénál, mennyiségük — az egyes minták kivételével — jelentéktelen.

Amorf kova (opál). Vegyes kötőanyag-elegyrészként is nagy mennyiségben található.

Egyéb megfigyelések

Piritesedés. A redukált típusú mintákban gyakorlatilag kivétel nélkül szórt pirithintést találunk. A piritszemcsék gyakran idiomorf, négyszöges metszetekben, ritkábban szabálytalan halmazokban jelennek meg. 154,8—160,5 m-ig és 472,2—533,7 m-ig színtelen, jól kifejlett, gömb alakú bakteropirit jelenik meg.

Egyéb szulfidok. 154,8—160,5 m-ben: kalkopirit, kovellin, galenit, fakóérc-nyomok, egy apró galenit fészek. 472,2—475,7 m-ben: kalkopirit-nyomok (1. táblázat).

Szerves anyag. Finoman szórva vagy szenes mikrorétegzettségként található. Általában a jelentéktelen szervesanyag-tartalom jellemzi.

Másodlagos átalakulási jelenségek. 400,8—543,4 m között gyakorlatilag minden mintában különböző méretű átalakulási jelenségek figyelhetők meg. Ilyenek a karbonát—klorit—vörös vasoxid mikrotelérek és fészkek kaolinnal (?), kvarccal és pirittel, egy esetben pedig kalkopirittel. A mikrotelérek a kavicsokat és a kötőanyagot egyaránt átszövik, következésképpen epigenetikus eredetűek. A teléralkotó klorit finomszemű, halványzöld színű, a vasoxid pedig vérvörös lemezek vagy vékony, fémes csillogású vörös belső reflexekkel rendelkező tűk formájában jelenik meg (hematit, goethit?). A felsorolt jelenségek intenzív epigenetikus oldat működésére utalnak.

1. táblázat

A Siklósbodony-1. sz. fúrás elemzési alapadatai (g/t-ben)

	168,0 m	160,5 m	158,4 m	158,2 m	154,8 m	472,2 m	473,8 m
Színképelemzés							
Ag	0,3	—	—	1	—	—	—
As	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	3	—	?	—	3	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—	—
Cr	100	100	100	100	100	100	100
Co	10	10	10	10	3	10	—
Cu	10	10	10	10	10	3	30
Ga	10	10	10	10	3	30	—
Ce	—	—	—	—	—	—	—
Mn	100	300	100	100	100	30	30
Mo	10	—	10	30	?	—	10
Ni	30	30	30	30	30	10	10
Pb	100	10	30	100	?	10	—
Sn	?	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—
Ti	3000	3000	3000	3000	3000	1000	100
V	30	30	30	30	30	30	—
W	—	—	—	—	—	—	—
Zn	—	—	—	—	—	—	—
Zr	100	300	100	100	100	100	—
Kémiai elemzés							
Se	0,001	0,001	0,0013	0,001	0,0010	—	
Sc	0,0025	0,0032	0,0035	0,0032	0,0030	0,0013	
Rf	0,014	0,019	0,016	0,016	0,010	0,021	
Ritkaföldfémek (Rf) színképelemzése							
Ge	100	100	100	100	100		
Gd	—	?	—	—	—		
La	30	30	—	30	—		
Sc	10	10	10	10	3		
Sm	—	?	?	—	—		
Y	10	30	30	30	10		
Yb	3	3	3	3	?		

A többi ritkaföldfém mennyisége az értékelhetőségi (kimutathatósági) határ alatt van

Alsóperm felső tagozat, vörös aleurolit sorozat

E sorozat jellemzőinek összefoglalásához a Túrony-1. sz. fúrást használjuk alapszelvényül, mely több mint 300 m vastagságot harántolt a fekü tarka homokkő elérése nélkül. A szóban forgó homokkő képződmény a perm törmelékes összletek legegyhangúbb kifejlődése a Ny-i Mecsekben (Jámbor 1964). Ez az itteni kifejlődésre is igaz. Változékonysága minimális, fejlődésmenetében nem sikerült egységeket kijelölni. Laboratóriumi módszerekkel feltehetőleg tapasztalni lehetett volna a kötőanyag-tartalom (karbonáttartalom) vagy a szemcsenagyság változását. Ez azonban az üledékfejlődés ciklusos menetének kimutatásán túl valószínűleg nem adott volna egyéb információt.

A fúrás közel 300 m vastagságban harántolta e képződményt és ebben is állt le. Fedője a felsőperm durvatörmelékes homokkő sorozat. A vékonyrétegzett, finomhomokos aleurolit felületén — mivel a vízszintes erőhatásokra ebben az irányban minimális nyírószilárdsággal rendelkezik és kisebb ellenállású, mint a felette települő homokkő sorozat — a szerkezetalakulás folyamán megcsúsztak a fedő képződmények. Azonos jelenség tapasztalható a Ny-mecseki érintkezésnél is.

Az aleurolit sorozat első, makroszkópos megfigyeléseken alapuló összefoglalását Szederkényi T. (1964) készítette. Ezt a munkát felhasználva, jellemzői a következők:

A szemcsenagyság változékonysága általában az aleurolit és a finomszemű homokkő ismétlődését jelenti, 20—30 m vastag finomszemű homokkőrétegek is előfordulnak, megszakítást a fellépő aleurolitréteg jelent. Felső részén már középszemű homokkövek is megjelennek, itt kisebbek az egy-

nemű rétegek vastagságai, nagyobb a változékonyság. Ez azonban messze elmarad az egyéb perm durvatörmelékes sorozatokban tapasztalt változékonyságtól.

A szemcsenagyság egyhangúságát a színeloszlás egyhangúsága is követi. Túlnyomóan vörösbarna, szürkésbarna homokköveket találunk, ritkán — a karbonátosabb részeken — a zöld, zöldesszürke szín is fellép.

A rétegzettség elterjedt és mindig párhuzamos. Néhol mikro-keresztrétegzettség is tapasztalható. A párhuzamos rétegzettséget a vékony karbonátos kiválás, valamint a homoktartalom ritmusos változása okozza. A rétegecskék vastagsága 0,2—0,3 cm. E nyugodt üledékképződési körülményeket bizonyító rétegzettséget olykor különböző, atektonikus okra visszavezethető mozgások gyűrtté, hajlítottá deformálták.

A karbonáttartalom a rétegzettséggel párhuzamosan dúsul. Ritkán alkot tiszta karbonátból álló rétegecskét, általában mint feldúsuló kötőanyag jelentkezik. Vastagságuk 0,2—0,3 cm, ritkán 2 cm, és megfigyelhető módon csoportosan fordulnak elő. Az aleurolit összlet 20—25 m vastagságú karbonátmentes része után 5—15 m vastagságú karbonátos kőzetrészek következnek. Néhány 0,5—2 cm vastag dolomitos mészkőbetelepülés is megfigyelhető, ezek szingenetikus képződésűek. Ősmaradványokat nem tartalmaznak.

A karbonáttartalom jelentős hányada apró, gömbhéjas, sugaras szerkezetű, rózsaszínű dolomit konkrécióban található. Ezek teljesen hasonló alaki és anyagi tulajdonságúak, mint a Ny-mecseki sorozatéi.

A szerves élet nyoma nagyon ritka és bizonytalan. Iszapfaló férgekre utaló néhány adattól eltekintve a makroszkópos életnyomok hiányoznak.*

A reduktívabb lerakódási közeget jelentő szürke, zöld színű rétegekben jelentős pirittartalom észlelhető, de a vörös színű rétegekben is elterjedt (!).

Az összletet egyhangúsága, ipari érdektelensége miatt részletes laboratóriumi vizsgálatoknak nem vetették alá. Néhány mintát, amely egyedibbnek látszott, csiszolatban Fazekas Via megvizsgált. Ezek közül két minta bizonyult érdekesnek:

— 1225,50 m-ből: erősen lebontott, piritesedett, karbonátosodott mikrofelzit;
— 1229,0 m-ből: mikrofelzites szerkezetű, foltosan átkristályosodott alapanyagú porfíros kőzet. A porfír-kiválásokban kvarc, káliföldpát és savanyú plagioklász (albit) látható. A porfir-kiválások egy részén klasztikus bélyegek figyelhetők meg. A kőzetben rosszul kifejlődött folyásos szerkezet nyomai láthatók. A kőzet megnevezése: kvarcporfír láva, piroklasztikus bélyegekkel.

Ezek a jelenségek már átvezetnek a Bisse-1. sz. fúrásban feltárt kvarcporfír vulkanizmus felé. Az alsóperm végén — az aleurolit összlet legfelső részén — indul a vulkanizmus és mint látni fogjuk, az egész felsőperm korszakot kitölti. A felsőperm durvatörmelékes sorozat folyamatosan fejlődik ki ebből a nagy vastagságú aleurolit összletből, pedig a felsőpermet bevezető vulkanizmus térben alig 4 km-re van Túronytól.

A 7. ábra a sorozat folyamatos üledékföldtani szelvényét tartalmazza. Jól bizonyítja az alig változó szemcsenagyság-eloszlást, valamint azt, hogy a felsőperm durvatörmelékes sorozat felé az átmenet fokozatosan fejlődik ki. A bissei fúrás kvarcporfír összlete alatt települő 100 m vastagságú alsóperm

---

* A kézirat lezárása után jutott tudomásunkra, hogy Barabás A.-né a túronyi fúrás vörös aleurolit összletében ős-kétéltűtől származó lábnyomot talált (Túrony-1. sz. fúrás 1167—1452 m között). Ezt a leletet Hartmut Haubold, a hallei egyetem munkatársa *Anthichnium (Saurichnites) salamandroides* (Geinitz 1861.) Haubold 1970. lábnyomnak határozta meg és szerinte a felsőkarbon stefániai emeletében és az alsó rotliegendben található forma.

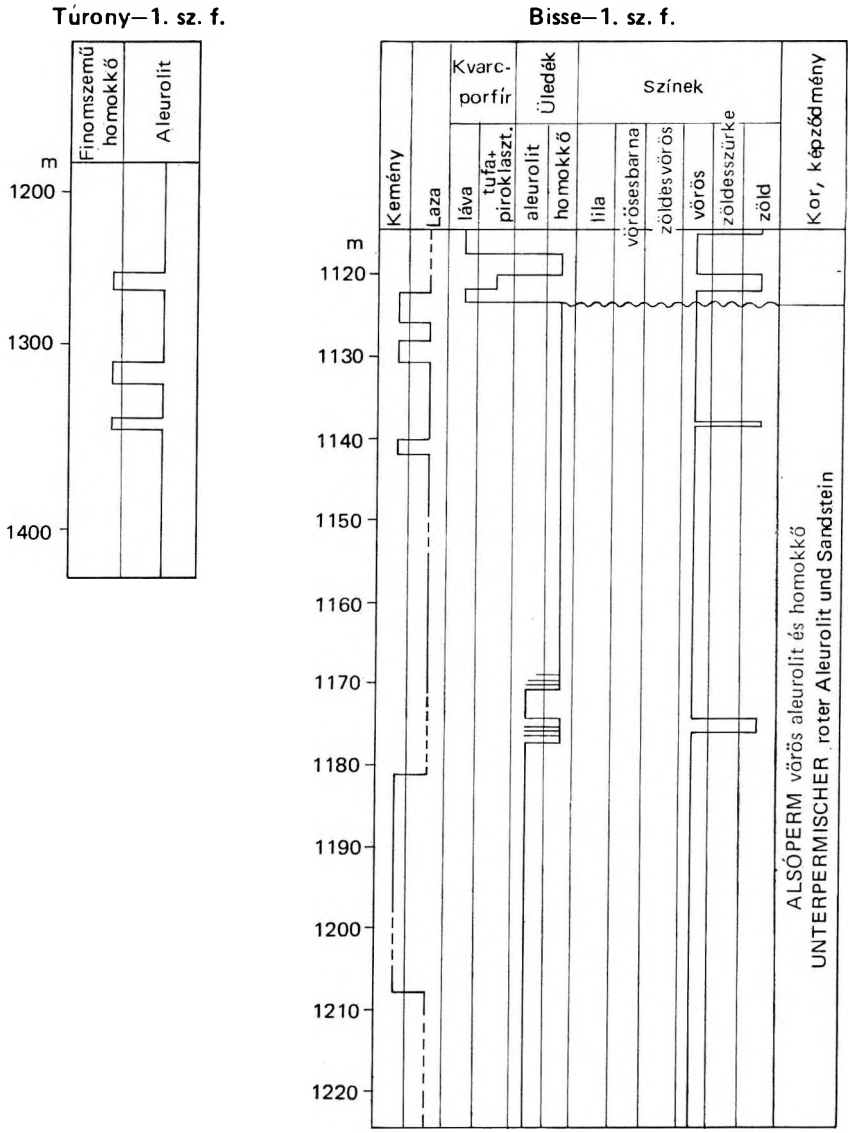
Ezen túlmenően a fúrás 1040—1060 m közötti szakaszából spóra—pollen anyag került elő „elég rossz megtartásban és kis mennyiségben" (Barabás A.-né).

„Általában permet jeleznek a talált fenyőpollenek: *Lueckisporites* sp., *Jugasporites* sp., *Limitisporites* sp., *Cardenasporites* sp., *Florinites* sp., melyek csekély, összesen 22%-nyi mennyiségük miatt inkább alsópermre utalnak. — A harasztoktól származó spórák között és általában a spóra—pollenképben uralkodik a *Vittatina* sp. (21%), mely mennyiségi részarányát tekintve, szintén alsópermet jelez. A többi Trilet és Monolet forma (*Verrucosporites* sp., *Calamospora* sp., *Converrucotriletes* sp.) és több, magas szénülési foka miatt meg nem határozható Trilet (haraszt) spóra a felsőkarbon felső részére jellemző, áthúzódva az alsóperm aljára is" (Barabás A.-né).

Fentiek alapján Barabásné ezt a rétegcsoportot felsőkarbon—alsóperm átmenetnek tartja, és ennek eredményeképpen az összes rétegcsoportot — a jakabhegyi alatt — az alsópermbe helyezi, és a teljes felsőperm és az alsóperm felső részének hiányával számol.

Ezen adatok alapján végezve a rétegtani átsorolást, az ismert K—Ny-i szelvény csak úgy válik megszerkeszthetővé, ha 1. a teljes szelvényen áthúzódó (14 km hosszban) és 2000 m elvetési magasságot meghaladó vetőkkel a hiányzó rétegsor kimarad; és 2. ha az alsóperm felső részén és a teljes felsőperm alatt e területen lepusztulási időszakot tételezünk fel.

Az első megoldás a terület szerkezeti felépítésének jó ismerete miatt nem vihető keresztül, s ezt Barabás A.-né sem tartja lehetségesnek. A második megoldás pedig, az azonos mecseki sorozatok fejlődésmeneténck ismeretében, csak egészen szélsőséges feltételezések mellett érvényesíthető.



7. ábra. A Túrony-1. és a Bisse-1. sz. fúrás alsóperm vörös aleurolit összletének üledékföldtani szelvénye (részlet)

Abb. 7. Sedimentgeologisches Profil des unterpermischen roten Aleurolitkomplexes der Bohrungen Túrony-1 und Bisse-1 (Partie)

Korngrössen in der Bohrung Túrony-1: feinkörniger Sandstein; Aleurolit. — Bedeutung der Kolonnen beim Profil der Bohrung Bisse-1 von links nach rechts: harter, lockerer Sandstein; Quarzporphyr: Lava, Tuff+Pyroklastit; Sedimente: Aleurolit, Sandstein; Farben: violett, rötlichbraun, grünlichrot, rot, grünlichgrau, grün

vörös aleurolit összlet megegyezik a fenti túronyi rétegekkel, amit a földtani szelvény szintén alátámaszt. Jellemzői azonosak a túronyi rétegekkel. A rétegsor fekületképződménye felé — alsóperm tarka homokkő sorozat — az átmenet nincs feltárva. Így valódi vastagságát sem ismerjük és átmenet jellegét sem. Analógia alapján a Ny-mecseki átmenetet feltételezzük.

2. Felsőperm formáció. Homokkő sorozat és kvarcporfír

A felsőpermet a villányi területen kétféle kifejlődésben találjuk. A túronyi—csarnótai fúrásokban eddig durvatörmelékes homokkő sorozatban fejlődött ki, fokozatos átmenettel az alsóperm vörös aleurolit összletbe. A bissei területen kvarcporfírok, láva, tufa, agglomerátum képviseli a felsőpermet, közéje települt törmelékes üledékrétegekkel, míg Vokányban a fúrás e felsőperm kvarcporfír—vulkán kürtő fáciesében haladt. Ez a felsőperm szelvény ősföldrajzi tekintetben a mecseki és délkelet-dunántúli területek értékeléséhez is alapvető adatokat szolgáltatott.

A szelvény jellegzetes fúrásait külön tárgyaljuk, hiszen e korban azonos képződmények kifejlődésben rendkívüli módon eltérnek egymástól.

Túrony-1. sz. fúrás

A felsőperm sorozat alsó feltárását jelentő Túrony-1. sz. fúrást Szederkényi T. (1964) dolgozta fel. E munkát alapul felhasználva tárgyaljuk a sorozatot, kiegészítve a saját megfigyeléseinkkel és kiértékeléseinkkel.

A Ny-i Mecsek ismert perm sorozatával való összehasonlítás alapján minden kétséget kizáróan bizonyították a jakabhegyi homokkő, a felsőperm és az alsóperm vörös aleurolit összlet jelenlétét a fúrásban. A felsorolt három képződménycsoport közül a jakabhegyi homokkő és az alsóperm vörös aleurolit rendkívül jellegzetes képződmények, jól azonosíthatók első látásra is. A közöttük települő homokkő sorozat tehát a mecseki analógia alapján felsőperm.

A sorozat alsó része (1081,0—1157,0 m) változatos színű és szemcsenagyságú homokkő- és aleurolitrétegekből épül fel (8. ábra). A gyors változásokat, a sorozat osztályozatlanságát az egyes rétegek osztályozatlansága is követi. A homokkő, de az aleurolitrétegek is kavicsosak. Szögletes, alig koptatott kvarcit, gránit kavicsok (cm-es méretűek) „úsznak" az alapanyagban. Az aleurolitokban gyakori a 3—6 mm-es szilánkos kvarc- és földpátszemcse. A rétegzettség alárendelt, néha 0,5—0,7 cm-es vastagságban párhuzamosak a rétegek.

A felette következő rétegcsoport (1042,0 m-ig) csak annyiban különíthető el, hogy több benne a redukált szürke réteg, és az osztályozottság, valamint a rétegzettség is jobb. Sok dolomit konkréciót tartalmaz, rendszertelen elhelyezkedésben. Szerves maradványokat is tartalmaz, meghatározhatatlan növényi szártöredékek és szenes pettyek formájában. Igen jellegzetes a vörös aleurolitban és a finomszemű homokkőben található iszapfaló féregnyomok nagy gazdagsága.

Az ezután következő sorozatban már a vörös szín veszi át az uralkodó szerepet, és a redukált rétegek a világoszöld színnel jelentkeznek. Az átlag szemcsenagyság lefutása egy határozott szintet jelöl (9. ábra) és apró-, középkavicsos konglomerátumrétegek is jelentkeznek. Az egyéb üledékföldtani jellemzők értékelhető különbséget nem mutatnak az előbbiekhez viszonyítva.

Az egész sorozatra a nagy pirittartalom jellemző, mely egyformán jelentkezik a szürke és vörös (!) homokkövekben. E jelenség magyarázatát a tőle északra fekvő nagyszerkezeti zónához való közelségben találtuk meg, mely mint látni fogjuk, egyéb változásoknak is okozója.

A felsőperm vége és a jakabhegyi homokkő kezdete e helyen nagy mennyiségű vörös finomszemű homokkövet és aleurolitot tartalmaz. E jelenség magyarázatát a területrész ősföldrajzi helyzete adja, mely a villányi felsőperm kvarcporfír vulkánossággal van kapcsolatban.

Csarnóta-1. sz. fúrás

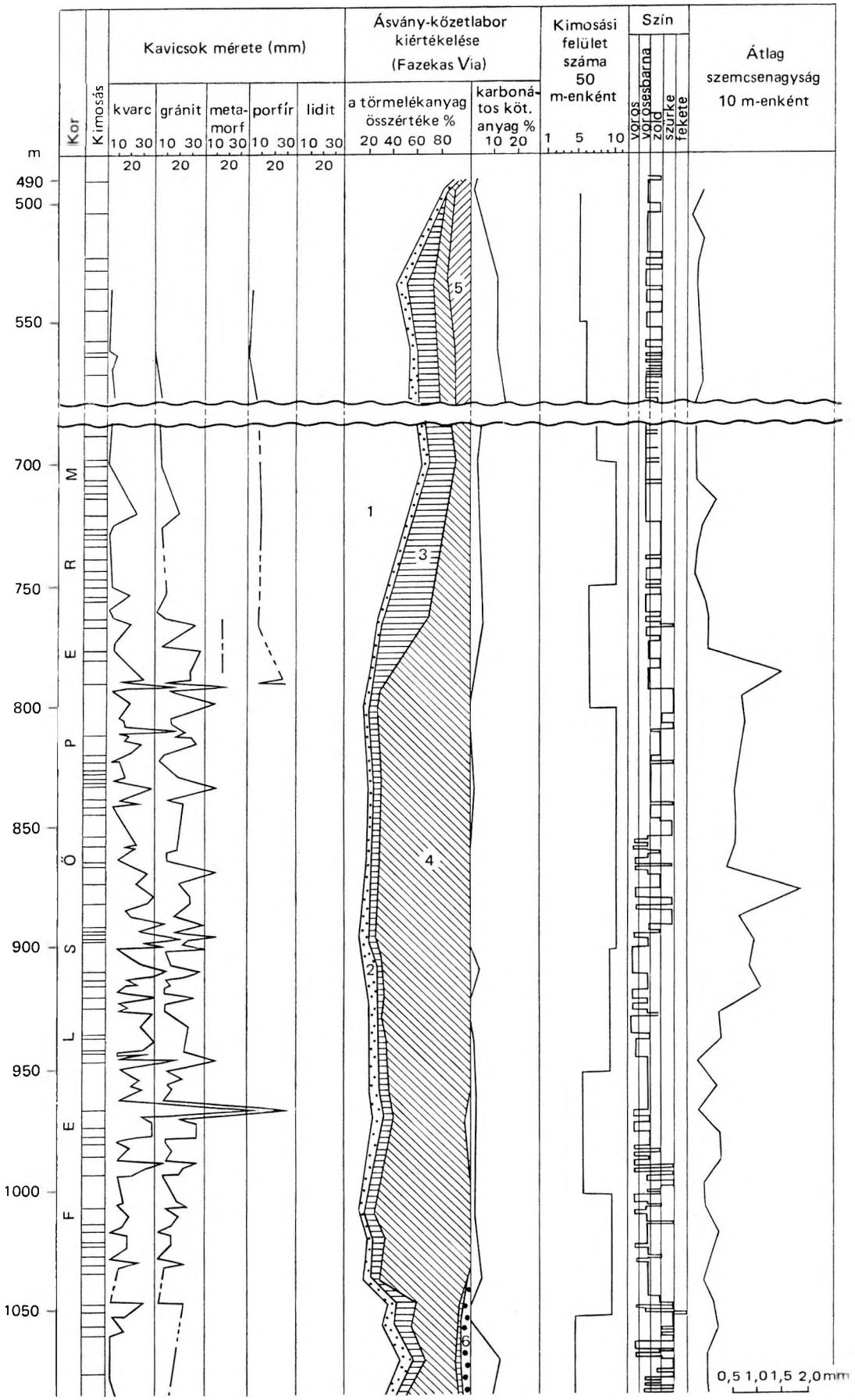
A fúrás a túronyi rétegsort ismételte meg, bizonyítva a rétegsor beosztásának helyességét és jelentős kiegészítéssel szolgált a terület felsőperm ősföldrajzi adataihoz. A felsőperm sorozat egy része mindkét oldalról fokozatos átmenettel metamorfizálódott. Az összlet középső része, kiragadva a sorból, mind makroszkópos, mind mikroszkópos vizsgálatok alapján a metamorfitok csoportjába sorolandó.

A felső határ — a főkonglomerátum felé való diszkordanciafelület — jól kimutatható. Az összlet felső részén, úgy, mint a Mecsekben is, a lila és a vöröseslila szín dominál. Különbség csak az, hogy az átlag szemcsenagyság lényegesen finomabb. A pirittartalom helyenként a 15—22%-ot is eléri. A rétegzettség rossz, ugyanúgy, mint az osztályozottság. A kötőanyag kovás—karbonátos, mely különbség a kőzet keménységében is tükröződik. Egyes rétegekben 5—10 mm-es kvarckavicsokat, dolomit konkréciókat találunk. A színek változása ritkán réteghez kötött, gyakoribb a szabálytalan lefutású színhatár. Igen sűrűn járják át repedések. Ezek mellett látható elmozdulást ritkán tapasztalunk, a kizöldülés vagy kifehéredés viszont állandó kísérőjelenség. A repedéseket vagy vékony zöld lepel borítja, vagy fehér karbonátkitöltés.

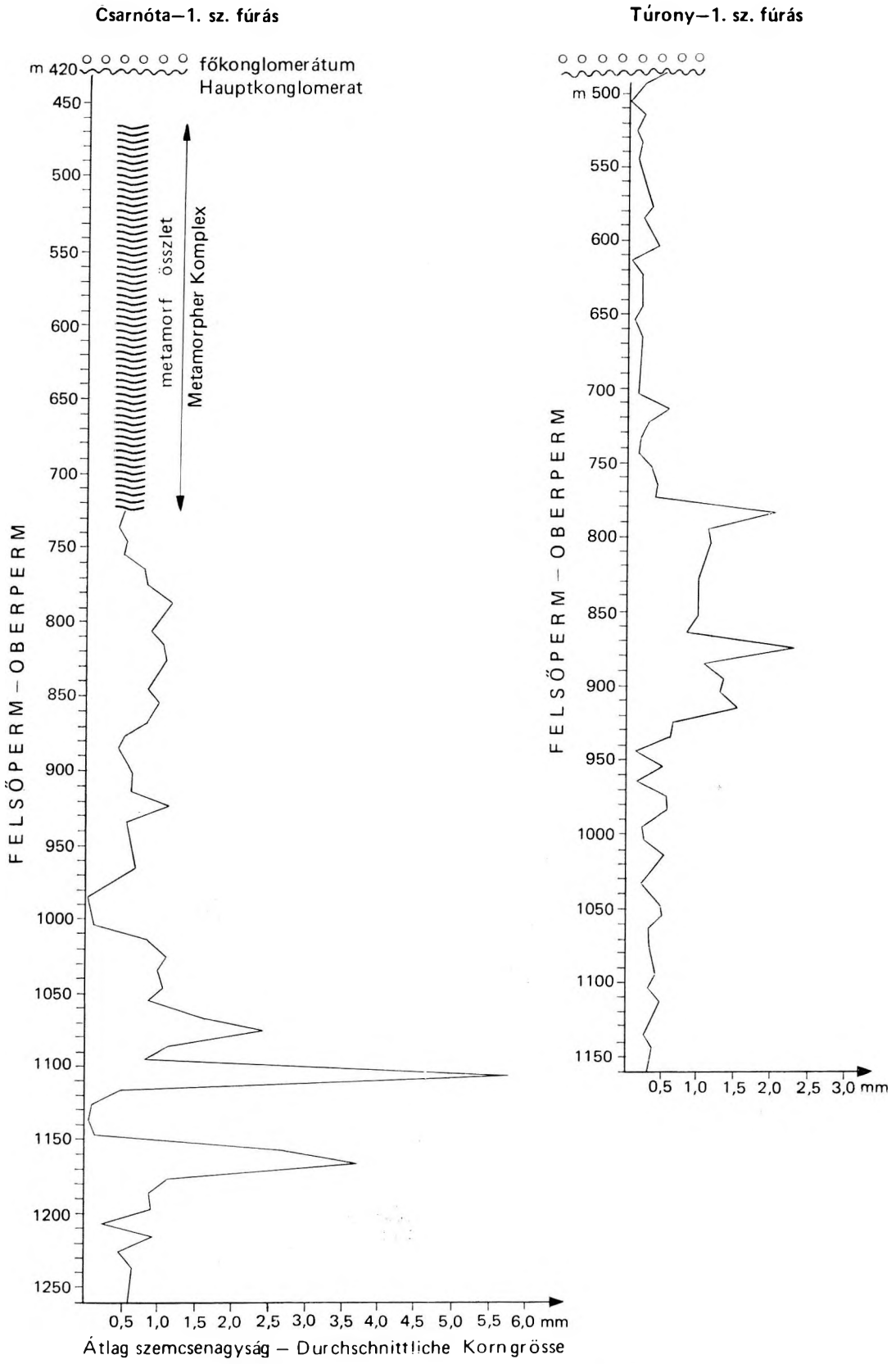
E homokkő sorozat világosszürke, finomszemű réteggel ér véget, amely aránylag kemény, kovás kötőanyagú. Ez a réteg fokozatosan mind gyűrtebb jelleget vesz fel, 1,0—1,5 cm vastag rétegzettség jelenik meg, melyet csillám-, ill. szericitdúsulás választ szét. E rétegek kvarcból állnak, a felső szakaszon egyes helyeken nagyítóval még láthatók a fehéres színű földpátszemcsék.

A közel 200 m vastag metamorfizálódott összlet makroszkópos leírásában jellemző elkülönüléseket nem találtunk. Egyhangú azonos képződmény, amely műszeres vizsgálat nélkül már keveset árul el felépítéséről. Színe, megjelenése lényegileg végig azonos.

Az alsó határ környékén hasonló átmenettel találkozunk, mint fent, a különbség annyi, hogy közép- és nagyszemű homokkő lép fel. Ezek is dúsan csillámosak, gyakori 1—2 mm-es biotitokkal. Repedéseket itt már nem találunk olyan formában és sűrűségben, mint a felső határ esetén tapasztaltuk.

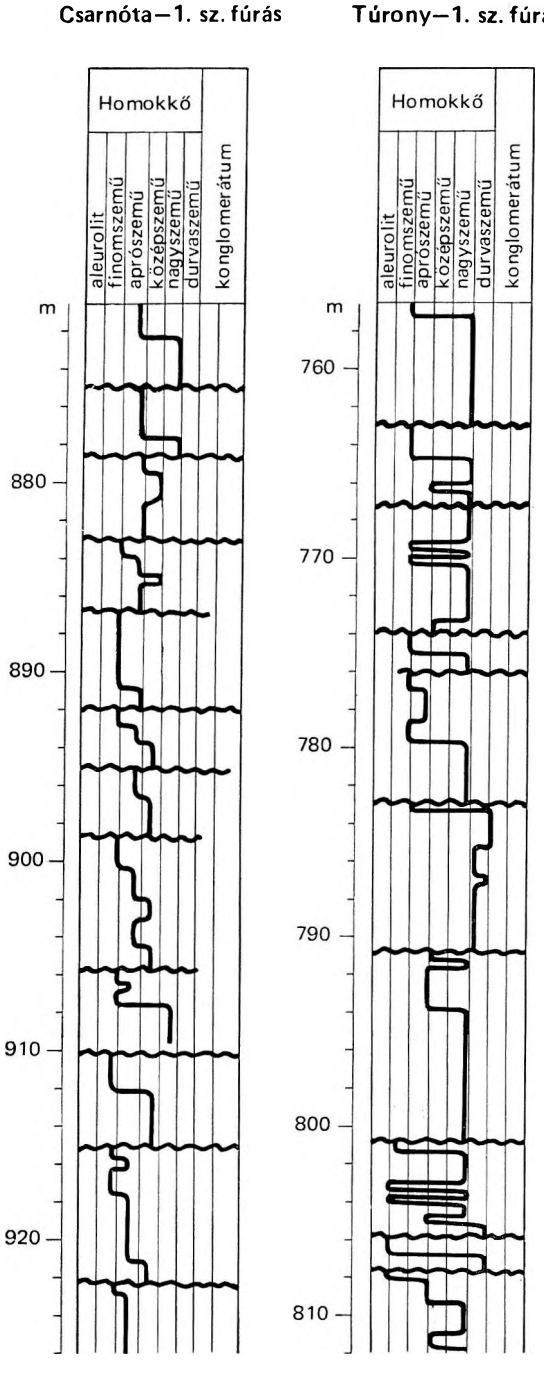


8. ábra. A Túrony-1. sz. fúrás kiértékelő szelvénye. (Jelmagyarázatát l. a 4a—b ábránál)
Abb. 8. Auswertungsprofil der Bohrung Túrony-1 (Zeichenerklärung s. bei Abb. 4a—b)



9. ábra. Átlag szemcsenagysági eloszlás 10 m-es mélységközönként. Felsőperm sorozat, Villányi-hegység É-i előtér

Abb. 9. Verteilung der durchschnittlichen Korngrössen nach Tiefenintervallen von je 10 m. Oberpermische Serie N-licher Vorraum des Villányer Gebirges



10. ábra. Felsőperm szelvényrészlet szemcsenagysági vizsgálata

Abb. 10. Korngrössenuntersuchung eines oberpermischen Profilteiles

Bedeutung der Kolonnen von links nach rechts: Sandstein (Aleurolit, fein-, klein-, mittel-, gross-, grobkörnig); Konglomerat

A homokkő sorozat további felépítése hasonló, mint azt Túronyban vagy a Ny-i Mecsekben tapasztaltuk (10., 11. ábra). Ami azonban feltűnő a túronyi szelvényhez viszonyítva, hogy a konglomerátumrétegek kavicsai átlagban nagyobbak. Nem ritka a 8—15 cm átmérőjű kavics sem. A csillámlemezkék ritkán rendeződnek rétegbe, általában keverednek az alapanyaggal. A fúrásban kevesebb a zöld színű réteg, mint azt Túronyban tapasztaltuk, az azonban figyelemre méltó, hogy a rétegsor alsó részén mindkét fúrásban sötétszürke—fekete rétegek lépnek fel.

A csarnótai fúrás nem érte el az alsóperm vörös aleurolit összletet, és a rétegsor még így is több mint 200 m-rel vastagabb, mint Túronyban.

A két fúrás által harántolt rétegek makroszkópos megjelenésében lényegbevágó különbséget — az utólagosan metamorfizálódott rész kivételével — nem találtunk, de nem volt tapasztalható az ásvány-kőzettani vizsgálatoknál sem.

Ásvány-kőzettani vizsgálatok (Fazekas Via)

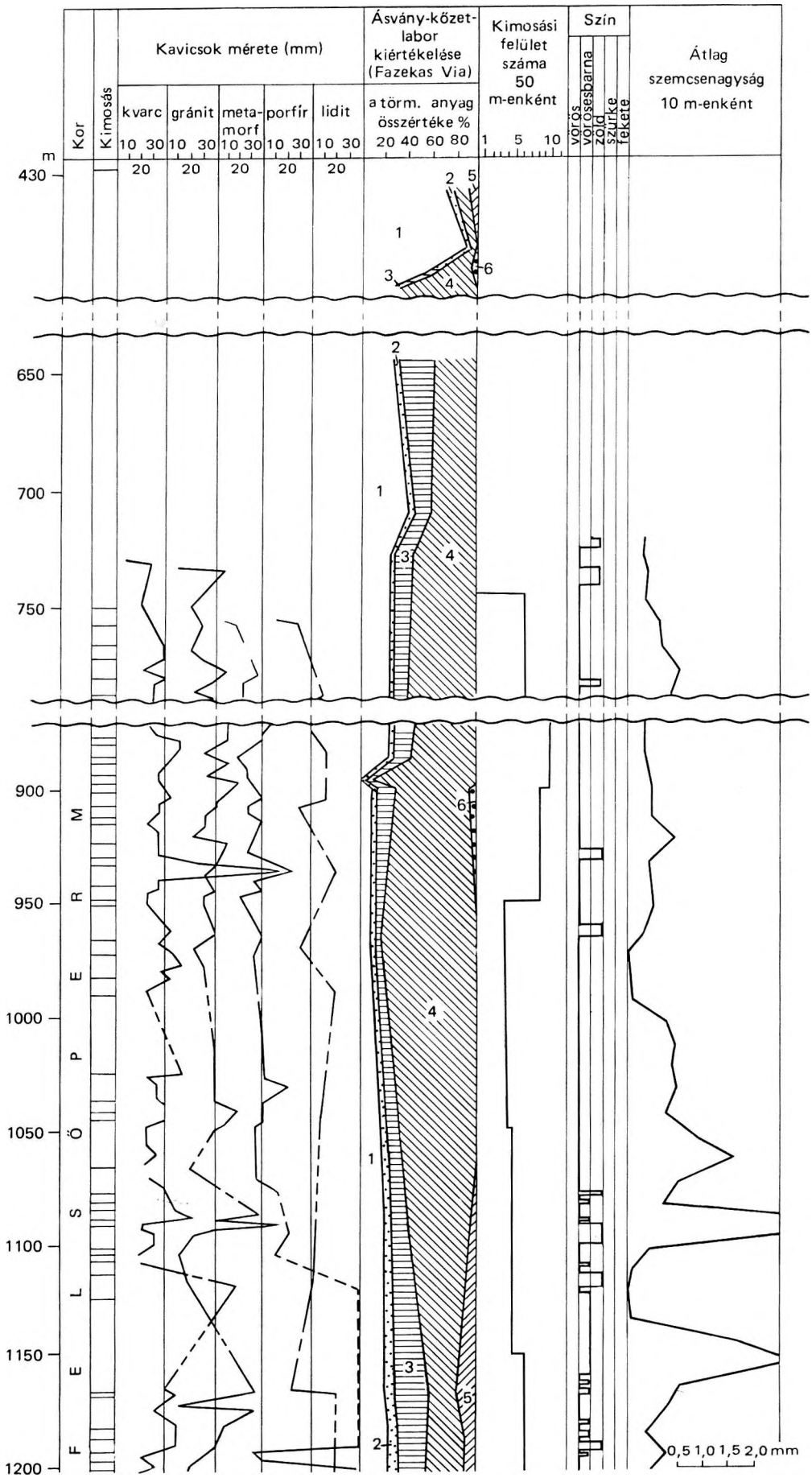
A felsőperm törmelékes sorozatok ásványos összetételét jelző diagramok (8. és 11. ábra) nem szorulnak magyarázatra. Jól tükrözik a törmelék-összetevőkben és változásaikban az azonosságot a két fúrás között. A kvarctartalom a sorozat alsó részén alacsony és a metamorf kőzettörmelék viszonylag magas mindkét fúrásszelvényben. A kvarctartalom növekedése a túronyi szelvényben 750 m körül, a csarnótai szelvényben 900 m körül következik be. Tendenciában a plagioklász és metamorf kőzettörmelék mennyisége szintén azonosan változik. A szelvény végén (a felsőperem végén) a kőzetösszetétel szintén jól egyezően azonos.

A csarnótai fúrás részletes kiértékelését is közöljük, egyrészt a sorozatban található megváltozott rétegek genetikai magyarázata miatt, másrészt pedig a villányi felsőperm általános jellemzésére.

A Csarnóta-1. sz. fúrás felső részén (434,0—465,0 m-ig) a törmelékanyag fő elegyrésze a kvarc, melyhez kevés káliföldpát, valamint változó mennyiségben metamorf kvarc—kvarcit és kvarcporfír típusú savanyú vulkanitok alapszövet-töredékei vegyülnek. A kötőanyagot illit—hidromuszkovit típusú anyagásványok, regenerált kvarc és változó mennyiségű karbonátásványok képezik.

E sorozatban már átalakulási jelenségek is tapasztalhatók. A kőzetet meredek dőlésű, halványzöld színű agyagásványokkal kitöltött litoklázisok metszik át. Az agyagásványokat a DTA-vizsgálatok alapján illit és hallovsit képviseli. Ritkábban akadnak karbonátásványokkal kitöltött erecskék is. Néhány aleurolitos—finomhomokos agyagpalamintát hajszálvékony pirit- és kvarcerecske sző át, helyenként pedig breccsásodási jelenségek figyelhetők meg.

A metamorfizált összlet alapkőzeteit változó szemcseméretű homokkövek alkotják. A törmelékanyag összetétele: kvarc, metamorf kvarc—kvarcit, plagiogneisz, savanyú plagioklász, muszkovit, biotit, káliföldpát és jelentéktelen mennyiségű gránit eredetű törmelék, melyet kvarc és káliföldpát alkot. A törmelékanyag összetétele rétegenként változik. Például a plagiogneisz- és plagioklászdús rétegeket kvarc—kvarcittörmelék-dús rétegek váltják fel, helyenként jelentős csillámtartalommal.



11. ábra. A Csarnóta-1. sz. fúrás kiértékelő szelvénye. (Jelmagyarázatát l. a 4a—b ábránál)
Abb. 11. Auswertungsprofil der Bohrung Csarnóta-1. (Zeichenerklärung s. bei Abb. 4a—b)

Az egyes rétegekben a káliföldpát mennyisége is számottevő. A kötőanyagot valószínűleg uralkodóan illit—hidromuszkovit típusú filloszilikátok, alárendelten pedig karbonátásványok alkotják.

Az átalakulási jelenségeket három csoportba soroltuk:

a) *Préselés—hajlítás.* A préselés bélyegei makroszkóposan is jól láthatók és a kőzetek egy részének palás, gneisszerű jelleget kölcsönöznek. Mikroszkóposan a gneisszerű szerkezet még jobban feltűnik. Az irányítottságot elsősorban a kvarc habitusa határozza meg. A kvarcszemcsék vagy -szemcsecsoportok plasztikusan deformálódott, helyenként hullámosan kihengerelt, csipkézett szélű, erősen megnyúlt szalagokat alkotnak. A kvarcszalagokhoz hasonló irányítottsággal muszkovit vagy illit—hidromuszkovit szalagok társulnak. Az utóbbiak részben hajdani kötőanyagnak a reliktumai, részben a földpátok bomlási termékei. A biotit ritkán szalagos kifejlődésű, gyakrabban egyenlőtlen megoszlású fészkekben csoportosul, melyek elsősorban az illites—hidromuszkovitos mezőkhöz kapcsolódnak. A jelentős metamorfizált kvarc és kevés egyéb elegyrészt tartalmazó minták külső megjelenése kvarcitszerű. A kvarcszalagok plasztikusan körülfogják az izometrikus vagy enyhén megnyúlt alakú földpátszemcséket, vagy azok csoportjait. A földpátok összmennyisége, lebontási foka, valamint a plagioklász—káliföldpát aránya mintánként változik. Uralkodó, gyakran egyedüli földpát az albit—oligoklász összetételű savanyú plagioklász, amelynek törésmutatója kisebb vagy egyenlő a kanadabalzsaméval. A plagioklász szemcséken ritkán hajlítási deformációk is megfigyelhetők. A préselési deformációk legintenzívebbek a metamorfizált összlet középső zónáiban, ahol az egyéb átalakulási jelenségek is maximális erejűek.

b) A *szakításos—zúzódásos* deformációk két alcsoportra oszthatók:

— Különböző szélességű zúzott, breccsásodott zónák. Utólagos cementálás miatt egy részük csak mikroszkópos vizsgálattal ismerhető fel.

— Makro- és mikrorepedések, litoklázisok. Többségük a kőzet palásságára merőleges, vagy átlós irányítottságú. A hajszálvékony erecskék gyakran több generációs hálózatot képeznek. Ezenkívül mikroszkóposan megfigyelhető a durvább méretű kvarc- és földpátszemcsék nagyfokú repedezettsége is.

c) *Egyéb átalakulások*; a zúzott zónák és repedések kitöltőanyaga. A zúzott, breccsásodott zónákat kvarc—földpát-zúzalék és az azt cementáló, több generációs, aprókristályos *kova, klorit, karbonát, kaolin és illithidromuszkovit* tölti ki. A repedéseket, litoklázisokat kitöltő ásványosodás azonos jellegű. A felsorolt ásványok bármilyen kombinációban előfordulhatnak. Az erecskék kitöltőásványaként leggyakrabban karbonátásványok fordulnak elő. A több generációs karbonáterecskék hálózata és a foltos—fészkes karbonátásvány-kiválások tömege erőteljesen karbonátosodott kőzeteket hoz létre. A karbonátásványok közül leggyakoribb a *kalcit*. Egyes mintákban DTA-vizsgálattal *sziderit* jelenléte is kimutatható volt. A szekunder kvarc megjelenése leggyakrabban mikro- és kriptokristályos, jól fejlett kristályokban csak ritkán fordul elő.

Albitképződés: erecskékben, zúzott zónákban, valamint üregekben és kőzetpórusokban igen gyakori az aprószemű, víztiszta, ikerlemezes *szekunder albit* képződése. Előfordulnak fennőtt, szép, idiomorf albitkristálykák is. Továbbá megfigyelhető a savanyú plagioklász (albit-oligoklász) törmelékek továbbnövekedése (regenerációja) is. A metamorfizált összleten belül, két igen intenzíven átalakult zónában (506,6 m-ben és 530,2—540,0 m között) néhány minta csak kevés kvarcot tartalmaz, vagy gyakorlatilag kvarcmentes. Ezek fő kőzetalkotója: kétgenerációs savanyú plagioklász (az idősebb generáció erősen lebontott), valamint agyagásványok, klorit és karbonátok. Ha kvarc is jelen van, akkor az vagy csepp alakú zárványokat alkot a plagioklászban — és ebben az esetben a plagioklásszal együtt primer törmelékes anyagnak a reliktumait képezi —, vagy az erecskéket, zúzott zónákat tölti ki szekunder képződményként. Az idősebb, szennyezett, kvarczárványos, savanyú plagioklász nem optikai, hanem vegyi összetétel alapján sem tekinthető klasszikus albitnak. Ehhez a kőzet nátriumtartalma túl alacsony és ezt helyesebb *albit-oligoklásznak* nevezni. A víztiszta szekunder kiválásokat pedig *albit* képezi. Ezekben a kőzetekben bizonyos mértékű SiO_2 migráció és viszonylagosan az alkáliák feldúsulása ment végbe. A primer homokkövek kétségen kívül nátriumban gazdagok voltak, melyet nagy mennyiségű, plagiogneisz eredetű, savanyú plagioklász törmelékek szolgáltattak. Következésképpen nincs jogunk feltételezni a szekunder albit képződéséhez szükséges nátrium metaszomatikus behozatalát, csakis helyi jellegű anyagátrendeződésről beszélhetünk.

Biotitképződés: a biotit megoszlása szeszélyesen csomós, sávos és csak ritkán egyezik meg a kőzet palásságával. A biotit friss, élénkbarna színű, az egyes mintákban pedig kloritosodott, kifakult, rutilzárványokkal telített. A biotitszemcsék nagy, sőt durvaszeműek, ezenkívül apróbb szemű, világosabb barna színű, alacsonyabb törésmutatójú változata (hidrobiotit) is előfordul. A felsorolt jelenségek arra utalnak, hogy a biotit metamorf eredetű, vagy legalábbis részben átkristályosodott is lehet. A hidrobiotit pedig vagy új képződmény, vagy a biotit retrográd metamorfózis folyamán történt felaprozódásának és hidratálásának a terméke.

Az egyéb átalakulási jelenségek között még jelentéktelen mennyiségű félig izotrop, zöldes bomlási termékek képződése említhető, melyek valószínűleg az epidot csoporthoz tartoznak.

Az egyes mintákban szokatlanul nagy méretű: 0,5—1,0 cm átmérőt is elérő apatitkristályok fordulnak elő. Ezek feltételezhetően úgyszintén átkristályosodás termékei. Néhány, nagyobb mennyiségű apatitkristályt tartalmazó mintából a vegyi elemzés maximálisan 0,53% P_2O_5-tartalmat mutatott ki. Következésképpen a foszforbehozatal nem valószínű, mivel az üledékes kőzetekben a 0,5% P_2O_5-tartalom általában még nem számít anomáliának.

A metamorfizált összlet szerkezeti felépítése tisztázásához az ásvány-kőzettani vizsgálatok a következő kiegészítő adatokat nyújthatják:

A metamorfizált összlet és a homokkő között fokozatos átmenet van.* A két határ közül az alsó valamennyivel határozottabb, élesebb. Felülről lefelé a szelvényen bizonyos átalakulási jelenségek már a főkonglomerátum alatti rétegekben megfigyelhetők. Ilyenek: litoklázisok és erecskék képződése, piritesedés, valamint az intenzív törmelékanyag-lebontás. A 463,2 m mélységben levő agyagpala pedig a piritesedés mellett breccsásodott is. A felsorolt jelenségek lefelé fokozódnak és ezekhez préselési bélyegek is társulnak.

A makroszkóposan felismerhetetlenségig átdolgozott kőzetekben mikroszkóposan még mindig jól felismerhető az eredeti homokkő: a törmelékanyag elkülöníthető a kötőanyagtól és a törmelékanyag összetétele is jól meghatározható. A maximálisan átalakult zóna 484,0—609,7 m közötti intervallumra esik. A zónát gneisszerűen préselt kőzetek alkotják, *melyekben a primer üledékes anyag nem ismerhető fel.* Kivételt képeznek a plagiogneisz eredetű kvarczárványos savanyú plagioklász törmelékek, melyek még intenzív préselés és úgyszintén intenzív földpátlebontás (illit-, hidromuszkovit-, kaolin-, szekunder albitképződés) esetén is jól felismerhetők: a teljesen lebontott földpátmezőkön a csepp és orsó alakú kvarczárványok mintegy „úsznak". Helyenként viszonylagosan friss káliföldpát (uralkodóan ortoklász, ritkábban mikroklin) szemcsék is maradtak fenn.

Lefelé a szelvényben átdolgozott, töredezett, piritesedett, de jól felismerhető homokkő következik, mely breccsásodott, piritesedett, széntartalmú kovapalával zárul le. Közvetlenül a kovapala alatti rétegeket már viszonylagosan friss, érintetlen apró—finomszemű, erősen csillámos homokkő képviseli, melyre változatlanul a magas savanyú plagioklásztartalom a jellemző.

A fúrás 641,0—1035,0 m-ig tartó szakaszának jellemzői a következők: A vizsgált mintaanyag közül egy minta széntartalmú kovapala és egy pedig kovatartalmú agyagmárga, a többi homokkő. A homokkő törmelékanyagának fő alkotói: kvarc, metamorf kvarc—kvarcit, plagiogneisz, savanyú plagioklász, csillámok, kevés káliföldpát és gránit. Az uralkodóan plagiogneisz és plagioklász törmelékeket, valamint az uralkodóan metamorf kvarc—kvarcit törmelékeket tartalmazó rétegek egymással váltakoznak. Az utóbbiak általában jelentős mennyiségű csillámot, elsősorban muszkovitot tartalmaznak. Akadnak biotitdús rétegek is. A biotit aprószemű, az esetek többségében erősen lebontott, kloritosodott, kifakult. A káliföldpát-törmelékek és gránittörmelékek mennyisége jelentéktelen, vulkanit eredetű törmelékanyag nincs. Ilyen értelemben a vizsgált szakasz jól összeegyeztethető a Túrony-1. sz. mélyfúrás főkonglomerátum alatti szakaszával, azzal a különbséggel, hogy a Túrony-1. sz. fúrásban az uralkodóan plagiogneisz, illetve csillámos kvarcit anyagot tartalmazó rétegek vastagabbak és ezek jobban elkülöníthetők egymástól. A Csarnóta-1. sz. mélyfúrás megfelelő szakaszára pedig az említett rétegek kisebb vastagsága és gyors egymás utáni cserélődése a jellemző.

Kötőanyag. A karbonátos kötőanyag mennyisége a Túrony-1. sz. fúráshoz hasonlóan jelentéktelen. Uralkodó kötőanyagféleségek: illit, hidromuszkovit, klorit, helyenként kevés kaolin és rétegenként változó mennyiségben vörös vasoxidok—hidroxidok. Az egyes szintekben gyakori az érintkezéses kötés is, mely kemény, kvarcitszerű kőzetet hoz létre.

Átalakulási jelenségek. Elsősorban az igen intenzív kloritképződés említhető meg. Két kloritféleség figyelhető meg: az egyik halvány zöldessárga, a másik élénkzöld—kékeszöld színű. A kloritok a csillámokat helyettesítik, a kőzetpórusokat töltik ki, valamint kiszorítják az agyagos—hidrocsillámos kötőanyagot. Ezenkívül az egyes mintákban hintett pirit, kevés epidot, valamint szekunder albitképződés figyelhető meg.

Járulékos ásványok: apatit, szfén, rutil, leukoxén, kevés magnetit, nagyon ritkán cirkon és turmalin.

A fúrás 1035,0—1266,0 m-ig tartó szakasza a fent leírt összlettől a következőkben különbözik:

— kavicsos—konglomerátumos szintek jelennek meg;

— a homokkő redukáltabb jellegű: a vörös vasoxidok eltűnnek, az uralkodó kötőanyag agyagos—kloritos és egyes mintákban karbonátos;

— vulkanittörmelékek jelennek meg.

A konglomerátumrétegek kavicsvizsgálatai során a következő vulkanitok voltak meghatározhatók:

— kvarc keratofir (kvarc albitofir),

— kvarctartalmú porfír (ortofir?),

— kvarc albitofir tufa (?),

— mikrogranofir (alapszövet-töredék),

— andezit.

* A csarnótai fúrásban kimutatott metamorfizált rétegcsoport előbbiekben bizonyított földtani helyzetét (ti. hogy tektonikai okokkal nem magyarázható a jelenléte, nem tektonikai „becsípés"-ről van szó) sokan kétségbe vonják. E kérdésre vonatkozó lektori vélemény is ezt tükrözte. A magunk részétől a fúrási maganyag aprólékos terepi dokumentációja és részletes mikroszkópos vizsgálata alapján — e számunkra is meglepő helyzetről — csak a fenti módon tudunk állást foglalni. *(A szerző.)*

A homokkő törmelékanyagában a következő vulkanittörmelék-típusok különíthetők el:

— kvarcból és káliföldpátból álló mikrofelzites, mikrogránitos, mikrogranofiros szerkezetű alapszövet-töredékek, melyek a vulkáni eredetű törmelékanyag zömét teszik ki, ezek kvarcporfír és kvarctartalmú porfír (ortofir) eredetűek egyaránt lehetnek;

— albitosodott paleotrachit;

— andezit.

A felsoroltakból megállapítható, hogy az összlet vulkanittörmelékeit négy fő csoportra oszthatjuk:

1. Nátriumban gazdag vagy utólagosan albitosodott vulkanittörmelékek: kvarc keratofir (kvarc albitofir) és paleotrachit.

2. A savanyú vulkanitokhoz viszonyítottan SiO_2-ben szegényebb és alkáliákban gazdagabb vulkanittörmelékek: kvarctartalmú porfírok (ortofirok).

3. Kvarcporfírok (?). Bár a nagyobb méretű típusos kvarcporfírkavics és a konglomerátumkavicsok vizsgálata során egy sem került elő, mégis a nagy mennyiségű mikrofelzites—mikrogránitos—mikrogranofiros alapszövet-töredékek jelenléte a homokkövekben feltételezni engedi kvarcporfírtörmelékek jelenlétét.

4. Andezit (nagyon kevés).

A Csarnóta-1. sz. és Túrony-1. sz. mélyfúrás megfelelő szakaszai jól azonosíthatók a 8. és 11. ábrák értelmében.

Figyelemre méltó egyezést mutat a felsőperm homokkő—alsóperm aleurolit határa környékén megfúrt, kifejezetten vulkanikus eredetű réteg:

Túrony-1. sz. fúrás 1229,0 *m:* albitosodott tufoláva vagy ignimbrit. A szekunder albitosodás az alapszövetben határozottan felismerhető. A porfírkiválásokként jelenlevő albit eredete bizonytalan.

Csarnóta-1. sz. fúrás 1266,0 *m:* tufahomokkő, amelynek törmelékanyaga kvarcból, albitból és kovásodott alapszövet-töredékekből áll, sok magnetitet tartalmaz. Kötőanyagként karbonát és klorit szerepel.

Mindkét rétegre a káliföldpát hiánya és az albit típusú savanyú plagioklász jelentős mennyisége jellemző. Eredete kétféleképpen magyarázható: *1.* a savanyú vulkanikus kőzet utólagosan albitosodott; *2.* a kiömlő magma egy bizonyos fázisban viszonylagosan Na-gazdag volt.

A felsőperm kvarcporfír vulkáni tevékenység hatását a felismert és közölt adatok bizonyítják.

Vokány-2. sz. fúrás

A jakabhegyi homokkő vörös színű rétegei alatt minden átmenet nélkül barnásvörös, kissé lilás árnyalatú, tömör kvarcporfír következett. Az érintkezés megítélésénél a következő makroszkópos megfigyelésekre támaszkodom:

— A kvarcporfír felett közvetlenül mikrorétegzett, aprószemű homokkő települ, réteglapokon dúsuló csillámokkal. E nyugodt állóvízi leülepedést bizonyító homokkőben 3 cm átmérőjű szögletes kvarcporfírkavics található. Anyaga egyezik a kvarcporfír sorozat anyagával. Ebből a kavics helyzetét, mint víz alatti lejtő törmelékét ítélem meg.

— A jakabhegyi homokkő nem tartalmaz repedéseket, és semmiféle kontakt hatás (filtráció, elszíneződés stb.) nem észlelhető.

A kvarcporfírra települő jakabhegyi homokkő megjelenése után tehát kvarcporfírműködés nem volt.

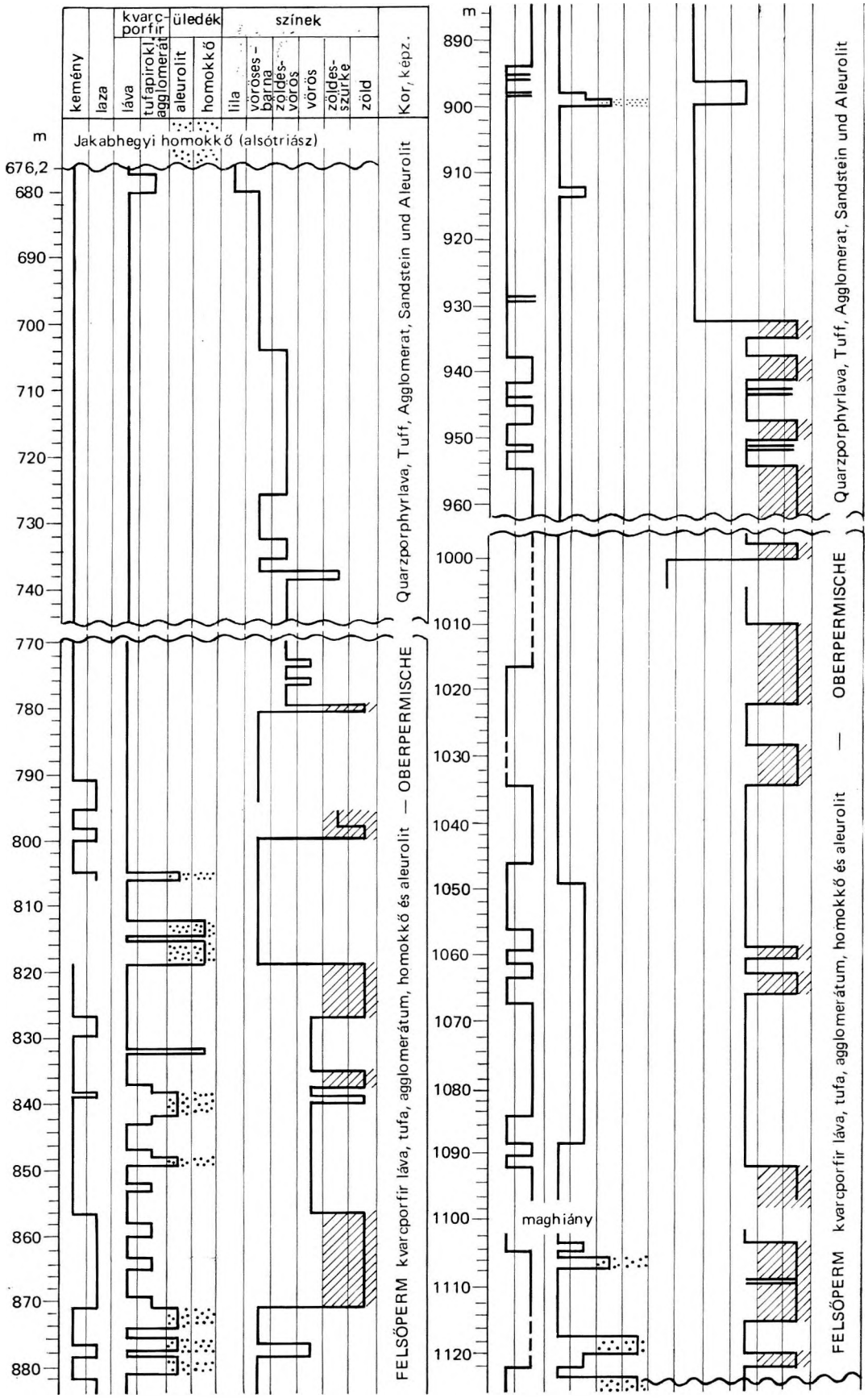
A kvarcporfír sorozat felső része változatos kifejlődésű, 1,5 m egynemű tömör kvarcporfír után finomszemű homokkő és aleurolit kvarcporfírral összegyúrt rétegeit találjuk, helyenként 10—20 cm vastagságban.

Az aleuritok sötét csokoládébarna színűek, igen jelentős vastartalommal. Ezután piszkosfehér, néha szabálytalan vörös foltokkal tarkított tufa, piroklasztikum következik. Piritcsomókat és max. 1—2 cm vastag sötét színű ereket tartalmaz, amelyek turmalinnak bizonyultak. Apró turmalinkristályokat elszórva is találunk.

Ezután újra tömör kvarcporfírok következnek a fúrás talpáig. Az egész sorozatra jellemző, hogy idegen kavicszárványokat tartalmaz, melyek közül a fekete agyagkő kavicsok (837 m-ben 4 cm ∅) és a csillámpalakavicsok (774 m-ben 3,5 cm ∅) a legfeltűnőbbek, de homokkődarabok is felismerhetők.

A fenti sorozat kőzeteinek színére jellemző, hogy a fakózöld és szürkéslila szín alárendelt, többségük barna és vörösesbarna színű.

A 830 m alatti részek elég gyakran tartalmaznak 2—5 mm-es kvarcos ereket, melyeket a kőzet kifakulása kísér.



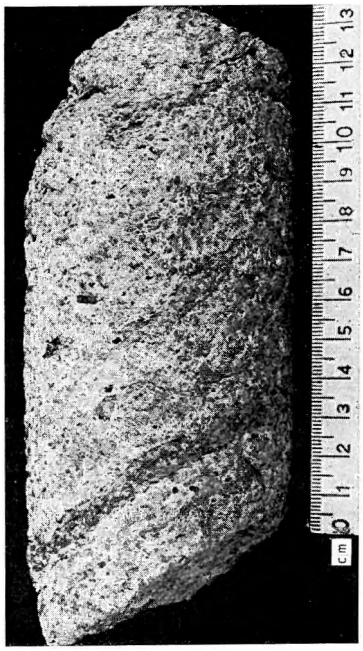
12. ábra. A Bisse-1. sz. mélyfúrás kvarcporfír összletének szelvénye

Abb. 12. Profil des Quarzporphyrkomplexes der Tiefbohrung Bisse-1 (Bedeutung der Kolonnen s. bei Abb. 7)

A makroszkópos megfigyelésekkel is megállapítható volt a kvarc- és földpátszemcsék növekvő nagysága a mélység felé, valamint a szín és szemcsenagyság homogenitásának növekedése. Ezzel összhangban a lyukgeofizikai ellenállásadatok is alig változó homogén értékeket mutatnak.

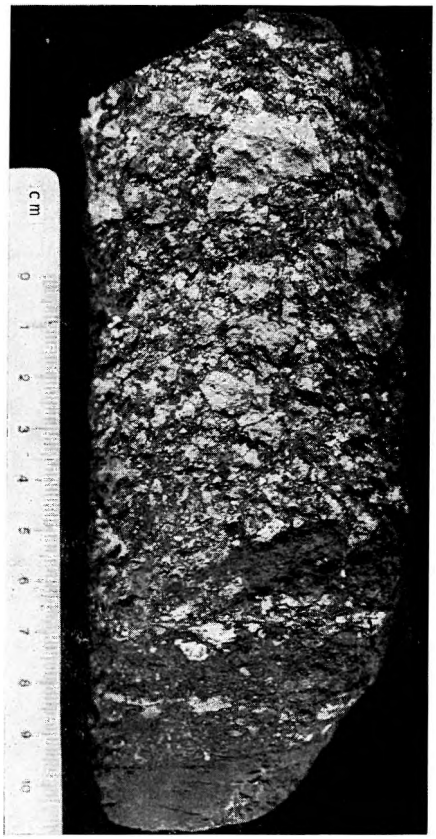
Bisse-1. sz. fúrás

A fúrás rendkívül fontos szelvényt tárt fel a túronyi törmelékes és vokányi vulkanitos sorozat között. Megismerésével bizonyítékokhoz jutottunk a vokányi kvarcporfír rétegtani helyzetével kapcsolatban, és rendkívül fontos adatokhoz a fácies-megoldást illetően. A vokány—bisse—túronyi fúrási sorozat az egyetlen olyan paleozóos szelvény az országban, amelyben egymás mellett tanul-



13. ábra. Zöldesfehér, jól osztályozott, rétegzett kvarcporfír piroklasztikum. Bisse-1. sz. fúrás, 860 m-ből

Abb. 13. Grünlichweisser, gut sortierter, geschichteter Quarzporphyrpyroklastit. Aus 860 m Tiefe der Bohrung Bisse-1



14. ábra. Rétegzett vörös aleurolitból kifejlődő kvarcporfír piroklasztikum. Bisse-1. sz. fúrás, 857 m-ből

Abb. 14. Aus rotem Aleurolit entstandener geschichteter Quarzporphyrpyroklastit. Aus 857 m Tiefe der Bohrung Bisse-1

mányozható a vulkáni kürtő fácies, vulkáni peremi kifejlődés (láva, tufa, piroklasztikum), üledékes homokkő-váltakozás és a már végig törmelékes homokkő sorozat.

A jakabhegyi homokkő sorozat alatt — minden kontakt jelenség nélkül — következik a kvarcporfír. A kvarcporfírfelszín (676,2 m) vörös, zöldfoltos, kemény tömött kőzet. Alatta lila kvarcporfír következik, melyben sok 1—1,5 cm átmérőjű vörös aleurolit kavics és kevés kvarckavics található. Ezek az idegen zárványok úsznak a kvarcporfír alapanyagában. A sorozat további felépítésében makroszkópos alapon a következő elkülönítések lehetségesek:

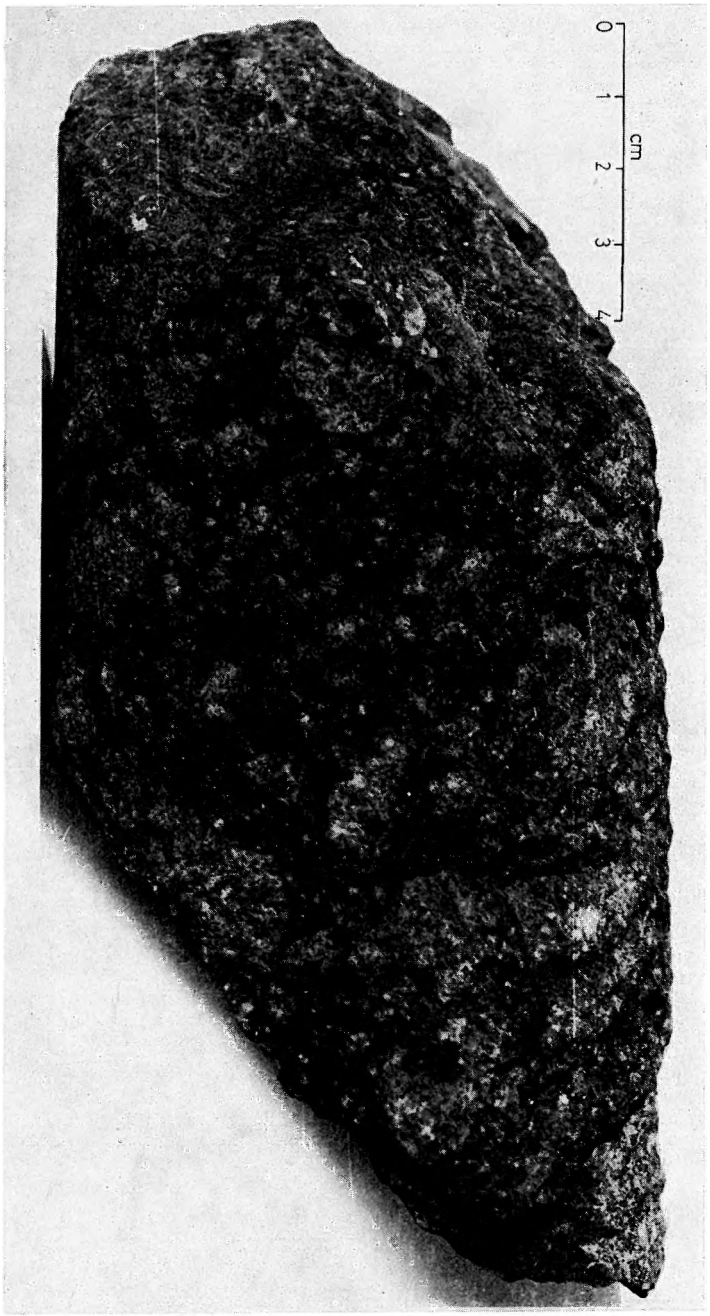
— kemény tömött *kvarcporfír*, általában egységes színnel jellemezhetően;

— laza, bontott, széteső *tufa agglomerátum*, a piszkosfehér, vörös, zöld, vörösbarna színek kaotikus keveredésével, vékony homokkő- és aleurolitrétegekkel és szabálytalan alakú, 1—2 cm átmérőjű kvarcporfír lávafoszlányokkal;

— rétegzett, a réteglapokon csillámokat tartalmazó „tiszta" *homokkő-* és *aleurolitrétegek* (12. ábra).

Az egyes csoportok között gyakran nem könnyű határvonalat húzni, mert határaik átmenetesek, ami különösen a színekre vonatkozik. Az egész sorozatra egyébként legjellemzőbb a rendkívül változatos színeloszlás.

A kvarcporfír láva-, tufa-, piroklasztikumrétegekben az aleurolit- és homokkőzárványokon kívül gyakran található csillámpala és kvarckavics is. A földpátok gyakran fehérré mállottak a laza, szét-



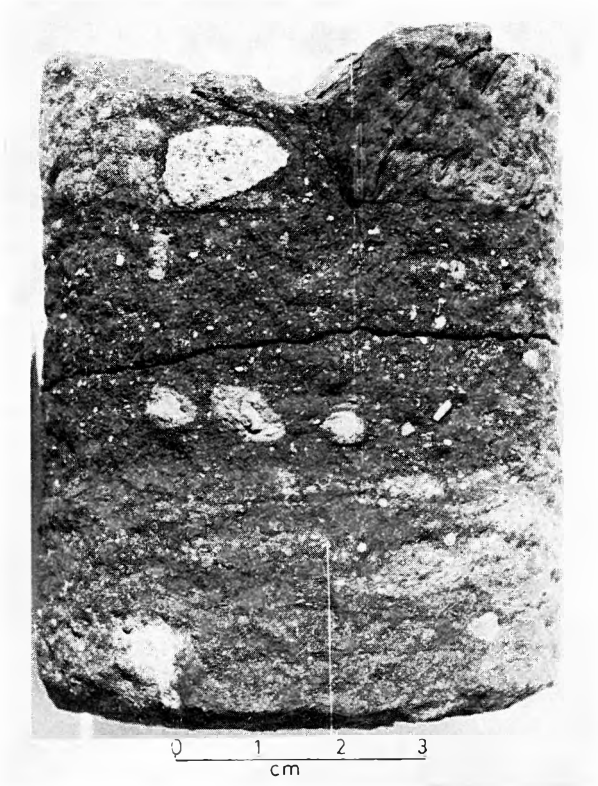
15. ábra. Vörös aleurolitban kaotikusan elhelyezkedő kvarcporfír lávafoszlányok. Bisse-1. sz. fúrás, 801 m-ből
Abb. 15. Chaotisch liegende Quarzporphyrlavafetzen im roten Aleurolit. Aus 801 m Tiefe der Bohrung Bisse-1

eső rétegekben, míg másutt húsvörösek. A kvarcok általában víztiszták. Mindkét ásványnál a 2—5 mm-es nagyság a maximális.

Az első csoportba sorolt kvarcporfírt az aránylag homogén színén kívül a homogén keménység, a rendezett szerkezet és a bontottság hiánya jellemzi. Ezek a „rétegek" egységességükkel jellemezhetők.

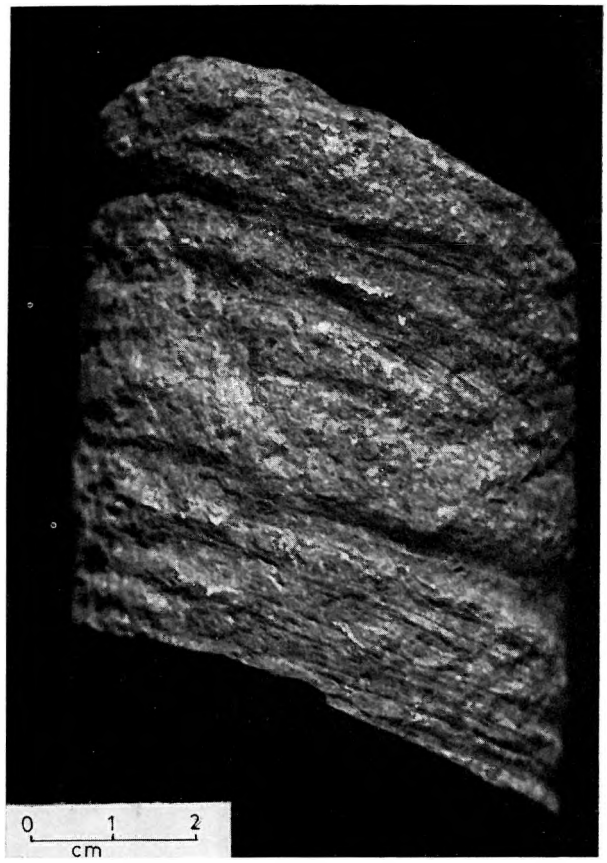
A második csoportba tartozó képződményben a színek változékonyságát a keménység változékonysága is kíséri. A kőzet gyakran kézzel elmorzsolható, másutt ugyanolyan megjelenésű, de szinte üvegkemény a kovatartalom miatt. A kemény és laza képződményhatár szabálytalan lefutású. Ugyanehhez a csoporthoz soroljuk a határozottan rétegzett megjelenésű piroklasztikumokat (13. ábra), ahol a rétegzettséget a kovatartalom rétegmenti feldúsulása emeli ki. Létrejöttét víz alatti lerakódási körülményekkel magyarázzuk, amit a rendezett szerkezet csak aláhúz. Színük zöldes—vöröses-fehér vagy piszkosfehér.

A harmadik csoport tulajdonképpen kifejezetten üledékes homokkőképződmény. De mint a 14—17. ábrák bizonyítják, a genetikai kérdések eldöntése végett érdemes külön foglalkozni velük.



16. ábra. Vörös aleurolitból kifejlődő „x fáciesű" képződmény. Az aleurolit alapanyagban szögletes kvarc- és földpátszemcsék, valamint kvarcporfír „kavicsok" dúsulnak

Abb. 16. Aus rotem Aleurolit entstandene Bildung von „x-Fazies". Im Grundmaterial des Aleurolits befinden sich eckige Quarz- und Feldspatkörner sowie Quarzporphyr-„Schotterstücke" angereichert



17. ábra. Mikrorétegzett vörös aleurolit a kvarcporfír komplexumban. Bisse-1. sz. fúrás, 815 m-ből

Abb. 17. Feingeschichteter roter Aleurolit im Komplex des Quarzporphyrs. Aus Tiefe 815 m der Bohrung Bisse-1

A homogénnek tekinthető homokkő- és aleurolitrétegek gyakran tartalmaznak apró (2—5 mm átmérőjű) dolomit konkréciókat és kvarcporfír kavicsokat, továbbá általában jól rétegzettek. Itt található az a homokkőtípus, amit a mecseki perm rétegekben is, de a jura széntelepes sorozatban is (Káli Z. 1962) „x fácies" névvel jelöltek. Jellemzői az egységes aleurolit vagy finomszemű homokkőben rendszertelenül elhelyezkedő kavicsok (mm-estől cm-es nagyságig). Genetikai megoldását tehát az egyidejű vulkáni működésben kell keresnünk, ill. e homokkőtípus a vulkáni működés közelségét jelzi (16. ábra).

A homokkőrétegek másik csoportja bizonyítja abszolút módon a vulkáni működés és az üledékképződés egyidejűségét (14. ábra). Az egységes vékonyrétegzett vörös aleurolitból fokozatosan fejlődik ki a már piroklasztikummal jellemzett, zavart szövetű, aleurolitos réteg. Felfelé a piroklasztikumok mennyisége fokozatosan növekszik (15. ábra) és már csomós (4—8 cm átmérőjű) kvarcporfír lávafoszlányok is megjelennek (18. ábra).

A kvarcporfír rétegsor után, 1123,0 m-től, homokkő és aleurolit sorozat következik. Az utolsó kvarcporfírréteg zöld, vörös elszíneződésekkel. Földpátjai vörösek és 1—5 mm átmérőjűek. A kőzet kemény, tömött, kevés vörös aleurolitzárványt tartalmaz, alsó szakasza határozottan rétegzett meg-

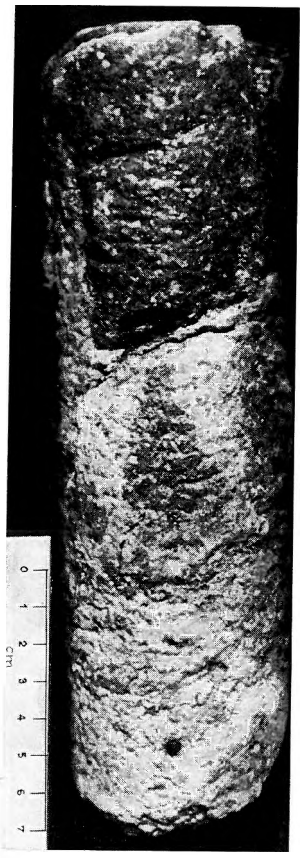
jelenésű. Az alatta következő aleurolit az érintkezés közelében rosszul osztályozott (1—4 mm-es földpát- és kvarcszemcséket tartalmaz). Lefelé mindjobban osztályozott, és a réteg alsó része már párhuzamosan rétegzett.

Ezt a fekvő vörös homokkő és aleurolit sorozatot (feltárt vastagsága 110 m) a túronyi szelvénnyel való egyezése alapján az alsóperm vörös aleurolit csoporthoz soroljuk.

A kvarcporfír komplexum felépítésében megpróbáltunk jellemző egységeket kijelölni, keresve azt a lehetőséget, hogy egyeztetni tudjuk a túrony—csarnótai felsőperm törmelékes sorozattal, ill. a mecseki hármas tagolódású felsőperm sorozattal.

A rétegsor már első rátekintésre három részre különül el: a felső kvarcporfír sorozatra, a középső részre, melyben normál üledékes rétegeket is találunk és az alsó kvarcporfír sorozatra (12. ábra). A középső részre az üledékes homokkő- és aleurolitrétegeket tartjuk jellemzőnek. Vulkanológiai szempontból e szakaszra esik a vulkáni működés intenzitásának csökkenése, hiszen az üledékképződés területévé vált a vulkán közvetlen környezete is.

A színek eloszlásával kapcsolatban a felső szakaszokra az oxidáltság jellemző, míg az alsó két szakaszban a redukált színek is megtalálhatók. Mint az összehasonlításnál látni fogjuk, ugyanez a tendencia érvényes a felsőperm törmelékes sorozatára is.



18. ábra. A rétegzett kvarcporfír piroklasztikumból (13. ábra) kifejlődő csomós megjelenésű kvarcporfír láva. A 13. ábrán látható fúrómag hiánytalan folytatása. Bisse-1. sz. fúrás, 859,8 m-ből

Abb. 18. Quarzporphyrlava von knotiger Erscheinung, die sich aus dem geschichteten Quarzporphyrpyroklastit (Abb. 13) ausgebildet hat. Lückenlose Fortsetzung des in der Abb. 13 dargestellten Bohrkernes. Aus Tiefe 859,8 m der Bohrung Bisse-1

Peterd-1. sz. fúrás

Ez a fúrás a kvarcporfír összletből alig 50 m vastagságot tár fel. A jakabhegyi homokkő után egy alig 2 m vastag, kvarckavicsokat tartalmazó nagyszemű homokkőréteg következik, mely a főkonglomerátumnak felel meg. Ez a réteg az egyébként szürkésvörös kvarcporfír vörösre változott felszínére települ. A kvarcporfír legfelső részéből feltárt kis vastagság és a jól látható azonosság miatt részletes vizsgálatokat itt nem végeztünk.

Ez a feltárás a kvarcporfír kiterjedésére vonatkozóan nyújtott értékes felvilágosítást, valamint a főkonglomerátum kavicsos megjelenése fontos ősföldrajzi adat. Itt teszünk említést a szavai területen található kvarcporfírról (29., 30. ábra). Ezt a kvarcporfírt is Fazekas Via vizsgálta és megállapította, hogy összetételét tekintve jól azonosítható a vokányi kvarcporfírral, annak mélységi megfelelője.

A feltárt rétegsor felépítése a következő: a felsőpannóniai homok egy durvakavics (5—10 cm kavicsátmérők) kezdőtaggal települ a Dravez J. által meghatározott felsőkarbon fekete agyagkőre. Ebben a durvakavicsos rétegben nagyporfíros kvarcporfír kavicsokat találunk.

A fekete agyagkő megjelenése hasonló a mecseki ladini fekete mészmárgákhoz, mészkövekhez, a szalatnaki szilur fekete agyagkőhöz és a bogádmindszenti felsőkarbon sorozat alsó részén megjelenő fekete agyagkőrétegekhez. Ásványkőzettani vizsgálatokkal (a plagioklásztartalom alapján) egyértelműen a felsőkarbonhoz sorolható. A kevés, rendkívül rossz megtartású, erősen piritesedett növénymaradványok is ezt a kort bizonyítják, csakúgy, mint a szerkezeti analízisből levezethető rétegtani helyzete.

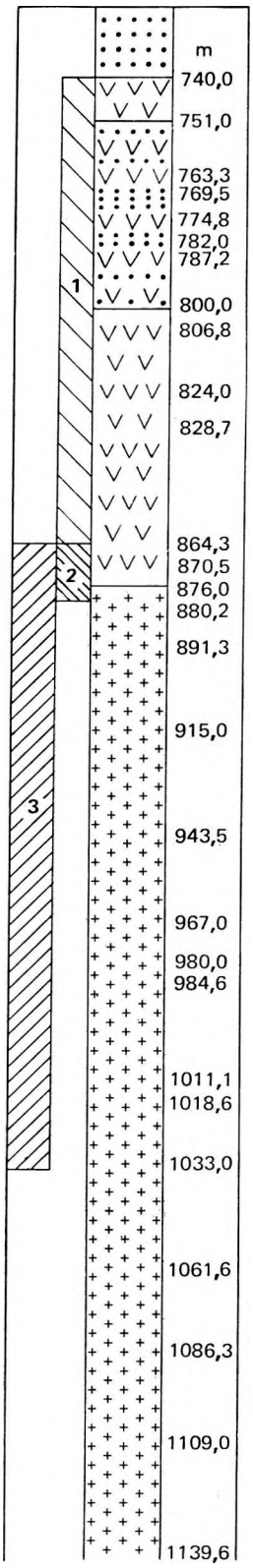
A kvarcporfír ebbe a képződménybe nyomul be, jól értékelhető kontakt jelenségekkel. Jelenlegi helyzetébe a későbbi tektonikai mozgások hozták, míg eredetileg a vokányi kvarcporfír vulkán mélységi tagjaként keletkezett. A kvarcporfírral a gazdaságföldtani fejezetben bővebben foglalkozunk, mivel bizonyos érckutatási perspektívákat lehetett kimutatni.

Ásvány-kőzettani vizsgálatok (Fazekas Via)

A *Vokány-2. sz. fúrás* kvarcporfír összletének mikroszkópos vizsgálata szerint (19. ábra) a vizsgált összlet felső részét (740,0—751,0 m) kvarcporfír típusú effuzív kőzet alkotja, jól kifejezett folyásos, valamint reliktum vitrofiros szerkezetű alapanyaggal, amelyet mikrofelzit alkot. A folyásos szerkezetet kolloid jellegű, makroszkóposan halványzöld agyagásvány(?)szalagok határozzák meg,

melyek szekunder kvarc- vagy kalcedonszalagokkal váltakoznak. A porfírkiválások: idiomorf, rezorbeált kvarc, kevés káliföldpát (ortoklász) és nagyon kevés bontott biotit. Elszórtan kevés, apró, kékeszöld színű szekunder turmalinkiválás található. Az alatta levő összletet (751,0—800,0 m) klasztikus kőzetek alkotják. Az összletből 5 db mintát vizsgáltunk meg. Azok összetételében és szerkezetében lényeges eltérés nincs. A kőzet polimikt törmelékanyagból és kovás—agyagos kötőanyagból áll. A törmelékanyag kvarc, amelynek egy részét jól felismerhető, víztiszta, repedezett, idiomorf, effuzív eredetű kvarcszemcsék alkotják, ezenkívül kvarcit, gneisz, káliföldpát, agyagpala, vörös mikrofelzit és aleurolit vagy finomszemű homokkőtörmelékek. A kötőanyagot finomszemű kvarctörmelékek, mikrokristályos kova és agyagásványok alkotják. Majdnem minden vizsgált mintában 1—2 szem apró szekunder turmalin figyelhető meg. A kőzet homokkőtufának nevezhető.

A 800,0—876,0 m közti szakaszt a fent leírtakkal azonos jellegű kvarcporfírok alkotják. A szakasz felső részén különböző méretű, megnyúlt alakú kvarc-csillámpala törmelékek figyelhetők meg. Ezek feltételezhetően a vulkáni áttörés során leszakított és besodort mellékkőzet töredékei. A szakaszon belül lefelé fokozatosan növekszik a kőzet bomlási foka és a szekunder turmalinkiválások mennyisége. A szakasz alsó részén a kvarcporfír alapanyaga igen intenzíven átalakult: kovásodott, agyagosodott. Az agyagásványok közül jól kifejlett kaolinkristályokból álló fészkek, foltok ismerhetők fel.



19. ábra. A Vokány-2. sz. mélyfúrás vázlatos szelvénye, mikroszkópos anyagvizsgálat alapján (Fazekas Via)

Átalakulási jelenségek: 1. gyenge turmalinosodás, *2.* intenzív turmalinosodás, *3.* intenzív kaolinitesedés—karbonátosodás, kevés pirittel.

A vizsgálat eredménye, a mintavételi helyek szerint:

....—740 m-ig jakabhegyi homokkő.

740,0—751,0 m-ig kvarcporfír jól kifejezett folyásos és reliktum vitrofiros szerkezettel, sok apró porfírkiválással: idiomorf kvarc, káliföldpát és egy szem biotit, 1—2 apró turmalinkiválás.
763,3—787,2 m-ig (5 db mintában) klasztikus kőzet (homokkőtufa). Törmelékanyag: kvarc, effúzív eredetű kvarc, kvarcit, gneisz, vörös aleurolit mikrofelzit(?), káliföldpát. A kötőanyag: kova és átkristályosodott agyag, valamint finomszemű kvarctörmelékek — lehet üledékes és vulkáni eredetű. Intenzív lebontás miatt pontosan nem határozható meg. 1—2 apró turmalinkiválás.
806,8 m-ben kvarcporfír. Gyakoriak a besodort kvarc—csillámpala törmelékek.
824,0 és 828,7 m-ben ua.
864,3 m-ben ua. intenzíven lebontott turmalinnal. A lebontási termék filloszilikát (kaolin?).
870,5 m-ben ua. sok turmalinnal. Lebontási termékei: filloszilikát és karbonátásvány.
876,0 m-ben mikrogránit-porfír breccsa, kova—karbonát—turmalin telérrel. Erősen lebontott, kaolinitesedett.
880,2 m-ben erősen lebontott mikrogránit-porfír kaolinnal, turmalinnal.
891,3; 915,0 és 943,5 m-ben ua. Lebontási termékei: karbonát, kaolin. Az alapanyag mikrogránitos szerkezetű. Porfírkiválások: idiomorf kvarc, ortoklász és nagyon kevés biotit.
967,0; 980,0; 984,6; 1011,1; 1018,6 és 1033,0 m-ben ua. durvább szemű alapanyaggal.
1061,6 m-ben viszonylagosan friss mikrogránit-porfír. A porfírkiválásokban kevés savanyú plagioklász is megjelenik.
1086,3 m-ben ua. vörös vasoxiddal.
1109,0 m-ben ua. kevés csillámszerű lebontási termékkel.
1139,6 m-ben ua. Teljesen ép kőzet. Az alapanyag pszeudoszferolitos, mikrogranofiros szerkezetű

Abb. 19. Profilskizze der Tiefbohrung Vokány-2 aufgrund mikroskopischer Materialuntersuchung (Via Fazekas)

Erscheinungen der Metamorphose: 1. schwache Turmalinbildung, *2.* intensive Turmalinbildung, *3.* intensive Kaolinitisierung-Karbonatisierung mit wenig Pyrit.

Ergebnis der Untersuchung nach den einzelnen Probeentnahmestellen:

Bis 740 m Jakabberger Sandstein.
740,0—751,0 m Quarzporphyr von deutlich ausgeprägter fluidaler und reliktvitrophyrischer Struktur, mit vielen kleinen Porphyr-Ausscheidungen: Idiomorpher Quarz, Kalifeldspat und ein Biotitkorn, 1—2 kleine Turmalin-Ausscheidungen.
763,3—787,2 m (in 5 Proben) klastisches Gestein (Sandstein-Tuff). Trümmermaterial: Quarz, Quarz effusiven Ursprungs, Quarzit, Gneiss, roter Aleurolit-Mikrofelsit (?), Kalifeldspat. Bindematerial: Kiesel und umkristallisierter Ton, ferner feinkörniger Quarztrümmer — sedimentären oder vulkanischen Ursprungs. Infolge intensiver Zersetzung nicht genauer bestimmbar. 1—2 kleine Turmalin-Ausscheidungen.
806,8 m Quarzporphyr. Häufig sind in ihm Quarz- und Glimmerschieferbruchstücke zu finden.
In 824,0 und 828,7 m dasselbe.
In 864,3 m dasselbe mit intensiv zersetztem Turmalin. Das Zersetzungsprodukt ist ein Phyllosilikat (Kaolin?).
In 870,5 m dasselbe mit vielem Turmalin. Zersetzungsprodukte: Phyllosilikat und karbonatisches Mineral.
In 876,0 m Mikrogranit-Porphyr-Brekzie mit einem Kiesel-Karbonat-Turmalin-Gang. Stark zersetzt, kaolinitisiert.
In 880,2 m stark zersetzter Mikrogranit-Porphyr mit Kaolin und Turmalin.
In 891,3, 915,0 und 943,5 m dasselbe. Zersetzungsprodukte: Karbonat, Kaolin. Die Grundmasse ist mikrogranitischer Struktur. Porphyr-Ausscheidungen: idiomorpher Quarz, Orthoklas und sehr wenig Biotit.
In 967,0, 980,0, 984,6, 1011,1, 1018,6 und 1033,0 m dasselbe mit einer Grundmasse von gröberer Korngrösse.
In 1061,6 m verhältnismässig frischer Mikrogranit-Porphyr. In den Porphyr-Ausscheidungen erscheinen auch wenige saure Plagioklase.
In 1086,3 m dasselbe mit rotem Eisenoxyd.
In 1109,0 m dasselbe mit wenigem glimmerartigen Zersetzungsprodukt.
In 1139,6 m dasselbe. Ganz frisches Gestein. Die Grundmasse ist pseudosphärolithisch von mikrogranophyrischer Struktur

A DTA-vizsgálat alapján, melyet Selmeczi Béla végzett el, kaolinites konfulensit mutatható ki. A DTA-vizsgálat eredménye a következő:

806,8 m-ben lebontott kvarcporfír, zöld, kolloid jellegű agyagásvány (?) lencsékkel
opál 1%
maghemit max. 0,5%
kaolinit és konfulensit 10%
kvarc + kalcedon?

876,0 m-ben intenzíven lebontott, breccsás mikrogránit-porfír—kova—karbonát, turmalin telérrel
opál 2%
tridimit
maghemit max. 2%
kaolinit és konfulensit 20%
kvarc + kalcedon?

880,2 m-ben lebontott mikrogránit-porfír, szekunder turmalinnal
opál 2%
tridimit
magnetit max. 1%
konfulensit 15%, kevés kaolinittel
kvarc + kalcedon?

891,3 m-ben lebontott mikrogránit-porfír
opál 1%
maghemit max. 1%
konfulensit 18%
kvarc + kalcedon?

915,0 m-ben dúsított minta a makroszkóposan fehéreszöld színű fészkekből intenzíven lebontott mikrogránit-porfírból
maghemit 3%
kvarc 10%
kaolinit 80%
pirofillit vagy hidromuszkovit 8%
karbonát?
magnezit?

1109,0 m-ben ép mikrogránit-porfír
opál 2%
tridimit — viszonylagosan sok
magnetit max. 2%
kvarc + kalcedon

A porfírkiválásokként jelenlevő földpát egy része teljesen átalakult: karbonát—kaolinit keverék tölti ki. A szakasz utolsó mintáján makroszkóposan függőleges sávozás látható.

A szakasz alsó részén bőséges szekunder turmalinképződés figyelhető meg. A turmalinkristályok idiomorfak, kékeszöld színűek, változó méretűek (elérik az 5 mm-t is), szórtan vagy fészkekben helyezkednek el, gyakran radiálisan sugaras képződményekkel „turmalinnapokat" alkotnak.

A 876,0 m mélységből származó minta mikrogránit-porfír breccsa. A különböző méretű mikrogránit-porfír törmelékeket kovás—agyagos anyag cementálja össze. A kőzetet 1—1,5 cm széles kova—karbonát—turmalin telér metszi át. A telér mentén a kőzet kifakult, breccsás szerkezete jól látható. Az egész intenzíven lebontott: kovafészkekkel, karbonáttal, pirittel, kaolinnal. (A DTA-vizsgálat alapján a minta kb. 20% kaolinit + konfulensitet tartalmaz.) Egy másik, ugyanabból a szakaszból származó, intenzíven lebontott, kifakult, breccsás szerkezetű mikrogránit-porfír 12% kaolinitet tartalmaz. A mikrogránit-porfír törmelékekben porfírkiválásként jelentkező földpát többsége lebontott.

A 880,2—1139,6 m közti szakaszt mikrogránit-porfír alkotja. A kőzet összetételében a mélység felé lényeges változás nincs. Jelentéktelen mértékben változnak: a porfírkiválások méretei és mennyisége, valamint az alapanyag szemcsenagysága, amely a mélység felé növekszik. Az alapanyag szerkezete: jól kikristályosodott mikrogránitos—mikroaplitos, a szakasz alsó részén pedig mikrogranofiros és pszeudoszferolitos. A porfírkiválásokban idiomorf, rezorbeált kvarc (0,5—2,0 mm-es kristályokban), ortoklász (0,5—2,0 mm-es kristályokban) és nagyon kevés biotit (0,5 mm-es bontott szemcsékben) található.

A szakasz alsó részén (1061,6 m-nél) kevés friss savanyú plagioklász jelenik meg. A szakasz felső részén a plagioklász teljesen bontott, helyette kovakarbonát pszeudomorfózákat találunk. Az alapanyagban szintén karbonát—kova—kaolinit foltok és fészkek találhatók.

A 915,0 m-es mintában a makroszkóposan is jól látható zöld foltok 80% kaolinitból állnak (DTA-vizsgálat alapján). A 891,3 és 880,2 m-ből származó mintákban konfulensit és kaolinites konfulensit mutatható ki. Ezenkívül minden mintában változó mennyiségben szórt piritkristályok találhatók. A karbonátosodás—kaolinitesedés—piritesedés jelenségei 1061,6 m mélységben megszűnnek. Az alapanyagban plagioklász lebontási termékként kevés csillámszerű ásvány jelenik meg. A szakasz alsó részén finoman szórt vörös vasoxid is jelen van.

A káliföldpátszemcsék és porfírkiválások viszonylagosan frissek, kevés vörös vasoxid és agyagásvány szennyeződéssel (pelitesedés). A biotit jelentéktelen mennyiségben található és mindig teljesen bontott állapotban. Mikroszkópos vizsgálatok alapján a Vokány-2. sz. mélyfúrásban harántolt

vulkanitok felső részét (870,5 m-ig) kvarcporfírok és közéjük települt piroklasztikus kőzetek — homokkőtufák alkotják. Az alsó része pedig mikrogránit vagy mikroaplitporfír. A két összlet átmeneti övében olyan átalakulási jelenségek figyelhetők meg (turmalinosodás, kaolinitesedés, karbonátosodás, piritesedés), amelyek az utómagmás oldatok és gőzök hatására utalnak. Az átmeneti övre nem jellemző semmiféle nyomelemfeldúsulás (l. színképelemzés eredményeit a 2. táblázaton).

A kvarcporfírból 1 db (806,8 m), a mikrogránit-porfírból pedig 2 db (1139,6 és 1086,3 m) teljes vegyi kőzetelemzés készült. A 3. táblázatban összehasonlítási célból a gyűrűfűi kvarcporfír, valamint az etalon kvarcporfír és a gránit-aplit elemzési adatait is mellékeltük.

2. táblázat

Színképelemzések (ppm-ben)

	880,2 m	876,0 m		787,2 m
		1	2	
Ag	--	—	—	—
As	—	—	—	—
Ba	—	—	—	—
Be	3	3	3	3
Bi	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—
Cr	30	30	—	30
Co	—	—	—	10
Cu	10	10	10	10
Ca	10	10	3	10
Ce	—	—	—	—
Mn	100	100	100	100
Mo	—	—	—	—
Ni	10	10	—	10
Pb	—	—	—	—
Sn	30	30	10	30
Sb	—	—	—	—
Ti	1000	1000	300	1000
V	--	—	—	10

Összefoglalva: A vokányi kvarcporfír felső része típusos kiömlési, az átlagosnál jóval savanyúbb (kvarccal túltelített), káliumgazdag, sötét szilikátokban szegény, effuzív kőzet. A fúrás alsó részén harántolt mikrogránit-porfírból készült elemzések a vizsgált anyagot kielégítő mértékben reprezentálják. A mintaanyag teljesen friss volt, a kőzet összetétele és szerkezete pedig az adott 870,5—1139,6 m szakaszra jellemző. Az összehasonlító vizsgálathoz a ZAVARICKIJ-féle átszámítási eljárást alkalmaztuk. Az átszámítás eredményeként 4 db fő és 6 db kisegítő jellemző értéket nyertünk, amelyek segítséget nyújtanak a vizsgált anyag kőzetrendszertani besorolásához, valamint az azonos eljárással elemzett kőzetekkel való összehasonlításhoz (l. 4. táblázatot).

A vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a kőzet jellege eltér a típusos savanyú effuzívumokétól és bizonyos vonatkozásban megközelíti a normál gránit-aplitokat. Erre utalnak c, b, a^1 és f^1 jellemző értékek, azaz a kalciumplagioklász mennyisége, a sötét szilikátok összmennyisége, valamint az utóbbiakban kötött alumínium és vas mennyisége. Az alkáli alumoszilikátok viszonyszáma (a) pedig megközelítően azonos a savanyú effuzívumokéval.

A Na:K viszonya, valamint a szabadkvarc mennyisége lényegesen eltér mind a típusos savanyú effuzívumoktól, mind az aplit típusú telérkőzetektől. A vokányi mikrogránit-porfírra az igen nagy káliumtúlsúly (a nátriumhoz viszonyítva) és a kiugróan magas szabad kvarc mennyisége a jellemző

3. táblázat

Vegyi elemzések adatai (%)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	76,40	75,70	77,10	74,90	72,60	72,52	72,36	75,00
TiO_2	—	—	—	—	—	—	0,33	0,30
Al_2O_3	12,00	12,60	11,20	14,02	14,40	13,80	14,17	13,14
Fe_2O_3	0,99	0,24	0,47	0,98	1,89	2,00	1,55	0,58
FeO	1,43	1,74	1,22	0,90	1,41	1,10	1,01	0,40
MnO	0,03	0,02	0,01	—	—	—	0,09	0,07
MgO	0,10	0,20	0,10	—	0,03	0,20	0,52	0,30
CaO	1,10	1,10	1,60	0,10	1,77	0,28	1,38	1,13
Na_2O	2,40	2,10	0,30	1,20	2,01	1,30	2,85	3,54
K_2O	5,10	5,10	5,30	3,20	3,50	3,20	4,56	4,80
H_2O	0,22	0,27	0,23	2,67	1,90	2,20	1,09	0,71
P_2O_5	0,08	0,18	0,01	—	—	—	0,09	0,03
Izz. veszt.	0,90	1,00	2,40	—	—	—	—	---

1. Sötét barnásvörös, tömött, ép mikrogránit-porfír. Vokány-2. sz. fúrás 1139,6 m
2. Sötét barnásvörös, tömött, ép mikrogránit-porfír, zöldes-foltos elszíneződéssel; Vokány-2. sz. fúrás 1086,3 m
3. Zöldesszürke, bontott kvarcporfír, zöld agyagzárványokkal; Vokány-2. sz. fúrás 806,8 m
4. Kvarcporfír. Gyűrűfű 9007. sz. fúrás
5. Kvarcporfír. Gyűrűfű 9012. sz. fúrás } (SZEDERKÉNYI T. után)
6. Kvarcporfír. Gyűrűfű 9015. sz. fúrás
7. Etalon kvarcporfír
8. Etalon gránit-aplit } (DALY, R. után)

(n, Q). A vokányi mikrogránit-porfír az átlagosnál jóval savanyúbb, kvarccal túltelített, káliumgazdag, sötét szilikátokban szegény kőzet. Vegyi jellege és ásványos összetétele alapján az összlet felső részét alkotó kvarcporfírokkal együtt ugyanazon magmából származik. A jól kikristályosodott, mikrogránitos—mikroaplitos—mikrogranofíros—pszeudoszferolitos alapanyag szerkezete kis mélységben történt kristályosodási körülményekre utal (szubvulkáni kürtő, kőzettelér, kisméretű lakkolit).

A *Bisse-1. sz. fúrásban* a 81 db vékonycsiszolat alapján vizsgált mintasorozatot kvarcporfírok, kvarcporfír tufák és tufalávák képviselik. Egy-egy minta aleurolit és homokkő volt.

4. táblázat

A vegyi összetétel és abból Zavarickij eljárása szerint számított jellemző értékek

	Normál gránit-aplit etalon (DALY, R. után)	Vokányi mikrogránit-porfír 1086,3—1139,6 m	Kvarcporfír etalon (DALY, R. után)
SiO_2	75,00 súly%	76,05 súly%	72,36 súly%
TiO_2	0,30	—	0,33
Al_2O_3	13,14	12,30	14,17
Fe_2O_3	0,58	0,61	1,55
FeO	0,40	1,59	1,01
MnO	0,07	0,03	0,09
MgO	0,30	0,15	0,52
CaO	1,13	1,10	1,38
Na_2O	3,54	2,25	2,85
K_2O	4,80	5,10	4,56
H_2O	0,71	0,25	1,09
P_2O_5	0,03	0,13	0,09
Izz. veszt.	—	0,95	—
a	14,3	12,0	12,6
c	1,3	1,3	1,6
b	1,5	3,5	5,7
s	82,9	83,2	80,1
a^1	0	37,0	44,2
f^1	65,2	55,6	40,7
m^1	34,8	7,4	15,1
c^1	0	0	0
n	42,8	40,2	48,4
Q	35,9	41,1	33,4

a = Az alumoszilikátokban—földpátokban, földpátpótlókban az alumíniumhoz kapcsolt alkáli atomok lehetséges maximális viszonyszáma

c = Az alumoszilikátokban a $CaAl_2$-mal kapcsolatban levő Ca-atomok lehetséges maximális viszonyszáma. Ez az érték a kalciumplagioklász mennyiségét jellemzi

b = Bázisok, azaz a többi kationok viszonyszáma. Ez az érték a sötét szilikátok mennyiségét jellemzi

s = SiO_2, TiO_2 atomok viszonyszáma

a^1 = A sötét szilikátokban kötött alumíniumatomok viszonyszáma

f^1 = A sötét szilikátokban kötött vas- és mangánatomok viszonyszáma

m^1 = A sötét szilikátokban kötött magnéziumatomok viszonyszáma

c^1 = A sötét szilikátokban kötött kalciumatomok viszonyszáma

n = Nátrium—kalcium viszonya %-ban $\left(n = \frac{Na_2O}{Na_2O + K_2O} \cdot 100\right)$

Q = A lehetséges minimális szabad kovasav (kvarc) mennyisége

A kvarcporfírok típusos kiömlési kőzetek, melyeknek alapszövete uralkodóan mikrofelzites. Alárendelten megjelenik mikrogranofíros, mikrogránitos és szferolitos szövet is. Igen gyakori a folyásos szerkezet, mely az egyes mintákon szabad szemmel is jól látható. Igen gyakori a gömbös—héjas szerkezet is. A gömb alakú képződmények változó, de mindig mikroszkópos méretűek. A gömböket alkotó koncentrikus rétegek között bomlási termékek — agyagásványok, vasoxid—hidroxid és kova — foglalnak helyet. Feltételezhetően ezek a vulkáni üveg perlites szerkezetének a reliktumai. A gömbös—héjas (perlites) szerkezetek képződésének geokémiai feltételeként a savanyú vulkáni üvegekben WATTS, W. (Geol. Surv. Ireland. 1895) a kihűléssel egyidejű magas nyomást, ROSENBUS, G. (Opiszatel'naja petrografija. Per. pod. red. sz. dopoln. V. N. LODOCSNYIKOVA. ONTI, Gorgeonefteizdat 1934) pedig a vulkáni üveg 3—3,5%-os vízzel telítettségét említi.

Az egyes mintákban üres vagy másodlagos ásványokkal kitöltött pórusokat is találunk (mandulaköves szerkezet). A porfírkiválásokat kvarc, pertites ortoklász, nagyon kevés savanyú plagioklász

és biotit képviseli. A biotit mennyisége lefelé növekszik. A friss plagioklász meglehetősen ritka, de feltételezhető, hogy a szabad szemmel is jól látható sötétzöld illittel—hidromuszkovittal kitöltött kiválások a savanyú plagioklász utáni pszeudomorfózák.

Egy mintában (891,1 m) kevés, erősen lebontott másik színes ásvány, feltételezhetően piroxénkiválás is található. Az említett minta a vulkanit és aleurolit—homokkő kontaktjából, vagy annak a közvetlen környékéből származik, ezért a piroxén (?) megjelenése a kontakt hatásnak tulajdonítható. A porfírkiválások általában apró méretűek.

Összefoglalva a vizsgált kvarcporfírok szöveti jellemzőit, megállapítható, hogy ezek *kiömléses vagy felszínközeli vulkanizmus termékei és az alapszövetük jelentős része vulkáni üveg.* Vegyi összetételükre pedig, a többi villányi savanyú vulkanithoz hasonlóan, magas SiO_2- és K-tartalom a jellemző.

Tufalávák. Különösen a vizsgált szelvény felső részén igen gyakoriak a töredezett szövetű kvarcporfírok. A töredezettség vagy az alapszövetben, vagy a porfírkiválásokban, vagy mind a kettőben megfigyelhető. A töredékek vagy cementáló anyag nélkül érintkeznek egymással, vagy szekunder kova és agyagásványok foglalnak helyet közöttük. Zúzott kvarc-, valamint tufazárványokat, -fészkeket, -mikrorétegeket is tartalmaznak. Ezek a kőzetek helyenként mintegy átmenetet képeznek a kvarcporfírok és tufák között. Ilyen szerkezetek a kiömlött folyó lávában jöhetnek létre, mely lehűlés és folyás közben állandóan töredezik. A töredezettség gyakran gömbös—héjas szerkezettel párosul. Ezt a kőzetcsoportot tufalávának neveztük.

Tufák. A vizsgált mintasorozatban klasszikus tufák igen ritkán találhatók és 1025 m mélységben megszűnnek. A jól felismerhető tufákat *osztályozatlan* és *rétegzetlen* törmelékanyag képviseli, mely kvarc, káliföldpát, valamint kvarcporfír alapszövet töredéke. A kvarctörmelékek egy részében jól felismerhetők a porfírkiválások töredékei. A kőzetek bőségesen tartalmaznak finomkristályos szekunder kovát, agyagásványokat és vasoxidokat.

Az egyes mintákban a finomszemű, szögletes kvarc és káliföldpát törmelékekből, valamint kovából—agyagból és a vasoxidokból álló anyagban mintegy „úsznak" a durvább szemű, jelentős mennyiségű kvarcporfír alapszövet-, valamint porfírkiválás töredékei. A tufák általában erősen lebontottak. Lehetséges, hogy tényleges mennyiségük a felismerteknél nagyobb, mert az igen intenzív lebontás esetén a tufák a tufaláváktól már nem különíthetők el.

Lebontási jelenségek. Legelterjedtebb jelenségként az erőteljes, több generációs *kovásodás* említhető. Úgyszintén igen intenzív az *agyagosodás* és *vasoxidáció.* A makroszkóposan is jól elkülöníthető vörös színű szintekre a kovásodás mellett intenzív vasoxidképződés jellemző. Itt az agyagásványképződés alárendelt jelentőségű folyamat. A zöld—zöldesfehér—zöldesszürke színű szintekre pedig a kovásodás mellett az intenzív agyagásvány-képződés a jellemző. Az agyagásványokat DTA-vizsgálat alapján az illit—hidromuszkovit csoport különböző tagjai képviselik. A *karbonátosodás jelentéktelen.* Kevés karbonátásvány-kiválás az alapszövetben, a káliföldpátszemcsékben, valamint az erecskék, litoklázisok kitöltéseként inkább a fúrás alsó részében fordul elő.

A vizsgált szelvény felső részén (860,0—869,0 m) a kvarcporfírokban és tufalávában változó mennyiségű *turmalinkiválás* található. A turmalin kékeszöld színű, radiálisan sugaras kiválásokat, „turmalinnapokat" alkot. A jelenség azonos a Vokány-1. sz. mélyfúrás vulkanitjaiban észlelt turmalinosodással. Ezenkívül az egyes mintákban kevés *pirit* is előfordul.

A két vizsgált aleurolit, illetve homokkő mintára magas savanyú plagioklásztörmelék-tartalom a jellemző. Ezenkívül a homokkőben (897,0 m) paleotrachit és kvarcporfír típusú savanyú vulkanit alapszövet-töredék is található. Az aleuritban pedig kismértékű *szekunder albitképződés* figyelhető meg. Ilyen összetételű homokkövek és aleuritok a Túrony-1. sz. és Csarnóta-1. sz. mélyfúrások felsőperm szelvényének alsó részére jellemzőek.

A felsőperm formáció összesített szelvénye

A túronyi fúrásban a fedő oldaláról a nem elég határozottan jelentkező főkonglomerátum, a fekü oldaláról a Csarnótán fel nem tárt fekü vörös aleurolit összlet, valamint a metamorf sor véleményeltérési alapot szolgáltathat, ezért szükségesnek tartottuk a két fúrásban a részletes azonossági bélyegeket meghatározni, és szelvényben ábrázolni.

A közepes ritmusok vastagságának eloszlási görbéin (20. ábra) a medián érték különbségeit tapasztaljuk, azzal együtt, hogy a két sorozat (Túrony—Csarnóta) vastagsága is különböző. A két medián hányadosa 1,4, és ha a csarnótai felsőperm sorozat vastagságát 920 m-nek feltételezzük, akkor a Csarnóta—Túrony formáció vastagsági hányadosa 1,5, ami jó közelítéssel azonosnak vehető a medián hányadossal. A közepes ritmusok vastagságának különbsége tehát az ősföldrajzi hely függvénye, vagyis ebben az esetben a vokányi kvarcporfírhoz való közelségéé.

A „Szemcsenagysági eloszlások, szín, rétegzettség" c. fejezetben jelzett módon számoltuk ki az átlag szemcsenagyság értékeit mindkét fúrásban (9. ábra). Eszerint pontosan azonosítható módon jelentkezik egy durvaszemű rétegcsoport (Csarnótán 200 m, Túronyban 170 m vastag), sőt a rétegcsoport felett (Csarnótán 70 m, Túronyban 50 m) egy határozott maximum is.

A törmelékanyag százalékos megoszlását ábrázoló vékonycsiszolatos kimérés eredményeihez (8—11. ábra) viszonyítva a durvaszemű homokkőszintet, azt tapasztaljuk, hogy mindkét esetben felette nő meg a kvarc- és plagioklásztartalom, a metamorf kőzettörmelék mennyisége pedig lecsökken.

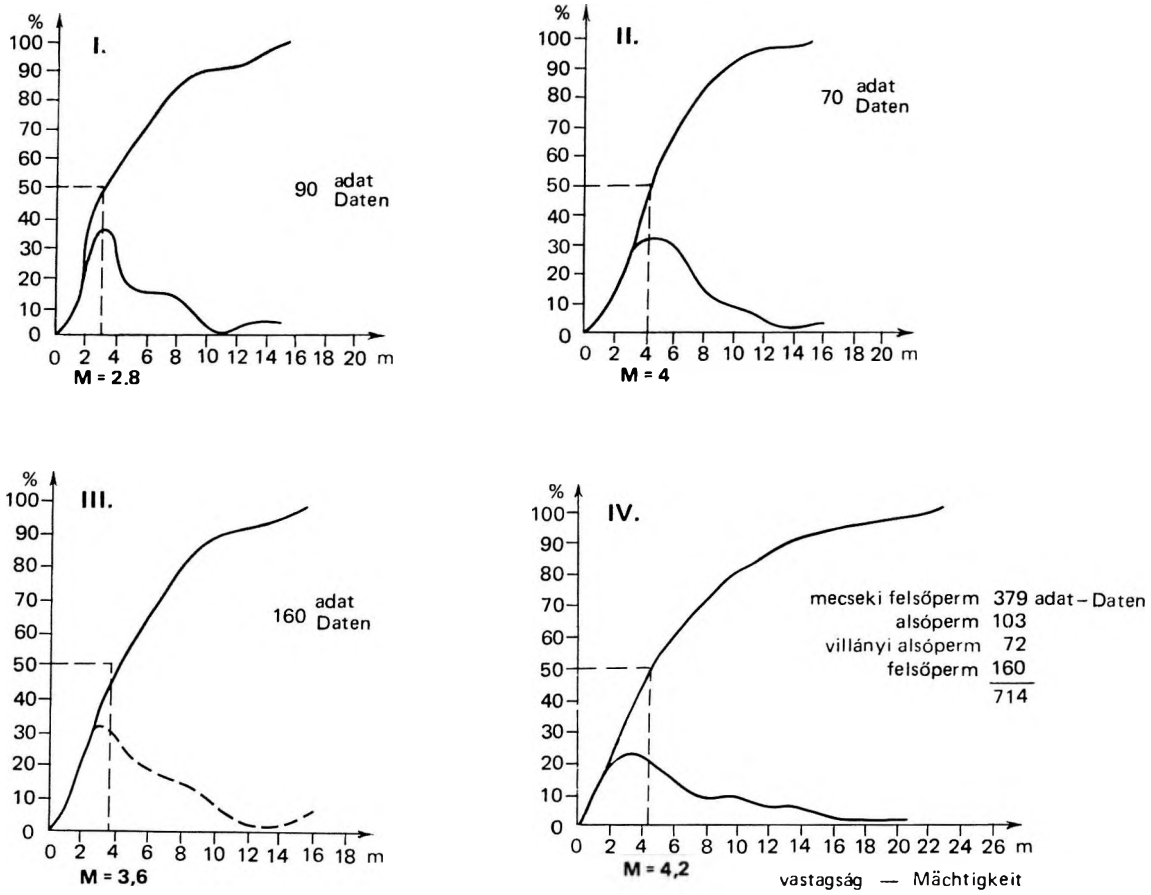
A színeloszlási szelvényen, mindkét fúrás esetében csak a legalsó részen találunk sötétszürke—fekete rétegeket. A csarnótai fúrás feltárt részén már jól látható a túronyi redukált sorba való átmenet.

Két ásványtani vizsgálat eredménye is a fentieket bizonyítja. Fazekas V. a túronyi és a csarnótai fúrás alján vulkáni tufát mutatott ki, mely szintén azonos körülményeket határoz meg.

Vizsgáljuk meg ezek után a 21. ábrán bemutatott földtani szelvényt. Mint biztos rétegtani szintet, a túrony—bissei alsóperm vörös aleurolit csoportját összekötve, vele közel párhuzamos helyzetben találjuk a felsőperm durvaszemű homokkő szintjét, és bizonyítottan az egész sorozat vastagságának csökkenését, ill. kiékelődését kelet felé. A durvaszemű homokkőszint alatti túlnyomóan redukált csoport, jellegzetes fekete auleurolitrétegeivel, valamint tufa—homokkő betelepülésével az egyidejű azonos képződés bizonyítéka.

Ezután logikusan feltételezzük, hogy a durvaszemű homokkőszint feletti kis maximumcsúcs nem véletlenszerű jelenség a két fúrásban, hanem valóban összetartozó egység.

A bissei sorozat értékelésének végeredményét figyelembe véve állapítjuk meg, hogy úgy látszik, mintha a kvarcporfír sorozat középső részén kimutatható csökkent erősségű vulkáni tevékenység idejére esne a durvaszemű homokkőszint kialakulása. E rétegszintben jelennek meg tömegesen

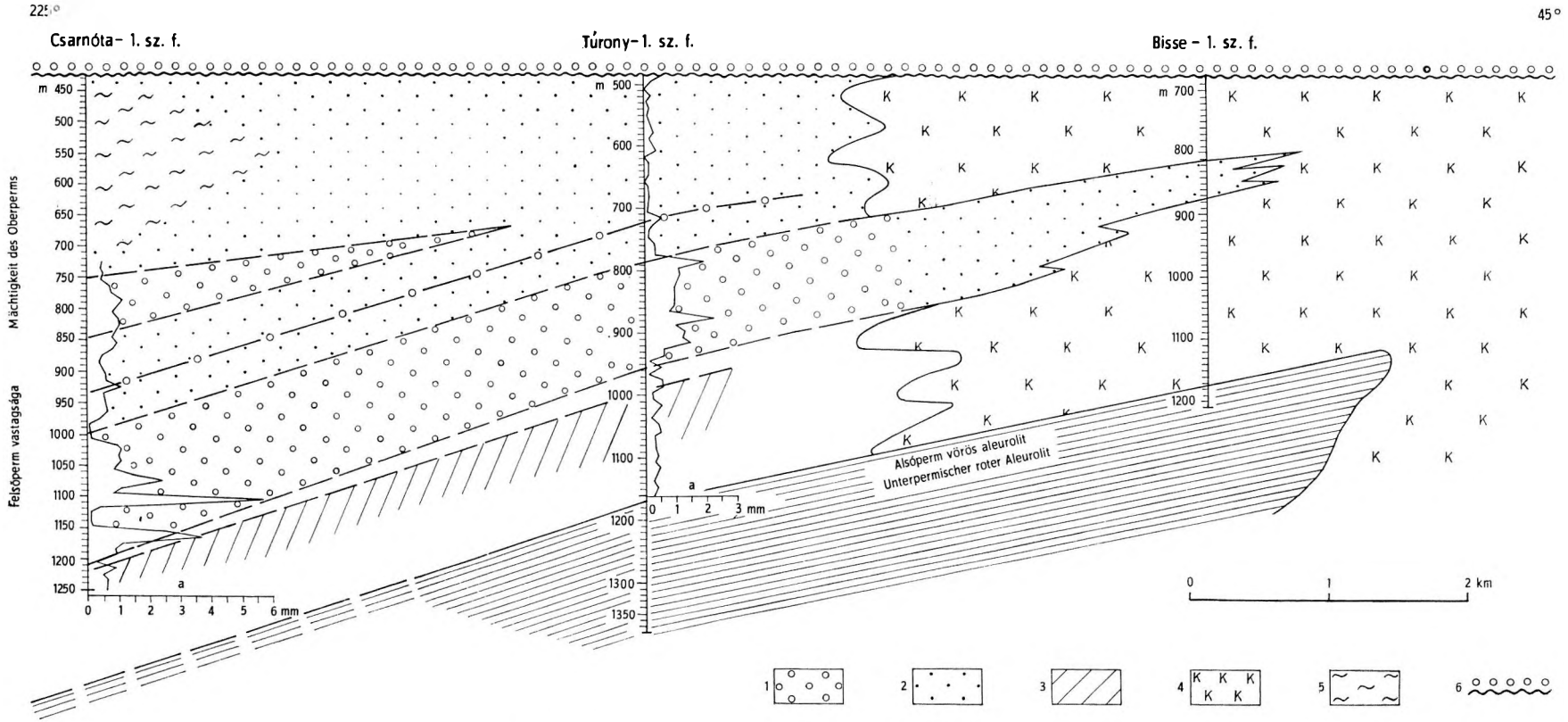


20. ábra. Közepes ritmusok vastagságának eloszlási görbéi

Villányi felsőperm: I. Túrony-1. sz. f., II. Csarnóta-1. sz. f., III. Túrony—Csarnóta összesen. IV. Mecsek—Villányi-hg. perm rétegei

Abb. 20. Verteilungskurven der Mächtigkeiten von den mittleren Rhythmen

Oberperm des Villányer Gebirges: I. Bohrung Túrony-1, II. Bohrung Csarnóta-1, III. Túrony—Csarnóta zusammen. IV. Permische Schichten des Mecsek—Villányer Gebirges



21. ábra. A Villányi-hegység északi előterének felsőperm kifejlődése

1. Kavicsos, durvaszemű homokkő, *2.* homokkő, *3.* túlnyomóan redukált homokkőrétegek, *4.* kvarcporfír, *5.* utólagosan metamorfizálódott rétegek, *6.* jakabhegyi főkonglomerátum.
a) Átlag szemcsenagyság

Abb. 21. Die oberpermische Ausbildung vom nördlichen Vorraum des Villányer Gebirges

1. Schotteriger, grobkörniger Sandstein, *2.* Sandstein, *3.* überwiegend reduzierte Sandsteinschichten, *4.* Quarzporphyr, *5.* nachträglich metamorphisierte Schichten, *6.* Jakabberger Hauptkonglomerat.
a) Durchschnittliche Korngrösse

a gránit és paleovulkáni kavicsok (l. az ásvány-kőzettani vizsgálatokat), helyenként a konglomerátumrétegek, vagyis a keleti lepusztulási terület anyagszolgáltató szerepe dominál a megnövekedett reliefenergia mellett. E kavicsréteg kvarcporfírkavics-nélkülisége bizonyítja, hogy a kvarcporfír vulkán nem került lepusztulási helyzetbe, és az őt körülvevő üledékekkel együtt víz alatti térszínen fejlődött ki.

A szelvényből még egy általános következtetés is levonható, mégpedig az, hogy az egyes rétegtani szintek vagy egyenletesen elvékonyodva, vagy szakaszosan kiékelődve mennek át a vulkáni környezet kevert anyagába.

Ezek az adatok bizonyítják, hogy a metamorfizált sorozat a felsőperm tartozéka. Kialakulását a szerkezeti fejezetben leírt nagy mélységű törés közelségével magyarázzuk.

3. A jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő formáció

A Szava-4., Csarnóta-1., Túrony-1., Bisse-1., Vokány-2., Peterd-1. sz. fúrások jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő szelvényeit használjuk fel e rétegcsoport tárgyalásánál.

A fenti fúrásokban harántolt jakabhegyi homokkő sorozat kb. 20 km csapáshosszban tette lehetővé a vizsgálatokat.

A Szava-4. sz.-ú kivételével mindegyik fúrás a sorozat fedő képződményeiben indult, így a felépítést értékelni lehetett.

A jakabhegyi főkonglomerátum a vizsgált területen mindenütt kimutatható. A csarnótai fúrásban a következő jellemzőket tapasztaljuk. A felsőperm vöröseslila—vörösesbarna színek után a jakabhegyi sorozat fakóvörös képződményei következnek. Ez a színhatár rendkívül jellegzetes, azonos a Mecsekben ismertekkel. A kavicsok átmérője 0,5—6 cm között van, anyaguk kvarc és kvarcporfír. A felsőperm itt és Túronyban is vöröseslila aleurolittal ér véget. Erre a főkonglomerátum települ. A bisse—vokány—peterdi fúrásokban 1—5 cm átmérőjű kavicsokkal teli nagyszemű homokkő képviseli. Jellegzetes, hogy a kvarcporfírfelszín mindhárom helyen lilásvörös színű, Peterden kifejezett állási kéreggel.

A főkonglomerátummal induló üledékképződés tehát túlterjed az eddigi üledékképződési területen (Csarnóta—Turony) és elborítja a működését befejezett vokányi kvarcporfír vulkánt is. Települése tehát transzgresszív, amit a későbbi fejezetekben még más területeken is bizonyítunk. Diszkordáns települését az alatta fekvő felsőperm rétegek és a felette települő jakabhegyi homokkő üledékjellemzőinek jelentős eltérése bizonyítja.

A diszkordáns település bizonyítékait az alábbiakban foglaljuk össze:

— A felsőperm homokkő sorozatban a csillámlemezkék rendezetlenül helyezkednek el, ami a turbulens áramlások jelenlétére utal, míg a jakabhegyi homokkő sorozatban a rétegzettséggel párhuzamos elhelyezkedésűek és a réteglapon dúsulnak.

— Míg a felsőpermet általában a rosszul osztályozottság jellemzi, addig a jakabhegyi sorozat közepesen vagy jól osztályozott.

— A nagy- és durvaszemű rétegek aleurolittartalma a jakabhegyi homokkőnél minimális, a felsőpermben viszont jelentős.

— A kvarctartalom — mikroszkópos kimérés alapján — jóval nagyobb a jakabhegyi homokkőben (22., 23. ábra).

— A közepes ritmusokban a szemcsenagyság általában hirtelen esik minimálisra és nem csökkenő tendenciával, mint azt a permben tapasztaltuk (10., 24a—b ábra). A közepes ritmusok eltérő alakú lefutásúak.

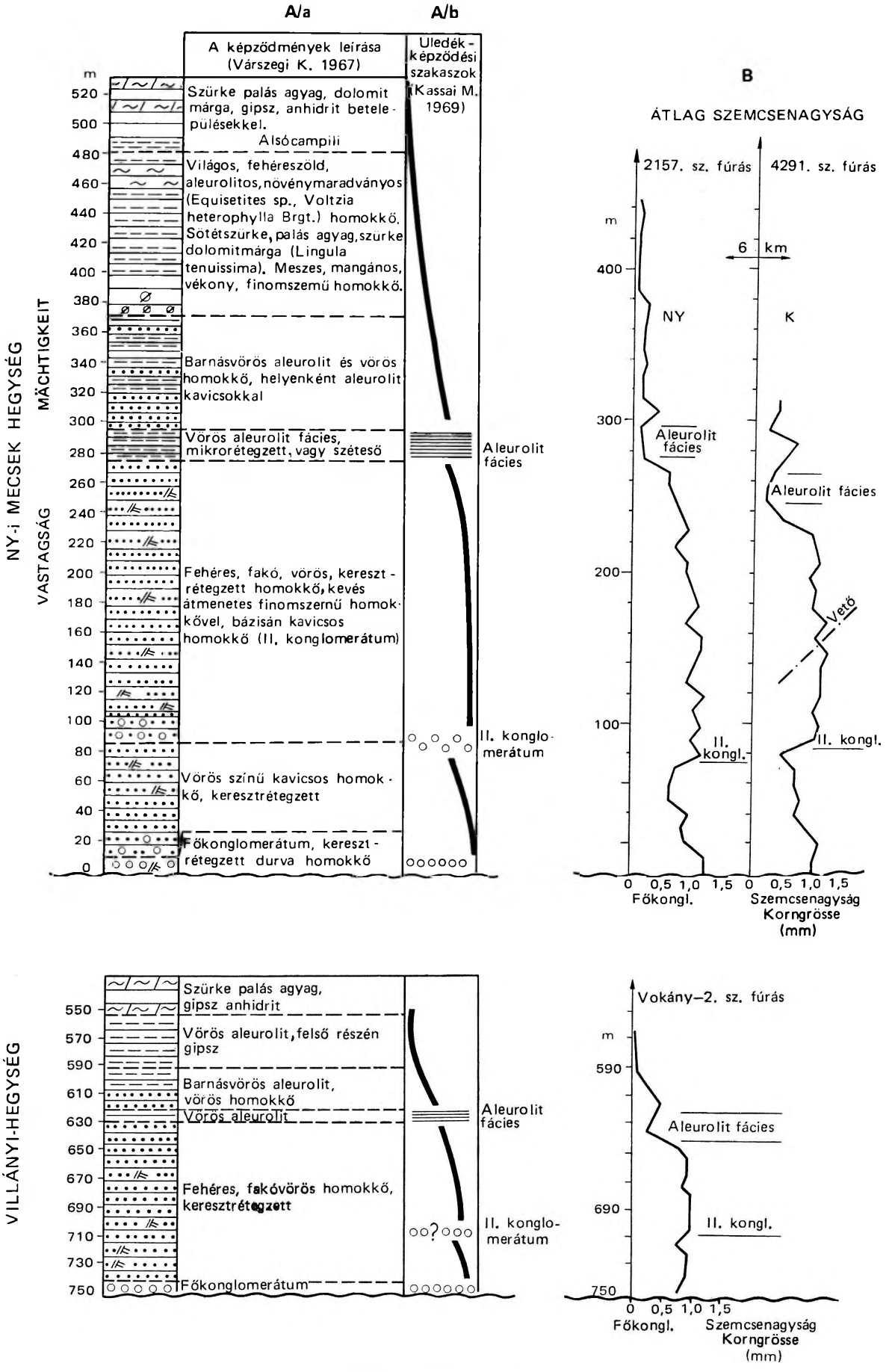
— A szitaelemzéssel határozott egymaximumos eloszlást kapunk, amit a fáciesszelvény alapján felépített rétegszázalékos görbe is követ (25. ábra).

— Míg a jakabhegyi homokkőre jellemző a rétegzettség (párhuzamos mikrorétegzett, keresztrétegzett), addig ez a felsőpermben alárendelt.

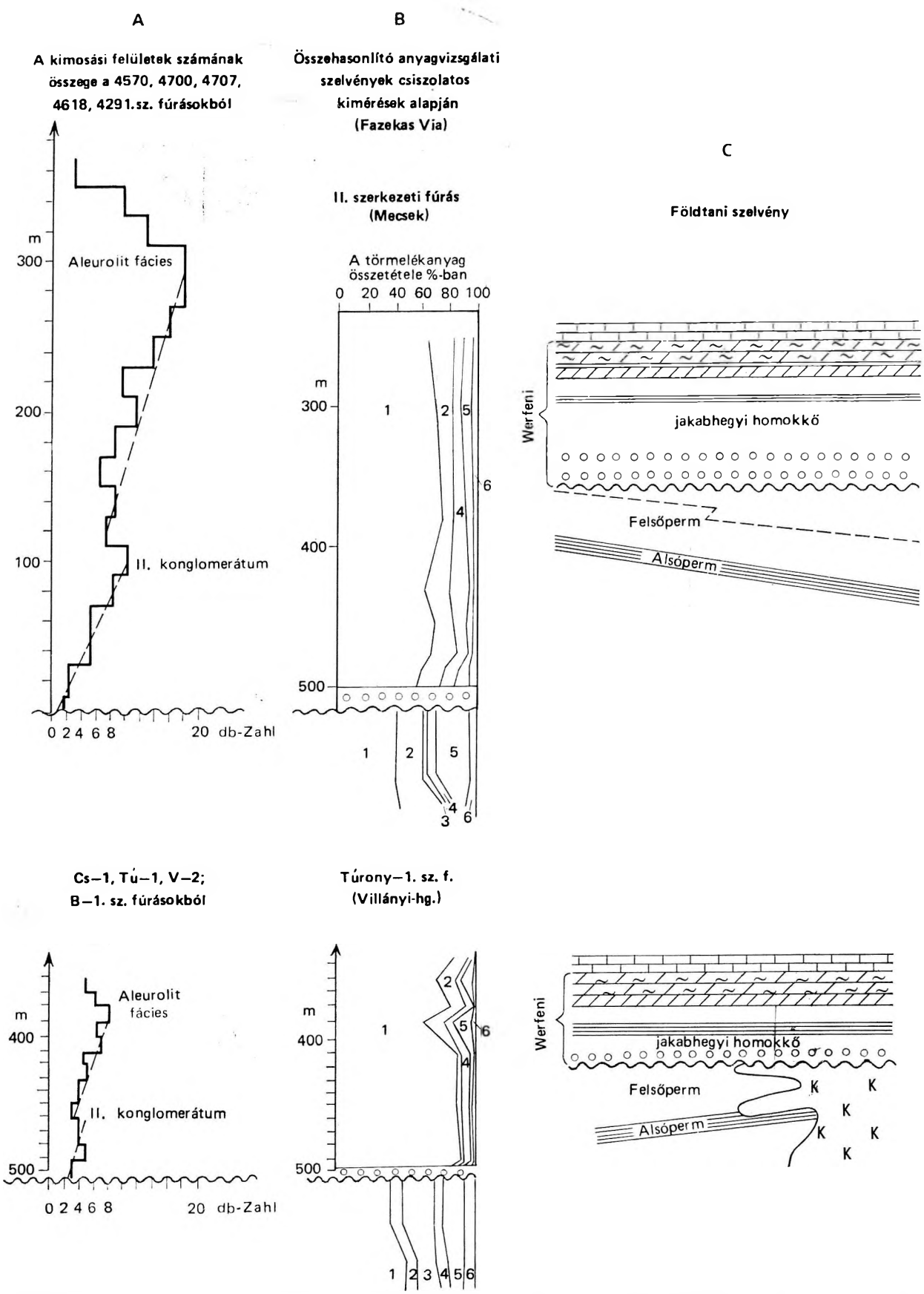
22. ábra. A Ny-i Mecsek és a Villányi-hegység jakabhegyi homokkő sorozatának összehasonlító adatai
(l. a köv. oldalon)

Abb. 22. Vergleichende Daten der Serie des Jakabberger Sandsteins aus dem W-lichen Mecsek- und dem Villányer Gebirge

A/a) Die Beschreibung der Bildungen von oben nach unten: Grauer schieferiger Ton, Dolomitmergel, Gips, Anhydriteinlagerungen. Untercampil. — Heller weisslichgrüner aleurolitischer Sandstein mit Pflanzenresten (*Equisetites* sp., *Voltzia heterophylla* BRGT.), Sandstein, dunkelgrauer schieferiger Ton, grauer Dolomitmergel (mit *Lingula tenuissima*). — Kalkiger, manganhaltiger feinkörniger Sandstein, dünn. — Bräunlichroter Aleurolit und roter Sandstein, stellenweise mit Aleurolit-Schotterstücken. — Rote Aleurolit-Fazies, ganz feingeschichtet oder locker. — Weisslicher, fahler, roter, kreuzgeschichteter Sandstein mit ein wenig feinkörnigem Übergangssandstein, an der Basis mit schotterigem Sandstein (Konglomerat II). — Roter, schotteriger Sandstein, kreuzgeschichtet. — Hauptkonglomerat, kreuzgeschichteter grober Sandstein. — Grauer schieferiger Ton, Gips, Anhydrit. — Roter Aleurolit, im oberen Teil Gips. — Bräunlichroter Aleurolit, roter Sandstein. — Roter Aleurolit. — Weisslicher, fahlroter Sandstein, kreuzgeschichtet. — Hauptkonglomerat. — *A/b) Abschnitte der Sedimentationsbildungen.*
B) Diagramme der mittleren Korngrössen



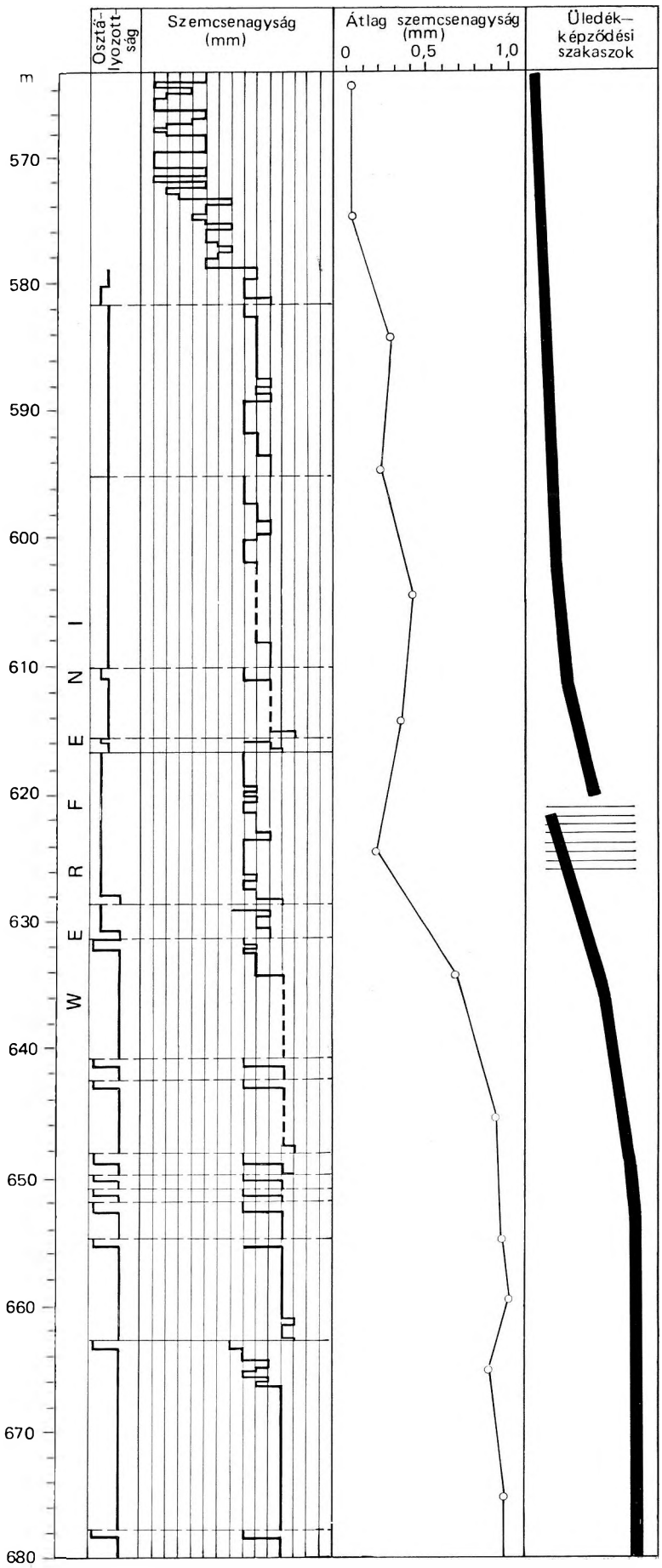
22. ábra – Abb. 22



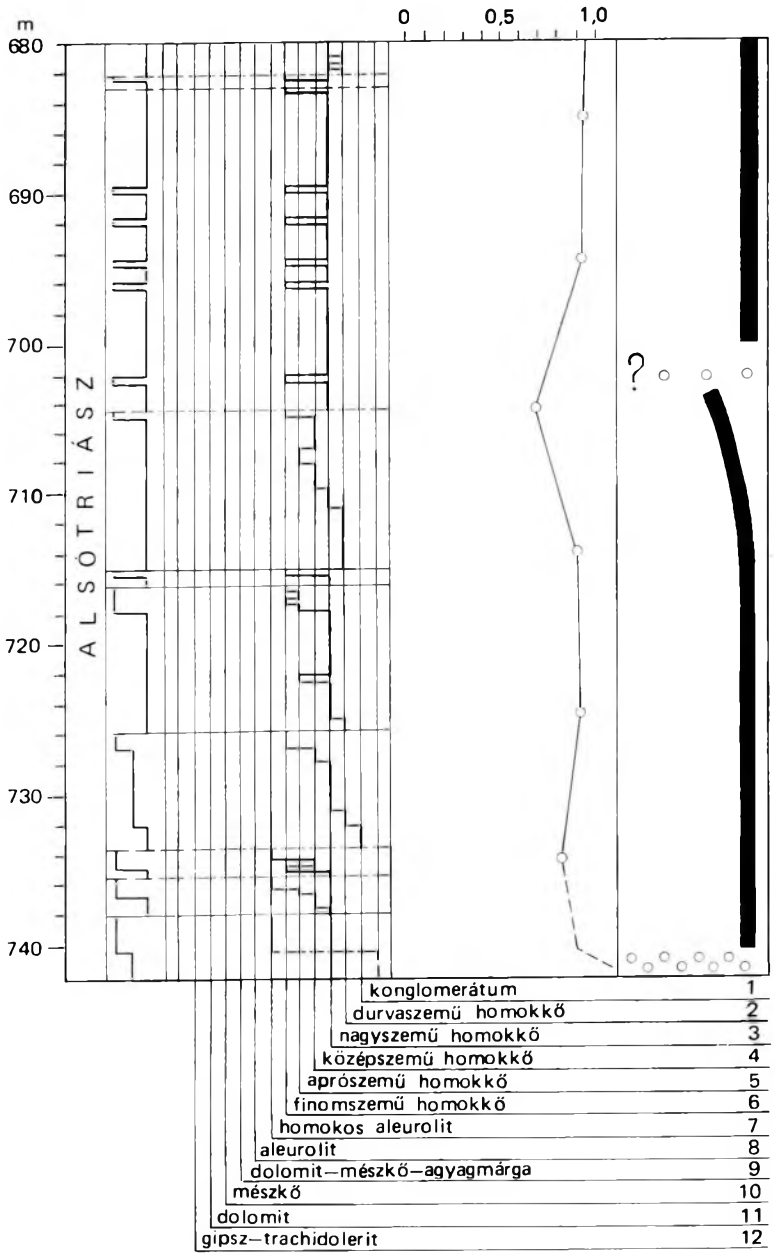
23. ábra. A Ny-i Mecsek és a Villányi-hegység jakabhegyi homokkő sorozatának összehasonlító adatai. (Az anyagvizsgálati szelvény jelkulcsát l. a 4a—b ábránál)

Abb. 23. Vergleichende Daten der Jakabberger Sandsteinserie des W-lichen Mecsek und des Villányer Gebirges
A) Summe der Anzahl der Erosionsflächen aus den angegebenen Bohrungen; B) Vergleichende Profile der Materialuntersuchung aufgrund von Schliff-Ausmessungen (Zeichenerklärung s. bei Abb. 4a—b); C) Geologische Profile

24a. ábra
Abb. 24a



24b. ábra
Abb. 24b



24a—b ábra. A Vokány-2. sz. fúrásban feltárt jakabhegyi homokkő kiértékelő szelvénye

Abb. 24a—b Auswertungsprofil des in der Bohrung Vokány-2 aufgeschlossenen Jakabberger Sandsteins

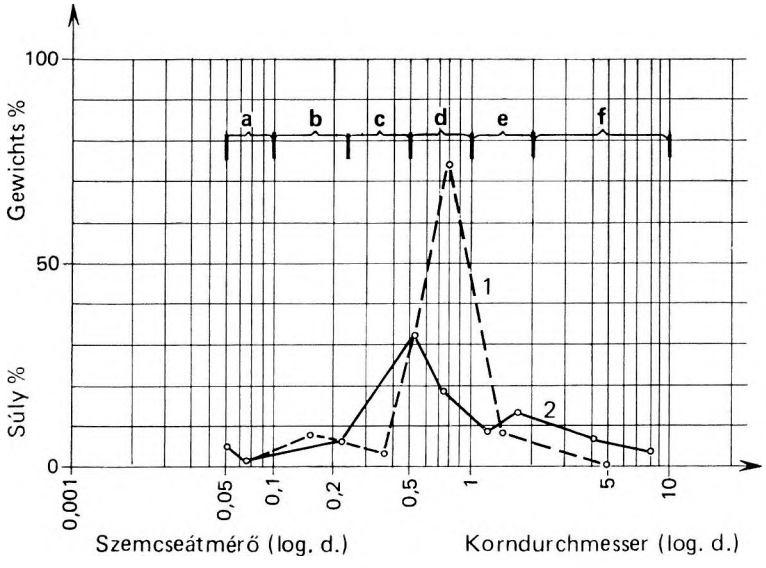
Bedeutung der Kolonnen von links nach rechts: Sortiertheit; Korngrösse: *1.* Konglomerat, *2.* grobkörniger Sandstein. *3.* grosskörniger Sandstein, *4.* mittelkörniger Sandstein. *5.* kleinkörniger Sandstein, *6.* feinkörniger Sandstein, *7.* sandiger Aleurolit, *8.* Aleurolit, *9.* Dolomit-Kalkstein-Tonmergel, *10.* Kalkstein, *11.* Dolomit, *12.* Gips-Trachydolerit; Durchschnittliche Korngrösse; Abschnitte der Sedimentationsbildung

— A közepes ritmusok vastagságának gyakorisági eloszlása (3., 20. ábra) alapján, figyelembe véve a 24a—b ábrán látható közepes ritmusvastagságokat, a felsőperm és a jakabhegyi homokkő képződési körülményei jelentősen eltérnek a területen.

— A jakabhegyi homokkő szögdiszkordanciával települ a perm képződményekre (11., 21. és 23. ábra).

A főkonglomerátumból fokozatosan kifejlődő jakabhegyi homokkő szemcsenagysági felépítését, átlag szemcseeloszlását, valamint az ebből kijelölhető fejlődési szakaszokat a 22—24a—b ábra együttesen tartalmazza. Ez a lefutás jellemző mindegyik villányi szelvényre, és mint látni fogjuk, a Ny-i Mecsek és Szalatnak területére is.

Az átlag szemcsenagysági eloszláson három jellegzetes részt lehet kijelölni. A főkonglomerátumtól indulva a szemcsenagyság egy minimumot ér el, de ezen a helyen még nem találunk aleurolitdúsulást. A minimum után a II. konglomerátumnak nevezett kavicsos homokkőréteg következik,



25. ábra. A Vokány-2. sz. fúrás jakabhegyi homokkövének szemcseösszetételi diagramja

1. Fáciesszelvény alapján, *2.* szitaelemzés alapján. — *a)* finom-, *b)* apró-, *c)* közép-, *d)* nagy-, *e)* durvaszemű, *f)* aprókavics-konglomerátum

Abb. 25. Diagramm über die Korngrössenzusammensetzung des Jakabberger Sandsteines aus der Bohrung Vokány-2

1. Aufgrund des Faziesprofils, *2.* aufgrund der Siebanalyse. — a) fein-, b) klein-, c) mittel-, d) gross-, e) grobkörniger Sandstein, f) Kleinschotter- Konglomerat

mint új üledékképződési ciklus és ez egy újabb szemcsenagysági minimumban végződik, melyet a jellegzetes vörös aleurolit fácies képvisel. Ezután a megemelkedő átlag szemcsenagyság egyenletesen csökken és megy át a már alsótriász faunát is tartalmazó gipszes márgákba, mészkövekbe. A kimosási felületek számának tízméterenkénti összege szintén jelzi a ciklushatárokat (22., 23. ábra).

A jellegzetes szemcsenagysági csökkenés érdekes módon nem jár együtt a rétegzettségi jellemzők változásával. A csillámlemezkék mindvégig réteglaphoz kötötten jelentkeznek és a keresztrétegzettség is azonos jellegű, valamint azonos nyílásszögű marad. E jellemzőre a Nymecseki tapasztalatok alapján fordítottunk figyelmet, ahol Jámbor Á. és Szabó J. ezres nagyságrendű mért adattal bizonyították az azonosságot (l. fáciesviszonyoknál). A fúrómagokon jól megállapítható keresztrétegzettségi nyílásszög 15—20° közé esett a jakabhegyi homokkő sorozatban éppúgy, mint a felette települő aleurolit és finomszemű homokkövekben.

Változatlanságot tapasztaltunk a színviszonyokat illetően is. A durva, nagyszemű homokkövekre a fakóvörös szín jellemző, a finomszemű homokkövekre és az aleurolitra a vörösbarna. Néhány vékony, cm-es nagyságrendű, fakózöld rétegecske is megjelenik, számuk azonban elenyésző. A feltárt villányi szelvényeket együtt vizsgálva azt tapasztaljuk, hogy kvarcporfírra települő jakabhegyi homokkőben az aleurolittartalom szemmel láthatóan kisebb, mint a túrony—csarnótai szelvényekben. Ez az adat átvezet a szilágy—bátaszéki területen tapasztalható, szintén igen kis aleurolittartalmú kifejlődések felé. Ezt az eloszlást a mikrofácies-különbségekre vezetjük vissza, melyek szerint a perm üledékgyűjtő területe mélyebb helyzetű volt a jakabhegyi homokkő lerakódása idején és a parti dűnék területéről a szívóhatás miatt a finomszemű anyag a mélyebb részek felé vándorolt.

A vörös aleurolit fácies a rétegsor felső részén mindegyik szelvényben azonosan megtalálható. E kőzetfácies-azonosság a mikrojelenségekben is megnyilvánul. A rétegzettséggel párhuzamosan, füzérszerűen elhelyezkedő vörös, belül gyakran zöld színű, 0,5—1 cm nagyságú aleurolitkavicsok jelennek meg 3—5 rétegben. Ez a jelenség pontosan ugyanígy tapasztalható a Ny-i Mecsek területén.

A makroszkóposan meghatározható jellemzőket tehát azzal foglalhatjuk össze, hogy a felsőperm törmelékes sorozatra diszkordanciával települő jakabhegyi homokkő új, az eddigiektől eltérő, széles ívű fáciesstabilitással jellemezhető, túlterjedő képződmény. Egyenletes szemcsenagyság-csökkenéssel, változatlan rétegzettséggel fejlődik ki a már alsótriász faunával jellemzett gipszes márgák, dolomitok rétegcsoportjai felé.

Ásvány-kőzettani vizsgálat (Fazekas Via)

A Túrony-1. sz. mélyfúrás ásvány-kőzettani vizsgálatát használjuk fel alapszelvényül. A törmelékanyag az összes vizsgált mintában jól osztályozott és az esetek többségében erősen koptatott, uralkodóan közép- és aprószemű. Az agyagos aleurolitos frakció mennyisége jelentéktelen és igen sok mintában gyakorlatilag hiányzik. A szemcsenagyság-összetételi görbe mindig határozottan egymaximumos.

A törmelékanyag összetétele

Kvarc. A törmelékanyag fő összetevője. A szakasz alsó részén (413—495 m-ig) gyakorlatilag monominerális kvarchomokkövet alkot, kevés egyéb törmelékanyag-tartalommal. A kvarctörmelékek zárványsoros gránit-kvarcból és víztiszta kvarcból állnak, egy részük enyhén metamorfizált. A ki-

mondottan metamorf kvarc- és kvarcittörmelékek meglehetősen ritkák. A kvarctörmelék jelentős része regenerált. A regenerált kvarc kötőanyagként szerepel és egyes szakaszokban, ahol az egyéb kötőanyag mennyisége jelentéktelen, a törmelékes kvarccal összenőve kemény kvarcitszerű kőzetet alkot.

Földpát. A földpátokat csak egyfajta változat, a nem pertites ortoklász képviseli. A földpátszemcsék frissek vagy vasoxidosak — rózsaszínűek. Mennyiségük a szakasz felső részén közepes (10—15%), a szakasz alsó részén jelentéktelen.

Kőzettörmelék. A kriptokristályos, mikrofelzites alapszövetű kovásodott törmelékek egy része vörös színeződésű. Ezek feltételezhetően kvarcporfír típusú effuzív kőzet alapanyag törmelékei. Mennyiségük nem nagy és mintánként változik. A granofiros alapszövetű törmelékek egy része élénk tűzpiros színű. Azonosíthatók a mecseki perm granofir törmelékeivel. Mennyiségük jelentéktelen mintánként 1—2 törmelék. A kvarc és ortoklász gránit típusú összenövéseinek mennyisége jelentéktelen. Valószínűleg gránit vagy aplit eredetűek, igen kis mennyiségben kvarcittörmelékek.

Mellékelegyrészek. Igen gyakori elegyrész a muszkovit és a különböző mértékben bontott (kifakult, vasoxidos vagy kloritosodott) biotit. A csillámlemezek többé-kevésbé orientáltak, a kőzet rétegződésével megegyező irányban helyezkednek el. Ezenkívül kis mennyiségben (csiszolatonként 1—5 szem) még a következő ásványok fordulnak elő: cirkon, turmalin, szfén (?), apatit, leukoxén, hematit.

Kötőanyag. Több kötőanyag-változat található, amelyek az esetek többségében vegyesen fordulnak elő.

Karbonátos kötőanyag. Változó mennyiségben pórusokat kitöltő anyagként fordulnak elő a karbonátásványok. A vizsgált szakasz átlagos karbonáttartalma alacsony.

Regenerált kvarc. Az agyagásványok, hidrocsillámok elsősorban póruskitöltésként szerepelnek, ritkábban hártyás szerkezetet alkotnak. Optikailag hasonlítanak a mecseki hidrocsillámos kötőanyaghoz.

Vasoxidok. A makroszkóposan vörös színű homokkövek kötőanyagát vörös és barna színű vasoxidok alkotják, keverve szericittel, agyagásványokkal és kevés karbonáttal. A többi mintában szórt apró kiválásként fordulnak elő. A makroszkóposan fakószürke vagy zöldesszürke minták vasoxidmentesek.

Klorit. Színtelen, vastagabb metszetekben halványzöld színű, szferolitos sugaras vagy apró lemezes halmazokat alkot a homokkő pórusaiban. Egyes mintákban igen jelentős mennyiségben fordul elő. A derivatográfiás felvétel alapján a proklorit—klinoklór csoporthoz tartozik. Az optikai megfigyelések (poliszintetikus ikerlemezessége, I. rendű szürke interferencia színe és meglehetősen világos saját színe) alapján feltételezhetően klinoklór.

Kalcedon. A kőzet pórusaiban fordul elő. Mennyisége jelentéktelen.

A vizsgált szakaszra magas érettségi index (Q/Fp = 19,3) és alacsony karbonátos kötőanyagtartalom (1,4%), valamint a jól osztályozottság jellemző. A mecseki szelvénnyel összehasonlítva (22., 23. ábra) mindkét helyen a felsőpermhez viszonyítva jelentős kvarctartalom-növekedést, valamint a két szelvényben azonos törmelék-összetevőket tapasztalunk.

III. A VIZSGÁLT KÉPZŐDMÉNYEK REGIONÁLIS KAPCSOLATAI A DÉLKELET-DUNÁNTÚLON

A villányi-hegységi kutatások megindulása előtt a perm képződményeket csak a Ny-i Mecsek területéről, a jakabhegyi homokkövet pedig Szalatnak—Szilágy—Martonfa—Bátaszék területéről és a Ny-i Mecsekből ismertük. A villányi rétegsorok összehasonlítása a fenti területekkel, elemző földtani szükségszerűség.

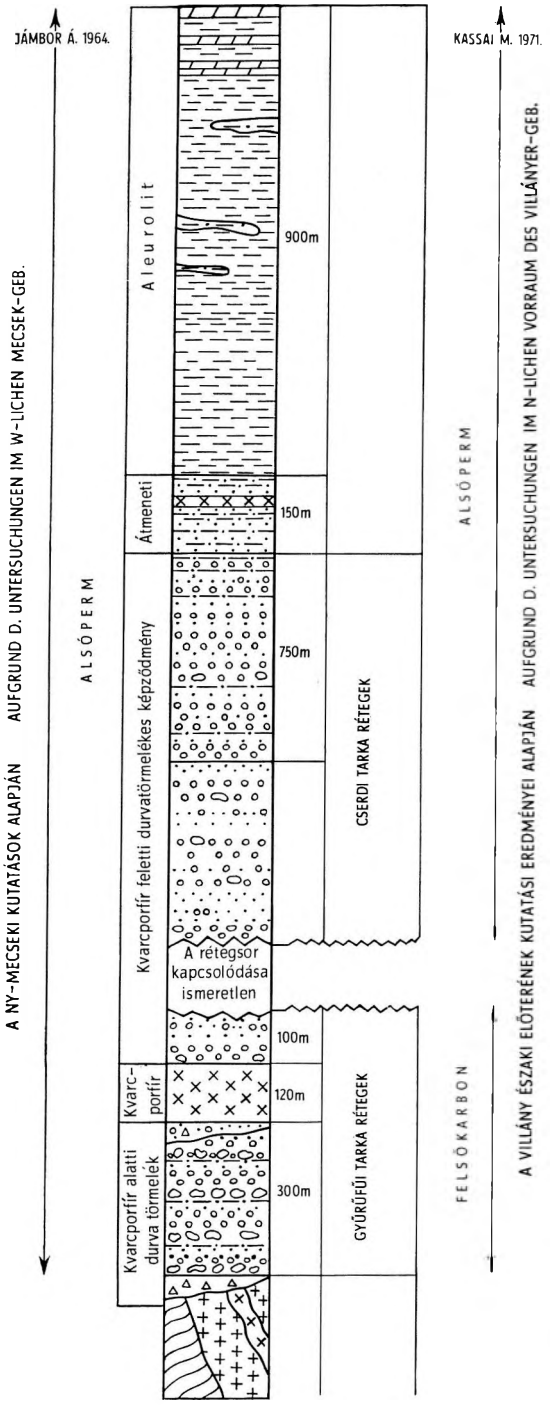
A Villányi-hegység északi előterében végzett kutatások a görcsönyi morfológiai maximumra szimmetrikusan, analóg módon a Ny-i Mecsekben ismert perm szelvényt tárták fel (28—30. ábra). Összehasonlító értékelésük nagy fontosságú a perm ősföldrajzi kép és a szerkezetfejlődés kialakítása szempontjából egyaránt, de fontos azért is, mert egymást kiegészítő adatokat tartalmaznak (pl. felsőperm vulkanizmus a villányi területen).

A jakabhegyi homokkő fáciesének és korának meghatározását a Délkelet-Dunántúlon ismert előfordulások együttes értékelése tette lehetővé.

1. Felsőkarbon formáció és alsóperm alsó tagozat — homokkő sorozat

A fenti képződményeket a villányi területen a tésenyi, bogádmindszenti és siklósbodonyi szelvényben ismerjük. A DK-i Dunántúlon, ezenkívül még a Ny-i Mecsekben ismerjük az alsóperm sorozatot, melyet JÁMBOR Á. (1964) dolgozott fel. A területről több adat nem ismeretes.

A Ny-i Mecsekben a szóban forgó képződményesoport jelentős területen felszíni feltárásokban vizsgálható, valamint több mélyfúrás is harántolta. Települési helyzetét tekintve itt is az alsóperm vörös aleurolit összlet alatt helyezkedik el (26. ábra). A fekü képződmény azonosításánál viszont nehézségek jelentkeznek, melyeket a mélységi adatok ismeretének hiányára vezetünk vissza. A rétegoszlopon az ún. cserdi tarka rétegek sora megszakad és gyűrűfűi tarka rétegekkel való kapcsolat csak annyiban világos, hogy ez utóbbi a rétegsorban lejjebb van. A gyűrűfűi tarka rétegeket tartalmazó nyugat-szenterzsébeti tektonikai blokk (29. ábra) helyzete, elmozdulási magassága annyiban világos, hogy a nyugati oldalon (Szigetvár felé) kréta időszaki mészkővel érintkezik és a keleti oldalon (Goricánál) a triász anizuszi mészkő tagozataival. E két oldalból feltételezni lehet, hogy a gyűrűfűi és cserdi rétegek között 1000 métert messze meghaladó elvetési különbség van, vagyis a cserdi tarka rétegek közvetlen fekvője nem ismeretes.



26. ábra. Az alsóperm rétegtani beosztása a Ny-i Mecsekben

Abb. 26. Stratigraphische Gliederung des Unterperms im W-lichen Mecsek-Gebirge

Másfelől vizsgálva a kérdést: az alsóperm nem mutat transzgresszív települési jellegeket a villányi területen, mely alig 10 km távolságra van a Ny-i Mecsektől. A felsőkarbonra az alsóperm harmonikusan települ, míg a gyűrűfűi rétegek — JÁMBOR Á. (1964) szerint — a gránit mállási kéreggel, lejtőtörmelékkel borított felszínére települnek, durva konglomerátummal. E jelenséget csak határozott és nagyon erős tektonikai változás idézhette elő, melynek meg kellett volna nyilvánulnia a villányi szelvényben is.

Üledékföldtani—tektonikai elemzés alapján tehát a gyűrűfűi rétegeket a felsőkarbon bázisára helyezzük, mely a bogádmindszent—tésenyi sorozatok alatt helyezkedik el, míg a cserdi homokkő sorozat a siklósbodonyi rétegsor alsóperm sorozatával azonos.*

A Ny-mecseki alsóperm (cserdi) rétegek csakúgy, mint a Sb-1. sz. fúrásban megismert megfelelőjük, sok konglomerátumréteget tartalmaznak, ciklusos felépítésűek és közepes ritmusaik eloszlását jó közelítéssel azonosnak vehetjük (3. ábra). Kavicsanyaguk szintén hasonló, érdemes megjegyezni, hogy a szalatnaki fekete szilur kavicsok ebben az összletben is megtalálhatók.

* A gyűrűfűi rétegeknek a felsőkarbon bázisára való helyezésével lehetett a délkelet-dunántúli felsőpaleozóos ősföldrajzi képet ellentmondásmentessé tenni. A kérdést azonban a magunk részéről sem tartjuk véglegesen lezártnak, mert a kőzetkifejlődés egyes elemei az eredeti „alsóperm bázisa" felfogás mellett szólnak. A kérdés véglegesen egy bogádmindszenti kb. 2000 m-es, vagy Cserd környéki 1000—1500 m-es mélyfúrás rétegsora alapján tisztázható. *(A szerző.)*

2. Alsóperm felső tagozat — vörös aleurolit sorozat

A villányi területen a Túrony-1. sz. fúrásból ismerjük az összlet felső, több mint 300 m vastag részét, a Bisse-1. sz. fúrásból pedig 100 m-es felső kifejlődését. A Ny-i Mecsek területén a kiterjedt felszíni feltárásokból, valamint néhány mélyfúrásban harántolt részletéből állítható össze a teljes sorozat. Főbb jellemzőit — Jámbor Á. (1964) nyomán — a következőkben foglalhatjuk össze:

Vastagsága, átlagos számítások szerint, kb. 900 m. Az aleurolit összlet „nemcsak a mecseki perm, hanem az egész ország legegyhangúbb üledékének tűnik" (Jámbor Á. 1964). Az összlet általában 2—20 cm vastag vörösbarna vagy fakóvörös aleurolit-, alárendelten közbetelepült vörös dolomitrétegekből áll. Kifejezett homokköveket nem tartalmaz. A három részre osztható sorozat felső tagját (26. ábra), az előzőekkel szemben a vastagabb rétegek jellemzik, valamint uralkodnak a kifejezetten dolomit- vagy agyagos dolomitrétegek.

A felsőperm tarka rétegekhez való átmenetet egyedül a Gorica-6. sz. fúrás tárta fel É-on, valamint a 4571. sz. fúrás Cserkút környékén, vagyis a „Mecsekalja vonal" közelében (29. és 50. ábra).

Az északi területen a rétegek színe barnásvörös, szövetükre a homogén eloszlás vagy párhuzamos mikrorétegzettség jellemző, de a szemcsésen széteső rétegek is gyakoriak. Agyagos aleurolitnál durvább szemű réteg csak egy helyen található. A déli területen aleurolit, homokos aleurolit, aprószemű homokkőrétegek váltakozásából álló sorozat jellemző a felsőperm felé történő átmenetre. A határ nem éles és a fellépő homokos rétegek a Villányban tapasztalt adatokhoz mutatnak átmenetet.

A vastag egyhangú összlet a tektonikai háttérmozgás egyirányú voltát és a fácies stabilitását jelzi.

A villányi területen megismert képződménycsoportnak az előbbivel azonos kora a rétegsorban elfoglalt helye alapján bizonyítható.

3. Felsőperm formáció

A Ny-i Mecsek területéről kb. 20 km szelvényhosszban ismerjük kifejlődésüket. Helyzetüket meghatározza, hogy az alsóperm vörös aleurolit összletre települnek és fedő képződményük a diszkordánsan települő jakabhegyi főkonglomerátum. Kifejlődési sajátosságaikat vizsgálva, három egységre tagolhatók. Ezek az egységek nem jelentenek szigorúan vett rétegtani szinteket, hanem a terület egyes részein heteropikus összefogazódással kapcsolódnak (Nagy E. 1958, Kassai M. 1963, Balla Z. 1967, Virágh—Vincze 1967, Barabás A.-né 1969).

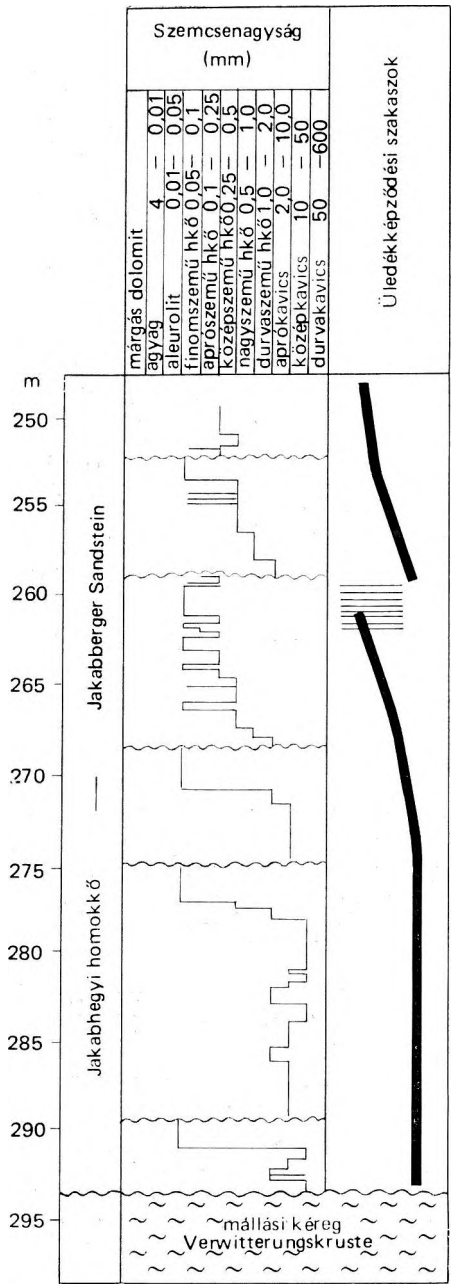
E tekintetben a legjelentősebb és a legjobban tanulmányozott az ún. „bakonyai szegélysáv". E sávtól nyugatra a felsőperm jelentősen elvékonyodik. A Pécs környékén tapasztalható 1300 m körüli vastagsággal szemben Gorica területén 160—200 m az összvastagsága.

Jellegzetesen ideális szelvényét a 23. ábrán látjuk. A vörös aleurolit összletre települő felsőperm tarka homokkő sorozat kb. 200 m-es vastagságával mindenütt megtalálható, jellegzetes üledék. Vörös, zöld és kevés szürke homokkőrétegekből álló képződménycsoport. Jellemzője, hogy a kimosási felület két oldalán nagy szemcsenagyság-különbséget találunk, az aleurolit zárótagra következő, kavicsos durvaszemű homokkő miatt. Ez a jellegzetessége gyors változásokra mutat az üledékképződés menetét illetően. Színe, szemcsenagysága, valamint ezek változékonysága új üledékképződési ciklust jelez a vörös aleurolit összlethez viszonyítva.

A felsőperm tarka homokkő sorozatból fokozatosan kifejlődő szürke homokkő összlet egyveretű képződmény. Átfogó vizsgálata — csakúgy, mint az előbbi képződmény esetében — még várat magára. Általános jellemzőit Barabás A. szerint a következőkben rögzítjük: szürke, túlnyomóan apró- és középszemű, sokszor arkózás homokkőből áll. Heer, O. és Tuzson I. ebből az összletből határozott meg növénymaradványokat, melyek perm (felsőperm) időszakot bizonyítanak. „Fácies szempontjából tágabb értelemben folyóvízi képződmény, de gyakoribb benne az ártéri, tavi és mocsárvízi jellegeket mutató réteg. Felső része a következő vörös színű összlet felé való átmenetként zöld színűvé válik." (Barabás 1964).

A szürke homokkősorozat felső részén zöld és vörös színű rétegek lépnek fel, tíz vagy több tíz méter vastagságban és felettük egységesen vörös, az ún. „fedővörös" homokkő következik. A fedővörös homokkő vastagsági változása megfelel az egész felsőpermre vonatkozó megállapításnak, miszerint a Bükkösd—Gorica területén néhányszor tíz méter, a Pécs alatti deindoli területen pedig közel 300 m. Kivastagodási iránya DK felé mutat, ill. általában keleti. Barabásné (1969) feldolgozása szerint a rétegtani szintek vastagsága kelet felé szintén növekszik.

A Ny-mecseki felsőperm homokkő sorozatban három egység ismerhető fel: oxidált—redukált—oxidált, melyek a terület egyes részein heteropikus kifejlődésben kapcsolódnak. A villányi területen ebben a formában ezt a hármas egységet a túrony—csarnótai szelvény nem mutatja. A bissei kvarc-



27. ábra. Szalatnak-4. sz. fúrás szelvénye (Kaszás F. 1968)

Abb. 27. Das Profil der Bohrung Szalatnak-4 (nach F. Kaszás 1968)

Bedeutung der Kolonnen von links nach rechts: Korngrösse: mergeliger Dolomit, Ton, Aleurolit, feinkörniger, kleinkörniger, mittelkörniger, grosskörniger, grobkörniger Sandstein, kleiner, mittlerer, grober Schotter; Abschnitte der Sedimentationsbildung

porfír sorozat értékelésénél azonban rámutattunk arra, hogy a vulkáni tevékenység intenzitásában jól bizonyítható minimum jelentkezik a középső részen, vagyis a szürke összletnek megfelelő rétegtani szintben. A vulkáni tevékenység hiányával mód nyílott az üledékgyűjtő medencében a vegetáció, valamint a redukált környezet kifejlődésére. A szürke összlet kifejlődésével kapcsolatos eddigi magyarázatok a mecseki lelőhelyen időjárási változásokat feltételeztek, vagy eltérő fáciest. Ezek a megállapítások azonban — tekintve, hogy a szürke összlet jelentős vastagságú heteropikus fáciesben fejlődik ki a vörös homokkővel — komoly ellentmondásokat tartalmaztak. Az ezután következő főkonglomerátum regionális diszkordanciával települ, és eltérő kőzettani jellegekkel rendelkezik.

4. Jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő formáció

A villányi területen, mint az előbbiekben láttuk, kétféle helyzetben találtuk a főkonglomerátumot. A nyugati részen vastag törmelékes sorozatra települ, míg a keleti területen a kvarcporfírra transzgredál.

A Délkelet-Dunántúl területén még a következő helyekről ismerjük a fenti sorozatot: Ny-i Mecsek, Szalatnak, Szilágy és Bátaszék. Ezek közül a keletre eső szalatnaki—szilágyi—bátaszéki területen „régi" alaphegységre (szilur pala, gránit) transzgredál a főkonglomerátum, míg a Nyugat-Mecsek területén szintén perm törmelékes sorozatra települ. A jakabhegyi homokkő jellegzetes kifejlődése első látásra is biztossá teszi összetartozásukat. Részletes vizsgálatuk a diszkordancia kimutatása miatt vált szükségessé, valamint a fácies és kor bizonyítása érdekében.

A Ny-i Mecsek a legnagyobb összefüggő terület, ami igen nagy természetes feltártságban, valamint több száz mélyfúrás adata alapján tanulmányozható. A Goricától Pécsig húzódó, összefüggően megkutatott szelvény hossza kb. 20 km. A jó feltártsági viszonyok mellett a térképezési adatok, valamint a folyamatos üledékföldtani szelvényezés lehetővé tették, hogy a különböző földtani jellemzőket nagy adatszám mellett vizsgáljuk és hasonlítsuk össze.

A villányi területen kapott adatsorok (Szava-4., Csarnóta-1., Túrony-1., Bisse-1., Vokány-2. és Peterd-1. sz. fúrások) értelmezése csak a többi adattal való összehasonlítással oldható meg és viszont. A 22. és 23. ábrák együttesen tartalmazzák a mecseki és villányi-hegységi adatokat. A rétegtani oszlop, valamint az üledékfejlődési szakaszok világosan mutatják, hogy e két területen az üledékfejlődés azonos módon (azonos ütemben és azonos fáciesben) történt.

A főkonglomerátum diszkordáns települését a Ny-i Mecsek területén Böckh J. (1876) után sokoldalú vizsgálattal bizonyítottuk (Jámbor Á. 1962, Kassai M. 1969). A felsőperm összletre települő durvakavicsos konglomerátum az egész területen nyomozható üledék. Megjelenése a reliefenergia megnövekedését jelentette regionális elterjedésben, ami bizonyíthatóan diszkordanciát eredményezett a perm üledékgyűjtő területén.

A főkonglomerátum és a folyamatosan kifejlődő jakabhegyi homokkő sorozat más típusú, a perm homokkövek üledékeitől erősen eltérő adatokkal jellemezhető (pl. közepes ritmusok vastagságeloszlása). A vizsgált üledékföldtani jellemzőknek nagymértékű különbsége bizonyítja azokat a megváltozott ősföldrajzi és fácieskülönbségeket, amelyeknek alapján a diszkordanciát hangsúlyozzuk a perm sorozat felé.

A jakabhegyi homokkő jellemzői mindenben azonosak a két területen. Az üledékfejlődési szakaszok azonossága talán a legfontosabb e tekintetben.

A főkonglomerátum után egyre csökkenő átlag szemcsenagyság tapasztalható, ami azonban nem fejlődik a finomszemű homokkő- vagy aleurolitrétegek kimutatható megjelenéséig, hanem egy, a Ny-i Mecsekben kavicsos homokkőszintnek nevezett réteg fellépésével új ciklus kezdődik. Ez a kavicsos (Kassai 1969) homokkőréteg a Ny-i Mecsek egész területén kimutatható, de sehol sem dúsulnak fel úgy a kavicsok, hogy azokat konglomerátummá lehetne minősíteni. E kavicsos homokkőszint után — mely egy kis ciklus bevezető tagja — alig ingadozó szemcsenagysággal fejlődik a jakabhegyi homokkő sorozat a „vörös aleurolit fáciesig" (Kassai 1969), mely alig 10 m vastagságával Goricától a villányi szelvényekig azonosan megtalálható. A következő átmenetesen kifejlődő homokkő azután felfelé egyenletesen megy át a már faunás alsótriász aleurolitokba, gipszes márgákba, dolomitokba, mészkövekbe. A jakabhegyi homokkő e három jellegzetes rétegszintje — főkonglomerátum, kavicsos homokkő, vörös aleurolit fácies — a mecsek—villányi területen azonosan, egyformán megtalálható, amiből a képződési körülmények nagy területű stabilitását bizonyítjuk, s e tényezőt is felhasználjuk a fácies- és korkérdés megoldásához.

A szalatnaki területen, közel 10 fúrás adata alapján, a jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő szilur fekete palákra transzgredál (27. ábra). A szilur alaphegységen több tíz méter vastag vörös mállási kéreg mutatható ki (Várszegi K. 1972). A főkonglomerátum kavicsai nagyságban és összetételben is megfelelnek a mecseki területen ismerteknek. A 27. ábrán a vörös aleurolit fácies ugyancsak jól elkülönül, és a már triász faunával jellemezhető aleurolitok és márgák felé a homokos átmenet azonos a mecsek—villányi szelvényekével. Ez a vörös aleurolit fácies tehát a szalatnak—villányi területen — mely közel 50 km távolságban van — vastagságra (10 m), makroszkópos megjelenésre, a rétegsorban elfoglalt helye szerint azonosan települ csakúgy, mint a goricai területen (Ny-i Mecsek), amelyik mindkettőtől kb. 30 km-re van.

A régi alaphegységre transzgredáló főkonglomerátummal induló jakabhegyi üledékképződési sor tehát azonos típusú üledékkel, azonos fejlődési sorral megy át a márga—mészkő sorozatba úgy, amint azt a villányi területen is tapasztaltuk.

Szilágy—bátaszéki terület

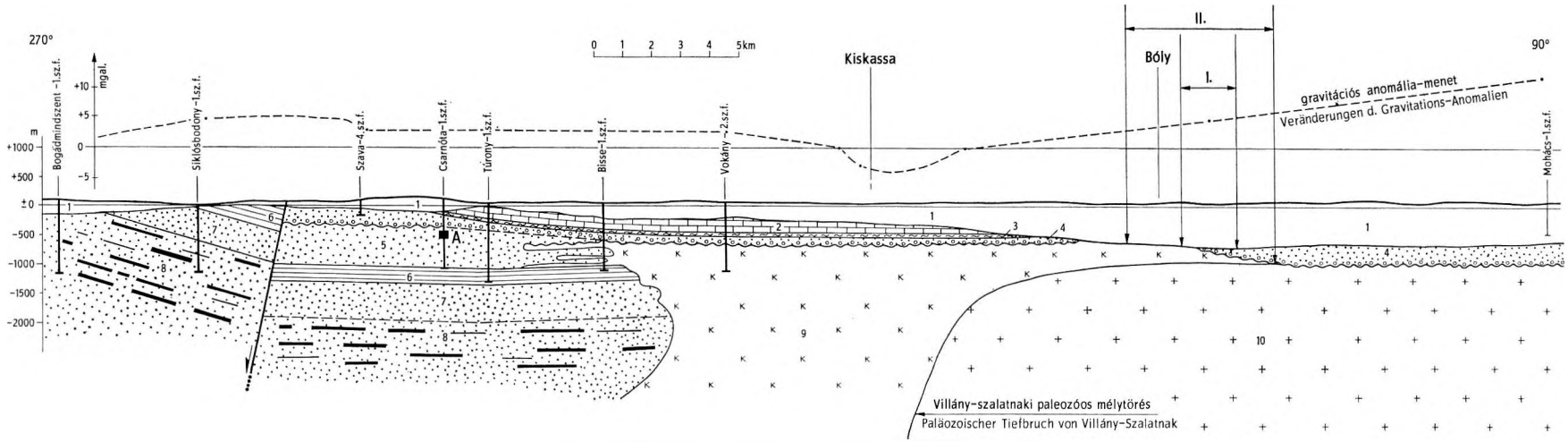
A szilágy—bátaszéki területen (29. ábra) települő főkonglomerátumot és jakabhegyi homokkő sorozatot Szederkényi T. (1963) vizsgálataiból ismerjük. A rétegsor felső része lepusztult, így a jakabhegyi homokkőnek csak az alsó része ismert. Makroszkópos jellemzői azonosak a Villányban ismertekkel. Fontos ősföldrajzi megállapításként értékeljük Szederkényi T. azon megfigyelését, hogy míg a szilágyi fúrásokban a főkonglomerátum tartalmaz kvarcporfír kavicsokat, addig az ettől keletre települő bátaszéki fúrásban kvarcporfír nem mutatható ki. Ez a megfigyelés is bizonyítékot szolgáltatott (a szerkezeti fejezetben kifejtettek szerint) a kvarcporfír vulkanizmus szerkezeti meghatározásához, valamint annak bizonyításához, hogy a főkonglomerátummal induló triász transzgresszió kelet felé vándorol.

A jakabhegyi homokkőre a jól osztályozottság jellemző, valamint az igen magas kvarctartalom. Egyes rétegek szinte „üveghomok" minőségűek, és a szemcseösszetételi görbék tanúsága szerint jellegzetesen egymaximumosak, jakabhegyi típusúak.

A bátaszéki adat azt bizonyította, hogy a főkonglomerátum a Gorica—Szilágy—Bátaszék 55 km-es hosszúságú vonalon összefüggő, egységes rétegként jelenik meg. Ezek a méretek és azonossági bélyegek, valamint a települési helyzet egyértelműen meghatározták a képződménysor fácies- és korbeli minőségét.

IV. SZERKEZETI VISZONYOK IDŐBEN ÉS TÉRBEN

A vizsgált képződmények szempontjából két fontos kérdés csak a Délkelet-Dunántúl tektonikai elemzésével együtt volt megoldható. Az egyik kérdés: hogy a mecseki és villányi perm—alsótriász összletek összefüggő vagy különálló medencében rakódtak-e le. Ez a probléma a jelenleg közöttük húzódó ún. Görcsönyi-hátság szerkezeti, valamint a fedett területek alaphegységének pontos vizsgálatát igényelte. A másik kérdés: a villányi—mecseki perm képződmények kiékelődésének meghatározása kelet felé, minthogy Szalatnak—Szilágy—Bátaszék területén a jakabhegyi főkonglomerátummal indul az üledékképződés. Ehhez kapcsolódóan a felsőperm kvarcporfír vulkánosság helyének szerkezeti magyarázatát is meg kellett oldani.



28. ábra. Földtani szelvény a Délkelet-Dunántúlról

I. LENDVAI-féle első határfelület, II. LENDVAI-féle második határfelület. — *1.* Neogén, *2.* anizuszi, *3.* kampili—szeizi, *4.* jakabhegyi homokkő, *5.* felsőperm homokkő, *6.* alsóperm vörös aleurolit, *7.* alsóperm homokkő, *8.* felsőkarbon, *9.* kvarcporfír, *10.* gránit (?), szilur kovapala (?), — A = albitosodás

Abb. 28. Geologisches Profil von SO-Transdanubien

I. Erste Grenzfläche nach LENDVAI, II. zweite Grenzfläche nach LENDVAI. — *1.* Neogen, *2.* Anis, *3.* Campil—Seiser-Schichten, *4.* Jakabberger Sandstein, *5.* oberpermischer Sandstein, *6.* unterpermischer roter Aleurolit, *7.* unterpermischer Sandstein, *8.* Oberkarbon, *9.* Quarzporphyr, *10.* Granit (?), silurischer Kieselschiefer (?). — A = Albitisierung

1. A mecsek—villányi antiklinális

A Villányi-hegység északi előterében mélyült fúrások adatai alapján megszerkeszthetővé vált a K—Ny-i szelvény (28. ábra), valamint közvetlen földtani adatok birtokában a harmadkor előtti alaphegységre vonatkozó geofizikai paramétereloszlások földtani értelmezését is meg lehetett oldani.

A területről rendelkezésre állt a Várfalvi L. (1962) által szerkesztett 1:50 000-es méretarányú mélység- és szeizmikus sebesség térkép, a Geofizikai Évkönyvben (1964) megjelent 1:100 000-es méretarányú, nagyrészt geofizikai adatokból szerkesztett harmadkor előtti fedetlen alaphegység térkép, valamint Lendvai K. (1965) 1:50 000-es méretarányú mélység- és szeizmikus sebesség és szerkezeti térképe. E három feldolgozás eredményeit az utóbbi évek jelentős számú mélyfúrási adataival kiegészítve — melyek közül csak a Túrony-1. sz. f. adata állt rendelkezésre az előbbi térképek szerkesztésekor — készült el a harmadkor előtti fedetlen alaphegység térképe (29. ábra). A térkép, valamint a földtani szelvények alapján (28., 29., 30. ábrák) a következő megállapításokat tehetjük:

A Ny-i Mecsek oldaláról csakúgy, mint a villányi oldalról, a K—Ny-i szelvényben általános keleti dőléssel helyezkednek el a karbon—perm—triász rétegek, melyek körülveszik a görcsönyi morfológiai maximum kristályos képződményeit.

Az antiklinális alakulatra jellemző általános dőlésadatok szintén igazolódtak, mivel a Ny-mecseki részaránytalan antiklinális alakulatra jellemző az északi szárny laposan messzenyúló ÉÉK-i dőlése (a déli szárny kicsi és hirtelen mélyülő, meredeken dőlő), míg a Villányi-hegységben DDK-i általános dőlést tapasztalunk. Magyarázatra szorul azonban a Ny-mecseki részaránytalan antiklinális illeszkedése. A mecsek—villányi nagy antiklinális kialakulása után az ún. „Mecsekalja vonal" fellépésével ez az egységes szerkezet kettészakad. Az antiklinális magját jelentő görcsönyi morfológiai maximum süllyedésével alakul ki a Ny-mecseki részaránytalan alakulat úgy, hogy a déli oldal a süllyedéssel együtt lehajlik, mielőtt még jelentős eróziót szenvedett volna. Ezért találunk a „Mecsekalja vonal" területén még Kővágószőlős alatt is jura képződményeket és triász anizuszi mészköveket.

A Siklósbodony-1. sz. fúrásban feltárt felsőkarbon—alsóperm harmonikus határátmenet szintén abszolút értelemben bizonyítja, hogy a Görcsönyi-hátság kialakulása perm utáni, vagyis a perm időszak alatt nem állott fenn. A mecsek—villányi karbon—perm képződmények nagyszámú ásványkőzettani vizsgálati anyaga szintén azt bizonyítja, hogy e terület ma ismert képződményei, különösen a jellegzetes gyódi szerpentin—amfibolit kőzetek, nem vesznek részt a perm törmelék-összetevőkben.

Abszolút szerkezeti bizonyítékot jelent a Szava-4., Szava-1. sz. fúrások különböző rétegsorának egymásmellettisége (30. ábra). Eszerint a Görcsönyi-hátság képződményei egy nagy szerkezeti vonal mentén érintkeznek a Villányi-hegység perm—alsótriász törmelékes rétegsoraival. E szelvényben a törésvonal két oldalán a függőleges irányú elmozdulás nagyságát, a kelet—nyugati szelvényben megismert karbon—perm—mezozóos vastagsági adatok alapján, több ezer méterre tesszük. E jelentős elmozdulást kelet felé szintén követhetjük a Lendvai-féle térkép, valamint a Peterd-1. sz. fúrás és földtani meggondolások alapján.

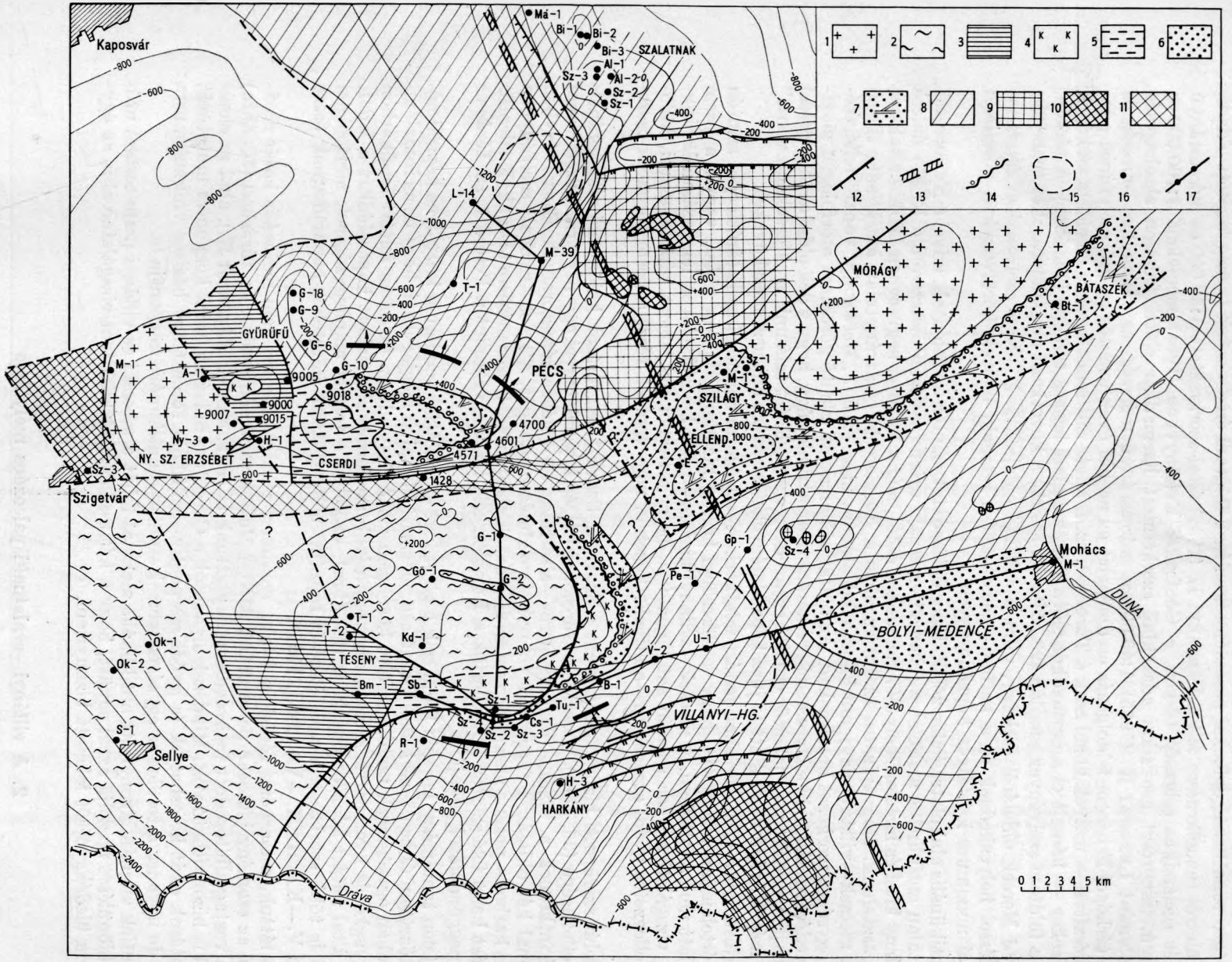
Bár jelen tanulmány keretén kívül esik a görcsönyi morfológiai maximum kristályos képződményeinek kőzettani és belső szerkezeti vizsgálata, mégis itt kívánjuk megjegyezni, hogy ez az irodalomban általában egységesnek tartott terület közel sem az. A Szava-1. sz. fúrásban feltárt felsőkarbon fekete agyagkő és kvarcporfír szintén csak egy újabb szerkezeti sík mellett kapcsolódhat a Kd-1. sz. fúrás által feltárt képződményekhez (29. ábra), valamint a terület alaphegységének morfológiai viszonyai is több szerkezeti vonal létezését sejtetik, melyek eltérő kőzeteket kapcsolhatnak össze (Fazekas V.—Kassai M.—Vincze J. 1969).

Mint láttuk, a csarnótai fúrásban feltárt metamorfizálódott sorozat nem regionális hatás eredménye, és az esemény biztosan perm utáni. A Ny-i Mecsek területén a 4601. sz. fúrásban (30. ábra) egy 26 m vastag albitosodott telérrendszert mutattunk ki (Fazekas V., Várszegi K.), ahol az elembehozatal is bizonyítható volt. Mindezek az adatok a Görcsönyi-hátságra, mint központra mutatnak, ahol e hatások okát kereshetjük (a gyódi szerpentin—amfibolit sorozat egy bázisos vulkanizmusra utalhat), de ugyanez a terület az egységes mecsek—villányi antiklinális központja is.

A fentiek alapján bizonyított antiklinális alakulat tehát a mecseki és villányi perm terület utólagos elkülönülését igazolja azzal együtt, hogy a két terület üledékföldtani vizsgálataival is az egységes perm üledékgyűjtőt lehetett bizonyítani.

2. A villányi—szalatnaki paleozóos mélytörés

Mint arról már a jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő tárgyalásánál szóltunk, a szalatnak—szilágy—bátaszéki területen hiányzik a perm törmelékes sorozat. A tárgyalt két terület között húzódik a K-i Mecsek mezozóos tömbje. Itt a mélyfúrások nem érték el a szóban forgó képződményeket.

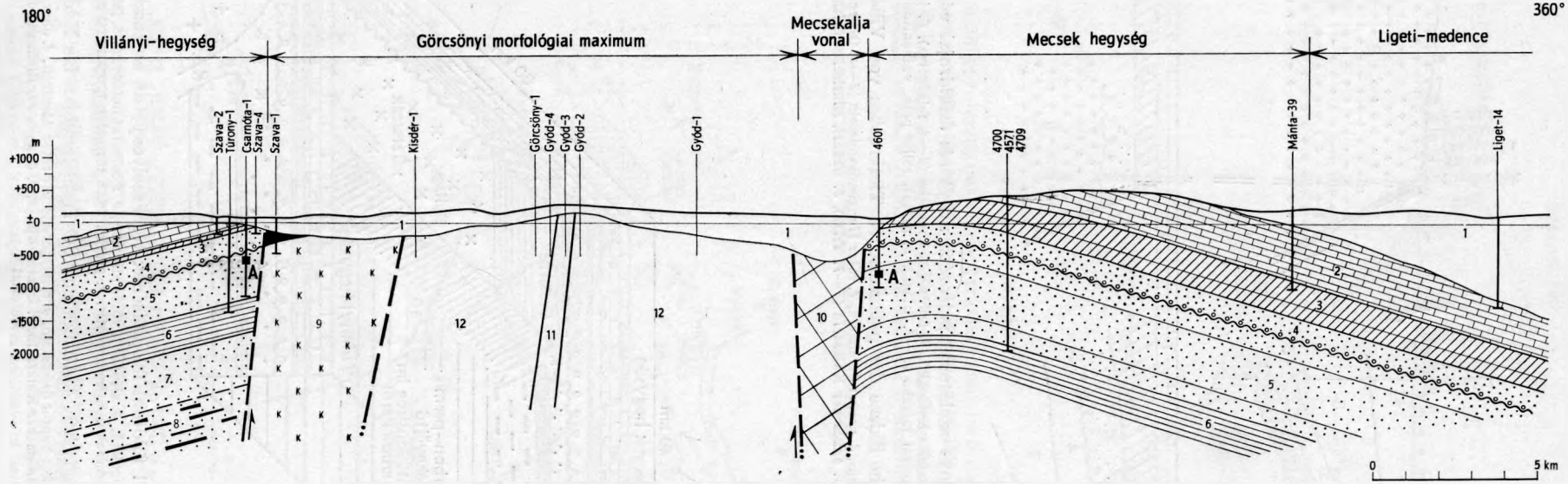


29. ábra. A Mecsek—Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegység térképe (az ELGI 1964. évi térképének felhasználásával készült 1970-ben)

1. Gránit, *2.* metamorf képződmények, *3.* felsőkarbon homokkő, *4.* kvarcporfír, *5.* alsóperm homokkő, aleurolit, *6.* felsőperm homokkő, *7,* jakabhegyi főkonglomerátum, homokkő, *8.* triász képződmények, *9.* jura képződmények, *10.* kréta képződmények, *11.* diszlokációs zóna, *12.* szerkezeti vonalak, *13.* villány—szalatnaki paleozóos mélytörés, *14.* a főkonglomerátum diszkordancia határa, *15.* fedett felsőperm—alsótriász kvarcporfír, *16.* mélyfúrások, *17.* földtani szelvény vonala

Abb. 29. Vortertiäre Grundgebirgskarte des Mecsek—Villányer Gebirges (unter Anwendung der 1964 zusammengestellten Karte des ELGI, konstruiert im Jahre 1970)

1. Granit, *2.* metamorphe Bildungen, *3.* oberkarbonischer Sandstein, *4.* Quarzporphyr, *5.* unterpermischer Sandstein, Aleurolit, *6.* oberpermischer Sandstein, *7.* Jakabberger Hauptkonglomerat-Sandstein, *8.* triadische Bildungen, *9.* jurassische Bildungen, *10.* kretazische Bildungen, *11.* Dislokationszone, *12.* Strukturlinien, *13.* paläozoischer Tiefbruch von Villány—Szalatnak, *14.* Grenze der Hauptkonglomerat-Diskordanz, *15.* bedeckter oberpermisch-untertriadischer Quarzporphyr, *16.* Tiefbohrungen, *17.* Linie des geologischen Profils

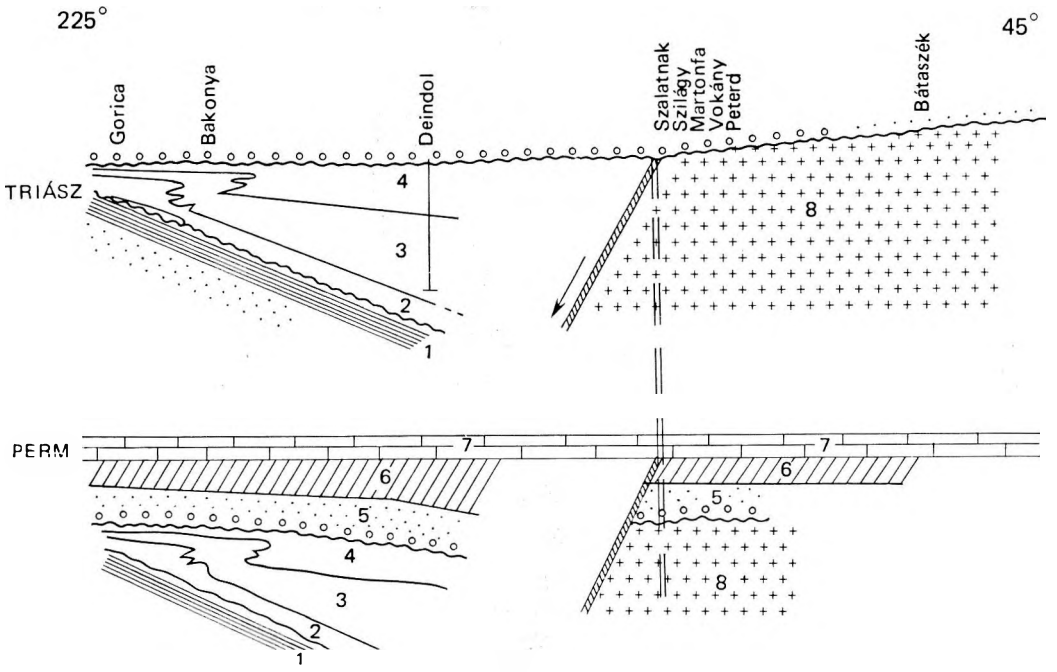


30. ábra. Földtani szelvény a Délkelet-Dunántúlról

1—9. l. 28. ábránál, *10.* miocén, jura, triász, perm gránit, gneisz, *11.* szerpentin, *12.* csillámpala, amfibolit

Abb. 30. Geologisches Profil von SO-Transdanubien

1—9. s. bei Abb. 28, *10.* Miozän, Jura, Trias, permischer Granit, Gneiss, *11.* Serpentin, *12.* Glimmerschiefer, Amphibolit

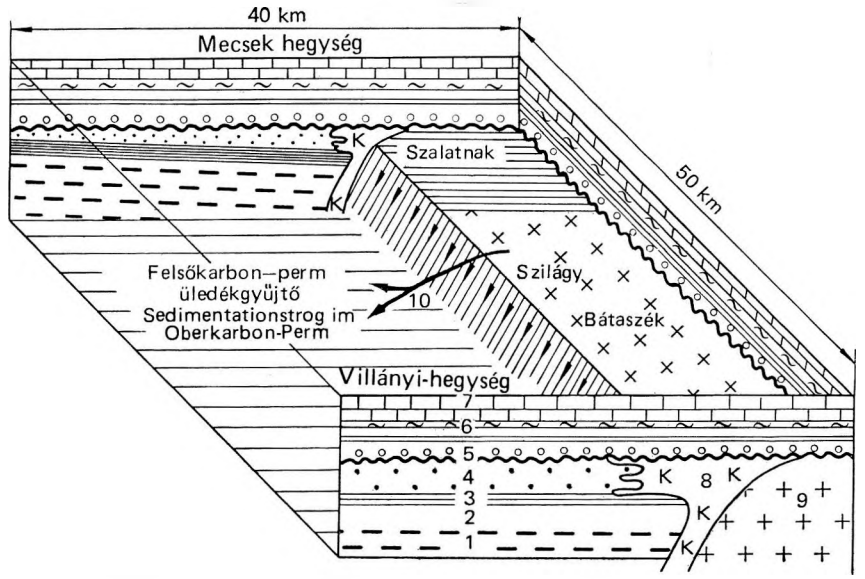


31. ábra. A villány—szalatnaki paleozóos mélytörés ősföldrajzi vázlata

1. Alsóperm aleurolit, *2.* tarka homokkő, *3.* szürke homokkő, *4.* fedővörös homokkő (*2—4.* felsőperm), *5.* jakabhegyi homokkő, *6.* szeizi—kampili, *7.* anizuszi mészkő (*5—7.* triász), *8.* gránit, szilur pala, vulkanitok

Abb. 31. Paläogeographische Skizze des paläozoischen Tiefbruches von Villány—Szalatnak

1. Unterpermischer Aleurolit, *2.* bunter Sandstein, *3.* grauer Sandstein, *4.* roter Hangendsandstein (*2—4.* Oberperm), *5.* Jakabberger Sandstein, *6.* Seiser-Campiler Schichten, *7.* anisischer Kalkstein (*5—7.* Trias), *8.* Granit, silurischer Schiefer, Vulkanite

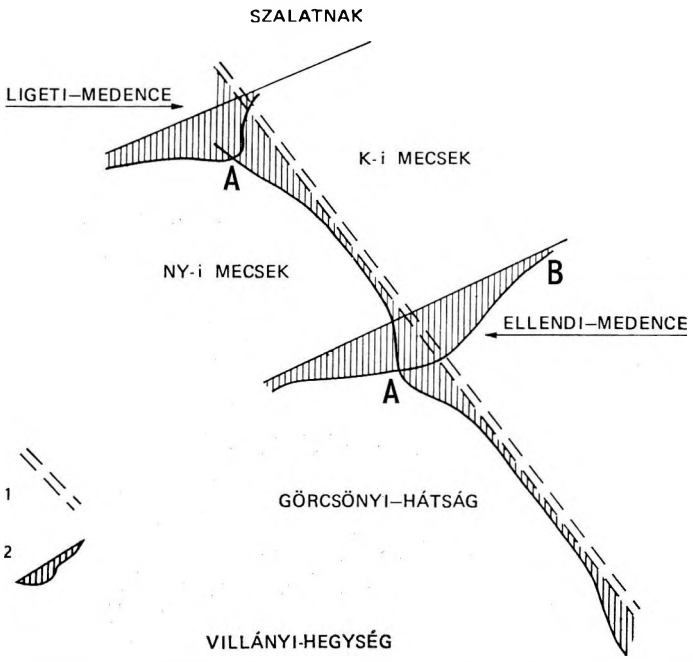


32. ábra. A DK-i Dunántúl földtani felépítésének tömbszelvénye az anizuszi emelet végéig

1. Felsőkarbon homokkő, *2.* alsóperm tarka homokkő, *3.* alsóperm vörös aleurolit, *4.* felsőperm homokkő, *5.* jakabhegyi homokkő, *6.* alsótriász márgák, *7.* anizuszi mészkő, *8.* kvarcporfír, *9.* gránit, *10.* a törmelék beszállítási iránya

Abb. 32. Blockdiagramm des geologischen Aufbaues von SO-Transdanubien bis Ende der anisischen Stufe

1. Oberkarbonischer Sandstein, *2.* unterpermischer bunter Sandstein, *3.* unterpermischer roter Aleurolit, *4.* oberpermischer Sandstein, *5.* Jakabberger Sandstein, *6.* untertriadische Mergel, *7.* anisischer Kalkstein, *8.* Quarzporphyr, *9.* Granit, *10.* Richtung des Transportes vom klastischen Material

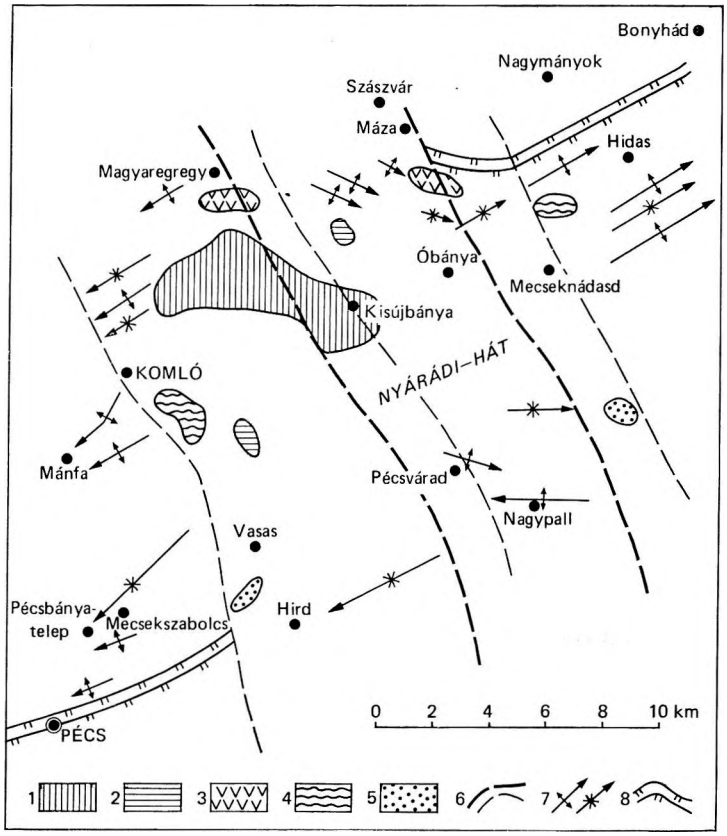


33. ábra. A villány—szalatnaki mélytörés területén levő mély miocén medencék

1. Mélytörés, *2.* miocén medencék mélysége. A = helvéti medencebelseji kifejlődés, B = helvéti partmenti kifejlődés

Abb. 33. Die tiefen Miozänbecken im Gebiete des Tiefbruches von Villány—Szalatnak

1. Tiefbruch, *2.* Tiefe der miozänen Becken. A = helvetische Ausbildung des Beckeninneren, B = helvetische Ausbildung am Ufer

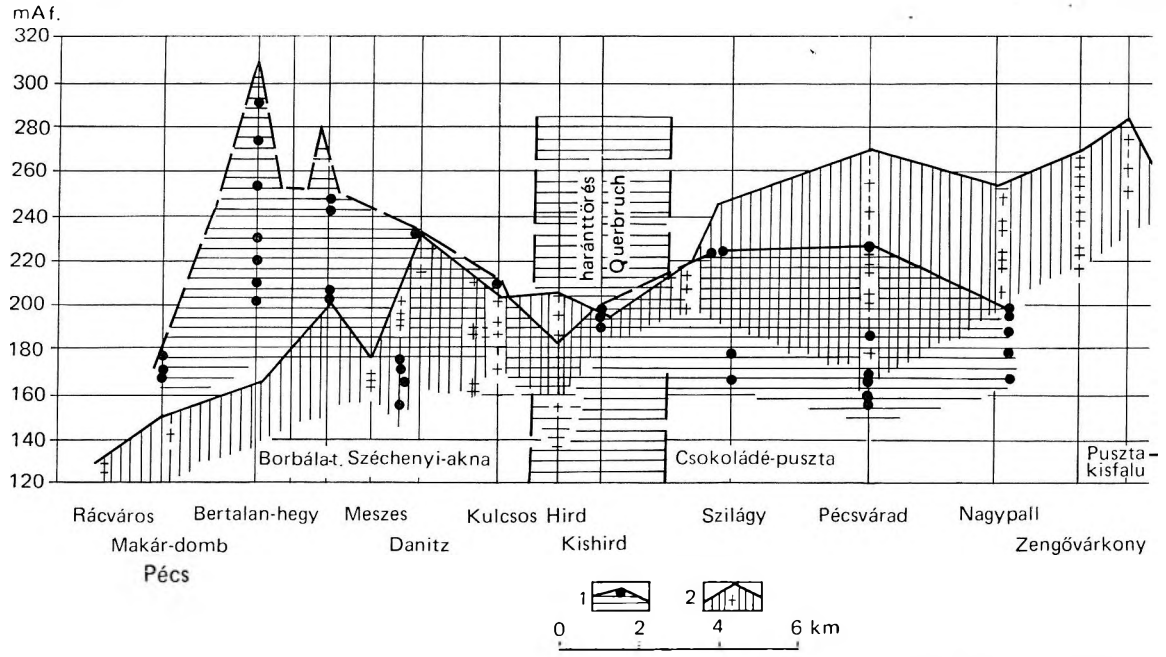


34. ábra. Haránttörések szerepe a K-i Mecsek nagyszerkezeti felépítésében (HÁMOR G. 1970)

1. Diabáz-, *2.* fonolit-, *3.* riolit-, *4.* andezit-, *5.* dácit-vulkanizmus maximuma, *6.* fontosabb haránttörések, *7.* neogén gyűrt szerkezetek, *8.* 100 m-es nagyságrendet meghaladó pikkelyszerkezetek

Abb. 34. Die Rolle der Querbrüche im grosstektonischen Aufbau des O-lichen Mecsek-Gebirges (G. HÁMOR, 1970)

Maximum des *1.* Diabas-, *2.* Phonolith-, *3.* Rhyolith-, *4.* Andesit-, *5.* Dazit-Vulkanismus, *6.* wichtigere Querbrüche, *7.* neogene gefaltete Strukturen, *8.* Schuppenstrukturen von einer Grössenordnung über 100 m

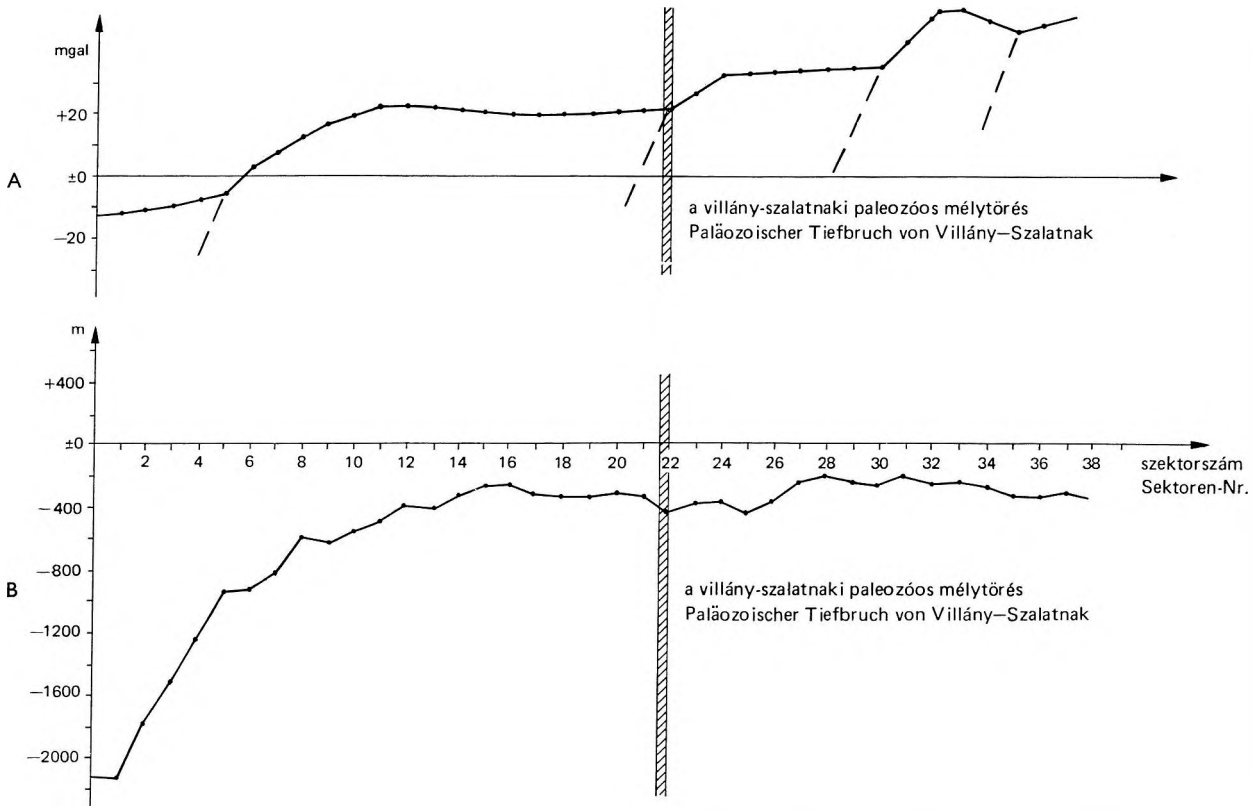


35. ábra. A pannóniai üledékek felszínének magassági helyzete a Mecsek hegység déli diszlokációs övében (Kleb B. 1968)

1. Alsópannon üledékek felszíne, *2.* felsőpannon üledékek felszíne

Abb. 35. Die Höhenlage der Oberfläche von den pannonischen Ablagerungen in der südlichen Dislokationszone des Mecsek-Gebirges (B. Kleb, 1968)

1. Oberfläche der unterpannonischen Ablagerungen, *2.* Oberfläche der oberpannonischen Ablagerungen



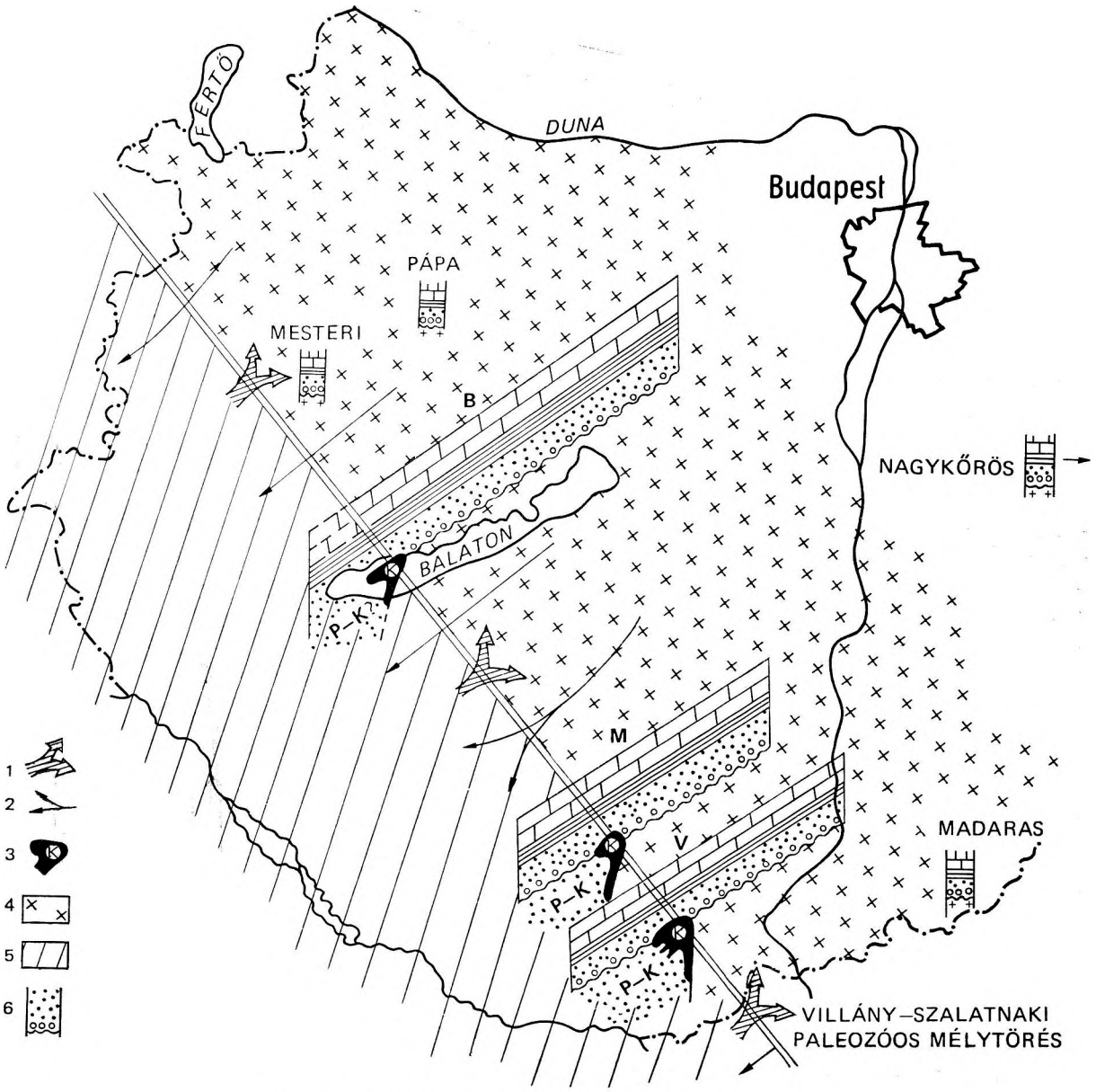
36. ábra. A) DK-Dunántúl gravitációs térképéből szerkesztett ÉK—DNy-i irányú átlagszelvény; *B)* DK-Dunántúl harmadkor előtti alaphegység-felszínének átlagmélység-szelvénye, ÉK—DNy-i irányban

Abb. 36. A) NO-SW-liches Durchschnittsprofil, konstruiert aufgrund der Gravitationskarte SO-Transdanubiens; B) NO-SW-liches Profil der Durchschnittstiefe der Oberfläche vom vortertiären Grundgebirge im Gebiete von SO-Transdanubien

A Ny-i Mecsek felsőperm képződményei azonban ez irányban jelentős vastagodást mutatnak (31. ábra). „Ezt a vastagságot extrapolálva a K-i Mecsek alá, már geoszinklinális mélységet kapnánk, amit sem földtani meggondolások, sem a geofizikai adatok nem támasztanának alá." (BARABÁS A. 1964). Így, bár közvetett alapon, de a méretek ismeretében megbízhatóan bizonyíthatjuk, hogy a K-i Mecsek alatt is hiányoznak a perm képződmények, és a kristályos alaphegységre (szilurra?) transzgredáló jakabhegyi főkonglomerátum nyitja meg az üledékes sorozatot.

Az előbbi területektől délre a monyoród—máriakéméndi jura vonulat húzódik, melynek felépítését a szükséges mélységig szintén nem ismerjük. A tőle délre fekvő Bólyi-medence geofizikai interpretációja (LENDVAI 1965) alapján mégis képet kaphatunk e területek felépítéséről.

37. ábra. A Dunántúl harmadkor előtti alaphegységének mélységtérképe (MÁFI) és átlagmélységi eloszlása
Abb. 37. Tiefenkarte des vortertiären Grundgebirges in Transdanubien (Ung. Geol. Anst.) und die Verteilung der durchschnittlichen Tiefen



38. ábra. A felsőperm ősföldrajzi vázlata a Dunántúlon

1. A triász transzgresszió iránya, *2.* törmelékszállítás iránya a felsőperm végéig, *3.* felsőperm kvarcporfír vulkanizmus, *4.* lepusztulási terület a felsőperm végéig, *5.* perm—felsőkarbon üledékgyűjtő, *6.* mélyfúrások; B—M—V = Bakony—Mecsek—Villányi-hegység a szelvényben; P—K = perm—felsőkarbon

Abb. 38. Paläogeographische Skizze des Oberperms in Transdanubien

1. Transgressionsrichtung der Trias, *2.* Richtung des Schuttransportes bis zum Ende des Oberperms, *3.* oberpermischer Quarzporphyr-Vulkanismus, *4.* Abtragungsgebiet bis zum Ende des Oberperms, *5.* Ablagerungstrog im Oberkarbon-Perm, *6.* Tiefbohrungen; B—M—V = = Bakony—Mecsek—Villányer Gebirge im Profil; P—K = Perm—Oberkarbon

A Szilágy—Monyoród összekötő vonal területén és az Ellendi-medencében triász vagy annál fiatalabb mezozóos képződményeket várhatunk, az eddigi felfogásokkal ellentétben.* Ezt támogatja még az is, hogy délről az Ellendi-medence felé haladva a Vokány-2., Peterd-1. és Monyoród-1. sz. fúrásokban mind teljesebb mezozóos rétegsort kapunk, de ugyanígy van ez a Mórágy—Szilágy vonalon is.

A Bólyi-medencében Lendvai −500 m-ben a perm és jakabhegyi homokkő-képződményekhez hasonló szeizmikus sebességértékeket mutatott ki, amelyeket miocén határfelületnek minősített. Felfogásunk szerint — mely nem mond ellent a geofizikai adatoknak — ez a határfelület a jakabhegyi homokkőnek felel meg. Ezt a felfogást a Peterd-1. sz. fúrás rétegsora szintén támogatja, ahol ebben

* A kézirat lezárása után az Ellend-2. sz. fúrás jakabhegyi homokkőbe jutott neogén fedő alatt. A jakabhegyi homokkő feküjét nem érte el,

A DK-DUNÁNTÚL PERM KÉPZŐDMÉNYEINEK KORBEOSZTÁSAI

5. táblázat

M E C S E K

	1. BEUDANT, F. S. 1818.	2. PETERS, K. 1862.	3. BÖCK H. – HEER O. 1876	4. VADÁSZ E. 1935.	5. BARABÁS A. 1955.	6. TŐZSÉR O. 1961.	7. BARABÁS A. – TŐZSÉR O. 1961.	8. BARABÁS A.-NÉ 1962.	9. BARABÁS A. – JÁMBOR Á. BARABÁS A.-NÉ – TŐZSÉR O. 1964.	10. KASSAI M. 1971.	11. KASSAI M. 1971.
ALSÓTRIÁSZ		Werfeni palák	Jakabhegyi homokkő és konglomerátum	Werfeni pala	Werfeni rétegek	Jakabhegyi homokkő, durva konglomerátum	Szeizi rétegek	Szeizi rétegek	Alsó szeizi rétegek	Werfeni rétegek / Kövületes alsótriász, vörös aleurolit, jakabhegyi hkő, fökonglomerátum / Tengeri fácies	Werfeni rétegek / Kövületes alsótriász, vörös aleurolit, jakabhegyi hkő, fökonglomerátum / Tengeri fácies
FELSŐPERM (ZECHSTEIN) – FELSŐPERM (THÜRINGIAI)			Vörös, sárga és szürke homokkő, aprószemű konglomerátum, vörös, palás agyag	Jakabhegyi homokkő felső tagozat / Jakabhegyi konglomerátum, középső tagozat	Átlósan keresztrétegzett vörös homokkő	Fedővörös, zöld, szürke és tarka homokkő összletek	Jakabhegyi homokkő	Jakabhegyi homokkő Fökonglomerátum / Felső rész / Vörös, zöld, szürke és tarka homokkő összletek / Középső rész / Alsó rész	Jakabhegyi homokkő összlet / Vörös homokkő, vörösbarna aleurolit, durva kongl. / Vörös homokkő / Szürke homokkő / Tarka homokkő		Vörös Zöld Szürke Homokkő, aleurolit / Kvarcporfir tufa-agglomerátum-láva / Heteropikus kifejlődésben / Türonyi rétegek / Vokány-bissei rétegek
ALSŐPERM (ROTLIEGEND) – KÖZÉPSŐPERM (SAXONI)	Vörös homokkő, konglomerátum és kvarcporfir (Rotliegend)	Vörös homokkő Rotliegend?	Ismeretlen	Vörös és szürke homokkő, konglomerátum és palás agyag, alsó tagozat	Ívesen keresztrétegzett vörös homokkő, durva konglomerátum / Vörös homokkő szürke, barna, zöld homokkő és konglomerátum	Vörös aleurolit összlet / Átmeneti (Cserdi) rétegösszlet	Fedővoros, zöld, szürke és tarka homokkő összletek	Aleurolit összlet / Felső rész	Vörösesbarna aleurolit összlet / Átmeneti összlet	Vörös Szürke Tarka – Heteropikus kifejlődésű homokkövek / Vörös aleurolit összlet	Vörös aleurolit összlet
ALSŐPERM (AUTUNI)				Ismeretlen	Vörös agyagkő és márga, palás agyag / Kvarcporfir	Kvarcporfir feletti vörös homokkő és konglomerátum összlet / Kvarcporfir / Kvarcporfir alatti vörös homokkő és konglomerátum összlet	Aleurolit összlet Átmeneti összlet / Vörös homokkő és konglomerátum, kvarcporfir közbetelepüléssel	Vörös homokkő és konglomerátum, kvarcporfir kozbetelepüléssel / Alsó rész	Vörös, durvatormelékes összlet, kvarcporfir / Vörös durvatormelékes összlet	Vörös-tarka durvatormelékes homokkő összlet (Cserdi rétegek)	Vörös-tarka durvatormelékes homokkő összlet
FEKVŐ	Felsőkarbon		Ismeretlen	Fillit (?)	Kristályos alaphegység	Gránit	Gránit	Gránit	Kristályos alaphegység	Felsőkarbon (Gyürűfűi tarka rétegek kvarcporfírral)	Felsőkarbon szürke homokkő sorozat (Tésenyi rétegek)

Az összletnek a németországi Rotliegenddel azonos kifejlődése, a kvarcporfir kavicsok alapján

Az összlet színe alapján

A felsőperm növénymaradványok alapján

Saját megfigyelései és irodalmi adatok átértékelése alapján

Saját megfigyelései és irodalmi adatok alapján

Saját megfigyelései és irodalmi adatok átértékelése alapján

Saját megfigyelései és irodalmi adatok alapján

Palinológiai vizsgálatai és a faunisztikai adatok alapján

Vizsgálataik és az eddigi adatok alapján

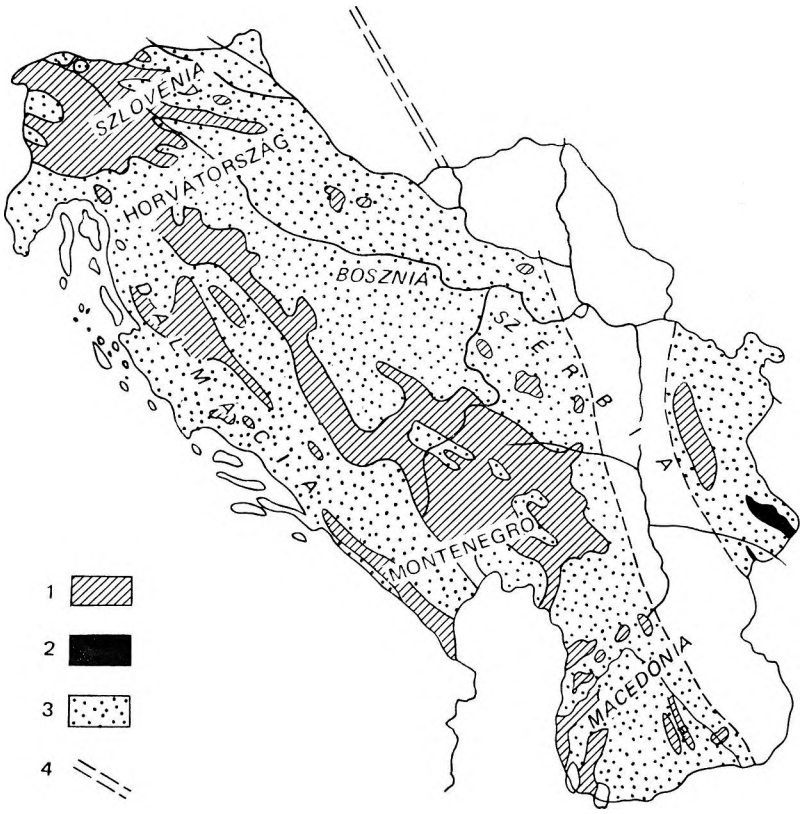
Saját és az eddigi vizsgálatok alapján, figyelembe véve a Villányi-hg. földtani felépítését is

Saját vizsgálatai alapján, és a nyugat-mecseki perm sorozattal való összehasonlítás alapján

1–9. Jámbor Á. (1964) összeállítása szerint

a mélységben találtuk a jakabhegyi homokkő tetejét. A másik adat, amely ez utóbbi képet alátámasztja az, hogy csak ez a földtani felépítés indokolja a terület gravitációs anomália meneténck emelkedését kelet felé (28. ábra). Itt jegyezzük meg, hogy az e kérdésben való összehangolt földtani—geofizikai bizonyítást nagyban elősegítette LENDVAI sokoldalú, magas színvonalú dokumentációinak korrektsége.

A fentiek alapján tehát e mélytörés a perm időszak alatt a nyugati oldalon levő perm üledékgyűjtőt választotta el a keleti lepusztulási területektől (32. ábra). A triász és alsójura képződmények szintén e törés területén érik el legnagyobb vastagságukat, és e törés területén találjuk a ligeti és ellendi mély miocén medencéket is (29., 33. ábra).



39. ábra. Az alpi és germán kifejlődésű triász mai elterjedése és valószínű ősföldrajzi határai (PETKOVIČ, K.—MARKOVIČ, E. 1961)

1. A triász képződmények mai elterjedése (alpi típus), *2.* ua. (alpi és germán típus), *3.* a triász tenger valószínű ősföldrajzi határai, *4.* villány—szalatnaki mélytörés (KASSAI M. szerint)

Abb. 39. Die heutige Verbreitung der alpinen und germanischen Trias und ihre wahrscheinlichen paläogeographischen Grenzen (K. PETKOVIČ—E. MARKOVIČ, 1961)

1. Heutige Verbreitung der triadischen Bildungen (alpiner Typ), *2.* dieselbe (alpiner und germanischer Typ), *3.* wahrscheinliche paläogeographische Grenzen des triadischen Meeres, *4.* Tiefbruch von Villány—Szalatnak (nach M. KASSAI)

HÁMOR G. (1970) és KLEB B. (1968) a miocén és pannóniai korú képződmények vizsgálatakor szintén jelentős ÉNy—DK-i tektonikai vonalakat mutattak ki, melyeket alaphegységi törés jelenlétére vezettek vissza (34., 35. ábra). A villány—szalatnaki paleozóos mélytörés tehát a fiatalabb üledékek képződése idején is kimutatható hatást gyakorolt.

E törésvonal jelentőségét még azzal is bizonyíthatjuk, hogy míg nyugati oldalon a mecsek—villányi antiklinális alakulat határozza meg a harmadkor előtti fedetlen alaphegység rajzolatát, a keleti oldalon ÉK—DNy-i pásztákba rendeződve találjuk a képződményeket (Szalatnak, K-i Mecsek, Mórágyi-hegység, monyoródi jura vonulat, Bólyi-medence). E két terület szerkezeti vonalait — a jelenlegi ismeretek mellett — nem minden esetben könnyű összekapcsolni (29. ábra).

A villány—szalatnaki mélytörés szerepe a terület vulkanizmusára is meghatározó és viszont. A vokányi felsőperm kvarcporfír vulkanizmus e törés területére esik, valamint ide tartozik a már korábban feltételezett perm kvarcporfír vulkanizmus is Szalatnak közelében (KASSAI 1969), amelyet VÁRSZEGI K. a szalatnaki területen talált kvarcporfír vulkáni bombával igazolt. Jelenlétét közvetett úton bizonyítja a térségben található relatív gravitációs minimum is. A mecseki mezozóos pászta

középvonalában fekvő alkáli vulkanizmus középpontja szintén e törés jelenlétét igazolja, valamint helyzetét e mélytörés magyarázza is.

Megvizsgáltuk e mélytörés továbbfolytatását a Dunántúlon ÉNy felé, keresve a DK-Dunántúlon felismert jellemzőket:

— a harmadkor előtti alaphegység mélységviszonyait — vonalmenti átlagolással — azonosnak találtuk (36., 37. ábra);

— a geotermikus gradiens adatok e zónában határozott maximumot érnek el;

— a mélytörés jól illeszkedik a Scheffer V. (1963) által kimutatott és jellemzett „dunántúl—bácskai paleozóos küszöb"-nek nevezett szerkezetbe.

Ezek után feltételezzük, hogy a Dunántúlra vonatkozóan a 38. ábrán bemutatott ősföldrajzi kép érvényes a perm—triász határterületen.*

A déli—délnyugati kapcsolatot Vadász E. (1954) veti fel, miszerint a dinári geoszinklinálisban „... a perm—mezozóos folytonos üledékek tisztán nyílttengeriek. Kelet felé egy szárazfölddel érintkeznek, amely Délmagyarország, Középső-Szerbia és a Balkán hegységtől délre eső Rumélia területét foglalja magába." Ehhez tartozóan közöljük Petkovič, K. és Marković, E. (1961) ősföldrajzi vázlatát (39. ábra), mely a DK-dunántúli, dunántúli adatokhoz való kapcsolódás lehetőségét messzemenően tartalmazza.

V. FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

A Villányi-hegység paleozóos rétegeinek feltárásával és a Ny-i Mecsek azonos képződményeivel történő sokoldalú összehasonlító vizsgálatával megnyílt a lehetőség a DK-Dunántúl jelentős részén az átfogó ősföldrajzi kép kialakítására. A szerkezeti viszonyok tanulmányozásához már bizonyos ősföldrajzi elemeket fel kellett használni, hiszen az üledékföldtani adatrendszerekből azonnal ősföldrajzi következtetések vonhatók le, és a kialakított szerkezeti képnek összhangban kell lennie ezekkel az adatokkal. Külön fejezetben való tárgyalásukat tematikus szempontok indokolják, valamint az a tény, hogy a szerkezeti elemzésnél térben és időben távoleső adatokat is fel kellett használni.

1. Diasztrofizmus — korkérdés

A vizsgált durvatörmelékes—törmelékes üledéksorozat a ciklusos üledékképződés és a diasztrofikus üledékszemlélet alapján jól meghatározható részekre különül el. Ezek az egységek a rétegsorban elfoglalt helyük, valamint vizsgált jellemzőik alapján jól azonosíthatók a Ny-i Mecsek hasonló képződményeivel. Azonosságuk korbeli azonosságot is jelent, és ezzel együtt, összefüggő térbeli kapcsolatuk azonos tektonikai hátteret, ősföldrajzi, őséghajlati környezetet (5. táblázat).

A növénymaradványokkal igazolt felsőkarbon viszonylag nyugodt, kis változatossággal bíró üledékeire az alsóperm változatos szín- és szemcsenagyságú sorozata következik, amely új típusú kőzettörmelékek, kavicsok megjelenését is jelenti. Az üledékföldtani szelvény adatai szerint ez a változás nem éri robbanásszerűen az üledékgyűjtőt. A lepusztulási terület viszonylagos megemelkedése következik be (reliefenergia-növekedés), mely az átlag szemcsenagyságok megnövekedésében tükröződik. A közepes ritmusok vizsgálatából, szelvénybeli eloszlásából bizonyítjuk, hogy az üledékanyag lerakódása két- vagy háromféle tényező periodikus ismétlődésének hatására történik. Ezek a meghatározó okok megegyeznek abban, hogy mindig azonos módon megújítják az üledékképződést. A közepes ritmusok gyakorisági eloszlási görbéjéből (3. ábra) mindkét összletre a 3—4 m körüli legnagyobb gyakoriságú maximumcsúcs jellemző és a mediánérték is azonos.

Mint már az előbbi fejezetekben láttuk, a felsőperm sorozatra is ez jellemző. A szóban forgó rétegösszletek képződési ideje több tíz millió év. Alig hihető, hogy a hosszú idő alatt ilyen egyenletesen ismétlődő, azonos hatású (amplitúdójú) tektonikai süllyedésben kellene keresnünk a közepes ritmusok képződési mechanizmusát. A másik ok, ami ennek ellene szól az, hogy függőleges szelvényben vizsgálva a vastagságváltozásokat (4a—b, 8., 11. ábrák), nem kapunk egyenletes eloszlást. A vizsgált felsőkarbon szelvényben szimmetrikusan oszlik el, a hintázó kéregmozgás miatt. Az alsóperm szelvényben pedig egyenletes csökkenés után, egyéb földtani jellemzők megváltozásától kísérve, hirtelen megnövekszik.

* Itt kell megemlítenem azokat az adatokat, melyek nem illenek bele a vázolt ősföldrajzi képbe: a tabi és dinnyési fúrások, Szabó Imre meghatározása szerint, felsőperm faunával bizonyított tengeri rétegeket tártak fel, melyeket ő a Balaton-felvidéki vörös homokkő kifejlődésekkel azonosít, mint heteropikus fáciest.

Ezekre a jól meghatározható, de eltérő jellegű tektonikai háttérmozgásokra szuperponálódó közepes ritmusok kialakulását kézenfekvő valamilyen periodikusan ismétlődő, égi-mechanikai hatásokra kialakuló, időjárási—éghajlati változásokra visszavezetni. Ennek száraz és csapadékos periódusok váltakozásában kellett megnyilvánulnia, ami a lehordási területről eltérő átlag szemcsenagyságú törmelék beszállítását eredményezte.

6. táblázat

Kor	Képződmény	Mecsek és Villányi-hegység átlagvastagság
Felsőperm	fedővörös homokkő	200 m
	szürke homokkő	800 m
	tarka homokkő	200 m
Alsóperm	vörös aleurolit összlet	800 m
	tarka homokkő	1200 m
		összesen: 3200 m

Barabás (1963) összeállítására, valamint Bacsák (1955) munkájára hivatkozva, a közepes ritmusok kialakulását a szoláris klímatípusok periodikus váltakozására vezetjük vissza. A közepes ritmusban található rétegek közül meghatározó helyzetű a bázison levő durvaszemű kavicsos rétegcsoport, valamint a záró tagot jelentő finomszemű homokkő- vagy aleurolitréteg. Egy ilyen közepes ritmust az jellemez, hogy „klíma-típustól ugyanazon klíma-típusig tart, vastagsága a kifejlődési területtől és a közepes ritmusban részt vevő klíma-típusok számától függően általában 1 m-től 12 m-ig terjedhet"... „A közepes ritmusra általában 40 ezer évet kapunk (kialakulási időtartamként) a Pilgrim-féle táblázat alapján, a rövidebbek esetén pedig általában 25 ezer évet." (Barabás 1963).

A kérdésbe és részleteibe tovább nem bonyolódva, a közepes ritmusok szoláris klímatípusváltozásra való visszavezetését a 6. táblázatban foglaltakkal is ellenőriztük.

Ha ezt a vastagságot elosztjuk a közepes ritmusok gyakorisági diagramjának első maximumértékre vett 3 m-es értékével, akkor az eredmény 1066. Tehát ennyi db közepes ritmusból áll a teljes perm sorozat. Ha keletkezési időtartamukat 40 ezer évnek vesszük, akkor a perm időszak 42,6 millió évig tartott, ha 25 ezer évet számolunk, akkor 26,6 millió évet kapunk. Ez utóbbi szám közelítően egyezik a permre mások által meghatározott értékkel.

Az alsóperm tarka homokkősorozat kialakulására, ritmusosságára tehát az éghajlati—időjárási változások rendszeres befolyást gyakoroltak. A tektonikai mozgások hatására pedig a reliefenergia-viszonyok megváltozása miatt (4a—b ábra) az előbbieknél nagyobb vastagságú egységek is kialakultak, melyeket Barabás után kis ciklusoknak nevezünk. Barabás (1963) tanulmányában Bubnoff-ra hivatkozva, ezeket az egységeket diktiogenetikus mozgásokra vezeti vissza („helyi jellegűek és bizonyos mértékig köztes helyet foglalnak el az epirogenetikus és orogenetikus mozgások között"), melyekre az jellemző, hogy vagy csak süllyedésben, vagy csak emelkedésben nyilvánulnak meg. Okuk az orogenetikus mozgások alfázisaiban keresendő. Az egyes kis ciklusokban kimutatható kőzetösszetétel-változás jogossá teszi azt a feltételezést, hogy határaikon bizonyos vulkáni működés felújulását is feltételezzük: a lepusztulási terület viszonylagos megemelkedésén túl.

Ezután a változatos üledékképződéssel bíró alsóperm tarka homokkősorozat után átmeneti tagokkal, mindig csökkenő reliefenergia mellett jut el az üledékfejlődés a vörös aleurolit összlet megjelenéséig (Jámbor 1964). Mint az előzőkben már ismertettük, ez az összlet a terepi makroszkópos vizsgálati módszerekkel már keveset árul el fejlődéséről. Nagy vastagsága, változatlansága eltérő ősföldrajzi körülményekre, fáciesre mutat. A tektonikai mozgások, éghajlati—időjárási változások, melyek ekkor is változatlanul fennállottak, nem jelentkeznek látható módon. Jelentős fáciesváltozásra a szerkezeti fejezetben kifejtettek szerint — hogy ugyanis a villány—szalatnaki mélytöréstől keletre lepusztulási terület volt a perm alatt — nem számíthatunk. Ezt a viszonylagos nyugalmat a felsőperm tarka homokkő megjelenése szünteti meg.

A villányi területen a vokány—bissei kvarcporfírfeltörés indul meg, és a törmelékes üledékeket már szintén a durva szemcsenagyság jellemzi. A durva kőzetanyag, mely a kvarcporfírszármazékokon túl egyéb vulkanikus kőzetek kavicsait is tartalmazza, arra utal, hogy a lepusztulási terület anyagszolgáltató szerepe megnőtt, tehát viszonylagosan megemelkedett, amivel együtt a vokányi kvarcporfír-felnyomulás is megkezdődött. A Ny-mecseki felsőperm sorozat értékelésénél a vulkanizmussal kapcsolatban Jámbor Á. (1967) olyan megállapítást tesz, mely szerint „A felsőperm üledékekben levő kvarcporfír kavicsok anyaga az alsópermiektől lényegesen eltér, elsősorban a porfíros elegyrészek alárendelt volta következtében. Mivel ez a normál lepusztulási sorrenddel ellenkező értelmű változás, jogosan tételezhetjük fel, hogy a felsőperm elején a lepusztulási terület kiemelkedését jelentős riolit-vulkanizmusok kísérik." Ezt a megállapítást két év múlva, az eddig ismeretlen villány—szalatnaki kvarcporfír-adatok igazolták.

Erre az új üledékfejlődési ciklusra a közepes ritmusok azonos eloszlása jellemző, mint azt az alsópermben láttuk (3., 20. ábra). A szoláris klímatípusok változása tehát újra kimutatható és a tektonikus okokra visszavezethető kis ciklusok hasonlóképpen (Barabásné 1969). A felsőperm időszakot kitöltő

kvarcporfír-tevékenységnek három jellegzetes egységét lehetett elkülöníteni (11. ábra): az induló kvarcporfírműködés túlnyomóan lávafolyással, az utána következő nyugodt időszak piroklasztikummal közbetelepült homokkő-, aleurolitrétegekkel és a befejező működési szakasz lávafolyással jellemezhető. Ez a hármas tagozódás a túrony—csarnótai törmelékes szelvényben is kimutatható (21. ábra).

A mecseki szelvényben a felsőperm tarka, szürke és fedővörös összletek jelentik az időbeni azonos egységet a fentiekkel. Az alsó részen a változatos vulkanizmus tevékenysége alatt változatos színű és szemcsenagyságú, átlagban rosszul osztályozott üledékek keletkeznek, míg a középső nyugodt vulkáni ciklusban a szürke összlet jól osztályozott, növényi élet kialakulására alkalmas környezet alakult ki. A vulkántól távol, a Ny-i Mecsekben a fedővörös homokkő a felső, lávafolyással jellemzett szakasz alatt keletkezett.

A tárgyalt sorozatra következő főkonglomerátum és jakabhegyi homokkő már merőben eltérő tektonikai körülményekre utal, valamint az előző fejezetek alapján már bizonyítottan, eltérő üledékföldtani jellemzőkkel bír. Megjelenésével megszűnik a villány—szalatnaki mélytörés meghatározó szerepe és a keleti területek is üledékgyűjtővé válnak. A meginduló transzgresszió betemeti a törés kvarcporfír vulkánjait.

A jakabhegyi homokkő fejlődésmenetében kimutatott két kis ciklus a mecseki és villányi területen egyformán jellemző. A közepes ritmusok vastagsági eloszlása (3. ábra) határozottan elkülönül a permben tapasztalt eloszlásoktól és nagyobb mediánértékkel megváltozott tektonikai és ősföldrajzi viszonyokat tükröz. Itt jegyezzük meg, hogy Majoros Gy. szóbeli közlése szerint a Balaton-felvidéki vörös homokkő sorozatban a közepes ritmusok átlagvastagsága 14—13 m között mozog, ami egyezik a jakabhegyi homokkő adataival.

A villányi rétegek üledékfejlődésében tehát határozott egységeket lehet elkülönítem, melyek jól azonosíthatók a mecseki rétegekkel (5. táblázat).

A korbeli hovatartozásra a következő elgondolásunk van: A téseny—bogádmindszenti — növénymaradványokkal bizonyított — felsőkarbon rétegek felett, és a triász faunával bizonyított rétegek alatt települ a szóban forgó sorozat. Ebből a rétegtani helyzetből következik, hogy a perm időszakot képviseli. A felsőkarbonnal a perm harmonikusan érintkezik, mint ezt már kifejtettük, a triásszal való kapcsolata pedig két megoldást kínál.

A perm—triász határkérdésnél érdemes feleleveníteni egy fontos tudománytörténeti vonatkozást. A Balaton-felvidék és a Mecsek két neves kutatója, Lóczy L. és Böckh J., a fenti két területen ugyancsak a perm—triász határkérdés dilemmája előtt állt. Széles, európai ismereteik alapján is két megoldást adtak a korkérdésre, de azonos nézeten maradtak a rétegtani párhuzamosítás tekintetében.

Lóczy L. balatoni monográfiájában a Balaton-felvidéki vörös homokkő szintezéséről írt fejezetében így írt: „... Perm korúnak tekintettem a balatoni veres homokkövet, mint a D-i Alpok típusos grödeni homokkövével azonos képződményt".

Böckh J., a Bakony D-i részének klasszikus geológiai leírója, más nézeten volt. Ő a vörös homokkövet az alsótriászba helyezte, „Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai" című jeles munkájában pedig a grödeni homokkővel azonosított szentjakabhegyi homokkövet azért helyezte a feküjében levő verrukánóval együtt az alsótriász tarka homokkő emeletébe, mert megfigyelései szerint ez a kovás *Araucarites* (pontosabban *Ulmannites*) fatuskókat tartalmazó perm homokkő felett diszkordánsan fekszik.

„A Balaton melléki veres homokkövet és verrukánóját nyilvánvalóan csak a D-i Alpok grödeni rétegeivel és a pécsi Szentjakabhegy homokkövével hasonlíthatjuk össze." (Lóczy L. 1913).

A diasztrofikus üledékszemlélet alapján a jakabhegyi főkonglomerátum kimutatott regionális transzgresszióját jogosan azonosítjuk a perm—triász határral. A triász nagy tengeri transzgressziójának bizonyított volta más területeken maga után vonja, hogy azt a jelenséget itt is keressük, mint regionálisan azonosítható időhatárt.

Mint láttuk, a főkonglomerátumból fokozatosan fejlődik ki a már alsótriász faunát tartalmazó rétegsor. Ez egy új helyzet eredménye, amelyet a transzgresszió indított el, tehát az okozat is jóval később következik be, mint az őt kiváltó ok.

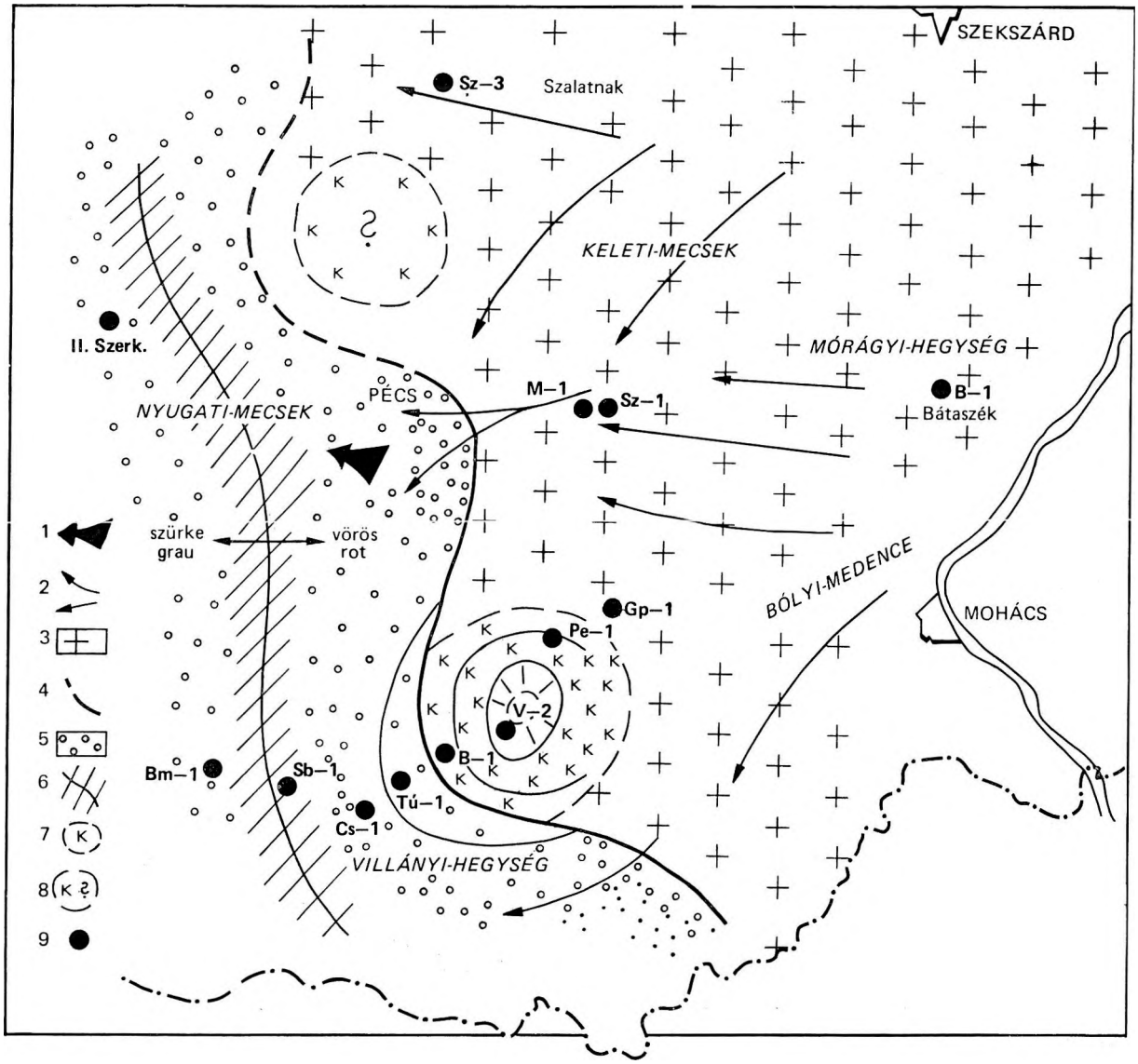
A kárpát—balkáni rendszerben a diasztrofikus és a faunisztikai alapon megvont határt egyaránt megtaláljuk. Meggyőződésünk azonban — mint ezt a 32. és 38. ábrák bizonyítják —, hogy a diasztrofikus alapon megvont határ a paleozóikum tektonikai, ősföldrajzi képének kimunkálásához sokkal több adattal szolgál, mint a faunisztikai alapon megvont határ, melyet szintén fontosnak tartunk.

A villányi kutatásokkal mindkét határt és e határok azonosíthatóságát is felmutattuk a mecseki és Balaton-felvidéki területekkel. Mindkét határmegvonás objektív alapon áll és igaz. Bármelyik határt használjuk is a triász és a perm szétválasztására, fontos megadni, hogy faunisztikai alapon vagy diasztrofikus alapon megvont határról van-e szó.

2. *Lehordás, anyagszállítás*

A szerkezeti viszonyokra vonatkozó fejezetben tárgyaltak szerint a villány—szalatnaki mélytöréstől keletre a felsőkarbon kor és perm időszak alatt lepusztulási területek húzódtak. Ez egyenes következményeként maga után vonja az üledékgyűjtőbe történő általános keleti irányú törmelékbeszállítást is. A vokányi és szalatnaki kvarcporfír-vulkanizmus jelenléte a lepusztulási terület és az üledékgyűjtő határán valószínűvé teszi, hogy a keleti oldal lepusztulási termékei meghatározott területeken léptek be az üledékgyűjtőbe, ahol elrendeződésüket az ott uralkodó fenékdomborzati viszonyok és áramlási irányok befolyásolták.

A villányi területen a felsőkarbon—alsóperm adatok kis száma nem teszi lehetővé, hogy a lehordási irányra vonatkozó kiértékelések bármelyikével is (átlag szemcsenagyság területi változása, osztályozottság változása stb.) megpróbálkozzunk. Közvetett adatként Fazekas V. (1969) és Ravasznné (1970) megállapításait használhatjuk, akik vékonycsiszolatos vizsgálatokkal a szalatnaki szilurral tökéletesen megegyező kavicsokat mutattak ki a felsőkarbon, ill. az alsóperm homokkőrétegekben. Ez keleti irányú lehordásra utal, valamint vízi szállításra.

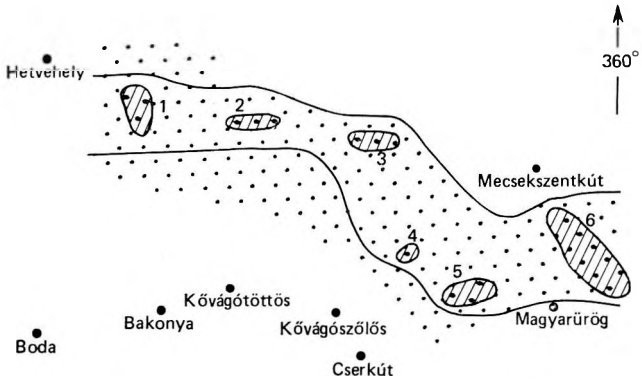


40. ábra. A felsőperm ősföldrajzi vázlata a DK-Dunántúlon

1. Kiértékelt szállítási irány, *2.* a szállítás fő irányai a lepusztulási területeken, *3.* lepusztulási terület, *4.* a lepusztulási terület határvonala (villány—szalatnaki mélytörés), *5.* üledékgyűjtő, *6.* a fácies-összefogazódás területe, *7.* kvarcporfír vulkán, *8.* feltételezett kvarcporfír-test, *9.* mélyfúrás

Abb. 40. Paläogeographische Skizze des Oberperms in SO-Transdanubien

1. Ausgewertete Transportrichtung, *2.* die Hauptrichtungen des Transportes in den Abtragungsgebieten, *3.* Abtragungsgebiet, *4.* Grenzlinie des Abtragungsgebietes (Tiefbruch von Villány—Szalatnak), *5.* Ablagerungstrog, *6.* Gebiet der Fazies-Verzahnung, *7.* Quarzporphyr-Vulkan, *8.* angenommener Quarzporphyr-Körper, *9.* Tiefbohrung



41. ábra. A Ny-mecseki antiklinális vizsgált területe (1—6: Vizsgálati terület)

Abb. 41. Das untersuchte Gebiet der W-Mecseker Antiklinale (1—6: Partie-Gebiete)

Az alsóperm vörös aleurolit összlet lehordási, szállítási kérdései csak genetikai magyarázattal együtt tárgyalhatók. A lehordási területet a vörös aleurolit összlet keletkezése idején változatlannak kell feltételeznünk. Ha az üledékanyagot innen származtatnánk, akkor a következő feltételek teljesülését várhatjuk: A lepusztulási területen a lerakódás időtartama alatt a felaprózódás mindvégig igen intenzív volt, és a finomhomokos frakcióig töredeztek szét a kőzetek. A szállítás és lerakódás ritmusosságát befolyásoló tényezők (közepes ritmusokat kialakító szoláris klímatípus-változások) nem hatottak rá.

E két feltétel teljesülését illetően az első nem valószínű. Bármilyen intenzív felaprózódás mellett, a túl közeli lepusztulási terület miatt, durvább szemű anyagnak is meg kellene jelennie. A közepes ritmusok megjelenésének hiánya a vízmélység megnövekedésével magyarázható lenne, azonban akkor megoldandó kérdés marad, hogy e nagy vastagságú, egységesen vörös összletben miért nem jelentkeznek határozottabb tengeri jellegek.

Mindezek után, ha elfogadjuk azt a néhány csiszolatból bizonyított, a körülmények vizsgálatából feltételezett genetikai lehetőséget, hogy az összlet vízben áthalmozott és lerakódott tufaszármazék, akkor a fenti problémák lényegesen leegyszerűsödnek. A törésvonal melletti hatalmas tufaszórás megakadályozta a lepusztulási terület törmelékanyagának bejutását az üledékgyűjtőbe, és ezért a közepes ritmusokat kialakító tényezők sem jelentkezhetnek a vörös aleurolit összlet felépítésében. Az összlet „változékonyságát" a vulkáni működés határozta meg, melynek anyagszolgáltató képessége jóval nagyobb volt és meghaladta a lepusztulási terület anyagszolgáltató képességét (mint erre számos, más helyről vett irodalmi példa is utal).

A vörös aleurolit összletre következő felsőperm homokkő sorozat lehordási, szállítási viszonyait a Vokány—Bisse—Túrony—Csarnóta vonalon vizsgálhatjuk. Számszerű formában, a kevés adatmennyiség miatt, itt sem lehet kiértékelést tenni. Elemző földtani meggondolások alapján azonban a kérdés egyértelműen megoldható.

A túrony—csarnótai törmelékes sorozat anyaga nem a vokányi kvarcporfír lepusztulási terméke (tufa-piroklasztikum azonban részt vesz a felépítésben), mint ezt a kőzettani vizsgálatok bizonyították. A felépítő törmelékanyag NyDNy-ról való származtatása azért nem lehetséges, mert ez irányban az egykori üledékgyűjtő mélyülését tapasztaljuk, és a vízi szállítás eredményeképpen mozgó üledékanyag nem juthatott „fel" a kvarcporfír vulkán által megemelt környezetbe. A keleti lepusztulási terület anyaga tehát a kvarcporfírt megkerülve hordódott az üledékgyűjtő medencébe (40. ábra) és a szállítás, és lerakódás vízi úton történt.

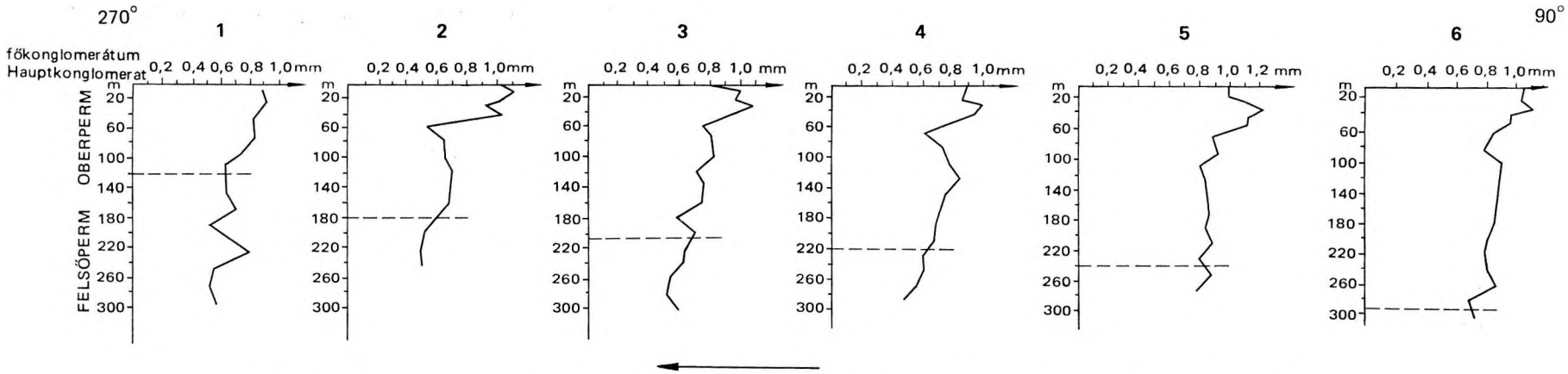
A mecseki oldalon a lerakódás, szállítás kérdéseit nagy adatszám mellett és több egymástól független jellemző vizsgálatával lehetett értékelni. Az itt kapott eredményeket szükséges figyelembe venni és felhasználni a villányi adatok bizonyításához, annál is inkább, mivel egységes üledékgyűjtőben fejlődtek. Itt a teljes mecseki kiértékelésnek (Kassai 1969, 1971) csak egy jellemző részét mutatjuk be, melyet azonban elégségesnek tartunk a keleti beszállítás igazolására.

A főkonglomerátum alatti felsőperm homokkő sorozat felső, közel 300 m vastag rétegösszletéből álltak rendelkezésre nagy tömegben adatok. A 41. ábra szerinti területen történtek a kiértékelések a felszíni térképezés, valamint a mélyfúrások adatai alapján.

Az átlag szemcsenagyság változását vizsgálva (42. ábra) szintén általános KDK-i lehordási irányt kapunk eredményül. Ez egyes területeket jellemző diagramok 5—6 fúrás átlagértékeit tartalmazzák 10 ezres nagyságrendű adat alapján. A felhasznált adatszám biztosíték az eredmény helyességét illetően.

A főkonglomerátum vizsgálatánál szintén általános keleti lehordási irányt kapunk. Ha a két főirányban pászták szerint átlagoljuk a főkonglomerátum feltárásain végzett kavicsnagyvsági átlagértékeket, akkor DNy-i irányban jól kifejezett csökkenő átlagnagyságot kapunk, valamint növekvő osztályozottságot (43. ábra), amíg az erre merőleges — a villány—szalatnaki mélytöréssel párhuzamos irányban — jellegtelen eloszlást. Ez utóbbiból következik, hogy a kelet felé induló transzgresszió nem peneplénesedett, egyenletes térszínen nyomult előre, hanem változatos morfológiájú területen, amely meghatározta a perm üledékgyűjtő területére beáramló üledékanyag főbb „csatornáit", illetőleg a lepusztuló kőzetek szemcsenagyságát.

A Villányi-hegységben a főkonglomerátumra vonatkozóan nem áll rendelkezésre ilyen nagy



42. ábra. Átlag szemcsenagysági eloszlás a Ny-mecseki függőleges szelvényben, megközelítőleg 50 000 adat alapján

1—6. Vizsgált területek sorszáma, - - - = Zöld homokkő átlagmélysége, ← = szállítási irány

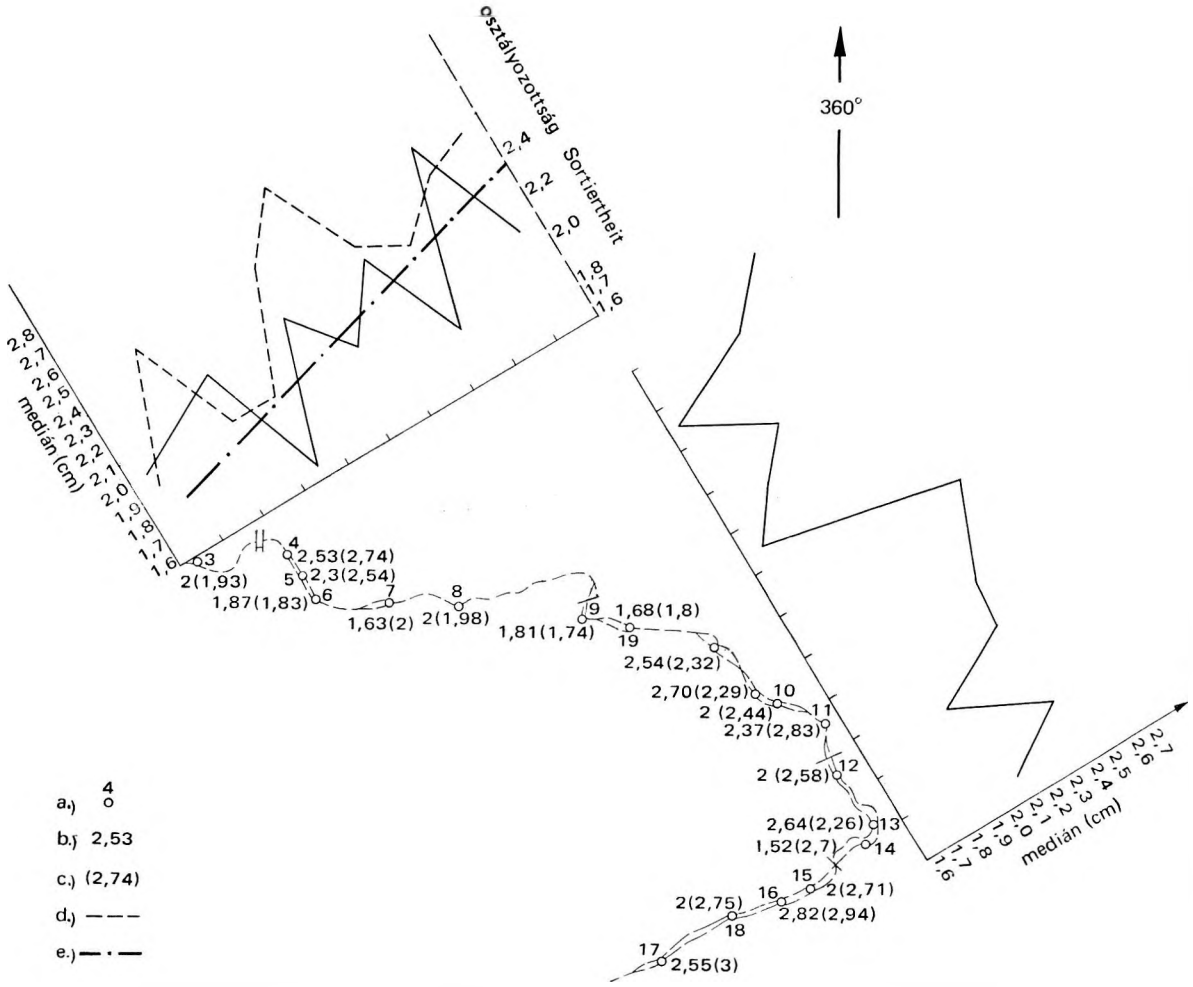
Abb. 42. Verteilung der durchschnittlichen Korngrösse im vertikalen Profil des W-Mecseker Gebietes, aufgrund von annähernd 50 000 Angaben

1—6. Fortlaufende Nummern der untersuchten Gebiete, - - - = Durchschnittstiefe des grünen Sandsteins, ← = Transportrichtung

területről szerzett nagyszámú adat. A lehordásra vonatkozóan az egyetlen értékelhető adatszerű megfigyelést az jelenti, hogy míg a Csarnóta—Túrony—Bisse—Vokány vonalon a kvarcporfír kavicsok megtalálhatók a főkonglomerátumban, addig a peterdi fúrásban csak kvarckavicsokat találunk (bár nem tartjuk kizártnak, hogy egy részük kvarcporfírszármazék). Ez az adat mindenesetre átvezet a bátai fúrás felé, ahol SZEDERKÉNYI T. (1963) szerint a báziskonglomerátumban nem szerepel kvarcporfírszármazék. Ez utóbbi fontos megfigyelés rámutat arra, hogy a kvarcporfírműködés a villány—szalatnaki mélytöréshez kötött, és a lehordási irány ebből az adatból is általában keletinek adódik.

A jakabhegyi homokkőre vonatkozóan — eltérő fáciese miatt — nem reménykeltő a permben alkalmazott módszerek használata. Makroszkóposan is eldönthető, hogy a jakabhegyi homokkő rendkívül egyenletesen azonos jellegekkel bír a Délkelet-Dunántúl területén. Földtani meggondolások alapján természetesen egyértelmű a keleti szállítás, hiszen a perm üledékgyűjtő területéről nem vándorolhatott oda. Azonban akkor már a lehordási irány meghatározásának az az iránya, amely a permben indokolt volt, nem reális. Mint már az előzőkben láttuk, a lepusztulási terület nagy valószínűséggel változatos morfológiával bírt, amit a törés vulkanikus formái csak bonyolítottak. A transzgredáló triász tenger, a meginduló általános süllyedés mellett nem egyenletesen nyomul előre a jakabhegyi homokkő lerakódása alatt. Egyes szigetek előbb, mások később temetődnek el. Körülöttük homokos, aleurolitos, „gipszes fáciesek" alakulnak ki, bonyolult heteropikus kifejlődésben.

A jakabhegyi homokkő alsó részéről SZABÓ J. (1965) keresztrétegzettségi kiértékelései (44. ábra) az üledékmozgásra vonatkozóan értékes felvilágosítást, valamint fontos fáciesmeghatározási alapot nyújtanak. A jakabhegyi homokkő alsó részének lerakódása idején még a közel fekvő keleti terület,

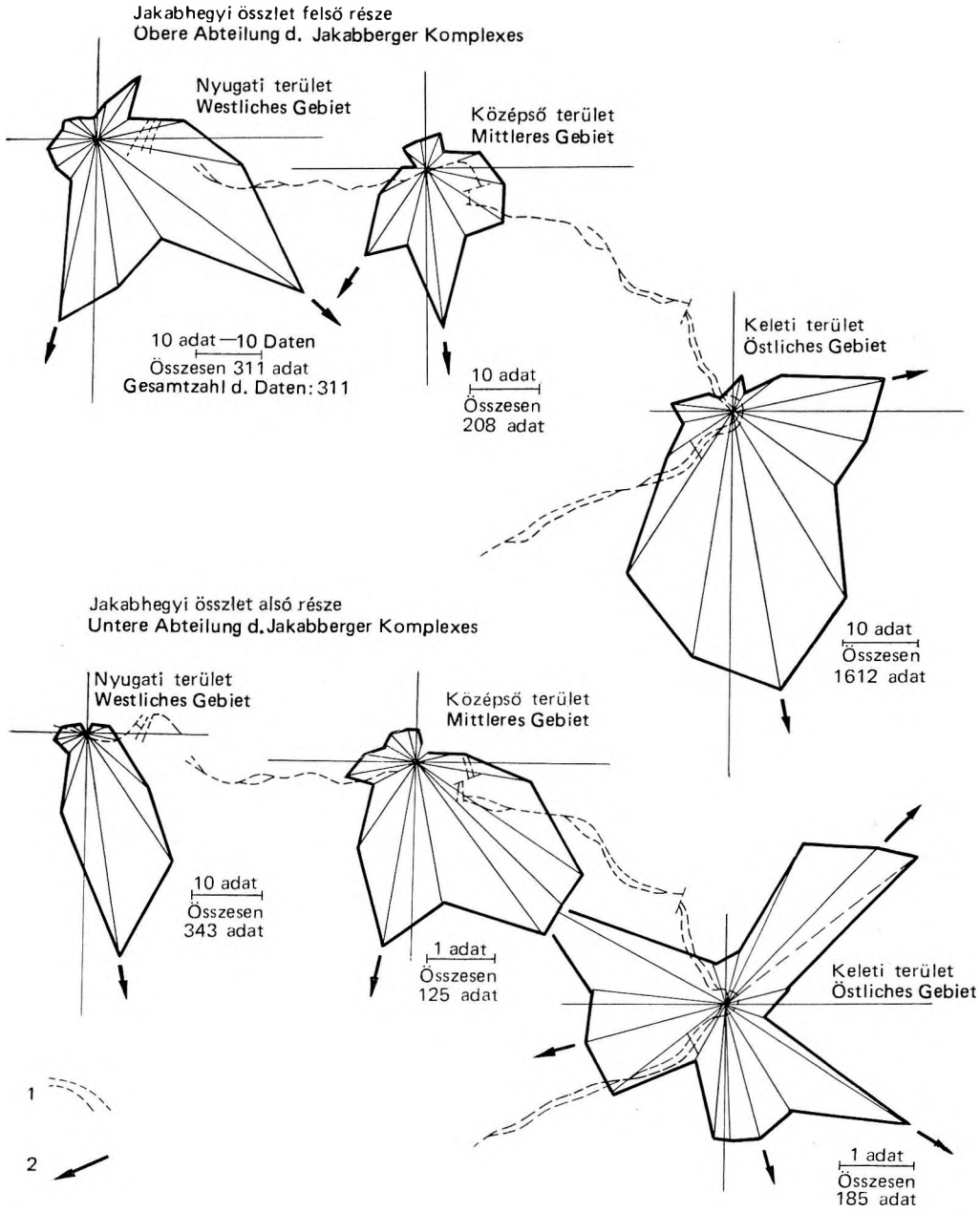


43. ábra. A kavics medián-mérete és osztályozottsági értékei a főkonglomerátum feltárásaiban

a) Feltárások, *b)* a kavics medián-mérete, *c)* osztályozottsági érték (*b—c* JÁMBOR Á. és SZABÓ J. 1961. adatai alapján), *d)* főkonglomerátum, *e)* kiegyenlítő egyenes

Abb. 43. Median-Masse und Sortierungswerte des Schotters in den Aufschlüssen des Hauptkonglomerats

a) Aufschlüsse, *b)* Medianmasse des Schotters, *c)* Sortierungswert (*b—c* nach den Angaben von Á. JÁMBOR und J. SZABÓ, 1961), *d)* Hauptkonglomerat, *e)* Ausgleichslinie



44. ábra. A keresztrétegzettség iránygyakorisági diagramjai a jakabhegyi homokkőben (Ny-i Mecsek) (Szabó J. 1965)

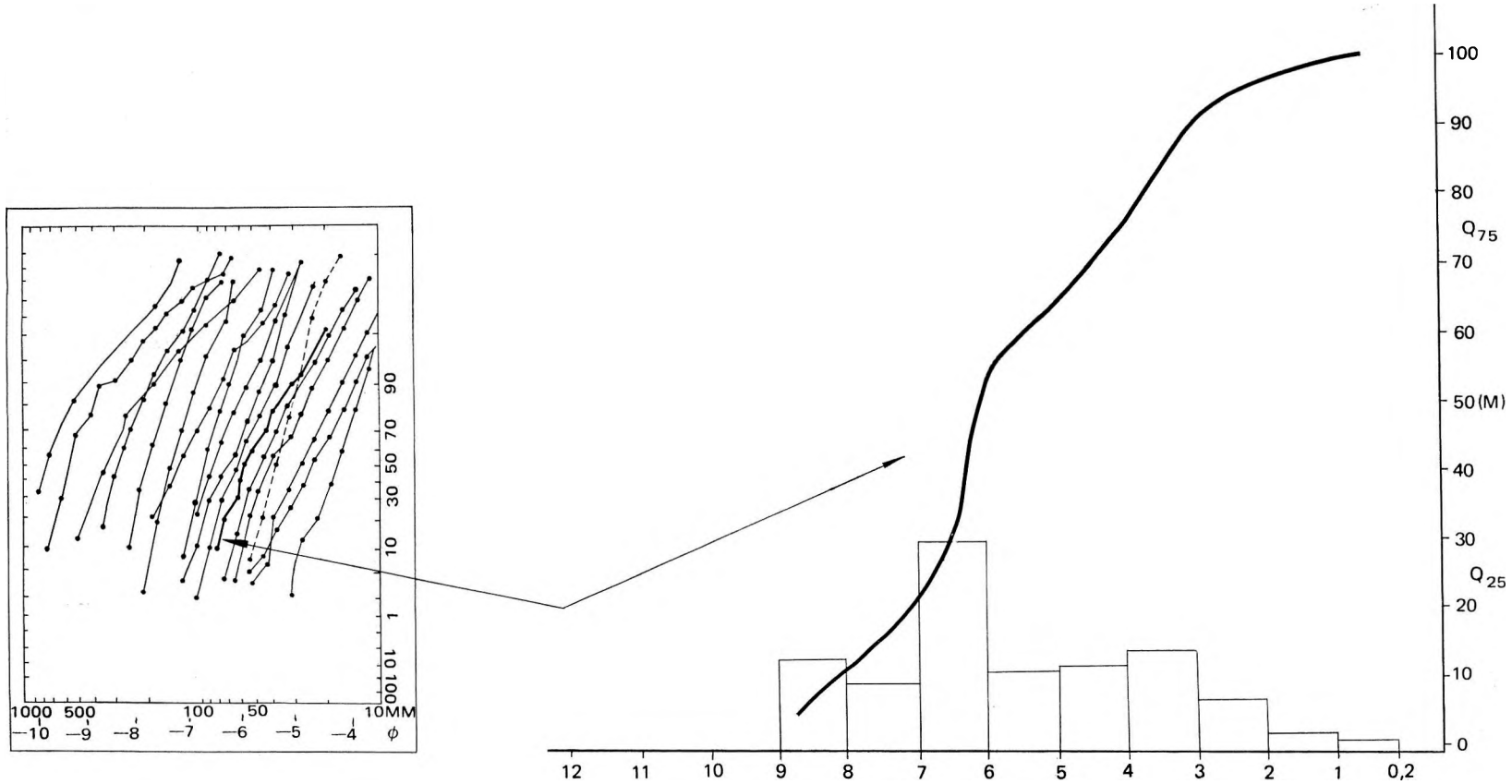
1. Főkonglomerátum kibúvása, *2.* üledékmozgás iránya

Abb. 44. Diagramme der Richtungshäufigkeiten der Kreuzschichtung im Jakabberger Sandstein (Westliches Mecsek-Gebirge) (J. Szabó, 1965)

1. Ausbiss des Hauptkonglomerats, *2.* Richtung der Sedimentbewegung

mint partvonal, érezteti hatását és a partra merőleges és párhuzamos üledékmozgás már a tenger hintázó mozgásainak eredményeképpen alakul ki. Az egymással szembe mutató üledékmozgások a partközeli víz alatti dűnén kialakuló hatásokat (apály—dagály, tengerjárás, hullámverés stb.) tükrözik.

A villányi területen megismert jakabhegyi homokkő összlet teljes azonossága a mecseki szelvénnyel maga után vonja, hogy e területen is a fenti megállapításokat fogadjuk el érvényesnek. A mecsek—villányi perm medencében tehát általános keleti lehordási irányt bizonyíthatunk, amely vízi szállításon keresztül valósult meg. A perm üledékgyűjtő medence területén a törmelékanyag mozgásirányait egyrészt a lepusztulási terület morfológiája, másrészt a medence fenékdomborzata határozta meg.



45. ábra. A Cserkúttól K-re levő (Ny-i Mecsek) feltárás főkonglomerátum kavicsainak térfogatszázalékos eloszlása (NAGY E. 1958). Az ábra bal oldali részén a tengerparti kavicsok típusos összeggörbéinek grafikonját láthatjuk, valószínűségi papíron kiértékelve (EMERY, K. O. 1955. fig. 3.)

Abb. 45. Volumprozentuelle Verteilung der Schotterstücke im Hauptkonglomerat des O-lich von Cserkút liegenden (W-liches Mecsek-Gebirge) Aufschlusses (E. NAGY, 1958). An der linken Seite der Abbildung ist das Graphikon der typischen Summenkurven von den Schotterstücken des Meeresufers zu sehen, ausgewertet auf dem Wahrscheinlichkeitspapier (K. O. EMERY 1955, Abb. 3)

A fácies meghatározása ezekben a vörös homokkő komplexumokban nem egyszerű feladat, mivel az ún. klasszikus fáciesbélyegek közül szinte egyet sem találunk meg kifejezett formában (vegyi üledék, fauna stb.).

A villányi területen feltárt sorozatok fácies-hovatartozását több oldalról is igyekszünk megközelíteni. Az egyes rétegsorok leírásánál már rámutattunk azokra a földtani jellemzőkre (rétegzettség, csillámlemezek helyzete, kavicsok gömbölyítettsége, közepes ritmusok kialakulása, konkrécióképződés, iszapfaló féregjáratok), melyek alapján bizonyítjuk, hogy a szóban forgó homokkőkomplexum vízben szállítódott és rakódott le.

Ezek a jelenségek már önmagukban is bizonyító erejűek a fenti megállapításhoz. Ha a beszállítási irányra vonatkozó kiértékeléseket tekintjük (42., 43., 44. ábra), akkor a más területekre vonatkozó jelenségek is bizonyítják a vízben való szállítást és lerakódást. A 42. és 43. ábrán látható átlag szemcsenagysági csökkenés (kb. 10 km hosszon Ny-i irányban) szélfújta üledékeknél nem állna elő. De eldöntendő kérdés marad, hogy folyóvizek esetében — ekkora távolságon belül — van-e ilyen mértékű átlag szemcsenagyság-csökkenés? Azok a jelenségek ugyanis, hogy a csillámlemezkék gyakran összekeveredve helyezkednek el az alapanyagban, hogy gyakoriak a kavicsok, hogy a közepes ritmusok bázisán az előző ritmus aleurolitrétegének feltépett darabjait találjuk, mind arra mutatnak, hogy jelentős áramlások hatottak a lerakódás idején. Ezeket az áramlásra utaló jegyeket, ha önmagukban, elszigetelve nézzük, folyóvízre is vonatkoztathatjuk, hiszen ezek a jelenségek egy szintben ott is előfordulnak. A 42. ábrán azonban nem egy felületen határoztuk meg az átlag szemcsenagyság-csökkenést, hanem több mint 100 méteres vastagságú összletre. E vastagságra vonatkoztatva a lerakódás időtartamát több millió évre becsülhetjük és ez a csökkenő tendencia az adatok szerint mindvégig fennáll.

A folyók hordalékállapotával és mozgásával foglalkozó kiterjedt irodalom alapján — hivatkozunk itt Bogárdi J. (1958) munkásságára — ez a szemcsenagyságcsökkenés már egy felületre vonatkozóan is rendkívül ritka, a fent jelzett vastagságra és időre vonatkozóan (100 m vastagság, több millió év) pedig elképzelhetetlen. De ha tovább megyünk térben és időben, az alsóperm alsó tagozata és a felsőkarbon itt tárgyalt sorozata is az előbbivel azonos egyedi üledékjellemzőkkel bír (rétegzettség, konkréció stb.). E perm—felsőkarbon sorozat együttes vastagsága a 3000 métert meghaladja (a fekü ismerete nélkül) és mint kifejtettük, a dinári geoszinklinális peremfácieset kell látnunk benne.

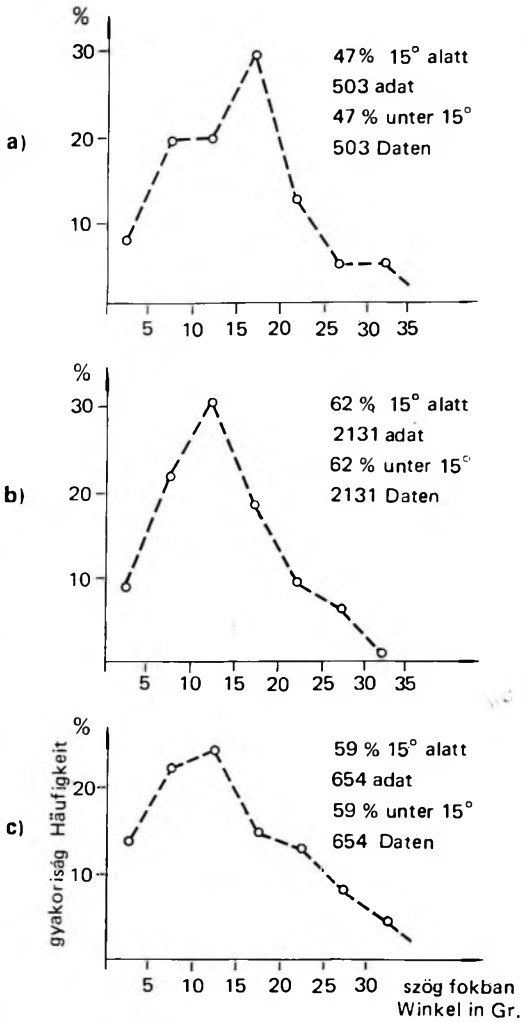
A fenti elemző földtani fejtegetés az anyag eddig tárgyalt adatsoraiból levezethető. Tekintsük át ezután az egyes képződményekre vonatkozó ismereteket és értékeljük azokat.

A jakabhegyi főkonglomerátum és homokkő sorozat jellemzőit a következőkben foglaljuk össze a fáciesre vonatkozóan.

A főkonglomerátum elterjedési területének ismeretében transzgressziós települését lehet bizonyítani. A keleti területeket, valamint a kvarcporfírokat elborító főkonglomerátum a tenger előrenyomulásával keletkezett, mivel a folyók kiemelt helyzetű lepusztulási területeket egyenletes alapkonglomerátummal nem boríthatnak be.

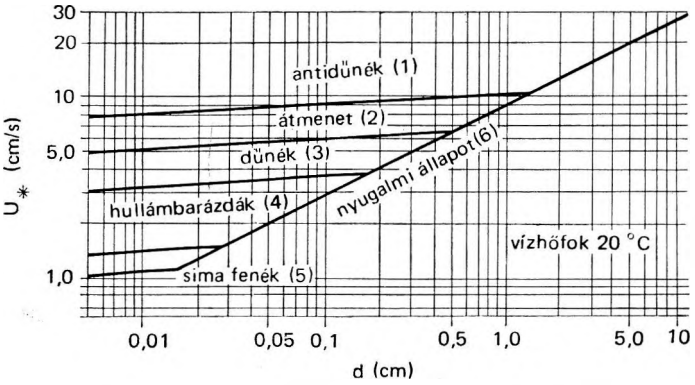
A jakabhegyi homokkő sorozat kavicsos homokkőszintjének, valamint a vörös aleurolit fáciesnek az egész területre kiterjedő azonossága szintén az üledékképzés regionális azonosságát bizonyítja.

A mecseki területen a jó feltártság lehetőséget teremtett részletes vizsgálatokra is. Fácies szempontjából először Nagy E.-nek (1958) a főkonglomerátumra vo-



46. ábra. A keresztrétegzettség nyílásszög nagyságának gyakorisági eloszlása (Szabó J. 1965)
a) Szeizi aleurolit, *b)* jakabhegyi homokkő felső része, *c)* jakabhegyi homokkő alsó része

Abb. 46. Häufigkeitsverteilung der Grösse von den Öffnungswinkeln in der Kreuzschichtung (J. Szabó, 1965)
a) Seiser Aleurolit, *b)* oberer Abschnitt des Jakabberger Sandsteins, *c)* unterer Abschnitt des Jakabberger Sandsteins



47. ábra. A szemátmérő és a csúsztató sebesség (U_*) összefüggése a hordalékmozgás különböző határállapotairól [Bogárdi J. (1958) szerint, egyszerűsítve]

Abb. 47. Zusammenhang des Korndurchmessers und der Gleitgeschwindigkeit (U_*) über die verschiedenen Grenzstadien der Geröllbewegungen (nach J. Bogárdi, 1958, vereinfacht)

1. Antidünen, *2.* Übergang, *3.* Dünen, *4.* Rippelmarken, *5.* ebener Grund *6.* Ruhezustand

natkozó vizsgálatát említjük (45. ábra). Emery-re (1955) hivatkozva, a főkonglomerátum kavicseloszlásából számított érték a tengerparti kavicsokra volt jellemző (l. 45. ábrát). Az Emery által feldolgozott hatalmas mennyiségű és területű anyag valószínűvé teszi végkövetkeztetéseit és így Nagy E. adatát is.

A 44. ábra alapján abszolút értelemben bizonyítható a tengerparti homokos fáciesekben kialakuló áramlás. A K-i területen, a jakabhegyi homokkő alsó részében mért keresztrétegzettség rózsadiagramja szépen példázza a fenti megállapítást, valamint igazolja a villány—szalatnaki mélytörésnél húzódó part közelségét.

A jakabhegyi homokkő összlet átlag szemcsenagyságának az egész területre jellemző fejlődési görbéjét már bemutattuk. Szabó J. (1965) összeállítása alapján a keresztrétegzettség nyílásszög nagyságának eloszlási görbéi (46. ábra) — folyóvízi fáciest feltételezve — értelmezhetetlenek. Ugyanis a sorozat alsó részének a millimétert elérő átlag szemcsenagyságához ugyanolyan keresztrétegzettségi nyílásszög nagyság eloszlás tartozik, mint a már alsótriász faunával bíró felső résznek jóval kisebb átlag szemcsenagyságához. A két különböző átlag szemcsenagysághoz folyóvízi fáciest feltételezve, eltérő reliefenergiát kellene hozzárendelnünk, ami pedig eltérő nyílásszögre vezetne. Hivatkozunk itt Bogárdi J.-re (1958) és egyéb e témakörben végzett munkákra (47. ábra).

Ebből az következik, hogy az üledékmozgást előidéző fizikai—földrajzi állapot a rétegsor fejlődése folyamán változatlan maradt. Ehhez tartozóan kell értékelni a csillámlemezkéknek mindig a réteglapon történő dúsulását. A Sokes-törvény értelmében a zagyból történő leülepedést a súly—fajsúly befolyásolja, gömb alakú szemcsékre levezetve. A csillám a gömb alaktól való abszolút eltérést jelenti és egyéb tényezőket is figyelembe véve, az utolsó frakcióban ülepedik. Tehát folyóvízi körülmények között megoldhatatlan a csillámlemezkék rétegződése a turbulens áramlás miatt. Ez csak nyugodt állóvízi körülmények között keletkezhet.

Visszatérve a keresztrétegzettség nyílásszög nagyságának eloszlási diagramjaira, a kutatók többsége a nyílásszög nagyságát jellemzőnek tartja az egyes fáciesekben. A folyóvízi fő fáciesre vonatkozóan pedig határozottan egybevágó adatokat találunk. Botvinkina (1962) szerint 20—30° közötti, Ruchin (1959) 30—40° és 20—25°, Sztrachov (1957) 25° feletti szögértékeket tart jellemzőnek. Ruchin és Botvinkina idézett munkáiból vett adatokkal összehasonlítva a jakabhegyi sorozat keresztrétegzettségi adatait azt találjuk, hogy az nem felel meg a folyóvízre vonatkozó értékeknek.

A Vokány-2. sz. fúrás szemcsenagysági adatai (25. ábra) szintén klasszikus módon bizonyítják, hogy parti homokos dűne fáciesről van szó, mivel egy szemcsenagysági osztály határozza meg az összetételt, szemben a folyóhordalék osztályozatlan, gyakran kétmaximumos eloszlásával.

A jakabhegyi sorozattal kapcsolatosan az eddigi felfogások a folyóvízi genezist valószínűsítették. Átfogó és alapos fácieselemzésre és az eddigi felfogások revíziójára a villányi terület adatai, valamint a szalatnak—szilágy—bátaszéki szelvények teremtettek lehetőséget. Ezek az új megismerések nagy területre kiterjedően bizonyították a képződmény azonosságát és a transzgresszív települést. E településmód már önmagában is eldöntötte a fő fáciesbeli hovatartozást, és így e homokkő sorozatot a triász nagy tengeri ciklusához csatolta.

A felsőperm homokkő sorozat kifejlődését a túrony—csarnótai szelvényben tanulmányozhatjuk. A környezetében levő bissei kvarcporfírsorozat, valamint a Ny-mecseki sorozat felépítésének ismeretében kell következtetéseket levonni, figyelembe véve a villány—szalatnaki mélytörés által meghatározott ősföldrajzi helyzetet.

A jakabhegyi összlet felé határt képző diszkordancia bizonyítása során már felsoroltuk a két összlet üledékföldtani jellemzőinek különbségeit. Ezek összefoglalásaképpen állapítjuk meg a következőket:

— A felsőpermet a szemcseeloszlás, rétegváltakozás, színváltozékonyság gyorsasága jellemzi. Olyan adatokat, melyekre a jakabhegyi összletben tapasztalt állandóság lenne jellemző, nem találtunk.

— A vizsgált jellemzők fenti regionális osztályozatlanságát a lokális osztályozatlanság is követi. Az egyes homokkőrétegek szemcseeloszlási görbéi rosszul osztályozottak és e rétegek is gyorsan válta-

koznak a rétegsorban. A leülepedéskor fennálló áramlási viszonyokat tükrözik a csillámlemezkék, melyek mindig keverednek az alapanyaggal és ritkán dúsulnak a réteglapon.

— A közepes ritmusok vastagsági eloszlása szintén jelentősen különbözik a jakabhegyitől, méretük sokkal kisebb (3. és 20. ábra).

— Rétegzettségét a rosszul rétegzettség jellemzi (kevés vékony- és keresztrétegzett anyag).

Mindezeket összefoglalva a lerakódási közeg gyakran jelentős turbulens viszonyait bizonyítjuk, valamint a gyors változékonyságot előidéző okként a lepusztulási területhez való közelséget jelöljük meg.

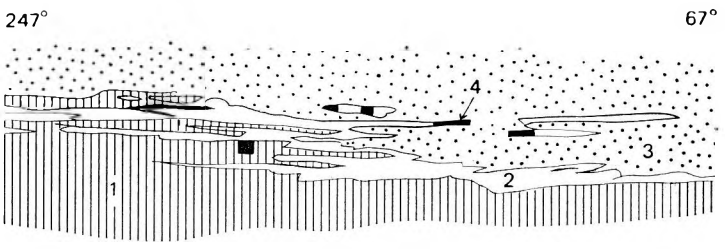
A szóban forgó képződménycsoport víz által szállítódott és vízben is rakódott le. Ezt bizonyítja a kavicsok gömbölyítettsége, gyakori irányítottsága, az aleurolitrétegek és a sorozat ritmusos felépítése. Nem találtunk olyan jellegzetességet, amely arra utalna, hogy egyes időszakokban esetleg szárazra kerültek volna ezek az üledékek. A bissei kvarcporfírkomplexumban települő üledékrétegek nemcsak a vulkáni tevékenység intenzitásának csökkenését bizonyítják, hanem azt is, hogy e vízzel borított medencében a vulkán szervesen beépült, és a peremén aránylag gyorsan indult meg az üledékképződés. Ezekből az adatokból következően a felsőperm idején a vizsgált területen az üledékképződés vízzel borított medencében történt, melyben a szállítást turbulens áramlások biztosították.

A vokányi és a szalatnaki kvarcporfírok miatt a keleti lepusztulási területekről törmelékanyag csak meghatározott helyeken léphetett be az üledékgyűjtőbe (40. ábra) és mint az anyagszállítás tárgyalásakor bizonyítottuk, nyugat felé mind kisebb átlag szemcsenagyságú törmelék jut el mindig jobb osztályozottság mellett, mind magasabb aleurolittartalommal. Mindezekből szintén a vízi szállítási és leülepedési közeg bizonyítható.

Továbbra is az ismert Ny-mecseki adatoknál maradva, tekintsük át a felsőpermre vonatkozó azon adatokat, amelyeket fontosnak ítélünk a fáciesmeghatározás szempontjából.

Az alsóperm aleurolit összlettel való kapcsolatát jelzi, hogy az átmenetnél a finomszemű- és aleurolitrétegek között világosbarna dolomitkiválások figyelhetők meg, melyek határozott réteget is alkotnak, ,,megcáfolva azt az általános hiedelmet, hogy a vegyi kiválások kizárólag az alsóperm aleurolitra jellemzők'' (Szederkényi 1963). A sorozat felső részén a szürke összlet legfelső részéről Várszegi K. (1961) *Euestheria dawsoni* Jones, *Eoleaia leaiformis* Raymond és egyéb Phyllopoda maradványokat határozott meg és a képződményeket egyértelműen a tengeri főfáciesbe sorolja. A szürke összlet feletti zöld homokkövekben található dolomitkonkréciós szinteket Kiss J. és Grossz Á. (1958) dolgozta fel és értékelte, majd Vadász E. (1964) tett megállapításokat az előbbi munkával kapcsolatban. A szerzők a dolomitkonkréciókról szervetlen eredetet állapítottak meg, kialakulásukat kolloidkémiai folyamatok eredményének tartották. Bizonytalanságukra mutat, hogy ennek ellenére az alábbi megjegyzéseket és összehasonlításokat teszik: ,,Esetenként ötös szimmetriát mutató rajzolatok, dudorok és körkörösen futó barázdák észlelhetők a korong mindkét oldalán és megtéveszthetően szerves eredet benyomását keltik. Különösen kőbélre utalnak azok az adatok, melyeken vázhéjnak beillő 1/2 mm vastag bekérgezések vannak ... Ilyen üledékkőzettani formákat észlelni a balatonfelvidéki és Perkupa környéki triászban is, amit id. Lóczy »rhizocoralliumnak«, »hieroglifának« minősített'' (Kiss J.—Grossz Á. 1958). Később Vadász E. (1964) e kérdésről ezt írja: ,,... »az epigén dolomit« kétségtelenül preexisztált alakulat helyét tölti ki. A konkréció alak képződése ... bármely tökéletes ásványgélesedési bizonyítás mellett is valószínűtlen. A permi konkréciók pedig csak annyiban hasonlíthatók a balatonfelvidéki kampili emeletbeli »rhizocorallium«... alakulatokhoz, amennyiben azok keletkezése a szakirodalomban is megoldatlan életnyom feladat.''

A felsőperm zárótagozatát jelentő ún. fedővörös homokkőből két szelvényt mutatunk be (48., 49. ábra), egyrészt az előbb idézett Phyllopodák és dolomitkonkréciók lelőhelyének és a zöld—vörös homokkő heteropikus kifejlődésének, másrészt egy felső dolomitkonkréciós szint bemutatására, amely, úgy gondoljuk, fáciesjelzőként is felhasználható. A szelvényben az aleurolitrétegek feldúsulásával együtt a dolomitkonkréciók is feldúsulnak és néhány fúrás adata szerint 80 cm összefüggő vastagságú dolomitréteg is található. E rétegszintben található dolomitkonkréciók belsejét gyakran lemezes gipsz tölti ki. Mivel e jelenségek több km hosszon követhetők (Kassai 1963), joggal gondolhatunk olyan medencére, amelyben a vegyi kiválásnak is szerep jutott. Fontosnak tartunk megemlíteni a fedővörös homokkő felső részére vonatkozóan egy ,,rég elfelejtett'' adatot, melyet Barabás A. (1955), Andre-

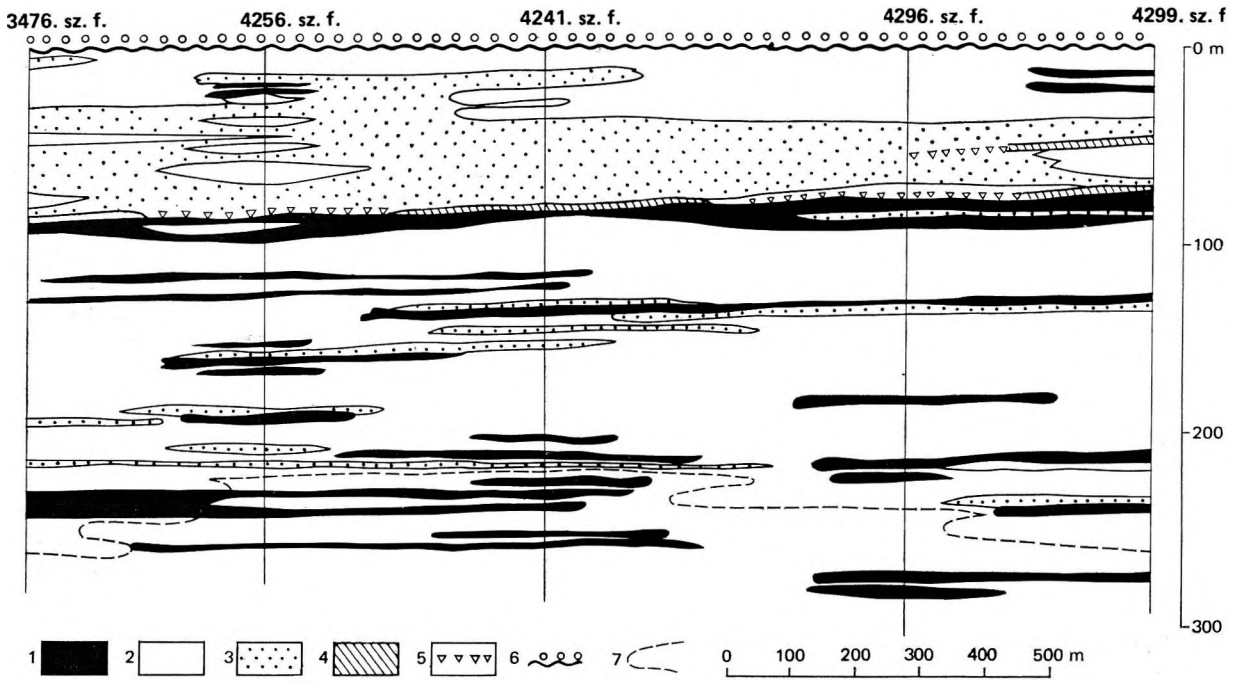


48. ábra. Szelvény a mecseki ércmező Ny-i szegélysávjára merőleges irányban (Balla Z. 1965)

1. Szürke homokkő, *2.* zöld homokkő, *3.* vörös homokkő, *4.* dolomitkonkréciók

Abb. 48. Profil rechtwinklig zur W-lichen Randzone des Mecseker Erzreviers (Z. Balla, 1965)

1. Grauer Sandstein, *2.* grüner Sandstein, *3.* roter Sandstein, *4.* Dolomitkonkretionen



49. ábra. Szemcseeloszlási rétegszelvény (Ny-i Mecsek, felsőperm)

1. Aleurolit—finomszemű homokkő, *2.* apró—középszemű homokkő, *3.* nagy—durvaszemű homokkő, *4.* dolomit, *5.* dolomitkonkréció, *6.* jakabhegyi homokkő, *7.* zöld—vörös határ

Abb. 49. Schichtprofil der Kornverteilung (W-liches Mecsek-Gebirge, Oberperm)

1. Aleurolit-feinkörniger Sandstein, *2.* klein-mittelkörniger Sandstein, *3.* gross-grobkörniger Sandstein, *4.* Dolomit, *5.* Dolomitkonkretion, *6.* Jakabberger Sandstein, *7.* grün-rote Grenze

ÁNSZKY G. meghatározása alapján, így jellemez: „egy Jerea típusú kovaszivacs gemmulás állapotban visszamaradt pszeudomorfózája".

A színekről szólva e területen az eddigi publikációkban olyan megállapítások szerepelnek, miszerint a fedővörös homokkő megjelenését éghajlatváltozás okozta. Ez ellen jogos ellenvetésünk, hogy a vörös és szürke rétegek 100 m-t is meghaladó vastagságban heteropikus módon kapcsolódnak (l. 49. ábrát). Más megállapítás szerint a fedővörös homokkő folyómedri képződmény, míg a szürke összlet mocsárlápi fáciesű (BARABÁS 1964). Ennek ellene mond az 50. ábra, ugyanis a folyó- és mocsárláp jellemző hidrodinamikai különbségekkel bír, amit a lerakódó üledékek átlag szemcsenagyságában tapasztalnunk kellene.

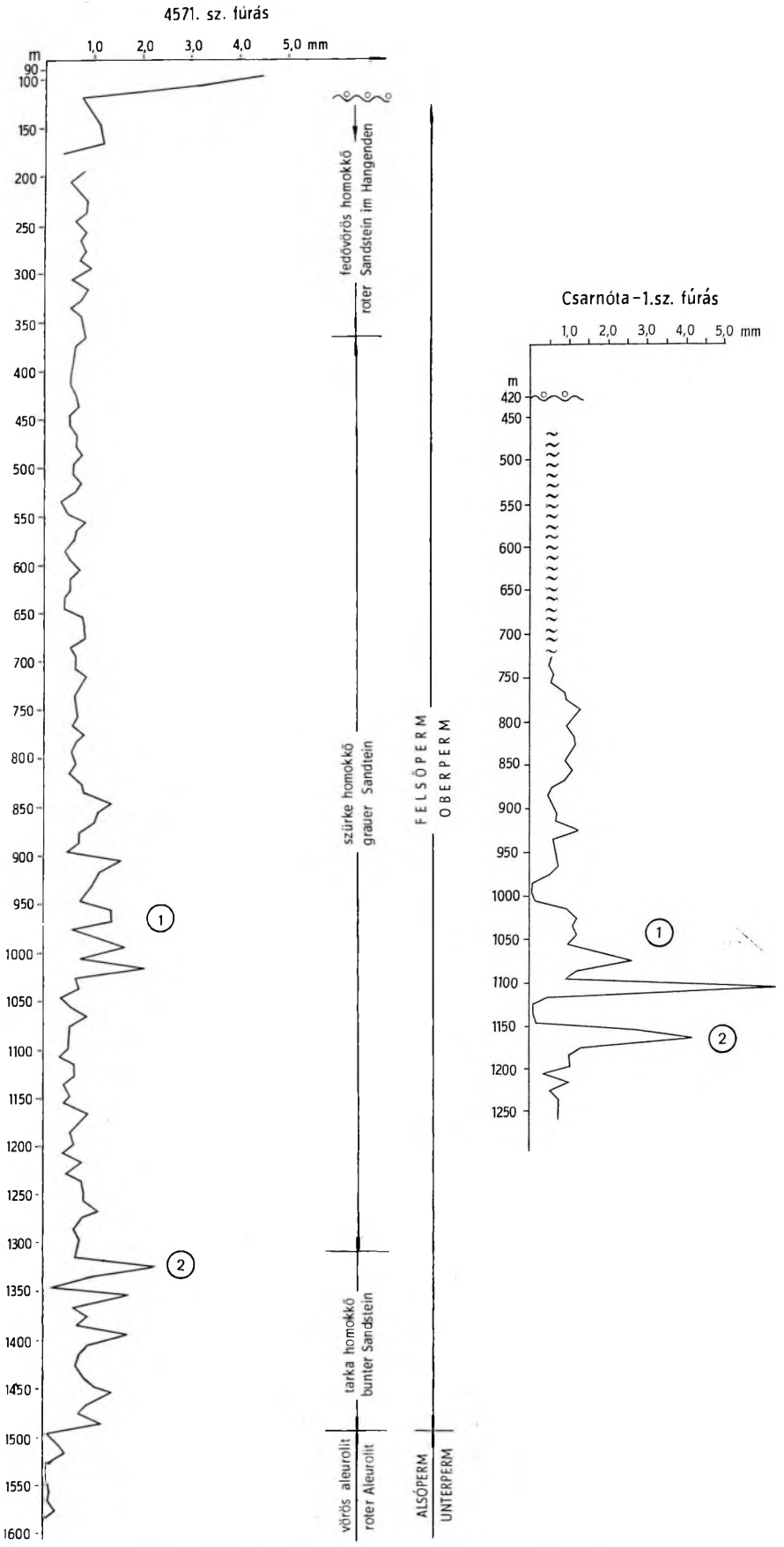
Ezek után a színek eloszlásával kapcsolatban visszatérünk a villányi előtér adataira. Ezek létrejöttét a mecseki területen a vokányi kvarcporf-írvulkanizmus intenzitásának változásával kapcsoljuk össze. A középső nyugodt időszak teremtett lehetőséget a redukált környezet kialakulására, ezért a szürke középső sorozat megjelenését a vokányi kvarcporfírtól nyugat felé távolodva is feltételezzük (40. ábra). E középső nyugodtabb időszakban, a bissei szelvény tanúsága szerint, a lávával borított területen rétegzett homokkő- és aleurolitrétegek jelennek meg, melyek azt bizonyítják, hogy ez a vulkán egy vízzel borított medencébe szervesen beépült és peremén gyorsan megindult az üledékképződés.

Az átlag szemcsenagyság lefutását vizsgálva a villányi területen, a két határozott maximumcsúcsot az 50. ábra értelmében jogosan azonosítjuk. Úgy gondoljuk azonban, hogy a mecseki terület közelebb eső rétegsorával (50. ábra) való azonosítás is indokolt. A vastagsági eltéréseket a kvarcporfír vulkántól való távolsággal, valamint ezzel is összefüggésben a medence morfológiai különbségeivel magyarázzuk.

Mindezek után a Délkelet-Dunántúlon megismert felsőperm homokkősorozat fáciesét, ősföldrajzi környezetét a következőkben foglaljuk össze.

Az alsóperm 800 m vastagságot elérő aleurolit összletre átlag szemcsenagyság-emelkedéssel települ a felsőperm. Az átmenetnél tapasztalható dolomitrétegek, valamint a fedővörös homokkő dolomitrétegei, konkréciós szintjei és ősmaradványai a dinári geoszinklinális felőli tengerrel való kapcsolatot jelzik.

A keleti oldalon levő lepusztulási terület közelsége, valamint a medenceperemen működő vulkánok miatt az ez irányból érkező törmelékanyag turbulens áramlásokkal szállítva terül el a változatos fenékmorfológiájú üledékgyűjtőben.



50. ábra. A 4571. sz. fúrás (Ny-i Mecsek) átlag szemcsenagysági szelvénye (① = átlag szemcsenagysági maximumok)

Abb. 50. Profil der durchschnittlichen Korngrösse in der Bohrung Nr. 4571 (W-liches Mecsek-Gebirge) (① = Maxima der durchschnittlichen Korngrössen)

Az alsóperm vörös aleurolit összletének fácies hovatartozásáról tulajdonképpen már az előző fejezetekben szóltunk. A Ny-i Mecsek területén először Barabás A. (1955) értékelte e sorozatot, és bizonytalan Brachiopoda héjkeresztmetszeteket is bemutatott. Sekélytengeri képződménynek minősíti és jellemzőnek tartja a sorozat felső részében gyakori dolomit—mészkő rétegeket. Jámbor Á. (1964) tulajdonképpen hasonlóan nyilatkozik, amikor állóvízi síkparti képződménynek tartja. Somogyi J. (1965) kiértékelései szerint 10—30 m-es vízmélység lehetett a hullámfodrok alapján. A villányi területen feltárt szelvény ehhez annyiban járul hozzá, hogy területileg kiterjeszti a megállapításokat.

Az alsóperm tarka homokkősorozatának fácies hovatartozásáról analógiák alapján próbálhatunk meg képet alkotni. Ebben a korszakban is fennáll a keleti lepusztulási terület és mint a közepes ritmusok eloszlása mutatja, azonos okok szabályozzák az üledékképződés menetét, mint a felsőpermben, ill. a felsőkarbonban. A közepes ritmusokban a szemcsenagyság lefutása is azonos, de azonos a rétegzettség, osztályozottság, kavicsosság is. A gyakori durvább szemcsenagyság, vagy esetenként nagyobb kavicsnagyság csak a reliefenergia megemelkedésére vezethető vissza, de fáciskülönbséget az előbbiek szerint nem jelent. Így e képződménycsoport fáciesét is a felsőpermben meghatározottal azonosítjuk.

VI. A VIZSGÁLT KÉPZŐDMÉNYEK GAZDASÁGFÖLDTANI JELENTŐSÉGE

1. Víz

A megkutatott területen a víz komoly gazdasági jelentőséggel bír. Kutatási eredményeink alapján egyértelműen állást tudunk foglalni az eltemetett triász mészkő képződmények vízperspektíváját illetően.

A triász mészkőterületen a Vokány-2. sz. fúrás vízvizsgálatát végeztük el. A kapott vízadatok mennyiségi és minőségi szempontból egyaránt jónak mondhatók. Kiértékeléseink szerint a Villányi-hegység és a monyoródi mészkővonulatot összekötő területen a triász mészkövekből mindenütt 1000 liter/perc mennyiséget maghaladó, jó minőségű karsztvíz tárható fel. A terület egyes részein ezek a karsztvizek anomális hőmérsékletet érnek el, melynek okát a mélybe nyúló szerkezeti vonalakban jelölhetjük meg.

A Vokány-2. sz. fúrástól ÉK-re mélyült Újpetre-1. sz. fúrásban a számított geotermikus gradiens értéke 14 m/°C körül van és a fúrás vízhozama meghaladja az 1000 l/p-et.

A fiatal fedőképződmények a hegység északi előterében a Szava—Egerág—Eilend mélyvonulatot töltik ki. Fúrási adat a medencére vonatkozóan Szaván és Ellenden található. A fedetlen földtani térkép adatai alapján a medence üledékeinek felépítését a következők szerint vázolhatjuk:

— A perm jakabhegyi homokkő lepusztulási anyaga biztosan szerepel a fiatal rétegsorokban és ez víz szempontjából kedvező, a Ny-i Mecsek pellérdi területének tapasztalatai alapján.

— A szavai fúrásban a felsőpannóniai homok aprókavicsos durvaszemű homokkővel szerepel, ami földtani megfontolások alapján jellemző lehet az egész medence területére (Kassai 1970).

Ezek az adatok azért bírnak jelentőséggel, mert a görcsönyi morfológiai maximum KDK—D-i területéről egyetlen közvetlen adat sincs, mely felvilágosítást nyújtana a fiatal képződmények várható kifejlődéséről a mélységi vizek tekintetében. A harmadkor előtti alaphegységtérkép ismeretében és a fenti adatok alapján úgy véljük, hogy bár nagyobb mélységben, de a pellérdi területhez hasonló víznyerés lehetséges.

2. Ércek

A vizsgált képződmények néhány figyelemre méltó ércanomáliát tartalmaznak, melyek szerkezeti okokkal kapcsolatosan jöttek létre.

A részletesen tárgyalásra nem került Szava-1. sz. mélyfúrás 250 m vastag fiatal fedőtakaró alatt tömött fekete agyagkőbe jutott. 50 m átfúrása után szépen fejlett kontakt öv következett, majd alatta durva kvarcporfír, mikrogránitporfír, lefelé egyenletesen növekvő „szemnagysággal" (Fazekas V.—Kassai M.—Vincze J. 1969). A fekete agyagkő korbeli hovatartozását illetően, analógiák alapján, a szalatnaki kovapala vagy a bogádmindszenti karbon sorozat hasonló kifejlődési típusa jöhetett számításba. A kőzetösszetétel vizsgálata a szalatnaki rétegekkel való azonosságot kizárta. Maradt tehát a karbonba sorolás, melyet Oravecz J. (1970) több tíz vékonycsiszolat átvizsgálása után, kizárásos alapon, szintén alátámasztott.

A kvarcporfír szubvulkán részletes anyagvizsgálatával Fazekas V. és Vincze J. (1969a) a vokányi sorozattal való azonosságot mutatta ki, bár a kvarcporfír sok utólagos átalakuláson ment keresztül. Ezt a kvarcporfírt tehát a vokányi kifejlődés mélyben rekedt tagjaként tartjuk számon, melyet az utólagos szerkezetalakulás hozott jelenlegi helyére (26. ábra).

E fúrástól délre, alig 500 m távolságra mélyült a Szava-4. sz. fúrás, mely jakabhegyi homokkövet harántolt. A közöttük húzódó nagyszerkezet elmozdulási magassága tehát több ezer méter (26. ábra).

A szavai kvarcporfír részletes vizsgálata alapján Fazekas V. és Vincze J. (1969b) a következő összefoglalást adják: „A szavai területen az extrém savanyú és alkáli jellegű magmakomizmust, az autometamorf meddő- és ércásvány paragenetikai együttest, valamint a nyomelemeloszlást figyelembe véve, ércteleptani szempontból olyan Cu-tartalmú kovand ércformáció várható, amely egyes szakaszain esetleg polimetallikus Ni, Co, Bi, Ag, Sb, Au, Mo tartalmú zónákkal is képviselt lehet, zónánként más-más elemtársulással.".

A Szava-4. sz. fúrás jakabhegyi homokkövének színképelemzése — eltérően az általános tapasztalatoktól, mely szerint a jakabhegyi homokkő mindenütt anomáliamentes — a következő anomális értékeket adta: Ba 300—1000, Cu 300—3000, Ni 10—30, Ti 3000—10 000, V 30—100 ppm. Ez utóbbi adatok a makroszkópos megfigyelésekkel együtt rámutatnak arra, hogy a szerkezeti mozgással együtt jelentős elemvándorlás indult meg.

A szerkezeti térkép (29. ábra) tanulmányozása alapján tehát feltételezhetjük, hogy a görcsönyi tektonikai blokkot körülvevő szerkezeti öv ércre perspektivikus lehet (a mélységviszonyok is kedvezőek). A szavai kvarcporfír érintkezési területe az északi oldalon elhelyezkedő metamorf képződményekkel szintén perspektivikus lehet.

Atlasz — teksztur u sztruktur oszadocsnüh gornüh porod. — A. N. SzSzSzR. 1962. Moszkva.

Bacsák Gy. 1955: A pliocén vége és a pleisztocén égimechanikai megvilágításban. — Földt. Közl. 85. 1.

Balkay B. 1960: A magyarországi földkéreg szerkezete. — Geofiz. Közl. 9. 1—2.

Balla Z. 1965: A kővágószőllősi antiklinális fejlődéstörténete. — Földt. Közl. 95. 4.

Balla Z. 1967a: A Dunántúl perm előtti képződményeinek szerkezetéről. — Földt. Közl. 97. 1.

Balla Z. 1967b: Az uránércesedés és a kőzetek színe közötti összefüggés vizsgálata. — Föld. Közl. 97. 2.

*Barabás A. 1955: A mecseki perm időszaki képződmények földtana. — Kand. ért.

*Barabás A. 1963: Földtani ritmusok és ciklusok. — MÉV Adattár.

Barabás A. 1964: A Délkelet-Dunántúl paleozóos képződményei. — Magyarázó a magyar—jugoszláv geol. találkozóra.

*Barabás A. 1966: Terepi üledékföldtani vizsgálati módszerek (fácies, elemzés, földtani ritmusok és ciklusok). — Mérnök Továbbképző Int. Budapest.

Barabás A.—Baranyi I.—Jámbor Á. 1964: A Mecsek és Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegység térképe. — ELGI Évk. 1.

*Barabásné Stuhl Á. 1962: Jelentés a Mecsek hegységi permi képződmények palynológiai vizsgálatáról. — MÉV Adattár.

Barabás A.-né 1969: A Mecsek hegységi felsőpermi üledékek tagolása ciklusos kifejlődésük alapján. — Földt. Közl. 99. 1.

*Baranyi I. 1968a: A Nagybudmér környéki VESZ. mérések. — MÉV Adattár.

*Baranyi I. 1968b: A Villányi-hegység É-i előterében javasolt kutatófúrások tervezett helyén végzett kereszt VESZ mérésekről. — MÉV Adattár.

*Baranyi I. 1968c: Kiegészítés „A Villányi-hegység északi előtér perm kutatásának elméleti alapjai" c. dolgozathoz. — MÉV Adattár.

Baranyi I.—Jámbor Á. 1962: A komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántúl területén az alaphegység kutatásában. — Magy. Geofiz. 3. 3—4.

*Baranyi I.—Jámbor Á.—Szederkényi T.—Várfalvi L. 1961: Javaslat a Túrony-1. sz. fúrás lemélyítésére. — MÉV Adattár.

*Baranyi I.—Kassai M. 1968: Javaslat a Szava-2., Szava-3., Szava-4. ellenőrző és szerkezetkutató fúrások lemélyítésére. — MÉV Adattár.

Bendeffy L. 1967: A Bakony hegység geokinetikai viszonyainak földkéreg szerkezeti vonatkozásai. — Bakonyi Múzeum. Veszprém.

Beudant, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. — Paris.

Bogárdi J. 1958: Néhány újabb törvényszerűség a hordalékmozgás elméletében. — Hidr. Közl. 38. 4.

Botvinkina, L. N. 1962: Szloisztoszt' oszodocsnüh porod. — A. N. SzSzSzR. Trudü geol. 59.

Böckh J. 1876: Pécs környékének földtani és vízi viszonyai. — Földt. Int. Évk. 4.

Bubnoff, S. 1959: Grundprobleme der Geologie. — Akad. Verlag. Berlin.

Egyed L.—Szemerédi P. 1960: Eszköz törésirányok meghatározásához és annak alkalmazása. — Geofiz. Közl. 9. 1—2.

Emery, K. O. 1955: Journ. Geol. 63. 1.

*Fazekas V. 1969a: A Siklósbodony-1. sz. fúrás felsőkarbon összletének vizsgálata. — Földt. Int. Adattár.

*Fazekas V. 1969b: A Siklósbodony-1. sz. fúrás mikroszkópos vizsgálata. — MÉV Adattár.

*Fazekas V. 1969c: A Vokány-2. sz. fúrás kvarcporfír összletének mikroszkópos vizsgálata. — MÉV Adattár.

*Fazekas V. 1971a: A Bisse-1. sz. fúrás kvarcporfír összletének átnézetes ásvány-kőzettani vizsgálata. — MÉV Adattár.

*Fazekas V. 1971b: A Csarnóta-1. sz. fúrás kvarcporfír összletének átnézetes ásvány-kőzettani vizsgálata. — MÉV Adattár.

*Fazekas V.—Kassai M.—Vincze J. 1969: A szavai terület komplex ércesedési jellemzői és továbbkutatási javaslata. — MÉV Adattár.

*Fazekas V.—Vincze J. 1969a: A Túrony-1. sz. fúrás anyagának mikroszkópi vizsgálata. — MÉV Adattár.

*Fazekas V.—Vincze J. 1969b: A Szava-1. sz. fúrás összefoglaló anyagvizsgálati dokumentációja. — MÉV Adattár.

Földvári A. 1970: Üledékciklusok és oszcillogram. — MTA X. Oszt. Közl. 3.

Földváriné Vogl M. 1967: A ritkaelem-dúsulások felismerésének alapelvei. — M. Áll. Földt. Int. Alk. Kiadv.

Greguss, P. 1961: Permische fossilen Hölzer aus Ungarn. — Paleont. Abt. B. 109.

Hámor G. 1970: A kelet-mecseki miocén. — Földt. Int. Évk. 53. 1.

Heer, O. 1876: Über permische Pflanzen von Fünfkirchen. — Mitt. Jahrb. Ung. Geol. Anst.

Hoppe, W. 1961: A németországi alsó és középső tarka homokkő ciklusos tagolódása. — Földt. Int. Évk. 49. 4.

*Iván L. 1970: Az Sb-1., V-2., Sz-1., Cs-1., B-1. és P-1. sz. fúrások lyukgeofizikai kiértékelései. — MÉV Adattár.

Jámbor Á. 1962a: A Téseny-1. sz. fúrás földtani eredményei. — Földt. Közl. 92. 4.

*Jámbor Á. 1962b: Előzetes jelentés a Ny-mecseki permi terület 1:10 000-es földtani térképezéséről. — MÉV Adattár.

*Jámbor Á. 1963: Jelentés a II. sz. kutatócsoport 1963. évi működéséről. — MÉV Adattár.

*Jámbor Á. 1964: A Mecsek hegység alsó-permi képződményei. — MÉV Adattár.

* Kézirat — Manuskript.

Jámbor Á. 1965a: Üledékes összletek kavicsvizsgálatainak földtani értékelése. — Mérnök Továbbképző Int. kiadv.

Jámbor Á. 1965b: A kővágószőllősi 1:10 000-es térképlap magyarázója. — Földt. Int. kiadv.

Jámbor Á. 1967: Karbon képződmények a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen. — Földt. Int. Évi jel. 1967-ről.

*Jámbor Á. 1970: Karbon kőszén felkutatásának lehetőségei Magyarországon. — Földt. Int. Adattár.

*Jámbor Á.—Szabó J. 1961: Jelentés a mecseki permi összletben végzett kavicsvizsgálatok eredményéről. — MÉV Adattár.

Jugovics L. 1967: A dunántúli bazalt és bazalttufa területek. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.

*Kardos I. 1964: A Túrony-1. sz. fúrás lyukgeofizikai kiértékelése. — MÉV Adattár.

*Kassai M. 1963: A fedővörös homokkő szintezése. — Dipl. munka. MÉV Adattár.

*Kassai M. 1967: A Villányi-hegység északi előterének perspektivikus kutatási terve. — MÉV Adattár.

*Kassai M. 1968: A Villányi-hegység északi előtér permkutatásának elméleti alapjai. — MÉV Adattár.

*Kassai M. 1969a: A jakabhegyi homokkő fácies- és korkérdései. — Egyet. dokt. ért. Miskolc és MÉV Adattár.

*Kassai M. 1969b: A Csarnóta-1. sz. és a Némedi-1. sz. fúrások telepítési javaslata. — MÉV Adattár.

*Kassai M. 1970: A szalántai vízkutató mélyfúrás földtani terve. — MÉV Adattár.

*Kassai M. 1971a: A Délkelet-Dunántúl nagyszerkezeti vázlata és a perm-, alsótriász törmelékes összletek beszállítási irányai. — MÉV Adattár.

*Kassai M. 1971b: A délkelet-dunántúli perm—alsótriász törmelékes sorozatban kifejlesztett folyamatos üledékföldtani rendszer elméleti alapjai és kiértékelési lehetőségei. — MÉV Adattár.

*Kassai M. 1971c: Iránystatisztikai vizsgálatok. — MÉV Adattár.

Kassai M. 1972: A Délkelet-Dunántúl mélyszerkezeti viszonyai és vázlatos vízföldtani és geotermikus jellemzői. — M. Hidr. Társ. pécsi csoportjának Évkönyve.

Káli Z. 1962: Üledékciklusosság a mecseki kőszéntelepes összletben. Komlói terület. — Földt. Kut. 5. 2.

Kántás K.—Scheffer V. 1949: A Dunántúl regionális geofizikája. — Földt. Közl. 79. 3.

Kertai Gy. 1957: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete. — Földt. Közl. 87. 4.

Kiss J.—Grossz Á. 1958: Konkrécióképződés és újkarbonátos fácies a Mecsek hegységi permi pszammitos összletben. — Földt. Közl. 88. 4.

Kleb B. 1968: A Mecsek hegység déli előtere pannóniai képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Földt. Közl. 98. 3—4.

Kovács L. 1962: Hazai kőszéntelepek üledéksorainak rétegtani helyzete az üledékképződési ciklusok szemléletében. — Bány. Lapok. 10. 95.

*Lendvai K. 1965: A Mecsek és Villányi-hegység között 1962-ben végzett szeizmikus mérésekről. — ELGI Adattár.

id. Lóczy L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tan. Eredm. I. Budapest.

*Majoros Gy. 1963: A Balaton-melléki permi rétegösszlet üledékföldtani vizsgálata. — Dokt. Ért.

*Nagy E. 1958: A középső-permi durva konglomerátum rétegcsoport üledékkőzettani vizsgálata. — MÉV Adattár.

Nagy E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 51. 3.

Oravecz J. 1965: Szilur kőzetkavicsok földtörténeti szerepe törmelékes összleteinkben. — Földt. Közl. 95. 4.

*Oravecz J. 1970: A szavai fekete agyagkő minősítése. — MÉV Adattár.

Pávai-Vajna F. 1930: Magyarország hegységeinek vázlata. — Földt. Közl. 70. 7.

Petkovič, K. V.—Markovič, E. 1961: Jugoszlávia mezozóikuma. — Földt. Int. Évk. 49. 1.

*Ravaszné Baranyai L. 1970: A Bogádmindszent-1. sz. fúrás mikroszkópos vizsgálata. — Földt. Int. Adattár.

Réthly A. 1952: A Kárpát-medencék földrengései. — Akad. Kiadó. Budapest.

*Rónaki L. 1968: Jelentés a Vokány-2. sz. kutatófúrás hidrogeológiai vizsgálatáról. — MÉV Adattár.

*Rónaki L. 1970: Adatszolgáltatás az újpetrei fúrás vízvizsgálatáról. — MÉV Adattár.

Ruchin, L. B. 1959: Osznovü obscsej paleogeografii. — AN SzSzSzR. Leningrád.

Scheffer V. 1960: A magyar „közbülső tömeg" kérdéséhez. — Geofiz. Közl. 9. 1—2.

Scheffer V. 1963: Adatok a Vardaridák és a Bánáti-árok felszín alatti vonulatainak követéséhez a Kárpát-medencében. — Földt. Közl. 93. 3.

Somogyi J. 1965: A mecseki alsópermi összlet felső részének hullámfodrairól. — Földt. Közl. 95. 1.

Somos L. 1963: A Mecsek hegységi mezozóos üledékek oxidációs fok vizsgálata. — Földt. Közl. 93. 1.

Soós I.—Jámbor Á. 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek hegységi helvéti összletből. — Földt. Közl. 90. 4.

Stegena L. 1971: Lemeztektonika. Tethys és a Magyar-medence. — Ált. Földt. Szemle. 1. Magyarhoni Földt. Társ. kiadv.

Szabó J. 1965: A mecseki felsőpermi és alsószeizi összletek ferderétegzettségi adatainak értékelése. — Földt. Közl. 95. 1.

Szabó P. Z. 1935: A Jakabhegy. — Földr. Közl. 63.

Szádeczky-Kardoss E. 1972: A mediterrán típusú szubdukció és a Kárpát—Pannon—Dinarid szerkezet modellje. — MTA X. Oszt. Közl. 5. 1—2.

*Szederkényi T. 1962a: A mecseki középső perm tarka homokkő vizsgálata. — MÉV Adattár.

*Szederkényi T. 1962b: Jelentés a mecseki kvarcporfír kérdésről. — MÉV Adattár.

*Szederkényi T. 1963: Földtani vizsgálatok a Mecsek hegység déli előterében, Szilágy és Bátaszék környékén. — Dokt. ért.

Szederkényi T. 1964: A baranyai Duna menti mezozóos szigetrögök földtani viszonyai. — Földt. Közl. 94. 1.
*Szederkényi T. 1968: Földtani szakvélemény Kassai M. „A Villányi-hegység északi előtér permkutatásának elméleti alapjai" c. dolgozatáról és a Baranyi I. által készített kiegészítésről. — MÉV Adattár.
*Szederkényi T.—Várfalvi L. 1964: Jelentés a Villányi-hegység északi előterében 1962—63. években végzett kutatásokról. — MÉV Adattár.
Székyné Fux V. 1967: A dunántúli harmadkori vulkánosság. — Földt. Közl. 37. 1.
Szénás Gy. 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. — ELGI Évk. 1.
Sztrahov, N. M. 1957: Metodü izucsenija oszadocsnüh porod. — I—II. Moszkva.
Vadász E. 1954: Magyarország földtani nagyszerkezetének vázlata. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 14. 1—3.
Vadász E. 1960: Magyarország földtana. — Akad. Kiadó. Budapest.
Vadász E. 1964: Bizonytalan életnyom-alakulatok a permi rétegekből. — Földt. Közl. 94. 3.
Várszegi K. 1961: Levéllábú rák (Phyllopoda) maradványok a mecseki permi összletből. — Földt. Közl. 91. 2.
*Várszegi K. 1972: A szalatnaki terület földtani értékelése. — MÉV Adattár.
Virágh K.—Vincze J. 1967: A mecseki uránérc-lelőhely képződésének sajátosságai. — Földt. Közl. 97. 1.
Wein Gy. 1967a: Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete. — Földt. Közl. 97. 4.
Wein Gy. 1967b: Délkelet-Dunántúl hegységszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. — Földt. Közl. 97. 3.
Wein Gy. 1969: Újabb adatok a Villányi-hegység szerkezetéhez. — Földt. Közl. 99. 1.
Wéber B. 1964: Újabb növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Ny-Mecsek helvéti rétegeiből. — Földt. Közl. 94. 3.
Zilahy-Sebess L. 1964: Regionális és maradékanomáliák meghatározása gépi számítással. — Geofiz. Közl. 13. 3.

PERMISCHE BILDUNGEN IM NÖRDLICHEN VORRAUM DES VILLÁNYER GEBIRGES

EINLEITUNG

Die Bildungen unter der Oberfläche im Gebiet des südlichsten Inselgebirges von Ungarn, des Villányer Gebirges sind im Laufe der letzten zehn Jahre durch gründliche geophysikalische und geologische Untersuchungen bekannt geworden. Die Tiefbohrungen, die im nördlichen Vorraum des Gebirges angesetzt und abgeteuft wurden, schlossen die Liegendschichten der an der Oberfläche bekannten mesozoischen Bildungen auf, wodurch ermöglicht worden ist, diese einzeln auszuwerten und sie mit den ähnlichen Bildungen von SO-Transdanubien zu vergleichen.

Die Untersuchungen füllten betreffs des geologischen Aufbaues von Südost-Transdanubien bedeutende Lücken aus. Man kam in den Besitz von Angaben, durch die manche von unseren bisherigen Auffassungen über die tektonischen Verhältnisse und die Merkmale der entwicklungsgeschichtlichen Vorgänge des ganzen Gebietes grundlegend verändert werden mussten. Es ist ermöglicht worden, einen Vergleich mit den permischen Bildungen des Mecsek-Gebirges durchzuführen, eine paläozoische grossstrukturelle Zone und einen bis jetzt nicht bekannten oberpermischen Quarzporphyrvulkanismus aufgrund von Daten nachzuweisen und das Mecsek-Gebirge zusammen mit dem Villányer Gebirge in einem einheitlichen tektonischen Rahmen einzufügen. Die komplexe Festlegung der Grenze Perm/Trias wird von uns als ein sehr wesentliches Ergebnis betrachtet. Sie wurde durch die spezielle paläogeographische Lage des SO-lichen transdanubischen Gebietes ermöglicht. Auch den gewonnenen sedimentologischen Ergebnissen wird eine grosse Bedeutung zugeschrieben.

Durch die Erkenntnis des geologischen Aufbaues im nördlichen Vorraum des Villányer Gebirges konnte das geologische Modell Südost-Transdanubiens vom Oberkarbon bis zum Ende der anisischen Stufe aufgezeichnet werden. Die Richtigkeit der in diesem Modell zusammengefassten Resultate wird durch die mächtige Anzahl der Tiefbohrungsangaben und die von vielen Forschern ausgeführte Bearbeitung von hohem Niveau unterstützt. Die Anwendung der vielseitigen geophysikalischen Methoden trug auch in grossem Masse zum Aufbau des Modells bei.

Der eigenartige Aufbau des Gebietes, sowie der zufriedenstellende Erkundungsgrad ermöglichen aufgrund der hier gewonnenen Angaben, dass man die wohl begründeten Verbindungen mit der identischen Schichtgruppe der Dinarischen Geosynklinale nach Süden hin und mit den bekannten Schichtserien des Balatonhochlandes sowie der Grossen Ungarischen Tiefebene nach Norden hin erforscht.

I. FORSCHUNGSGESCHICHTLICHER ÜBERBLICK

Die komplexe Forschung der bedeckten und sich in der Tiefe befindlichen Bildungen durch geophysikalische Methoden wurde in den 1950-er Jahren begonnen. Seismische Messungen vom Übersichtscharakter sind vom Ungarischen Staatlichen Roland Eötvös Geophysikalischen Institut 1954 sowie in den Jahren 1961—62 durchgeführt worden. Im westlichen Teil des Gebietes arbeitete in den Jahren 1959—60 der Seismische Betrieb des Landestrustes für Erdöl und Erdgas. Die Geoelektrische und später die Seismische Abteilung der Unternehmung des Mecseker Erzbergbaues führte im nördlichen Vorraum des Gebirges 1961 vertikale elektrische erdmagnetische und seismische Refraktionsmessungen durch. Im Januar 1962 hat man die Tiefbohrung Túrony-1, geplant von I. Baranyi, Á. Jámbor, T. Szederkényi und L. Várfalvi, angesetzt.

Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen Túrony, sowie die bis 1963 gewonnenen Forschungsresultate wurden in einem gemeinsamen Bericht von T. Szederkényi und L. Várfalvi zusammengefasst.

Die vortertiäre Grundgebirgskarte Südost-Transdanubiens erschien im ersten Band des Geofizikai Évkönyv (herausgegeben vom Roland Eötvös Geophysikalischen Institut, nach der unga-

rischen Abkürzung ELGI) mit Erläuterungen sowie die erdmagnetische und die Gravitationskarte ebenfalls mit den dazugehörigen Erläuterungen.

Im Jahre 1965 wurde der Bericht von K. LENDVAI fertiggestellt, der aufgrund der seismischen Messungen, die im nördlichen Vorraum des Villányer Gebirges ausgeführt wurden, mit einer ausserordentlich korrekten Dateninterpretation, eine sehr ausführliche Geschwindigkeitskarte zusammen mit den geologischen Analysen enthält. Danach kam die Reihe an die Erkundung des oberkarbonischen Sandsteines, der in der Umgebung von Téseny aus einer Bohrung bekannt wurde. Die Untersuchungen wurden von Á. JÁMBOR geplant und geleitet.

Eine neue Forschungsphase durch Tiefbohrungen ist — nach einer Analyse aller bis dahin zur Verfügung stehenden Angaben — im Jahre 1968 begonnen worden. Zuerst sind die vom Verfasser angesetzten Bohrungen Siklósbodony—Vokány—Szava-1, danach die Bogádmindszent—Bisse—Peterd, geplant von I. BARANYI abgeteuft worden.

Die sedimentologische Bearbeitung des klastischen Materials aus den Bohrungen wurde vom Verfasser durchgeführt, während die mineralogisch-petrographischen Untersuchungsergebnisse, die von einer grundlegenden Bedeutung sind, VIA FAZEKAS zu verdanken sind.

II. STRATIGRAPHISCHER AUFBAU

Die paläozoischen Bildungen des Villányer Gebirges liegen alle unter einer jungen Deckschicht bzw. den mitteltriadischen Bildungen. Ihr Aufschluss erfolgte durch Tiefbohrungen, die dann bei der Charakterisierung der einzelnen Bildungsgruppen als Grundprofile betrachtet worden sind. Die Bohrungen folgen der Streichrichtung des Gebirges und ermöglichten das Konstruieren eines geologischen Profils (Abb. 1) in einer Länge von mehr als 30 km. Die Auswertung der Bohrungen erfolgte unter Anwendung der methodologischen Erfahrungen und der geologischen Erkenntnisse, die im Laufe der Untersuchung von ähnlichen Bildungen des W-lichen Mecsek-Gebirges gewonnen wurden.

1. Unterpermische Sandsteinserie und der Übergang an der Grenze Oberkarbon/Unterperm

Die Bohrung Siklósbodony-1 erreichte unter der unterpermischen bunten Sandsteinserie mit einem harmonischen Übergang die oberkarbonischen Sandsteinbildungen und schloss den höchsten Komplex des Oberkarbons in einer Mächtigkeit von 500 m auf. W-lich von dieser Bohrung, in der Gemarkung der Ortschaften Bogádmindszent und Téseny haben mehrere Bohrungen (Bm-1, T-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) die oberkarbonische Sandsteinserie aufgeschlossen. Eine Durchbohrung dieser Serie konnte aber nicht erreicht werden. Der oberste Teil des Oberkarbons wird darum in diesem Kapitel übersichtsweise behandelt, damit hier seine Übergangsmerkmale bestimmt werden können.

Die Bohrung von Siklósbodony schloss die untere Abteilung der unterpermischen Sandsteinserie auf, die genau so grobklastisch ausgebildet ist, wie im Mecsek-Gebirge. Der „roter Aleurit"-Komplex, der die obere Abteilung des Unterperms vertritt, wurde in den Bohrungen Túrony-1 und Bisse-1 in einer feinsandigen aleuritischen Ausbildung, in einer Lage wie im Mecsek-Gebirge aufgeschlossen.

Untere Abteilung des Unterperms, Sandsteinserie

Die Bohrung Siklósbodony-1 durchquerte in ihrer ganzen Länge einen klastischen Ablagerungskomplex. Bei der Zusammenfassung der petrographischen Merkmale der Bohrung beachteten wir also jene Resultate, die wir über den Entwicklungsgang dieser Komplexe erhielten.

Der ganze Komplex wird durch die rhythmischen Veränderungen der durchschnittlichen Korngrössen im klastischen Material charakterisiert (Abb. 2). Diese rhythmischen Veränderungen sind recht augenfällig, da sie sich zwischen ziemlich weiten Grenzen abspielen. Oft ist das Anfangsstadium ein Konglomerat von mittelgrossen Schotterstücken und das Endglied eine Ablagerung von aleuritischer Korngrösse. Die Entwicklung der mittleren Rhythmen geht immer in einer Richtung vor sich; nach dem feinkörnigen Material, das das Endglied vertritt, folgt immer, mit einem bedeutenden Kontrast, das grobkörnige Material das den Anfang eines neuen Rhythmus bedeutet. In ihm lassen sich oft die aufgerissenen Stücke der darunter liegenden Schicht genau erkennen. In diesen Basisbildungen sind die Schotterstücke von grössten Massen, sowie die grössten Schotteranhäufungen anzutreffen.

Die Sandsteine führen oft Dolomitkonkretionen, deren Grösse sich zwischen einigen mm und

10 cm abwechselt. Ihre Farbe ist weiss, rötlichweiss, sie weisen oft einen blassgrünen Reduktionshof auf.

Die Grösse der vorkommenden Schotterstücke kann auch 10 cm betragen. Die Schotterstücke sind im allgemeinen gut abgerundet, es kommen aber auch solche Stücke vor, die nur schwach abgerollt sind.

Auch das verkieselte Stück eines Baumstammes mit einem Durchmesser von 10 cm kam in dieser Serie zum Vorschein. Sein Habitus ist dem der Stücke ähnlich, die in den permischen Schichten des W-lichen Mecsek-Gebirges gefunden werden können.

Die fein- und kleinkörnigen Sandsteine führen Ausfüllungen von Wurmwohnröhren, die die Schichten durchschneiden und sich oft unregelmässig verzweigen. Ihr grösster Durchmesser beträgt 8 mm.

Auch Pflanzenreste sind in Form von unbestimmbaren Stielbruchstücken an den Schichtflächen der fein- und kleinkörnigen Sandsteine oft anzutreffen. An diesen Stellen liegen auch die Glimmerplättchen immer parallel zu der Schichtung.

Die Verteilung der mittleren Rhythmen

In der Entwicklung von den Korngrössen der in Rede stehenden Sandsteinbildungen lässt sich eine Periodizität erkennen (Abb. 2). Diese periodischen Einheiten werden im folgenden als mittlere Rhythmen bezeichnet (Barabás, 1963). Im Profil kann es genau beobachtet werden, dass für ihren Aufbau die plötzliche Zunahme der Reliefenergie an der Basis, die die darunter liegende kleinkörnige Schicht erodiert, charakteristisch ist. Diese Energie-Lage verringert sich dann, worauf die Abnahme der Korngrösse hinweist.

Von der Untersuchung der Mächtigkeitsverteilungen der mittleren Rhythmen erwarteten wir die Antworten auf zwei Fragen. Erstens: wie verhalten sie sich im Vergleich mit den Angaben über die permische Serie des W-lichen Mecsek-Gebirges; zweitens: gibt es Unterschiede zwischen den oberkarbonischen und den unterpermischen Schichten der Bohrung? (Abb. 3). Vor allem konnte man feststellen, dass sich die Ergebnisse von den Angaben des Sandsteines vom Jakabhegy (=Jakabberg) im W-lichen Mecsek-Gebirge wesentlich unterscheiden. Die Verteilungsdiagramme des oberkarbonischen Komplexes in der Bohrung bei einem gleichen Median-Mass zeigen ebenfalls eine Verteilung mit zwei Maxima. Die Ausbildungen der mittleren Rhythmen wurden also in beiden Komplexen durch gleiche Faktoren hervorgerufen. Im vertikalen Profil betreffs der mittleren Rhythmen ist die Häufigkeit der abgrenzenden Erosionsflächen in Intervallen von je 50 m angegeben worden (Abb. 4a—b).

Im Oberkarbon lassen sich zwei Einheiten unterscheiden und die beiden werden dadurch charakterisiert, dass sie symmetrisch sind.

Die unterpermische Serie ist bereits nicht durch eine Verteilung von dieser Art gekennzeichnet. Nach der sich ständig verringernden Anzahl der Erosionsflächen, die eine immer grösser werdende mittlere Rhythmusmächtigkeit bedeutet, tritt plötzlich eine Änderung auf. Nun folgen die Erosionsflächen schnell nacheinander. Dieser Umstand weist auf eine kleine Rhythmusmächtigkeit hin. Im Hinblick auf die Selbständigkeit der beiden Komplexe wird diesem Unterschied bereits eine grössere Bedeutung zugeschrieben.

Korngrössenverteilungen, Farbe, Schichtung

Über den Ablauf der Veränderungen je nach den einzelnen mittleren Rhythmen liefert uns Abb. 2 ein Bild. Um eine allgemeinere und übersichtlichere Auswertung der Schichtserie erhalten zu können, haben wir die mittlere Korngrösse nach Tiefenintervallen von je 10 m errechnet.

Aus Abbildung 4a—b ist es genau zu erkennen, dass im Gegensatz zum sich kaum verändernden Ablauf der Korngrössen im Oberkarbon, die unterpermische bunte Sandsteinserie durch eine stark schwankende und wesentlich höhere durchschnittliche Korngrössenweite charakterisiert werden kann. Diese Tatsache stellt auf alle Fälle eine bedeutende Abweichung gegenüber der ruhigeren, durch eine geringere durchschnittliche Relief-Energie gekennzeichneten oberkarbonischen Sedimentbildung dar.

Vergleicht man den Ablauf der durchschnittlichen Korngrössen mit der Verteilung der Erosionsflächen in je 50 m Intervallen, wird der Zusammenhang sobald ersichtlich. Die Zunahme der Korngrösse, die um 700 m Tiefe eintritt, fällt mit den häufigen Erosionsflächen, also den geringen Rhythmusmächtigkeiten zusammen. Dasselbe kann auch in den Tiefen um 550 m und um 350 m beobachtet werden. Die Veränderungen der mittleren Rhythmen sind also mit den Veränderungen der durchschnittlichen Korngrössen verbunden. Dieser Umstand weist auf eine Veränderung der Relief-Energie hin und so ist die Annahme, wonach diese auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist,

berechtigt. Die Richtung dieser tektonischen Bewegung wird von uns in der periodischen Senkung des Ablagerungstroges festgesetzt.

Im Oberkarbon ist der maximale Durchmesser der Schotterstücke geringer und auch seine Schwankungen sind kleiner.

Nach Ergebnissen der Untersuchungen über die Korngrössen sondern sind die beiden Komplexe voneinander ab. Die Grenze ist jedoch nicht scharf, eine Diskordanz ist nicht vorhanden. Die Kurve der Korngrösse in Abb. 4a—b zeigt deutlich den Übergang, aufgrund dessen eine harmonische Verbindung der beiden Komplexe bewiesen werden kann.

Auch die Verteilung der Farben zeigt einen charakteristischen Unterschied zwischen dem oberkarbonischen und dem unterpermischen Komplex. Während die oberkarbonischen Sandsteine im allgemeinen durch eine graue Farbe gekennzeichnet werden, kann im unteren Perm eine abwechslungsreichere Farbenverteilung mit wesentlich mehr auf die Oxydation hinweisenden roten Farben beobachtet werden.

In den Merkmalen der Schichtung lassen sich folgende Unterschiede zwischen den beiden Komplexen feststellen. Die Schichten des Aleurit und des feinkörnigen Sandsteins sind in der oberkarbonischen Serie im allgemeinen parallel geschichtet. Die Schichtflächen lassen sich infolge der Anhäufung von Glimmerplättchen voneinander leicht zertrennen. Die Schichten von derselben Korngrösse in der Serie des unteren Perms zerfallen nach ihrem Austrocknen in eckige Stücke und die Glimmerplättchen in ihnen liegen unregelmässig verstreut.

Das Diagramm in Abb. 4a—b, das nach den an Schliffen erfolgten Messungen von V. Fazekas über die Zusammensetzung des klastischen Materials zusammengestellt worden ist, widerspiegelt ebenfalls klar sowohl den zyklischen Aufbau, als auch die Selbständigkeit der oberkarbonischen Bildungen.

Die unterpermische Serie lässt klar erkennen, dass an den Zyklusgrenzen (bei 550 m, 400 m und 200 m) in der Zusammensetzung des klastischen Materials gewisse Veränderungen vorhanden sind, die darauf hinweisen, dass eine Zunahme der magmatischen Trümmergesteine erfolgte.

Betrachten wir nun kurz die Angaben, aufgrund deren die beiden Komplexe in das obere Karbon bzw. in das untere Perm gestellt wurden.

Die Bohrung Bogádmindszent-1 durchquerte die nur sanft einfallende, ruhig gelagerte Serie in einer Mächtigkeit von mehr als 1000 m ohne das Liegende erreicht zu haben. Die Serie führte reichlich oberkarbonische Pflanzenreste.

Aufgrund der geologischen Lagerungsverhältnisse überlagert die Bohrung Siklósbodony-1 diese Serie. Die sedimentologischen Merkmale des unteren Teiles der Bohrung (graue Farbe, Schichtung etc.) berechtigen die Einteilung in die oberkarbonische Serie. Die Farbe der 1300 m mächtigen Serie in der Bohrung Bogádmindszent ist bis zur Sohle der Bohrung grau. Als Ursache dieser Farbe könnten paläogeographische und paläoklimatologische Faktoren erwähnt werden. In der Serie von Siklósbodony traten neue Merkmale auf, wie die überwiegende rote Farbe, das grobschotterige Konglomerat usw., die bereits auf eine Übereinstimmung mit der unterpermischen Serie des Mecsek-Gebirges hinweisen.

Mineralogisch-petrographische Untersuchungen (Via Fazekas)

Die *Mineraltrümmer* bestehen aus Quarz, Feldspäten, Plagioklasen und Glimmern; die *Gesteinstrümmer* aus Quarzitstücken, Plagiogneiss, Migmatittrümmern, Quarz-Feldspat-Zusammenwachsungen granitischer oder aplitischer Struktur, typischen Apliten-Mikroapliten, aleurolitisch-feinsandigen Tonschiefern und Bruchstücken von feinkörnigen Sandsteinen, ferner aus Vulkanittrümmern, wie Quarzporphyren, pyroklastischen Bruchstücken von sauren, effusiven Gesteinen, Andesitporphyren, Paläotrachyten. Als Bindematerial dienen Karbonat und Tonmineralien.

Obere Abteilung des Unterperms: rote aleurolitische Serie

Für die Zusammenfassung der Merkmale von dieser Serie wird als Grundprofil die Bohrung Túrony-1 genommen, die das Liegende in einer Mächtigkeit von mehr als 300 m durchquerte ohne den bunten Sandstein erreicht zu haben. Diese Sandsteinfazies ist unter den permischen klastischen Komplexen die am meisten eintönige Bildung im Gebiet des W-lichen Mecsek-Gebirges (Jámbor, 1964). Diese Feststellung gilt auch für die hiesige Ausbildung.

Dieser Komplex wird von der oberpermischen grobklastischen Sandsteinserie überlagert. Seine erste zusammenfassende Darstellung aufgrund makroskopischer Beobachtungen verdanken wir T. Szederkényi (1964). Unter Heranziehung dieser Studie werden die Merkmale dieses Komplexes folgenderweise charakterisiert:

Die Veränderlichkeit der Korngrösse bedeutet im allgemeinen die Wiederholung von Aleurolit

und feinkörnigem Sandstein. Es kommen auch 20—30 m mächtige feinkörnige Sandsteinschichten vor. Eine Unterbrechung wird von der auftretenden aleurolitischen Schicht hervorgerufen. Im oberen Teil treten bereits auch Sandsteine von mittleren Korngrössen auf. Die Mächtigkeiten der Schichten von gleicher Ausbildung sind hier geringer, die Veränderlichkeit ist grösser, doch bleibt sie hinter dem Abwechslungsreichtum, der in sonstigen permischen grobklastischen Serien beobachtet werden kann (Abb. 7), zurück.

Der Gleichmässigkeit der Korngrössen folgt auch die Eintönigkeit in der Farbenverteilung. Man findet überwiegend rötlichbraune und graulichbraune Sandsteine, seltener — in den an Karbonaten reicheren Teilen — kommt auch die grüne und die grünlichgraue Farbe zum Vorschein.

Der Karbonatgehalt reichert sich parallel zur Schichtung an. Dünne Schichten, die aus einem Karbonat bestehen, sind selten, im allgemeinen tritt der Karbonat als angereichertes Bindematerial auf.

Der bedeutendste Teil des Karbonatgehaltes kommt in den winzigen, rosa Dolomit-Konkretionen von kugelschaliger, radialer Struktur vor. Was Form und Stoff betrifft, stimmen diese vollkommen mit jenen überein, die im Gebiete des W-lichen Mecsek-Gebirges anzutreffen sind.

Á. Barabás—Stuhl fand im roten Aleurolitkomplex der Bohrung von Túrony (Túrony-1 zwischen 1167 m und 1452 m) die Fußspur von einem Ur-Amphibium. Dieser Fund wurde vom Mitarbeiter der Universität Halle/Sa., Hartmut Haubold als *Anthichnium (Saurichnites) salamandroides* (Geinitz 1861) Haubold 1970 bestimmt. Nach ihm kommt diese Form im Stephanium sowie im unteren Rotliegenden vor.

Darüber hinaus lieferte die Bohrung aus dem Abschnitt von 1040—1060 m Tiefe „in einem ziemlich schlechten Erhaltungszustand und in einer geringen Menge" auch Sporen- und Pollen-Material (Á. Barabás—Stuhl, 1975).

Wegen seiner Eintönigkeit und industrieller Unnutzbarkeit wurde der Komplex im Laboratorium keiner ausführlichen Untersuchung unterworfen. Einige Proben, die mehr individuell wirkten, wurden von Via Fazekas in Schliffen untersucht. Von diesen erwiesen sich zwei Proben als interessant:

— aus der Tiefe 1225,50 m: Ein stark zersetzter, pyritisierter, karbonatisierter Mikrofelsit,

— aus der Tiefe 1229,0 m: Ein porphyrisches Gestein von mikrofelsitischer Struktur mit einer in Flecken umkristallisierten Grundmasse. In den Porphyrausscheidungen sind Quarz, Kalifeldspat und saure Plagioklase (Albit) zu sehen. Bei einem Teil der Porphyrausscheidungen können klastische Merkmale beobachtet werden. Im Gestein können die Spuren einer schlecht entwickelten fluidalen Struktur erkannt werden. Bezeichnung des Gesteins: Quarzporphyr-Lava mit pyroklastischen Merkmalen.

Diese Erscheinungen führen schon zum Quarzporphyr-Vulkanismus hinüber, der in der Bohrung Bisse-1 aufgeschlossen wurde.

Die oberpermische grobklastische Serie entwickelt sich allmählich aus diesem Aleurolitkomplex von grosser Mächtigkeit.

2. Oberpermische Formation, Sandsteinserie und Quarzporphyr

Das Oberperm ist im Villányer Gebiet in zwei Ausbildungen anzutreffen. In den Bohrungen von Túrony und Csarnóta ist es als eine grobklastische Sandsteinserie, die aus dem unterpermischen roten Aleurolitkomplex mit allmählichen Übergängen entwickelt ist, bekannt. Im Gebiet von Bisse wird das Oberperm durch Quarzporphyre, Lava, Tuffe und Agglomerate mit zwischengelagerten klastischen Ablagerungsschichten vertreten, während die Bohrung bei Vokány in der Neck-Fazies des oberpermischen Quarzporphyr-Vulkans abgeteuft wurde.

Die Bohrung Túrony-1

Das Material der Bohrung Túrony-1 wurde von T. Szederkényi (1964) bearbeitet. Die Bohrung vertritt den unteren Aufschluss der oberpermischen Serie, die aufgrund dieser Arbeit behandelt und mit eigenen Beobachtungen und Auswertungen ergänzt wird.

Aufgrund eines Vergleiches mit der bekannten permischen Serie des W-lichen Mecsek-Gebirges ist das Vorhandensein des Jakabberger Sandsteines, des oberpermischen und des unterpermischen roten aleurolitischen Komplexes in der Bohrung zweifelsohne als bewiesen zu betrachten. Von den erwähnten drei Bildungen sind der Jakabberger Sandstein sowie der unterpermische rote Aleurolit ausserordentlich charakteristische Bildungen, die sich auf den ersten Blick genau identifizieren lassen. Die zwischen ihnen eingelagerte Sandsteinserie gehört also nach der Analogie mit dem Mecsek-Gebirge in das Oberperm.

Der untere Teil der Serie (1081,0—1157,0 m) wird von Sandstein- und Aleurolitschichten auf-

gebaut, deren Farbe und Korngrösse recht veränderlich ist (Abb. 8). Infolge der schnellen Abwechslungen und der Unsortiertheit der Serie sind auch die einzelnen Schichten nicht sortiert. Die Sandstein-, aber auch die Aleurolitschichten führen Schotterstücke. Im Grundmaterial „schwimmen" eckige, kaum abgerollte Quarzit- und Granitschotterstücke von cm-Grössenordnung. In den Aleuroliten kommen häufig 3—6 mm grosse Quarzsplitter und Feldspatkörnchen vor.

Die darüber lagernde Schichtgruppe (bis 1042 m) kann von ihr nur insofern abgesondert werden, dass in dieser sich eine grössere Anzahl von reduzierten grauen Schichten befindet und die Sortierung sowie die Schichtung deutlicher zum Ausdruck kommen. Die Schichtgruppe führt viele Dolomitkonkretionen, die unregelmässig verteilt sind. Als organische Reste kommen darin unbestimmbare Stielbrüche von Pflanzen sowie kohlige Fleckchen vor. Sehr charakteristisch sind die Spuren von schlammfressenden Würmern, die sowohl im roten Aleurolit als auch im feinkörnigen Sandstein in einem grossen Reichtum auftreten.

In der danach folgenden Serie übernimmt bereits die rote Farbe die dominierende Rolle, während die reduzierten Schichten in einer hellgrünen Farbe erscheinen. Der Verlauf der durchschnittlichen Korngrösse zeigt ein bestimmtes Niveau an (Abb. 9), es treten aber auch Konglomerat-Schichten mit kleinen und mittelgrossen Schotterstücken auf. Die übrigen sedimentologischen Merkmale weisen im Verhältnis zu den vorherigen keine auswertbaren Unterschiede auf.

Die Bohrung Csarnóta-1

In dieser Bohrung wiederholte sich die Schichtserie von Túrony und bewies damit die Richtigkeit der Einteilung. Ein Teil der oberpermischen Serie wurde von beiden Seiten mit einem allmählichen Übergang metamorphisiert. Der mittlere Teil des Komplexes, herausgerissen von der Serie, kann sowohl aufgrund der makroskopischen als auch der mikroskopischen Untersuchungen in die Gruppe der Metamorphite gestellt werden.

Die obere Grenze — die Diskordanzfläche zu dem Hauptkonglomerat — lässt sich klar erkennen. Im oberen Teil des Komplexes dominiert auch hier, wie im Mecsek-Gebirge die violette-rötlichviolette Farbe. Sowohl die Schichtung wie auch die Sortierung der Gesteine ist schlecht. Das Bindemittel besteht aus einem kieselig-karbonatischen Material, wodurch auch in der Härte des Gesteins Unterschiede auftreten. In einigen Schichten können Quarzschotterstücke und Dolomitkonkretionen gefunden werden, deren Grösse 5—10 mm beträgt. Die Farbenveränderungen sind selten an die Schichten gebunden, viel häufiger laufen die Farbengrenzen unregelmässig ab.

Diese Sandsteinserie endet mit einer feinkörnigen Schicht von hellgrauer Farbe, die verhältnismässig hart ist, ihr Bindematerial ist kieselig. Diese Schicht wird allmählich immer mehr gefältelt, es tritt eine Schichtung von 1,0—1,5 cm dicken Schichten auf. Die Schichtflächen werden durch Glimmer- bzw. Serizit-Anreicherungen markiert. Diese Schichten bestehen aus Quarzkörnern, im oberen Abschnitt sind an manchen Stellen unter der Lupe auch weissliche Feldspatkörner zu erkennen.

Aufgrund makroskopischer Untersuchungen konnten innerhalb des beinahe 200 m mächtigen metamorphisierten Komplexes keine charakteristischen Absonderungen nachgewiesen werden. Diese Bildung ist recht eintönig, gleichmässig entwickelt, die ohne eine instrumentale Untersuchung über ihren Aufbau kaum etwas verrät. Im wesentlichen ist ihre Farbe und Erscheinung in ihrer Ganzheit gleich.

In der Nähe der unteren Grenze findet man einen ähnlichen Übergang wie bei der oberen, der Unterschied besteht nur darin, dass hier Sandsteine von mittlerer und grober Korngrösse, mit reichen Glimmergehalt, oft mit Biotiten (Durchmesser 1—2 mm) auftreten. Risse sind hier nicht mehr in einer solchen Häufigkeit und Gestalt wie im Falle der oberen Grenze anzutreffen. Der weitere Aufbau der Sandsteinserie ist ähnlich wie in der Bohrung von Túrony oder im Gebiete des W-lichen Mecsek-Gebirges (Abb. 10 und 11).

Die Bohrung von Csarnóta erreichte nicht den unterpermischen roten aleurolitischen Komplex, aber die Mächtigkeit der Schichtreihe beträgt auch so noch um 200 m mehr als in Túrony.

Wesentliche Unterschiede in der makroskopischen Erscheinung der durch die beiden Bohrungen durchgeführten Schichten sind — bis auf den nachträglich metamorphisierten Abschnitt — nicht gefunden worden. Auch die mineralogisch-petrographischen Untersuchungen konnten solche nicht nachweisen.

Mineralogisch-petrographische Untersuchungen (Via Fazekas)

Die Diagramme (Abb. 8 und 11) über die mineralogische Zusammensetzung der klastischen Serien des Oberperms bedürfen keiner Erklärungen. Sie widerspiegeln deutlich die Identität in der Zusammensetzung und den Veränderungen der Bestandteile des Trümmermaterials in den beiden Bohrun-

gen. Der Quarzgehalt ist in den Profilen beider Bohrungen im unteren Abschnitt der Serie niedrig und die Menge des metamorphen Gesteinschuttes verhältnismässig hoch. Die Zunahme des Quarzgehaltes tritt im Profil von Túrony um 750 m, im Profil von Csarnóta um 900 m ein. Die Menge der Plagioklase und des metamorphen Gesteinschuttes zeigt in ihrer Tendenz ähnliche Veränderungen. Auch am Ende des Profils (am Ende des Oberperms) ist die Gesteinszusammensetzung klar übereinstimmend gleich.

Zur Klärung des *strukturellen Aufbaues vom metamorphisierten Komplex* liefern die mineralogisch-geologischen Untersuchungen folgende ergänzende Angaben:

Zwischen dem metamorphisierten Komplex und dem Sandstein gibt es einen allmählichen Übergang. Von den beiden Grenzen ist die untere etwas mehr ausgeprägt, schärfer. Von oben nach unten können im Profil gewisse Anzeichen der Metamorphisierung bereits in den Schichten unterhalb des Hauptkonglomerates beobachtet werden. Solche sind: Entstehung von Lithoklasen und Aderchen, Pyritisierung sowie die intensive Zersetzung des Trümmermaterials. Der Tonschiefer in 463,2 m Tiefe zeigt ausser Pyritisierung auch Brekzienbildung. Die erwähnten Erscheinungen werden nach unten hin klarer ausgeprägt und zu ihnen gesellen sich auch Pressungsmerkmale.

In den makroskopisch bis zur Unerkennbarkeit durchgearbeiteten Gesteinen kann ihr ursprünglicher Sandstein-Charakter mikroskopisch noch immer deutlich erkannt werden: Das Trümmermaterial lässt sich vom Bindematerial unterscheiden und auch die Zusammensetzung des Trümmermaterials ist genau zu bestimmen. Die Zone, die maximal umwandelt ist, fällt in das Intervall zwischen 484,0 m und 609,7 m. Diese Zone wird von gneissartig zusammengepressten Gesteinen gebildet, in denen das primäre Material der Ablagerungen nicht mehr erkennbar werden kann. Eine Ausnahme bilden die sauren Plagioklastrümmer mit Quarzeinschlüssen, plagiogneissen Ursprungs, die auch nach einer intensiven Zusammenpressung und im Falle einer intensiven Zersetzung der Feldspäte (Illit-Hydromuskowit-, Kaolin-, sekundären Albit-Bildung) noch klar zu erkennen sind: in den ganz zersetzten Feldspatflächen „schwimmen" sozusagen die tropfen- und spindelförmigen Quarzeinschlüsse. Stellenweise sind auch verhältnismässig frische Körner von Kalifeldspat (überwiegend Orthoklas, seltener Mikroklin) erhalten geblieben.

Nach unten hin folgt ein stark in Anspruch genommener, zerklüfteter, pyritisierter, doch gut erkennbarer Sandstein, der von einem kohlenhaltigen, brekziösen, pyritisierten Kieselschiefer abgeschlossen wird. Die Schichten, unmittelbar unter dem Kieselschiefer, sind bereits von einem frischen, unversehrten, fein-kleinkörnigen Sandstein mit einem reichen Glimmergehalt vertreten, für den der unverändert hohe Gehalt an sauren Plagioklasen charakteristisch ist.

Der Abschnitt zwischen den Tiefen 641,0 m und 1035,0 m kann in der Bohrung durch folgende Merkmale charakterisiert werden: Unter den untersuchten Proben bestand eine aus einem kohlenhaltigen Kieselschiefer, eine aus einem Tonmergel mit Kieselgehalt und die übrigen aus Sandstein. Die Hauptbestandteile des Schuttmaterials vom Sandstein waren: Quarz, metamorpher Quarz-Quarzit, Plagiogneiss, saure Plagioklase, Glimmer, ein wenig Kalifeldspat und Granit. Die Schichten, die überwiegend Plagiogneiss- und Plagioklas-Trümmer und die, die vorherrschend metamorphen Quarz-Quarzit-Trümmer enthalten, wechselten miteinander ab. Die letzteren führen im allgemeinen in einer bedeutenden Menge Glimmer, in erster Linie Muskowit. Es gibt mitunter auch Schichten, die an Biotit reich sind. Der Biotit ist kleinkörnig, in der Mehrheit der Fälle stark zersetzt, chloritisiert, fahl. Die Menge der Trümmer vom Kalifeldspat und Granit ist unbedeutend, Trümmermaterial von vulkanischem Ursprung ist nicht vorhanden. In diesem Sinne stimmt der untersuchte Abschnitt mit dem unterhalb des Hauptkonglomerates der Tiefbohrung Túrony-1 gut überein. Ein Unterschied besteht jedoch darin, dass in der Bohrung Túrony-1 die Mächtigkeit der vorherrschend Plagiogneiss- bzw. glimmeriges Quarzit-Material führenden Schichten grösser ist und die einzelnen Schichten voneinander deutlicher abgesondert werden können. Für den entsprechenden Abschnitt der Tiefbohrung Csarnóta-1 ist dagegen eine geringere Mächtigkeit der erwähnten Schichten und ihre häufigere Abwechslung charakteristisch.

Im Sinne der Abbildung 8 und 11 können die entsprechenden Abschnitte der Tiefbohrungen Csarnóta-1 und Túrony-1 miteinander sicher identifiziert werden.

Eine beachtenswerte Übereinstimmung weist die in der Nähe der Grenze des oberpermischen Sandsteins und des unterpermischen Aleurolites angebohrte Schicht von ausgesprochen vulkanischem Ursprung auf:

Bohrung Túrony-1 (Teufe 1229,0 m):

albitisierte Tufflava oder Ignimbrit. Die sekundäre Albitisierung ist in der Grundmasse entschieden zu erkennen. Der Ursprung des Albits, der in Form von Porphyrausscheidungen vorhanden ist, ist unsicher.

Bohrung Csarnóta-1 (Teufe 1266,0 m):

Tuffsandstein, dessen Trümmermaterial aus Quarz, Albit und verkieselten Bruchstücken der Grundmasse besteht und vielen Magnetit enthält.

Die allgemeinen Merkmale der oberpermischen Sandsteinausbildungen kann man also wie oben zusammenfassen. Die von den Bohrungen konstruierten Auswertungsprofile machen diejenige charakteristische Angaben sichtbar, aus denen die Identitätsmerkmale herausgelesen werden können und deren Beschreibungen dafür geeignet sind, dass man auch in die Details einen Blick werfen kann.

Die Bohrung Vokány-2

Unter den roten Schichten des Jakabberger Sandsteines folgte ohne jeden Übergang ein dichter Quarzporphyr von einer bräunlichroten Farbe mit ein wenig violettem Stich. In der Beurteilung des Kontaktes können folgende makroskopische Beobachtungen gemacht werden:

— Unmittelbar oberhalb des Quarzporphyrs lagert ein feingeschichteter, feinkörniger Sandstein an den Schichtflächen mit Anreicherungen von Glimmer. In diesem Sandstein, der eine im stillen, stehenden Wasser erfolgte Ablagerung beweist, befand sich ein kantiges Quarzporphyr-Schotterstück von 3 cm Durchmesser. Sein Material stimmt mit dem der Quarzporphyr-Serie überein. Aus diesem Grunde sehe ich das Schotterstück als einen Vertreter des Gehängeschuttes unter dem Wasser an.

— Der Jakabberger Sandstein ist nicht geklüftet und es sind an ihm keine Kontakterscheinungen (Filtration, Verfärbung) zu sehen. Nach dem Auftreten des den Quarzporphyr überlagernden Jakabberger Sandsteins gab es also überhaupt keine quarzporphyrische vulkanische Tätigkeit.

Der obere Teil der Quarzporphyrserie ist abwechslungsreich ausgebildet: nach 1,5 m einheitlichem, dichtem Quarzporphyr folgen die Schichten von feinkörnigem Sandstein und Aleurolit mit Quarzporphyr zusammengeknetet, stellenweise in einer Mächtigkeit von 10—20 cm.

Die Aleurolite sind von dunkelbrauner Schokoladenfarbe mit einem sehr bedeutenden Eisengehalt. Danach folgt ein graulichweisser Tuff mit unregelmässig verteilten roten Flecken, ein Pyroklastit, der Pyritknötchen und höchstens 1—2 cm dicke dunkle Adern enthält. Die letzteren erwiesen sich als Turmalin. Auch verstreut kommen winzige Turmalinkristalle vor.

Danach folgen wieder dichte Quarzporphyre bis zur Sohle der Bohrung. Für die ganze Serie ist es charakteristisch, dass sie fremde Schottereinschlüsse führt, von denen die schwarzen Tonsteinschotter (837 m Tiefe, 3 cm ∅) und die Glimmerschieferschotter (774 m Tiefe, 3,5 cm ∅) am meisten auffallend sind. Es können aber auch Sandsteinstücke erkannt werden.

Für die Farbe der Gesteine der obigen Serie ist es charakteristisch, dass der grössere Teil der Gesteine braun und rötlichbraun ist, während die Farben fahlgrün und graulichviolett nur untergeordnet auftreten.

Die Abschnitte unterhalb der Teufe von 830 m sind oft von Quarzadern durchsetzt (2—5 mm), die mit Verblassen des Gesteins verbunden sind.

Schon die makroskopischen Beobachtungen liessen es feststellen, dass die Quarz- und Feldspatkörner der Tiefe hin an Grösse zunehmen und auch die Homogenität der Farbe und der Korngrösse mehr zum Ausdruck kommt. Damit im Zusammenhange zeigen auch die lochgeophysikalischen Widerstandsangaben sich kaum verändernde homogene Werte.

Die Bohrung Bisse-1

Diese Bohrung schloss zwischen der klastischen Serie von Túrony und der vulkanischen Reihe von Vokány ein ausserordentlich wichtiges Profil auf. Die Erkenntnis dieses Profils lieferte Beweise für die stratigraphische Lage des Quarzporphyrs von Vokány und sehr wichtige Daten zur Lösung des Faziesproblems. Die Bohrungslinie Vokány—Bisse—Túrony ist im Gebiet Ungarns das einzige paläozoische Profil, in dem die Fazies des vulkanischen Schlotes, die Randausbildungen des Vulkans (Lava, Tuff, Pyroklastite), die mit sedimentärem Sandstein wechsellagern, und schliesslich die rein sedimentäre klastische Sandsteinserie nebeneinander untersucht werden können.

Unterhalb der Serie des Jakabberger Sandsteins — ohne irgendeine Kontakterscheinung — folgt der Quarzporphyr. Die Oberfläche des Quarzporphyrs (676,2 m) stellt ein hartes, dichtes, rotes Gestein mit grünen Flecken dar. Darunter kommt ein Quarzporphyr von violetter Farbe vor. In diesem Gestein sind viele rote Aleurolitschotterstücke von 1—1,5 cm Durchmesser und wenige Quarzschotterstücke anzutreffen. Diese „schwimmen" als Einschlüsse in der Grundmasse des Quarzporphyrs. Im weiteren Aufbau der Serie können makroskopisch folgende Absonderungen durchgeführt werden:

— harter, dichter *Quarzporphyr*, charakterisierbar im allgemeinen durch eine einheitliche Farbe,

— loses, zersetztes, zerfallendes *Tuff-Agglomerat*, ein Gestein mit einer chaotischen Mischung von graulichweissen, roten, grünen, rötlichbraunen Farben mit dünnen Sandstein- und Aleurolitschichten und Quarzporphyrlavastücken von unregelmässiger Gestalt und 1—2 cm Durchmesser,

— geschichtete, an den Schichtflächen glimmerführende, „reine" *Sandstein-* und *Aleurolitschichten* (Abb. 12).

Es ist nicht immer leicht, zwischen den einzelnen Gruppen eine Grenze zu ziehen, da die Grenzen Übergänge aufweisen, was sich besonders auf die Farbtöne bezieht. Im übrigen ist für die ganze Serie die ausserordentlich abwechslungsreiche Farbenverteilung am charakteristischsten.

In der Quarzporphyrlava sowie in den Tuff- und Pyroklastitschichten sind ausser den Aleurolit- und Sandsteineinschlüssen oft auch Glimmerschiefer- und Quarzschotterstücke anzutreffen. Die Feldspäte sind in den lockeren, losen Schichten oft zersetzt und weiss geworden, manchmal sind sie rot. Die Quarzstücke sind im allgemeinen wasserklar. Im Falle beider Mineralien erreicht die maximale Grösse 2—5 mm.

Der in die erste Gruppe eingereihte Quarzporphyr wird ausser seiner verhältnismässig homogenen Farbe durch die homogene Härte, die regelmässige Struktur und seinen nicht zersetzenden Zustand charakterisiert. Diese „Schichten" zeichnen sich durch ihre Homogenität aus.

In den Bildungen, die in die zweite Gruppe gehören, ist die Veränderlichkeit der Farben mit der Unterschiedlichkeit der Härte verbunden. Das Gestein lässt sich oft schon von der Hand zerbröckeln, an anderen Stellen ist sein Habitus zwar ganz ähnlich, doch ist das Gestein infolge seines Kieselgehaltes fast glashart. Der Ablauf der Grenze zwischen der harten und der lockeren Partie ist unregelmässig. Zu derselben Gruppe werden auch die ausgesprochen geschichtet erscheinenden Pyroklastite gereiht (Abb. 13).

Die dritte Gruppe wird eigentlich von ausgesprochen sedimentären Sandsteinbildungen aufgebaut. Wie es aber die Abbildungen 14—17 beweisen, lohnt es sich, wegen der Klärung der genetischen Fragen, die Bildungen einzeln zu behandeln.

Die zweite Gruppe der Sandsteinschichten beweist in einer absoluten Weise die Gleichzeitigkeit der vulkanischen Tätigkeit und der Sedimentbildung (Abb. 14). Aus dem einheitlichen, dünngeschichteten roten Aleurolit entwickelt sich allmählich die bereits mit Pyroklastit gemischte aleurolitische Schicht mit der gestörten Textur. Nach oben hin nimmt die Menge der Pyroklastite allmählich zu (Abb. 15) und es treten auch schon die knolligen Quarzporphyrlavastücke von 4—8 cm Durchmesser auf (Abb. 18).

Unter der Quarzporphyrserie kommt von 1123,0 m an die Sandstein- und Aleurolitreihe. Diese rote Sandstein- und Aleurolit-Reihe, die in einer Mächtigkeit von 110 m aufgeschlossen ist, reihen wir, aufgrund der Übereinstimmung mit dem Profil von Túrony in die unterpermische rote Aleurolitgruppe ein.

Die Bohrung Peterd-1

Diese Bohrung schliesst vom Komplex des Quarzporphyrs kaum eine Mächtigkeit von 50 m auf. Nach dem Jakabberger Sandstein folgt eine kaum 2 m mächtige grobkörnige Sandsteinschicht mit Quarzschotterstücken, die dem Hauptkonglomerat entspricht. Diese Schicht überlagert im übrigen die rot gewordene Oberfläche des graulichroten Quarzporphyrs. Infolge der vom obersten Teil des Quarzporphyrs aufgeschlossenen geringen Mächtigkeit sowie der deutlich erkennbaren Identität wurden hier keine ausführlichen Untersuchungen durchgeführt.

Dieser Aufschluss lieferte uns über die Verbreitung des Quarzporphyrs wertvolle Angaben. Auch das Auftreten des schotterigen Hauptkonglomerates ist vom paläogeographischen Gesichtspunkte aus wichtig. Hier soll auch der Quarzporphyr, der im Gebiet von Szava gefunden worden ist, erwähnt werden (Abb. 29 und 30). Auch dieser Quarzporphyr wurde von V. Fazekas ausführlich untersucht, die festgestellt hat, dass dieses Gestein — inanbetracht seiner Zusammensetzung — mit dem Quarzporphyr von Vokány gut identifiziert werden kann, er ist sein entsprechendes Gestein aus der Tiefe.

Mineralogisch-petrographische Untersuchungen (Via Fazekas)

Nach der mikroskopischen Untersuchung des Quarzporphyrkomplexes der Bohrung Vokány-2 (Abb. 19) wird der obere Teil des untersuchten Komplexes (740,0—751,0 m) von einem effusiven Gestein Quarzporphyr-Typs aufgebaut. In der Grundmasse ist die deutlich erkennbare fluidale und die reliktvitrophyrische Textur zu sehen. Die Grundmasse ist mikrofelsitisch.

Der darunter liegende Komplex (751,0—800,0 m) wird von klastischen Gesteinen aufgebaut. Aus diesem Komplex wurden 5 Proben untersucht. In der Zusammensetzung und Struktur der Proben findet man keine wesentlichen Abweichungen. Das Gestein besteht aus einem polymikten Trümmer— und einem kieselig—tonigen Bindematerial.

Der Abschnitt zwischen den Tiefen 800,0 m und 876,0 m besteht aus Quarzporphyren, die denselben Charakter besitzen wie der oben beschriebene. Im oberen Teil dieses Abschnittes sind Quarz-Glimmerschiefer-Trümmer zu beobachten, die verschiedenen Masses und verlängerter Gestalt sind. Sie

dürften die Bruchstücke des Nebengesteins sein, die anlässlich der vulkanischen Eruption beim Durchbrechen des Nebengesteins davon abgerissen und in das Magma einverleibt wurden. Im unteren Teil dieses Abschnittes kann eine recht reiche sekundäre Turmalin-Bildung beobachtet werden.

Die Probe aus der Tiefe von 876,0 m ist ein Mikrogranit-Porphyr-Brekzie.

Der Abschnitt zwischen 880,2 m und 1139,6 m besteht aus Mikrogranit-Porphyr. Nach der Tiefe hin weist das Gestein in seiner Zusammensetzung keine bedeutenden Veränderungen auf. In einem unwesentlichen Masse sind Veränderungen im Masse und in der Menge der Porphyrausscheidungen sowie in der Korngrösse der Grundmasse, die nach der Teufe zu zunimmt, zu sehen.

Aufgrund der mikroskopischen Untersuchungen wird der obere Teil der in der Tiefbohrung Vokány-2 durchquerten Vulkanite (bis zur Teufe 870,5 m) von Quarzporphyren und diesen zwischengelagerten pyroklastischen Gesteinen — Sandsteintuffen gebildet. Der untere Teil ist ein Mikrogranit- oder ein Mikroaplit-Porphyr. In der Übergangszone der beiden Komplexe lassen sich Erscheinungen der Metamorphisierung (Turmalin-, Kaolinit-, Karbonatbildung, Pyritisierung) beobachten, die auf die Einwirkung von postmagmatischen Lösungen und Dämpfen hinweisen. Die Übergangszone wird durch keine Anreicherung von irgend einem Spurenelement charakterisiert (s. die Ergebnisse der Spektralanalyse in der Tabelle 2).

In der Tabelle 3 sind zum Zweck eines Vergleiches die analytischen Daten des Quarzporphyrs von Gyűrűfű, des als Etalon dienenden Quarzporphyrs und des Granit-Aplits angegeben.

Zusammenfassend: Der obere Teil des Quarzporphyrs stellt ein typisches Effusivgestein dar, das bedeutend saurer (von Quarz übersättigt) als der durchschnittliche Wert, reich an Kalium und arm an dunklen Silikaten ist. Die Analysen des im unteren Teil der Bohrung durchquerten Mikrogranit-Porphyrs vertreten in einem genügenden Masse das untersuchte Material. Das Probematerial war ganz frisch und seine Struktur für den Abschnitt zwischen 870,5 und 1139,6 m charakteristisch. In der Vergleichsuntersuchung wurde die Umrechnungs-Methode von Sawaritzki angewandt. Als Ergebnis der Umrechnung erhielten wir 4 Haupt- und 6 Hilfswerte der Merkmale, diese ermöglichen, das untersuchte Material in das Gesteinssystem einzuordnen und es mit anderen Gesteinen, die auf gleicher Weise analysiert wurden, zu vergleichen (s. Tab. 4).

Aufgrund der Untersuchungen kann festgestellt werden, dass der Charakter des Gesteins sich von dem der typischen sauren Effusiven unterscheidet und sich in gewissen Beziehungen den normalen Granit-Apliten nähert. Der Mikrogranit-Porphyr ist viel saurer als der durchschnittliche Typ, von Quarz übersättigt, ein kaliumreiches und an dunklen Silikaten armes Gestein.

Zusammenfassendes Profil der oberpermischen Formation

Die Werte der durchschnittlichen Korngrössen wurden in den Bohrungen von Túrony und von Csarnóta ausgerechnet (Abb. 9). Danach tritt in einer genau übereinstimmenden Weise eine grobkörnige Schichtreihe (in Csarnóta in 200 m, in Túrony in 170 m Mächtigkeit) in beiden Bohrungen auf, ja sogar oberhalb dieser Schichtreihe ein ausgeprägtes Maximum (in Csarnóta 70 m, in Túrony 50 m).

Betrachtet man den grobkörnigen Sandstein-Horizont im Verhältnis zu den Resultaten aufgrund von aus Dünnschliffen erfolgten Auszählungen über die prozentuelle Verteilung des Trümmermaterials (Abb. 8—11), so sieht man, dass in beiden Fällen der Quarz- und Plagioklasgehalt darüber zunimmt und die Menge des metamorphen Gesteinschuttes abnimmt.

Im Falle von beiden Bohrungen findet man nur im untersten Teil des Farbenverteilungsprofils dunkelgraue-schwarze Schichten. An der Sohle der Bohrungen von Túrony und Csarnóta hat V. Fazekas vulkanischen Tuff nachgewiesen.

Untersuchen wir nun das in Abb. 21 dargestellte geologische Profil. Verbindet man den unterpermischen roten Aleurolitkomplex von Túrony und Bisse als einen sicheren stratigraphischen Horizont miteinander, dann findet man in einer beinahe parallelen Lage den Horizont des oberpermischen groben Sandsteins. Die überwiegend reduzierte Gruppe mit ihren charakteristischen schwarzen Aleurolitschichten und den Tuffsandsteineinlagerungen unter dem Horizont des groben Sandsteins ist ein Beweis für die gleichzeitige und identische Entstehung. Danach kann logischerweise angenommen werden, dass die kleine Spitze eines Maximums oberhalb des Horizontes vom groben Sandstein in den beiden Bohrungen keine zufällige Erscheinung darstellt, sondern tatsächlich auf eine zusammenhängende Einheit hinweist.

Das Profil lässt noch eine allgemeine Folgerung zu, wonach die einzelnen stratigraphischen Horizonte entweder gleichmässig verjüngt oder sich abschnittsweise auskeilend in das gemischte Material der vulkanischen Umgebung übergeben.

Diese Angaben beweisen, dass die metamorphisierte Serie zum oberen Perm gehört. Ihre Ausbildung wird mit der Nähe des im tektonischen Kapitel bewiesenen Tiefbruches erklärt.

3. Hauptkonglomerat- und Sandstein-Formation vom Jakabhegy (= Jakabberg)

Die Profile des Jakabberger Hauptkonglomerats und Sandsteins aus den Bohrungen Szava-4, Csarnóta-1, Túrony-1, Bisse-1, Vokány-2 und Peterd-1 werden bei der Besprechung dieser Schichtgruppe in Betracht gezogen. Die in den oben erwähnten Bohrungen durchquerte Sandsteinserie ermöglichte in einer Länge von etwa 20 km der Streichrichtung die Durchführung der Untersuchungen.

Mit Ausnahme der Bohrung Szava-4 wurden sämtliche Bohrungen in den Hangendbildungen der Sandsteinserie angesetzt, sodass der Aufbau ausgewertet werden konnte.

Im untersuchten Gebiet kann das Hauptkonglomerat vom Jakabberg überall nachgewiesen werden. In der Bohrung von Csarnóta lässt sich folgendes feststellen. Nach den rötlichvioletten—rötlichbraunen Farben des Oberperms folgen die fahlroten Bildungen der Jakabberger Serie. Die Farbengrenze ist ausserordentlich charakteristisch und stimmt mit der aus dem Mecsek-Gebirge bekannten überein. Der Durchmesser der Schotterstücke beträgt 0,5—6 cm, ihr Material besteht aus Quarz und Quarzporphyr. Das Oberperm endet sowohl hier wie auch in Túrony mit einem rötlichvioletten Aleurolit. Darüber lagert das Hauptkonglomerat, das in den Bohrungen von Bisse, Vokány und Peterd durch einen grosskörnigen Sandstein mit Schotterstücken von 1—5 cm Durchmesser vertreten wird. Ein charakteristisches Merkmal besteht darin, dass die Quarzporphyroberfläche an allen drei Stellen violettrötlich gefärbt ist und in Peterd eine ausgesprochene Verwitterungskruste aufweist.

Die mit dem Hauptkonglomerat beginnende Ablagerungsbildung transgrediert also über das bisherige Sedimentationsgebiet (Csarnóta—Túrony) und bedeckt nach Beendung der vulkanischen Tätigkeit auch den Quarzporphyr von Vokány. Es handelt sich also um eine transgressive Lagerung, wie das in den späteren Kapiteln auch für andere Gebiete bewiesen wird. Die diskordante Lagerung zu den oberpermischen Schichten im Liegenden und zum Jakabberger Sandstein im Hangenden wird auch durch die wesentlichen Abweichungen von den Sedimentationsmerkmalen dieser Bildungen (Abb. 22, 23, 24a—b und 25) bewiesen.

Die Abbildungen 22—24a—b zeigen gemeinsam den Korngrössenaufbau, die Verteilung der durchschnittlichen Korngrösse sowie die sich aus diesen Daten ergebenden Entwicklungsphasen des sich aus dem Hauptkonglomerat allmählich ausbildenden Jakabberger Sandsteins.

In der Verteilung der durchschnittlichen Korngrösse sind drei charakteristische Abschnitte auszuzeichnen: das Hauptkonglomerat, das Konglomerat II und die Fazies des roten Aleurolits. Die charakteristische Abnahme der Korngrösse ist interessanterweise nicht mit den Veränderungen der Schichtungsmerkmale verbunden. Die Glimmerblättchen sind durch den ganzen Komplex an die Schichtflächen gebunden und auch die Kreuzschichtung weist denselben Charakter und Winkel auf.

Die makroskopisch bestimmbaren Merkmale können also in dem Sinne zusammengefasst werden, dass der die oberpermische klastische Serie mit einer Diskordanz überlagernde Jakabberger Sandstein eine neue, sich von den bisherigen abweichende, mit einer weitbogigen Fazies-Stabilität charakterisierbare, trangressive Bildung darstellt. Dieser Sandstein weist eine allmähliche Abnahme der Korngrösse und unveränderte Schichtungsmerkmale auf und entwickelt sich unter solchen Umständen zu den bereits mit einer untertriadischen Fauna gekennzeichneten Schichtgruppen der gipsführenden Mergel und Dolomite hin.

Mineralogisch-petrographische Untersuchungen (Via Fazekas)

Als Grundprofil dienen die Ergebnisse der mineralogisch-petrographischen Untersuchungen der Tiefbohrung Túrony-1. Das klastische Material ist in allen bearbeiteten Proben gut sortiert, in der Mehrzahl der Fälle ziemlich abgerollt, überwiegend mittel- und kleinkörnig. Die Menge der tonigen-aleurolitischen Fraktion ist unbedeutend, in sehr vielen Proben fehlt sie praktisch gänzlich. Die Kurve der Korngrössenzusammensetzung weist immer entschieden nur ein Maximum auf.

Als Hauptbestandteile des Trümmermaterials spielen Quarz, Feldspat und in einer kleinen Menge Gesteinstrümmer eine Rolle. Als Nebenbestandteile kommen Muskowit sehr häufig und in verschiedenem Grade zersetzter Biotit vor. In einer kleinen Menge ist noch Zirkon, Turmalin, Sphen (?), Apatit, Leukoxen und Hämatit zu finden.

Das Bindematerial wird von karbonatischen Mineralen, Tonmineralen, Hydroglimmern, Eisenoxyden, Chlorit und Chalzedon gebildet.

Für den untersuchten Abschnitt ist ein hoher Reifeindex (Qf/Fp = 19,3) und ein niedriger Gehalt an karbonatischem Bindematerial (1,4%) charakteristisch. Ein Vergleich mit dem Profil aus dem Mecsek-Gebirge (Abb. 22 und 23) zeigt im Verhältnis zum Oberperm an beiden Stellen eine bedeutende Zunahme des Quarzgehaltes, ferner in beiden Profilen die gleichen Komponenten des klastischen Materials.

III. DIE REGIONALEN VERBINDUNGEN DER UNTERSUCHTEN BILDUNGEN IN SO-TRANSDANUBIEN

Vor Beginn der Forschungen im Villányer Gebirge waren die permischen Bildungen nur aus dem Gebiet des W-lichen Mecsek-Gebirges und der Jakabberger Sandstein aus der Umgebung von Szalatnak—Szilágy—Martonfa—Bátaszék und dem W-lichen Mecsek-Gebirge bekannt. Die im nördlichen Vorraum des Villányer Gebirges durchgeführten Untersuchungen schlossen symmetrisch zum morphologischen Maximum von Görcsöny auf einer analogen Weise das aus dem W-lichen Mecsek-Gebirge bekannte Profil auf (Abb. 28—30).

1. Die oberkarbonische Formation und der untere Abschnitt des Unterperms — die Sandsteinserie

Die obigen Bildungen sind im Gebiet des Villányer Gebirges aus dem Profil von Téseny, Bogádmindszent und Siklósbodony bekannt. In SO-Transdanubien ist diese von Á. JÁMBOR (1964) bearbeitete unterpermische Serie ausserdem noch aus dem W-lichen Mecsek-Gebirge bekannt. Weitere Angaben stehen uns nicht zur Verfügung.

Die in Rede stehende Bildungsgruppe ist im Gebiet des W-lichen Mecsek-Gebirges in Tagebauaufschlüssen zu untersuchen. Ausserdem wurde sie auch in mehreren Tiefbohrungen durchquert. Lagerungsmässig betrachtet ist sie auch hier unter dem unterpermischen roten Aleurolitkomplex anzutreffen (Abb. 26). In der Identifizierung des Liegenden zeigen sich aber Schwierigkeiten, die von uns auf das Fehlen von Tiefenangaben zurückgeführt werden. In der Schichtenkolonne wird die Reihe der sog. bunten Schichten von Cserd unterbrochen und die Verbindung mit den bunten Schichten von Gyűrűfű ist nur insofern klar, als dass diese letzteren in der Schichtserie weiter unten liegen. Die Lage des tektonischen Blockes von Nyugotszenterzsébet (Abb. 29), der die bunten Schichten von Gyűrűfű enthält, ferner die Verwerfungshöhe dieses Blockes ist insofern klar, als dass diese bunten Schichten an der Westseite (nach Szigetvár hin) von kretazischen Kalksteinen und an der Ostseite (bei Gorica) von den Kalksteingliedern der anisischen Stufe begrenzt werden. Aufgrund dieser beiden Seiten kann angenommen werden, dass die Verwerfungshöhe zwischen den Schichten von Gyűrűfű und denen von Cserd weit mehr als 1000 m beträgt.

Das Problem von einer anderen Seite her betrachtet: das Unterperm zeigt im Villányer Gebiet keine Merkmale einer transgressiven Lagerung, obwohl es kaum 10 km entfernt vom W-lichen Mecsek-Gebirge liegt. Während das Unterperm das Oberkarbon harmonisch überlagert, liegen die Schichten von Gyűrűfű nach Á. JÁMBOR (1964) mit einem groben Konglomerat beginnend über der Oberfläche des Granits, die eine Verwitterungskruste hat und vom Gehängeschutt bedeckt ist. Diese Erscheinung durfte wohl nur durch sehr starke tektonische Inanspruchnahme hervorgerufen werden, die sich auch im Profil von Villány hätte offenbaren müssen.

Aufgrund der sedimentgeologisch-tektonischen Analysen werden also die Schichten von Gyűrűfű an die Basis des Oberkarbons gestellt, sie liegen unter den Serien von Bogádmindszent und Téseny, während die Sandsteinserie von Cserd mit der unterpermischen Serie der Schichtreihe von Siklósbodony identisch ist*.

Die unterpermischen Schichten im W-lichen Mecsek-Gebirge (die Schichten von Cserd) führen zusammen mit ihren entsprechenden und aus der Bohrung Sb-1 bekannten Bildungen viele Konglomeratschichten, sie sind zyklisch aufgebaut. Die Verteilung ihrer mittleren Rhythmen kann mit einer guten Annäherung als identisch betrachtet werden (Abb. 3). Auch ihr Schottermaterial ist ähnlich. Es kann bemerkt werden, dass die schwarzen silurischen Schotterstücke von Szalatnak auch in diesem Komplex anzutreffen sind.

2. Der obere Abschnitt des Unterperms — die rote Aleurolitserie

Der obere, mehr als 300 m mächtige Teil des Komplexes ist im Villányer Gebiet aus der Bohrung Túrony-1 bekannt. Die 100 m mächtige obere Partie wurde in der Bohrung Bisse-1 durchbohrt. Im Gebiet des W-lichen Mecsek-Gebirges kann die Gesamtserie aus den ausgedehnten Aufschlüssen,

* Dadurch, dass wir die Schichten von Gyűrűfű an die Basis des Oberkarbons gestellt haben, konnte das jungpaläozoische paläogeographische Bild von SO-Transdanubien widerspruchslos aufgezeichnet werden. Auch unsererseits betrachten wir aber diese Frage noch nicht als endgültig gelöst, da einzelne Komponenten der Gesteinsausbildung für die ursprüngliche Annahme — „Basis des Unterperms" — sprechen. Die endgültige Klärung könnte auch eine etwa 2000 m tiefe Bohrung bei Bogádmindszent oder durch eine 1000—1500 m tiefe Bohrung in der Umgebung von Cserd nach Bearbeitung ihrer Schichtreihe geklärt werden.

ferner aus den durch die Tiefbohrungen angebohrten Teilen zusammengestellt werden. Die wichtigsten Merkmale der Serie sind nach Á. JÁMBOR (1964) folgenderweise zusammenzufassen:

Die Mächtigkeit dieser Serie erreicht nach den Berechnungen durchschnittlich etwa 900 m. Die Aleurolitserie „scheint nicht nur im Mecseker Perm, sondern im ganzen Lande das eintönigste Sediment zu sein" (Á. JÁMBOR, 1964). Der ganze Komplex besteht im allgemeinen aus 2—20 cm mächtigen rötlichbraunen oder fahlroten Aleurolit-Schichten mit untergeordnet zwischengelagerten roten Dolomitschichten.

Der Übergang zu den oberpermischen bunten Schichten wurde in N in der Bohrung Gorica-6, ferner in der Bohrung Nr. 4571 in der Umgebung von Cserkút, d. h. in der Nähe der „Linie am Fuss des Mecsek-Gebirges" (Abb. 29 und 50) aufgeschlossen.

Die Schichten weisen im N-lichen Gebiet eine bräunlichrote Farbe auf, für ihre Textur ist die homogene Verteilung oder die Mikroschichtung charakteristisch, es kommen aber häufig auch Schichten vor, die körnig auseinander fallen. Nur an einer Stelle wurde eine Schicht, die gröber als der tonige Aleurit ist, gefunden worden. Im S-lichen Gebiet ist die aus Wechsellagerung von Aleurolit — sandigen Aleurolit und kleinkörnigen Sandsteinschichten bestehende Serie für den Übergang zum Oberperm charakteristisch. Die Grenze ist nicht scharf und die erscheinenden sandigen Schichten weisen einen Übergang auf, der zu den im Villányer Gebirge gewonnenen Angaben hinüberführt.

Der mächtige, eintönige Komplex zeigt die in einer Richtung erfolgten tektonischen Bewegungen des Hintergrundes, sowie eine Stabilität der Fazies an. Die Übereinstimmung des Alters des im Gebiete vom Villányer Gebirge bekannt gewordenen Bildungskomplexes mit dem der eben besprochenen Serie kann aufgrund seiner Lage in der Schichtserie bewiesen werden.

3. Die Oberperm-Formation

Die Bildungen dieser Formation sind vom Gebiete des W-lichen Mecsek-Gebirges in einer etwa 20 km langen Profillinie bekannt. Ihre Lage wird dadurch bestimmt, dass sie den unterpermischen roten Aleurolitkomplex überlagern und in ihrem Hangenden das diskordant gelagerte Jakabberger Konglomerat anzutreffen ist. Nach ihren Ausbildungsmerkmalen können sie in drei Einheiten gegliedert werden. Diese Einheiten bedeuten keine streng genommenen stratigraphischen Horizonte, sondern sie sind in den verschiedenen Teilen des Gebietes heteropisch miteinander verzahnt (E. NAGY, 1958, M. KASSAI, 1963, Z. BALLA, 1967, VIRÁGH—VINCZE, 1967, Á. BARABÁS—STUHL, 1969).

Ein charakteristisch ideales Profil der Formation ist in Abb. 23 zu sehen. Die den roten Aleurolitkomplex überlagernde oberpermische bunte Sandsteinserie mit ihrer etwa 200 m Mächtigkeit ist eine charakteristische Ablagerung, die überall angetroffen werden kann. Sie stellt eine Bildungsgruppe dar, die aus roten, grünen und einigen grauen Sandsteinschichten besteht.

Der graue Sandsteinkomplex, der sich aus der oberpermischen bunten Sandsteinserie entwickelt, ist eine eintönige Bildung. Ihre ausführliche Untersuchung ebenso wie die der vorhin besprochenen Bildung steht noch aus. Ihre allgemeinen Merkmale können nach A. BARABÁS folgenderweise zusammengefasst werden: sie besteht aus einem grauen, überwiegend klein- und mittelkörnigen Sandstein, der nicht selten Arkosen enthält. O. HEER und I. TUZSON haben aus diesem Komplex Pflanzenreste bestimmt, die auf ein permisches (oberpermisches) Alter hinweisen.

Im oberen Teil der grauen Sandsteinserie treten Schichten von grüner und roter Farbe auf. Sie erreichen eine Mächtigkeit von 10 m oder mehrmals 10 m. Darüber lagert der einheitlich rote „Rote-Hangendsandstein".

In der oberpermischen Sandsteinserie des W-Mecsek-Gebirges können also drei Einheiten, oxydiert — reduziert — oxydiert, unterschieden werden, die in den verschiedenen Teilen des Gebietes in heteropischen Ausbildungen miteinander verzahnt sind.

In dieser Form sind diese drei Einheiten im Villányer Gebiet in den Bohrungen von Túrony und Csarnóta nicht zu erkennen. Bei der Behandlung des Quarzporphyrs von Bisse wurde jedoch darauf hingewiesen, dass sich im mittleren Teil der Intensität der vulkanischen Tätigkeit, d. h. im dem grauen Komplex entsprechenden, stratigraphischen Horizont ein Minimum, das deutlich zu beweisen ist, bemerkbar macht.

4. Formation des Jakabberger Hauptkonglomerats und Sandsteins

Wie es oben gezeigt wurde, kann das Hauptkonglomerat im Villányer Gebiet in zweierlei Lagen angetroffen werden. Im westlichen Teil des Gebietes überlagert es eine mächtige klastische Serie, während es im östlichen Teil über den Quarzporphyr transgrediert.

Im Gebiete des südöstlichen Transdanubiens kennt man diese Serie noch von folgenden Fundorten: W-liches Mecsek-Gebirge, Szalatnak, Szilágy und Bátaszék. Von diesen transgrediert das

Hauptkonglomerat im O-lich liegenden Gebiet von Szalatnak—Szilágy—Bátaszék über das „alte" Grundgebirge (silurische Schiefer, Granit), während es im Gebiet des W-lichen Mecsek-Gebirges die permische klastische Serie überlagert. Die charakteristische Ausbildung des Jakabberger Sandsteins macht ihre Zusammengehörigkeit auf den ersten Blick sicher.

Das W-liche Mecsek-Gebirge stellt das grösste zusammenhängende Gebiet, das durch zahlreiche natürliche Aufschlüsse und die Angaben von mehreren Hunderten von Tiefbohrungen seine Untersuchung ermöglicht, dar. Die Länge des Profils von Gorica bis nach Pécs, das zusammenhängend untersucht wurde, beträgt etwa 20 km. Die Angaben über das Mecsek- und das Villányer Gebirge sind zusammengefasst in den Abb. 22—23 dargestellt. Die stratigraphische Kolonne sowie die Abschnitte der Sedimentationsentwicklung zeugen klar dafür, dass in diesen beiden Gebieten die Ablagerungsbildung in einer ähnlichen Weise (im gleichen Rhythmus und in derselben Fazies) vor sich gegangen ist.

Die diskordante Lagerung des Hauptkonglomerats (J. Böckh, 1876) im Gebiet des Mecsek-Gebirges wurde von uns durch vielseitige Untersuchungen bewiesen (Á. Jámbor, 1962, M. Kassai, 1969).

Nach dem Hauptkonglomerat wird die durchschnittliche Korngrösse immer kleiner, jedoch erreicht das Sediment nicht die verminderte Korngrösse eines feinkörnigen Sandsteins oder eines Aleurolits. Mit dem Auftreten einer Schicht, die im W-Mecsek-Gebirge als schotteriger Sandsteinhorizont bezeichnet wird, fängt ein neuer Ablagerungszyklus an. Diese schotterige Sandsteinschicht (M. Kassai, 1969) kann im ganzen Gebiet des W-lichen Mecsek-Gebirges nachgewiesen werden, jedoch reichert sich darin der Schotter nie in solchem Masse an, dass man sie als Konglomerat bezeichnen könnte. Nach diesem schotterigen Sandsteinhorizont — der das Einleitungsglied eines kleinen Zyklus vertritt — entwickelt sich mit einer sich kaum verändernden Korngrösse die Serie des Sandsteins vom Jakabhegy (=Jakabberger Sandstein) bis zur „roten Aleurolit-Fazies" (Kassai, 1969), die mit ihrer kaum 10 m erreichenden Mächtigkeit von Gorica bis zu den Villányer Profilen gleich anzutreffen ist. Der danach sich mit einem Übergang entwickelte Sandstein geht dann nach oben zu in die bereits untertriadischen fossilführenden Aleurolite, gipshaltigen Mergel, Dolomite und Kalksteine über. Die drei charakteristischen Horizonte des Jakabberger Sandsteins — das Hauptkonglomerat, schotteriger Sandstein, rote Aleurolit-Fazies — ist im Mecsek wie im Villányer Gebiet identisch übereinstimmend anzutreffen, woraus gefolgert werden kann, dass die Bildungsverhältnisse in grossen Gebieten stabil waren. Auch dieser Faktor kann dann in der Lösung von Fazies- und Altersproblemen herangezogen werden.

In der Umgebung von Szalatnak kann aufgrund von beinahe 10 Bohrungen festgestellt werden, dass das Jakabberger Hauptkonglomerat und der Sandstein vom Jakabberg über die silurischen schwarzen Schiefer transgrediert (Abb. 27). Am silurischen Grundgebirge kann eine rote Verwitterungskruste von mehreren Zehnen m Mächtigkeit nachgewiesen werden (K. Várszegi, 1972). Die Schotterstücke des Hauptkonglomerates entsprechen sowohl in Grösse als auch in Zusammensetzung denen aus dem Mecsek-Gebirge bekannten. In der Abb. 27 sondert sich die rote Aleurolit-Fazies ebenfalls deutlich ab und der sandige Übergang gegen die mit einer triadischen Fauna charakterisierbaren Aleurolite und Mergel ist mit den Profilen des Mecsek- und Villányer Gebirges übereinstimmend.

Die Gebiete von Szilágy und Bátaszék

Das in den Gebieten von Szilágy und Bátaszék liegende Hauptkonglomerat sowie die Serie des Jakabberger Sandsteines (Abb. 29) ist uns aus den Untersuchungsergebnissen von T. Szederkényi bekannt. Der obere Teil der Schichtserie ist abgetragen worden, so dass nur der untere Teil des Jakabberger Sandsteins bekannt ist. Seine makroskopischen Merkmale sind mit denen aus dem Villányer Gebirge identisch.

IV. TEKTONISCHE VERHÄLTNISSE IN ZEIT UND RAUM

Zwei wichtige Fragen waren vom Gesichtspunkte der untersuchten Bildungen aus nur zusammen mit einer tektonischen Analyse des Südöstlichen-Transdanubiens zu lösen. Die eine Frage ist, ob die permisch-untertriadischen Komplexe des Mecsek-Gebirges und des Villányer Gebirges in einem zusammenhängenden Sedimentationstrog zur Ablagerung gelangten oder in selbständigen Becken. Die zweite Frage bezieht sich auf die Feststellung der Auskeilung der permischen Bildungen des Mecsek- und des Villányer Gebirges nach Osten hin, da im Gebiet von Szalatnak—Szilágy—Bátaszék die Ablagerunsbildung mit dem Jakabberger Hauptkonglomerat beginnt. Damit im Zusammenhange musste auch die tektonische Klärung der Lage vom oberpermischen Quarzporphyr-Vulkanismus gelöst werden.

1. Die Mecsek—Villányer Antiklinale

Die vortertiäre unbedeckte Karte des Gundgebirges (Abb. 29) wurde aufgrund der Ergebnisse der vom Gebiet zur Verfügung stehenden Bearbeitungen ergänzt mit den Tiefbohrungsdaten von einer recht bedeutenden Anzahl, die in den letzten Jahren gewonnen wurden, zusammengestellt. Aufgrund dieser Karte und des geologischen Profils (Abb. 28, 29, 30) können folgende Feststellungen gemacht werden:

In O-W-lichen Profil zeigen die karbonisch-permisch-triadischen Schichten sowohl von der Seite des W-lichen Mecsek-Gebirges wie auch von der des Villányer Gebirges eine allgemeine östliche Fallrichtung. Diese Schichten umrahmen die kristallinen Bildungen des morphologischen Maximums von Görcsöny.

Auch die allgemeinen Einfall-Angaben, die für eine Antiklinale charakteristisch sind, werden bewiesen. Es harrt aber noch einer Klärung, wie die asymmetrische Antiklinale des W-lichen Mecsek-Gebirges in das Bild einzupassen ist. Nach der Ausbildung der grossen Mecsek—Villányer Antiklinale ist diese einheitliche Struktur mit dem Auftreten der sog. „Linie am Fusse des Mecsek-Gebirges" in zwei Teile zerrissen worden. Darum findet man im Gebiet der „Linie am Fusse des Mecsek-Gebirges" auch noch bei Kővágószőlős in der Tiefe jurassische Bildungen und triadische, anisische Kalksteine.

Auch der harmonische oberkarbonisch-unterpermische Grenzübergang, der in der Bohrung Siklósbodony-1 aufgeschlossen wurde, beweist es in einem absoluten Sinne, dass die Ausbildung des Rückens von Görcsöny erst nachpermisch erfolgte, der Rücken existierte während des Perms noch nicht. Auch die in einer grossen Menge durchgeführten mineralogisch-petrographischen Untersuchungen über die karbonisch-permischen Bildungen des Mecsek- und des Villányer Gebirges zeugen dafür, dass die heute bekannten Bildungen des Gebietes, besonders die charakteristischen Serpentin-Amphibolit-Gesteine von Gyód, keine Rolle als Komponenten des permischen Trümmermaterials spielen.

Einen absoluten tektonischen Beweis liefert die Tatsache, dass in den Bohrungen Szava-4 und Szava-1 verschiedene Schichtserien nebeneinander auftreten (Abb. 30). Danach berühren sich also die Bildungen des Rückens von Görcsöny entlang einer grossen tektonischen Linie mit den permisch-untertriadischen klastischen Schichtreihen des Villányer Gebirges.

Das Vorhandensein der im obigen aufgezeichneten Antiklinale beweist also die nachträgliche Trennung des Mecseker und des Villányer permischen Gebietes, wie wir schon auch aufgrund der sedimentologischen Untersuchungen der beiden Gebiete die permische Existenz eines einheitlichen Sedimentationstroges nachgewiesen haben.

2. Der paläozoische Tiefbruch von Villány—Szalatnak

Wie das bereits anlässlich der Besprechung des Jakabberger Hauptkonglomerats und Sandsteins erwähnt wurde, fehlt im Gebiet von Szalatnak—Szilágy—Bátaszék die Serie der permischen klastischen Gesteine. Der Tiefbruch hat also während des Perms den an der westlichen Seite gelegenen permischen Ablagerungstrog von den östlichen Abtragungsgebieten getrennt (Abb. 32). Auch die triadischen und jurassischen Bildungen erreichen ihre grösste Mächtigkeit im Gebiet dieses Bruches, ebenfalls befinden sich die zwei tiefen miozänen Becken von Liget und von Ellend (Abb. 29 und 33) in diesem Bruchgebiet.

Sowohl G. Hámor (1970) wie auch B. Kleb (1968) haben im Zusammenhange mit der Untersuchung der miozänen bzw. pliozänen Bildungen ebenfalls bedeutende NW-SO-lich ablaufende tektonische Linien nachgewiesen, die von ihnen auf das Vorhandensein von Bruch des Grundgebirges zurückgeführt wurden (Abb. 34 und 35). Der paläozoische Tiefbruch von Villány—Szalatnak übte also auch zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Bildungen noch einen nachweisbaren Einfluss aus.

Die Rolle des Tiefbruches von Villány—Szalatnak war für den Vulkanismus des Gebietes ausschlaggebend und auch umgekehrt. Der oberpermische Quarzporphyr-Vulkan von Vokány fällt ebenso in das Gebiet dieses Bruches wie auch der bereits schon früher angenommene permische Quarzporphyr-Vulkanismus in der Umgebung von Szalatnak (M. Kassai, 1969).

Wir untersuchten auch die Fortsetzung dieses Tiefbruches nach NW im Gebiete Transdanubiens, wobei wir die in SO-Transdanubien erkannten Merkmale wiederzuerkennen versuchten:

— die Tiefenverhältnisse des vortertiären Grundgebirges fanden wir, aufgrund einer Durchschnittsberechnung entlang der Linie als identisch (Abb. 36 und 37);

— die Daten des geothermischen Gradienten erreichen in dieser Zone ein ausgesprochenes Maximum;

— der Tiefbruch fügt sich gut in die von V. Scheffer (1963) nachgewiesene und charakterisierte und als „Transdanubisch—Bácskaer paläozoische Schwelle" bezeichnete Struktur ein.

Nach all dem wird angenommen, dass das für das Gebiet Transdanubiens in der Abb. 38 dargestellte paläogeographische Bild auch für das Grenzgebiet Perm/Trias gültig ist.*

Die süd-südwestliche Verbindung wird von E. Vadász angenommen, da in der Dinarischen Geosynklinale „... die lückenlosen permisch-mesozoischen Ablagerungen reine Sedimente des offenen Meeres sind. Nach Osten hin sind sie von einem Festland begrenzt, das aus dem Gebiet von Südungarn und Mittelserbien, ferner aus dem des vom Balkangebirge S-lich gelegenen Rumeliens besteht." Damit im Zusammenhange führen wir hier die paläogeographische Skizze von K. Petković und E. Marković (Abb. 39), die die Möglichkeit einer Verbindung mit dem Gebiet von SO-Transdanubien weitgehend betont, an.

V. ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Aus dem Erschliessen der paläozoischen Schichten des Villányer Gebirges und ihren vielseitigen, mit den ähnlichen Bildungen des W-lichen Mecsek-Gebirges erfolgten Vergleichsuntersuchungen ergab sich die Möglichkeit, das umfassende paläogeographische Bild eines bedeutenden Teiles von SO-Transdanubiens aufzuzeichnen.

1. Diastrophismus — Altersfragen

Die untersuchte grobklastische-klastische Ablagerungsserie kann aufgrund der zyklischen Sedimentbildung und der diastrophischen Betrachtungsweise der Ablagerungen in deutlich definierbare Abschnitte gegliedert werden. Diese Abschnitte lassen sich aufgrund ihrer stratigraphischen Lage und der untersuchten Merkmale genau mit den entsprechenden Bildungen des W-lichen Mecsek-Gebirges identifizieren. Diese Übereinstimmung bedeutet auch Gleichaltrigkeit, räumlichen Zusammenhang, einen identischen tektonischen Hintergrund sowie die Ähnlichkeit der paläogeographischen und paläoklimatologischen Umwelt (Tabelle 5).

Die durch Pflanzenreste belegten oberkarbonischen Ablagerungen sind verhältnismässig ruhig gelagert und wenig mannigfaltig ausgebildet. Sie werden von der permischen Serie überlagert, die sowohl in der Farbe wie auch in der Korngrösse recht grosse Abwechslungen aufweist und auch das Auftreten eines klastischen Gesteinsmaterials und Schotterstücke vom neuen Typ bedeutet. Nach Angaben des sedimentgeologischen Profils spielen sich diese Veränderungen im Sedimentationsraum nicht explosionsartig ab. Es tritt eine relative Hebung des Abtragungsgebietes ein (Erhöhung der Reliefenergie), die sich in der Zunahme der durchschnittlichen Korngrösse widerspigelt. Durch die Untersuchungsergebnisse der mittleren Rhythmen und durch ihre Verteilung im Profil wird bewiesen, dass die Sedimentation dieses Ablagerungsmaterials auf die periodische Einwirkung von zwei- oder dreierlei Faktoren vor sich gegangen ist. Diese determinierenden Faktoren stimmen miteinander darin überein, dass sie die Sedimentbildung immer wieder in derselben Weise erneuern.

Es ist klar, dass die Ausbildung der mittleren Rhythmen, die sich auf die deutlich bestimmbaren aber verschiedene Charakterzüge aufweisenden tektonischen Hintergrundbewegungen „superponieren", auf solche Veränderungen zurückgeführt werden muss, die durch sich periodisch wiederholende, infolge himmelsmechanischer Einwirkungen eintretende klimatologisch-meteorologische Veränderungen hervorgerufen werden. Diese Veränderungen mussten sich u. a. in der Abwechslung von trockenen und humiden Perioden offenbaren, wodurch vom Abtragungsgebiet der Transport eines Materials von verschiedener Korngrösse ermöglicht wurde.

Nach der unterpermischen bunten Sandsteinserie, die verschiedene Merkmale der Ablagerungsbildung aufweist, folgt durch Übergangsglieder, bei einer ständig abnehmenden Reliefenergie die Sedimentbildung vom Komplex des roten Aleurolits (Á. Jámbor, 1964). Das Wasser des Beckens erreicht zu dieser Zeit seine grösste Tiefe (A. Barabás, 1955, Á. Jámbor, 1964, J. Somogyi, 1965) und das einheitlich feinkörnige Material, das in einer grossen Menge auftritt, wird für einen vulkanischen Tuffsandstein gehalten, der sich im Wasser in einer feingeschichteten Form abgelagert hat. Diese verhältnismässig ruhige Periode wird vom Auftreten des oberpermischen bunten Sandsteines abgelöst.

Im Villányer Gebiet begann der Ausbruch des Quarzporphyrs von Vokány—Bisse. Die kla-

* Hier möchte ich die Angaben erwähnen, die nicht mit dem aufgezeichneten paläogeographischen Bild übereinstimmen: Die Bohrungen von Tab und Dinnyés haben nach der Bestimmung von Imre Szabó marine Schichten aufgeschlossen, deren oberpermisches Alter faunistisch belegt wird. Nach ihm vertreten diese Bildungen die heteropische Fazies der roten Sandsteinausbildungen vom Balatonhochland.

ALTERSGLIEDERUNGEN DER PERMISCHEN BILDUNGEN VON SO-TRANSDANUBIEN

Tabelle 5.

MECSEK GEBIRGE

VILLÁNYER GEBIRGE

		1. F. S. BEUDANT 1818.	2. K. PETERS 1862.	3. H. BÖCK – O. HEER 1876.	4. E. VADÁSZ 1935.	5. A. BARABÁS 1955.	6. D. TÖZSÉR 1961.	7. A. BARABÁS – O. TÖZSÉR 1961.	8. Á. BARABÁS – STUHL 1962.	9. A. BARABÁS – Á. JÁMBOR Á. BARABÁS – STUHL – O. TÖZSÉR 1964.	10. M. KASSAI 1971.	11. M. KASSAI 1971.
UNTERTRIAS			Werfener Schiefer	Jakabberger Sandstein und Konglomerat	Werfener Schiefer	Werfener Schichten	Jakabberger Sandstein, grobes Konglomerat	Seiser Schichten	Seiser Schichten	Untere Seiser Schichten	Werfener Schichten; Fossilführende Untertrias, roter Aleurolit, Jakabberger Sandstein, Hauptkonglomerat; Marine Fazies	Werfener Schichten; Fossilführende Untertrias, roter Aleurolit, Jakabberger Sandstein, Hauptkonglomerat; Marine Fazies
OBERPERM (ZECHSTEIN)	OBERPERM (THÜRINGIUM)			Roter, gelber und grauer Sandstein, kleinkörniges Konglomerat, roter, schieferiger Ton	Jakabberger Sandstein oberer Abschnitt; Jakabberger Konglomerat, mittlerer Abschnitt	Diagonal kreuzgeschichteter roter Sandstein	Rote, grüne, graue und bunte Sandsteinkomplexe	Jakabberger Sandstein	Jakabberger Sandstein Hauptkonglomerat (Oberer Teil); Rote, grüne, graue und bunte Sandsteinkomplexe (Mittlerer Teil)	Jakabberger Sandstein – komplex; Roter Sandstein, rötlichbrauner Aleurolit, grobes Konglomerat; Roter Sandstein; Grauer Sandstein; Bunter Sandstein	Rote Graue Bunte Sandsteine von heteropischer Ausbildung	Roter Grüner Grauer Sandstein; Aleurolit; Quarzporphyr Tuff – Agglomerat – Lava; Heteropisch ausgebildet; Schichten von Túrony; Schichten von Vokány–Bisse
UNTERPERM (ROTLIEGENDES)	MITTELPERM (SAXONIUM)	Roter Sandstein, Konglomerat und Quarzporphyr (Rotliegendes)	Roter Sandstein	Unbekannt	Roter und grauer Sandstein, Konglomerat, schieferiger Ton, unterer Abschnitt	Gebogen kreuzgeschichteter roter Sandstein, grobes Konglomerat; Roter Sandstein, grauer, brauner, grüner Sandstein und Konglomerat	Roter Aleurolitkomplex; Übergangsschichten (Komplex von Cserd); Roter Sandstein- und Konglomeratkomplex oberhalb des Quarzporphyrs; Quarzporphyr	Hauptkonglomerat; Rote, grüne, graue und bunte Sandsteinkomplexe	Aleurolitkomplex (Oberer Teil)	Rötlichbrauner Aleurolitkomplex; Übergangskomplex	Roter Aleurolitkomplex	Roter Aleurolitkomplex
	UNTERPERM (AUTUNIUM)		Rotliegendes?		Unbekannt	Roter Tonstein und Mergel, schieferiger Ton; Quarzporphyr	Roter Sandstein- und Konglomeratkomplex unterhalb des Quarzporphyrs	Aleurolitkomplex Übergangskomplex; Roter Sandstein und Konglomerat mit Einlagerung von Quarzporphyr	Roter Sandstein und Konglomerat mit Einlagerung von Quarzporphyr (Unterer Teil)	Roter Komplex mit grobem Trümmermaterial, Quarzporphyr; Roter Komplex mit grobem Trümmermaterial	Roter-bunter grobklastischer Sandsteinkomplex (Schichten von Cserd)	Roter-bunter grobklastischer Sandsteinkomplex
LIEGENDES		Oberkarbon		Unbekannt	Phyllit (?)	Kristallines Grundgebirge	Granit	Granit	Granit	Kristallines Grundgebirge	Oberkarbon (Bunte Schichten von Gyürüfü mit Quarzporphyr)	Oberkarbonische graue Sandsteinserie (Schichten von Téseny)

Die mit dem deutschen Rotliegenden identische Ausbildung des Komplexes aufgrund der Quarzporphyrschotterstücke

Aufgrund der Farbe des Komplexes

Oberperm aufgrund von Pflanzenresten

Aufgrund eigener Aufnahmen und der Umwertung von literarischen Angaben

Aufgrund eigener Beobachtungen und literarischer Angaben

Aufgrund eigener Beobachtungen und der Umwertung von literarischen Angaben

Aufgrund eigener Beobachtungen und der literarischen Angaben

Nach palynologischen und faunistischen Untersuchungen

Aufgrund eigener Untersuchungen und der bisherigen Angaben

Aufgrund eigener und der bisherigen Untersuchungen, mit Rücksicht auf den geologischen Aufbau des Villányer Gebirges

Aufgrund eigener Untersuchungen und eines Vergleiches mit der permischen Serie im Wilchen Mecsek Gebirge

1–9. Nach Zusammenstellung von Á. Jámbor (1964)

stischen Sedimente werden durch eine grobe Korngrösse charakterisiert. Das grobe Gesteinsmaterial, das ausser den Bruchstücken des Quarzporphyrs auch die Schotterstücke von anderen vulkanischen Gesteinen enthält, weist darauf hin, dass die materialliefernde Rolle des Abtragungsgebietes zugenommen hat, d. h. es ist relative gehoben worden, womit auch das Aufdringen des Quarzporphyrs von Vokány begonnen wurde.

Das danach folgende Hauptkonglomerat sowie der Jakabberger Sandstein weisen bereits auf ganz andere tektonische Verhältnisse hin und zeigen, wie es in den vorhergehenden Kapiteln bereits bewiesen worden ist, ganz abweichende sedimentgeologische Charakterzüge. Mit dem Auftreten dieses Komplexes hörte die bestimmende Rolle des Lineamenten von Villány—Szalatnak auf und auch die östlichen Gebiete sind zu einem Sedimentationstrog geworden. Die beginnende Transgression bedeckt die Quarzporphyrvulkane des Bruches. Hier soll es bemerkt werden, dass nach den freundlichen mündlichen Mitteilungen von Gy. Majoros die durchschnittliche Mächtigkeit der mittleren Rhythmen in der Serie des roten Sandsteines vom Balatonhochland 13—14 m beträgt. Dieser Wert stimmt mit dem des Jakabberger Sandsteins überein.

Betreffs der Altersstellung zeichnen wir den folgenden Gedankengang auf. Die in Rede stehende Serie liegt über den durch Pflanzenreste belegten oberkarbonischen Schichten von Téseny und Bogádmindszent und unter den Schichten, deren triadisches Alter faunistisch bewiesen ist. Aus dieser stratigraphischen Lage folgt, dass diese Serie das Perm vertritt. Die Grenze Oberkarbon/Perm ist harmonisch, während die Verbindung dieser Serie mit der Trias zwei Lösungen zulässt.

Im Zusammenhange mit dem Problem der Grenzfrage Perm/Trias lohnt es sich, an eine wichtige wissenschaftsgeschichtliche Angabe erinnert zu werden. Die beiden berühmten Forscher des Balatonhochlandes und des Mecsek-Gebirges, L. Lóczy sen. und J. Böckh hatten in den beiden Gebieten ebenfalls mit dem Problem der Perm/Trias-Grenze zu tun. Aufgrund ihrer breiten europäischen Kenntnisse gaben sie über die Altersfrage zwei Lösungen, jedoch waren sie betreffs der stratigraphischen Parallelisierung gleicher Meinung.

Im Kapitel über die Horizontierung des roten Sandsteins vom Balatonhochland schreibt Lóczy in seiner Balatonmonographie folgendes: „Als permisch betrachtete ich den roten Sandstein um den Balaton und sah darin eine äquivalente Bildung des typischen Grödener Sandsteins in den S-Alpen."

J. Böckh, dem wir die klassische Beschreibung des S-lichen Bakony-Gebirges verdanken, war anderer Meinung. Den roten Sandstein hat er in die untere Trias gestellt. Der „Sandstein von Szentjakabhegy" wurde von ihm in seiner Arbeit „Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse der Umgebung der Stadt Pécs" ebenfalls mit dem Grödener Sandstein parallelisiert und zusammen mit dem im Liegenden vorkommenden Verrucano in den Buntsandstein der Untertrias gestellt, weil dieser nach seinen Beobachtungen den auch Araucarites- (genauer: Ulmannites-) Stämme führenden permischen Sandstein diskordant überlagert.

„Der rote Sandstein und Verrucano der Balatongegend lässt sich offenbar nur mit den Grödener Schichten der S-Alpen und dem Sandstein vom Pécser Szentjakabhegy vergleichen" (Lóczy, 1913).

Aufgrund der diastrophischen Betrachtungsweise der Ablagerungen wird die regionale Transgression, die wir im Zusammenhange mit dem Hauptkonglomerat vom Jakabhegy nachgewiesen haben, mit Recht mit der Perm/Trias-Grenze gleichgesetzt. Die in anderen Gebieten bewiesene grosse marine Transgression berechtigt uns dazu, diese Erscheinung auch in anderen Gebieten, als eine regional identifizierbare Zeitgrenze nachzuweisen.

Im karpatisch-balkanischen Raum ist sowohl die auf einer diastrophischen wie auch die auf einer faunistischen Grundlage gezogene Grenze anzutreffen. Unserer Überzeugung nach aber — wie das durch die Abbildungen 32 und 38 bewiesen wird — bietet zur Aufzeichnung des tektonischen und paläogeographischen Bildes des Paläozoikums die diastrophisch festgesetzte Grenze mehrere Angaben als die faunistisch gezogene, die von uns jedoch ebenfalls für wichtig gehalten wird.

Im Laufe der im Villányer Gebiet durchgeführten Untersuchungen wurden beide Grenzen gezeigt: sie sind mit der Grenze im Mecsek-Gebirge und im Balatonhochland zu identifizieren. Beide Grenzziehungen haben objektive Grundlagen und beide sind richtig. Welche Möglichkeit auch für die Perm/Trias-Grenzziehung gebraucht wird, es muss immer angegeben werden, ob es sich um eine faunistisch oder diastrophisch gezogene Grenze handelt.

2. Abtragung, Materialtransport

Wie darauf im Kapitel über die tektonischen Verhältnisse bereits hingewiesen wurde, lagen während des Oberkarbons und Perms östlich des Tiefbruches von Villány—Szalatnak Abtragungsgebiete. Eine klare Folge dieses Umstandes war, dass das Trümmermaterial in das Ablagerungsbecken von Osten her hineinbefördert wurde.

Die geringe Zahl der Angaben über das Oberkarbon und Unterperm im Villányer Gebiet erlaubt eine Festlegung der Abtragungsrichtung nicht. Die Probleme der Abtragung und des Transportes

vom unterpermischen roten Aleurolit-Komplex können nur mit den genetischen Fragen zusammen behandelt werden.

Die Abtragungs- und Transportverhältnisse der den roten Aleurolit-Komplex überlagernden oberpermischen Sandsteinserie können entlang der Linie Vokány—Bisse—Túrony—Csarnóta untersucht werden. Das Material des östlichen Abtragungsgebietes kam, den Quarzporphyr umgehend, in das Sedimentationsbecken (Abb. 40). Der Transport erfolgte durchs Wasser und die Ablagerung im Wasser.

Die Fragen der Abtragung und des Transportes konnten an der Mecseker Seite durch eine grosse Zahl der zur Verfügung stehenden Angaben und durch die Untersuchung mehrerer voneinander unabhängigen Merkmale aufgezeichnet werden. Hier kann nur ein charakteristischer Teil der gesamten Auswertung über das Mecsek-Gebirge (Kassai, 1969, 1971) gezeigt werden. Auch dieser scheint uns aber genügend zu sein, um einen Transport vom Osten her als bewiesen zu betrachten.

Der obere, vom Hauptkonglomerat überlagerte, beinahe 300 m mächtige Abschnitt der oberpermischen Sandsteinserie lieferte Angaben in einer grossen Menge. Die Auswertungen erfolgten in jenem Gebiet, das in Abb. 41 dargestellt ist und stützten sich auf die durch die Kartierung und die Tiefbohrungen gelieferten Daten.

Betrachtet man die Änderungen der durchschnittlichen Korngrösse (Abb. 42), erhält man als Resultat eine OSO-liche Abtragunsrichtung. Die für die einzelnen Gebiete charakteristischen Diagramme enthalten Durchschnittswerte von 5—6 Bohrungen, jeweils aufgrund einer Anzahl von Daten zu einer Grössenordnung von Zehntausenden. Die grosse Zahl der in Betracht gezogenen Daten bürgt für die Richtigkeit des Resultates.

Betrachtet man in den beiden Hauptrichtungen nach den einzelnen Zonen die Durchschnittswerte der Grösse der Schotterstücke aus den Aufschlüssen des Hauptkonglomerats, so sieht man in SW-licher Richtung eine deutlich ausgeprägte Abnahme der durchschnittlichen Grösse sowie eine Zunahme des Sortierungsgrades (Abb. 43).

Die für das Perm angewandten Methoden scheinen im Falle des Jakabberger Sandsteins — infolge seiner abweichenden Fazies — nicht viele Resultate zu versprechen. So kann schon makroskopisch entschieden werden, dass der Jakabberger Sandstein im Gebiet des südöstlichen Transdanubiens ausserordentlich gleichmässige Eigenschaften aufweist. Das transgredierende triadische Meer drang während der Ablagerung des Jakabberger Sandsteins bei einer allgemeinen Senkung nicht gleichmässig entlang einer geraden Linie vor. Einige Inseln wurden früher, andere wiederum später vom Meere überflutet. Um sie herum entstanden sandige, aleurolitische „gipsführende" Fazies in einer komplizierten heteropischen Ausbildung.

Betreffs des unteren Abschnittes vom Jakabberger Sandstein liefern uns über die Sedimentbewegungen, die Auswertungen der Kreuzschichtung (Abb. 44) von J. Szabó (1965) wertvolle Hinweise. Dieselben sind auch als Grundlage der Faziesbestimmung wichtig. Zur Zeit der Ablagerung des unteren Abschnittes vom Jakabberger Sandstein macht das nahe liegende östliche Gebiet, als eine Uferlinie, seine Wirkung bemerkbar. Die Bewegung des Sediments ist eine Folge der Wasserbewegungen, gesteuert durch den Ablauf des Ufers. Die gegeneinander erfolgten Ablagerungsbewegungen widerspiegeln die Wirkungen, die an den ufernahen Dünen unterhalb des Wasserspiegels zustandekommen (Ebbe und Flut, Wellenschlag usw.).

Die vollkommene Übereinstimmung des im Villányer Gebiet untersuchten Jakabberger Sandsteinkomplexes mit dem Profil des Mecsek-Gebirges berechtigt es, dass die obigen Feststellungen auch für dieses Gebiet als gültig betrachtet werden.

3. Faziesverhältnisse

Die Bestimmung der Fazies in diesen roten Sandsteinkomplexen ist keine leichte Aufgabe, da von den sog. klassischen Faziesmerkmalen fast nicht ein einziges in einer ausgeprägten Form (chemische Ablagerung, Fauna usw.) anzutreffen ist. Die gesamte Mächtigkeit dieser oberkarbonisch-permischen Serie übertrifft auch 3000 m (ohne das Liegende zu kennen). Wie darauf bereits hingewiesen wurde, muss diese Serie als die Randfazies der Dinarischen Geosynklinale angesehen werden.

Betrachten wir nun die Kenntnisse über die einzelnen Bildungen, um diese faziologisch auszuwerten.

Die charakteristischen Merkmale der Serie des *Jakabberger Hauptkonglomerats* und Sandsteins können vom faziologischen Gesichtspunkte aus folgenderweise zusammengefasst werden. Ihre transgressive Lagerung lässt sich durch die Kenntnis vom Verbreitungsgebiet des Hauptkonglomerats beweisen. Das Hauptkonglomerat, das die östlichen Gebiete sowie die Quarzporphyre überlagert, entstand infolge der marinen Transgression, da die Flüsse die gehobenen Abtragungsgebiete nicht mit einer gleichmässigen Grundkonglomeratschicht hätten überdecken können,

Die Gleichheit des schotterigen Sandsteinhorizontes innerhalb der Jakabberger Sandsteinserie, ferner die der roten Aleurolit-Fazies im ganzen Gebiet weist ebenfalls auf die regionale Identität der Ablagerungsbildung hin.

Der Umstand, dass das Mecseker Gebiet in grossem Grade aufgeschlossen ist, ermöglichte die Durchführung auch von detaillierten Untersuchungen. Vom faziologischen Gesichtspunkte aus soll zuerst die Untersuchung von E. Nagy (1958) erwähnt werden, die er über das Hauptkonglomerat unternommen hat (Abb. 45). Unter Berufung auf Emery (1955) betonte er, dass der aus der Schotterverteilung des Hauptkonglomerats gerechnete Wert für die Schotter des Meeresufers charakteristisch ist.

Aufgrund der Abb. 44 kann die Strömung, die in den sandigen Fazies des Meeresufers entsteht, in einem absoluten Sinne bewiesen werden. Das Rosendiagramm, das sich aus den im unteren Abschnitt des Jakabberger Sandsteins der O-lichen Gebiete durchgeführten Messungen der Kreuzschichtungen ergab, beweist die obige Feststellung und zeigt auch auf die Nähe des Ufers entlang des Tiefbruches von Villány—Szalatnak hin.

Die für das ganze Gebiet charakteristische Entwicklungskurve der durchschnittlichen Korngrössen im Komplex des Jakabberger Sandsteins wurde bereits gezeigt. Die Verteilungskurven über die Grösse der Öffnungswinkel von der Kreuzschichtung (Abb. 46) wären undeutbar, wenn man eine fluviatile Fazies annehmen würde. Zu der Durchschnittskorngrösse, die im unteren Abschnitt der Serie auch ein Millimeter erreicht, gehört nämlich eine genau solche Verteilung der Öffnungswinkel-Grössen von der Kreuzschichtung wie zur bedeutend kleineren durchschnittlichen Korngrösse des bereits mit einer untertriadischen Fauna charakterisierten oberen Abschnittes. Im Falle der Annahme einer fluviatilen Fazies müsste man die beiden verschiedenen Korngrössen mit einer abweichenden Reliefenergie erklären, die wiederum zu anderen Öffnungswinkeln führen würde. Wir können uns hier auf die in diesem Themenkreis durchgeführten Arbeiten von Bogárdi (1958) berufen (Abb. 47). Die Mehrheit der Forscher hält die Grösse des Öffnungswinkels für die einzelnen Fazies charakteristisch. Für die fluviatile Hauptfazies findet man entschieden übereinstimmende Angaben. So gibt Botwinkina (1962) Werte zwischen 20° und 30°, Ruchin (1959) Werte von 30—40° und 20—25°, Strachow (1957) Winkelwerte über 25° als charakteristisch an. Vergleicht man die Daten, die aus den erwähnten Arbeiten von Ruchin und Botwinkina stammen, mit den Kreutzschichtungsangaben der Serie vom Jakabhegy, findet man, dass die letzteren nicht den Werten der fluviatilen Fazies entsprechen.

Die Ausbildung der oberpermischen Sandsteinserie kann im Profil von Túrony—Csarnóta sowie in der Serie des W-lichen Mecsekgebietes untersucht werden. Diese Bildungsgruppe wurde durch Wasser transportiert und im Wasser zur Ablagerung gelangt. Ihr Zusammenhang mit dem unterpermischen Aleurolitkomplex wird dadurch angezeigt, dass beim Übergang zwischen den feinkörnigen und den Aleurolit-Schichten hellbraune Dolomitausscheidungen beobachtet werden können. Diese bilden eine ausgesprochene Schicht, „womit sie die allgemeine Annahme widerlegen, dass chemische Ausscheidungen ausschliesslich für den unterpermischen Aleurolit charakteristisch sind" (Szederkényi, 1963).

Im oberen Abschnitt der Serie, im höchsten Teil des grauen Komplexes bestimmte K. Várszegi (1961) die Reste von *Euestheria dawsoni* Jones, *Eoleaia leaiformis* Raymond und weitere Phyllopoden und reiht diese Bildungen eindeutig in die marine Hauptfazies ein.

Die Dolomitkonkretionen führenden Horizonte in den grünen Sandsteinen oberhalb des grauen Komplexes wurden von J. Kiss und Á. Grossz (1958) bearbeitet und ausgewertet. Im Zusammenhange mit dieser Arbeit machte dann E. Vadász (1964) einige Feststellungen. Die beiden Verfasser schrieben den Dolomitkonkretionen einen anorganischen Ursprung zu und hielten ihre Ausbildung für das Resultat kolloidchemischer Prozesse. Ihre Unsicherheit wird in folgenden Bemerkungen und Vergleichen der beiden Verfasser gezeigt: „Fallweise sind an beiden Seiten der Scheibe Zeichnungen, die eine fünfer Symmetrie aufweisen, Anschwellungen und konzentrisch ablaufende Furchen zu sehen, die den Eindruck eines organischen Ursprungs vortäuschen. Besonders jene Bildungen erinnern an Steinkerne, die etwa 1/2 cm dick inkrustiert sind, weil in diesen Fällen die Inkrustierungen als Schalenbruchstücke wirken... Solche sedimentpetrographischen Formen sind auch in der Trias des Balatonhochlandes und der Umgebung von Perkupa anzutreffen. Sie wurden von Lóczy als «Rhizocorallium» und «Hieroglyphe» bezeichnet." (J. Kiss—Á. Grossz, 1958.)

Später schreibt E. Vadász (1964) über diese Frage: „... der «epigene Dolomit» füllt zweifelsohne den Raum einer präexistierten Gestaltung aus. Die Gestaltbildung der Konkretion scheint... trotz der einwandfreien Beweisführung für eine mineralische Gelbildung unwahrscheinlich zu sein. Die permischen Konkretionen haben aber nur insofern eine Ähnlichkeit mit den «Rhizocorallium»-Bildungen aus dem Campil des Balatonhochlandes .. indem das Problem der Entstehung auch bei diesen eine bis jetzt nicht gelöste Aufgabe der paläoichnologischen Forschung dargestellt."

In den Abbildungen 48 und 49 werden zwei Profile des oberpermischen Endgliedes, des sog.

Roten-Hangend-Sandsteins veröffentlicht. Einerseits sollen darin der Fundort der oben erwähnten Phyllopoden und das Vorkommen der Dolomitkonkretionen, ferner der grün-roten heteropischen Ausbildung, andererseits die Lage eines höheren Dolomitkonkretionen führenden Horizontes gezeigt werden, die auch als Anzeigen der Fazies zu gebrauchen sind.

Im Profil ist zu sehen, dass die Zunahme der Aleurolit-Schichten mit einer Anreicherung der Dolomitkonkretionen verbunden ist. Nach Angaben einiger Bohrungen kann die zusammenhängende Mächtigkeit der Dolomitschichten mitunter auch 80 cm erreichen. Das Innere der Dolomitkonkretionen in diesem Schichthorizont wird oft von Gipsblättchen ausgefüllt. Da diese Erscheinungen in einer Länge von mehreren Kilometern zu verfolgen sind (KASSAI, 1963), kann man mit Recht an ein Becken denken, in dem auch die chemische Ausscheidung eine Rolle gespielt hat. Betreffs des oberen Teiles vom Roten-Hangend-Sandstein scheint es mir wichtig, an eine „längst vergessene" Angabe erinnert zu werden. Nach der Bestimmung von G. ANDREÁNSZKY schreibt A. BARABÁS (1955) über einen Rest, der „die Pseudomorphose eines im Gemmula-Zustand zurückgebliebenen Kieselschwammes von Jerea-Typ" ist.

Betreffs der Farben ist in den bisherigen Veröffentlichungen über dieses Gebiet vielfach zu lesen, dass das Auftreten des Roten-Hangend-Sandsteins durch klimatische Veränderungen bedingt wurde. Gegen diese Annahme möchten wir mit Recht hervorbringen, dass sich die roten und grauen Schichten in einer Mächtigkeit über 100 m heteropisch abwechseln (Abb. 49). Nach einer anderen Feststellung stellt der Rote-Hangend-Sandstein die Bildung eines Flussbettes und der graue Komplex die eines Sumpfmoores dar. Gegen diese Erklärung spricht die Abb. 50. Der Fluss und das Sumpfmoor weisen nämlich charakteristische hydrodynamische Unterschiede auf, die auch in der durchschnittlichen Korngrösse der sich ablagernden Sedimente zum Ausdruck kommen müssten.

Betrachtet man den Ablauf der Kurve der durchschnittlichen Korngrösse im Villányer Gebiet, kann man im Sinne der Abb. 50 die beiden Maxima mit Recht identifizieren. Man denkt aber, dass eine Identifizierung mit der näher gelegenen Schichtserie des Mecsek-Gebirges (Abb. 50) ebenfalls berechtigt ist. Die Abweichungen in den Mächtigkeiten können auf die Entfernung vom Quarzporphyr-Vulkan, ferner damit im Zusammenhange mit den Unterschieden in der Morphologie des Beckens zurückgeführt werden.

Nach all dem können die Fazies sowie die paläogeographischen Umweltbedingungen der im SO-Transdanubischen Gebiet bekannt gewordenen oberpermischen Sandsteinserie folgenderweise zusammengefasst werden.

Das Oberperm überlagert den unterpermischen Aleurolitkomplex, dessen Mächtigkeit 800 m erreicht, unter einer Zunahme der durchschnittlichen Korngrösse. Die Dolomitschichten, die beim Übergang zu beobachten sind, ferner die Dolomitschichten und die Konkretionen führenden Horizonte des Roten-Hangend-Sandsteins sowie die gefundenen Fossilien weisen auf die Verbindung mit einem Meer von der Dinarischen Geosynklinale hin.

Die Zugehörigkeit der Fazies des unterpermischen roten Aleurolits wurde eigentlich in den vorangehenden Kapiteln bereits besprochen. Im Gebiet des W-lichen Mecsek-Gebirges wurde diese Serie zuerst von A. BARABÁS (1955) behandelt. Er wies auch auf das Vorhandensein von unsicheren Querschnitten von Brachiopodenschalen hin. Nach ihm handelt es sich um eine Bildung des seichten Meeres. Die Dolomit-Kalksteinschichten, die im oberen Teil der Serie häufig sind, hält er für charakteristisch. Die Auffassung von JÁMBOR (1964) ist im Grunde genommen ähnlich, indem er in dieser Serie die Bildung eines stehenden Wassers sieht, die am sanft fallenden Ufer entstand. Nach den Schätzungen von J. SOMOGYI (1965) dürfte, aufgrund der Rippelmarken, mit einer Wassertiefe von 10—30 m gerechnet werden. Das Profil, das im Villányer Gebiet aufgeschlossen wurde, ergänzt insofern diese Angaben, indem es dieselben in einem grösseren Bereich gelten lässt.

Über die Zugehörigkeit der Fazies von der Serie des unterpermischen bunten Sandsteins kann man sich aufgrund von Analogien ein Bild entwerfen. Auch die Fazies von dieser Bildungsgruppe wird mit der im Oberperm festgestellten identifiziert.

VI. WIRTSCHAFTSGEOLOGISCHE BEDEUTUNG DER UNTERSUCHTEN BILDUNGEN

1. Das Wasser

Eine wirtschaftsgeologische Bedeutung kommt dem Wasser im untersuchten Gebiet nur im Zusammenhange mit den triadischen Kalksteinbildungen und den jüngeren tertiären Deckschichten zu.

2. Erze

Im Zusammenhange mit den untersuchten Bildungen wurden wir auf einige bemerkenswerte Erzanomalien, die in Verbindung mit tektonischen Ursachen zustande gekommen sind, aufmerksam gemacht.

Aufgrund einer ausführlichen Untersuchung des Quarzporphyrs von Szava, die von V. Fazekas und J. Vincze (1969b) durchgeführt wurde, kann folgende Zusammenfassung gegeben werden.

„Im Gebiet von Szava kann in Anbetracht des Magmachemismus extrem sauren und alkalischen Charakters, der autometamorphen tauben und erzmineralischen paragenetischen Vergesellschaftung und der Verteilung von Spurenelementen vom erzlagerstättenkundlichen Gesichtspunkte aus eine Schwefelkies-Erzformation mit Cu-Gehalt erwartet werden, die sich in einzelnen Zonen eventuell auch mit polymetallischen Zonen von Ni, Co, Bi, Ag, Sb, Au und Mo auszeichnen kann, je nach den einzelnen Zonen mit abweichenden Elementenvergesellschaftungen."

Die Spektralanalyse des Jakabberger Sandsteines aus der Bohrung Szava-4 ergab — im Gegensatz zu den allgemeinen Erfahrungen, nach denen der Jakabberger Sandstein überall anomalienfrei ist — folgende Anomalien-Werte: Ba 300—1000, Cu 300—3000, Ni 10—30, Ti 3000—10 000, V 30—100 ppm. Zusammen mit den makroskopischen Beobachtungen weisen diese Angaben darauf hin, dass in Verbindung mit den tektonischen Bewegungen auch eine bedeutende Wanderung der Elemente stattfand.

Nagy Elemér—Nagy István:

A VILLÁNYI-HEGYSÉG TRIÁSZ KÉPZŐDMÉNYEI

E. Nagy—I. Nagy:

TRIASBILDUNGEN DES VILLÁNYER GEBIRGES

A kézirat lezárva 1971-ben. (A „formáció" szó használatát a technikai szerkesztés során vezettük be.)

ELŐSZÓ

Magyarország triász időszaki képződményei közül a gerecsei, a bükki és a mecseki a közelmúltban részletes, modern, monografikus feldolgozásra került. Sokrétű és hatékony vizsgálatok tárgya jelenleg a Keszthelyi-hegység, a Bakony, a Vértes és a Duna-balparti rögök, de a Nagyalföld medencealjzatának triásza is. Az ország legdélibb hegységének triász időszaki összleteiről alábbi munka hivatott összefoglalni azokat a legújabb ismereteket, melyek a legutóbbi évtizedben a Magyar Állami Földtani Intézet és a Mecseki Ércbányászati Vállalat kutatási tevékenysége révén a korábbi ide vonatkozó adatokat lényegesen módosították és gyarapították.

A dolgozat összeállításának lehetőségét Fülöp J. akadémikusnak köszönhetjük. A fúrási és a felszíni alapszelvények, valamint a nagyszámú anyagvizsgálati eredmény átadásáért, a további vizsgálatok lehetőségéért a Mecseki Ércbányászati Vállalat részéről Barabás A. kandidátusnak és Kassai M. geológusnak, a Magyar Állami Földtani Intézet Dél-Dunántúli Osztálya részéről Földi M. és HeténYi R. geológusoknak tartozunk köszönettel. Kötelességünknek érezzük, hogy a szövegközti hivatkozásokon túl ez úton is hálánkat fejezzük ki valamennyi segítőkész munkatársunknak, elsősorban Detre Cs., Bóna J. és Oraveczné Scheffer A. geológusoknak.

Budapest, 1971. október.

A szerzők

A Villányi-hegység a Dunántúl DK-i részén, a Duna és a Dráva szögletében, a Mecsek hegységtől D-re K—Ny-i csapású, erősen letarolt hegyvonulat, amely hirtelen emelkedik ki a környező délbaranyai síksági—dombsági térszínből. K—Ny-i kiterjedése 25—30 km, É—D-i kiterjedése mindössze 1—3 km, legnagyobb magassága 440 m. É-ról a Baranyai-dombság, D-ről, K-ről és Ny-ról a Dráva menti fiatal süllyedék szegélyezi (1. ábra).

1. ábra. A Villányi-hegység földrajzi helyzete
Abb. 1. Geographische Lage des Villányer Gebirges

A D-i dőlésű, K—Ny-i csapású pikkelyekből felépülő vonulat önálló földtani szerkezeti egység. A villányi üledékgyűjtőben kialakult, a felsőkarbontól a kréta albai emeletéig ismert paleozóos—mezozóos rétegsor KDK-i szerkezeti dőlésben jelenik meg. A négy irányban szegélytörésekkel lehatárolt Villányi-hegység felépítésében ezek közül az anisusitól az albaiig terjedő rétegek vesznek részt.

A Villányi-hegység térségében ÉNy—DK-i haránttörésekkel határoltan három nagyszerkezeti egység különíthető el (I. melléklet):

1. A d é l n y u g a t i szerkezeti egység, ahol a hegyszentmártoni és szavai kibúvásoktól eltekintve a paleozóos—mezozóos alaphegység képződményeit csak fúrásokból, kainozóos rétegekkel eltakart helyzetben ismerjük.

2. A k ö z é p s ő szerkezeti egység a tulajdonképpeni Villányi-hegységet és északi előterét tartalmazza. Előbbi öt szerkezeti pikkelyből épül fel, amelyek ÉNy-ról DK felé haladva a következők:

I. Tenkesi pikkely
II. Csukmai pikkely
III. Város-hegyi pikkely
IV. Fekete-hegyi pikkely
V. Harsány-hegyi pikkely

Az északi előtér triász képződményeit a szavai, túronyi, bissei, vokányi és peterdi fúrások tárják fel.

3. Az é s z a k k e l e t i szerkezeti egységben, amely Monyoród környékére terjed ki, a triász képződményekre vonatkozóan csak hiányos adataink vannak (34. ábra és 1. táblázat).

1. táblázat

Szerkezeti egységek

Perm	Tűronyi rétegek	Vokányi rétegek	Rókahegyi dolomit	Gyűdi mészkő	Zuhányai mészkő	Csukmai dolomit	Templom-hegyi dolomit
DNy-i és É-i előtér	Péterd–1. sz. f. Vokány–2. sz. f. Bisse–1. sz. f. Tűrony–1. sz. f. Szava–3. sz. f. Szavai-hegy Hegyszentmárton, Kövesd-hegy Rádfalva–1. sz. f.						
Tenkesi pikkely						Kistótfalu–DNy, Ny-i nagyárok Kistótfalu–II. sz. árok Kistótfalu–I. sz. árok	
Csukmai pikkely						Kistótfalu–II. sz. árok Kistótfalu–I. sz. árok Kisjakabfalva–1. sz. f. Vokányi vasútállomás D Máriagyűd–1. sz. szelvény Máriagyűd–2. sz. szelvény Máriagyűd–5. sz. szelvény Siklós–XIII. sz. f. Kistótfalu–DNy, Ny-i nagyárok Kistótfalu–DNy, Ny-i nagyárok Kistótfalu–DNy, Ny-i nagyárok Utolsó K-i mellékág Felső K-i mellékág Kistótfalu–DNy, K–i nagyárok Átai-völgy	
Város-hegyi pikkely						Siklós–XIII. sz. f. Harkány–3/a. sz. f. Zuhányai szelvények Rózsabánya–DK Olivia-bánya Rigó-bánya Siklós–V/a. sz. f. Siklós–VI. sz. f. Siklós–VII. sz. f. Siklós–VIII. sz. f. Siklós–IX. sz. f. Siklós–X. sz. f. Siklós–XVII. sz. f.	
Fekete-hegyi pikkely						Császár-hegy–D Villányk övesd–1. szárok Villány–6. sz. f. Villányi nagyköfejtő	
Harsány-hegyi pikkely				Gontér-tető		Nagyharsány–I. sz. f. Nagyharsány–III. sz. f.	
			Siklós, Várhegy Nagyharsány–II. sz. f.				
ÉK-i előtér				Monyoród–1. sz. f.			

PETERS, K. F. (1863) volt az, aki publikációban elsőként állást foglalt a villányi triász képződmények korát illetően: a 245. oldalon közölt szelvényének magyarázószövegében olvashatjuk: „... die Bergkette Palkonya—Villány (Jurakalk)". HUNFALVY J. (1864) többször is hivatkozva PETERS megfigyeléseire a következőt írja: „A Siklósi hegységnek nyugati része Gyűd vidékéig liászféle mészkő, nevezetesen a Harsány-hegy is az; a hegység többi része Villány és Túrony között juraféle mészkő, mely különösen a Tönköshegyet alkotja".

HAUER, F. (1867—1871) térképe — feltehetőleg PETERS felvételei alapján — a Kistótfalutól Villány községig terjedő vonulatot felsőjurának ábrázolja, míg a Babarcszőlőstől Kistótfaluig terjedő Ny-i vonulatot és a Harsány-hegyet foltosmárga—hierlatz megnevezéssel tünteti fel. Előzőkhöz hasonlóan a villányi triász képződményeket jura időszakinak vélte LENZ, O. (1872) és ZSIGMONDY V. (1873).

HOFMANN K. (1874, 1876) ismerte fel először azt, hogy e képződmények a középsőtriászt képviselik. Litosztratigráfiai egységei ma is helytállók, csupán nevezéktanilag tekinthetők ma már korszerűtlennek; a „kagylómész" litosztratigráfiai egységei fölülről lefelé: „felső dolomit", „recoárói mészkő", „gutensteini mészkő", „alsó dolomit". PÁLFY M. (1901) a HOFMANN-féle rétegcsoportokat hibásan alkalmazta a villányi Templom-hegy kőfejtői esetében. A vasútállomással szemközti kőfejtőből azonban ő írta le először azokat a dolomitos mészkő-, vöröses mészmárga- és márgarétegeket, melyekből LŐRENTHEY I. (1907) gyűjtött elsőként tömegesen Lingula és alárendelten Discina, Myophoria és Nothosaurus maradványokat. A Lingulák alapján az összlet képződési környezetét partközeli, 10—12 m mélységű, iszapos aljzatú fáciesnek írta le. Az összletet hasonlónak vélte a budai Ördögorom raibli képződményeihez.

IFJ. LÓCZY LAJOS (1912, 1913) a HOFMANN-féle rétegcsoportoknak biosztratigráfiai tartalmat adott azzal, hogy feldolgozta HOFMANN K. meglehetősen gazdag és addig nem ismertetett faunagyűjteményét. Térképezés során több új lelőhelyről gazdag anyagot gyűjtött. Összesen mintegy 30 alakot publikált a villányi triászból. STRAUSZ L. (1932, 1941) földtani térképező munkája közben a különböző „recoárói" mészkő és „felső dolomit" feltárásokat újragyűjtötte és együtteseikből 4 új faunaelemet publikált. RAKUSZ GY.—STRAUSZ L. (1953) a Villányi-hegység földtani viszonyainak monografikus leírásakor a triászra vonatkozó korábbi ismeretanyagot is összegezte.

Részletes feltárás-leírásaik alapvetően fontos szerepet kaptak a későbbi térképező és faunareambuláló munkákban. A HOFMANN-féle litosztratigráfiai nevek korszerűsítésére törekedtek, amikor az egyes rétegcsoportokat a következő megjelöléssel szerepeltették: 1. „alsó-anisusi dolomit" (lehetségesnek vélték, hogy az alsó része még a campili alemelet része), 2. „alsó-anisusi vékonypados mészkő, gutensteini rétegek", 3. „anisusi vastagpados mészkő, recoárói rétegek", és 4. „felső-anisusi dolomit".

IFJ. NOSZKY J. (1957) bauxitföldtani reambulációt végzett a hegységben. Kéziratos, 25 000-es léptékű térképe jelenleg a legmodernebb azok közül, melyek az egész hegységet ábrázolják, hasonló léptékben. BARABÁS A.—BARANYI I.—JÁMBOR Á. (1964) ismertette a Mecseki Ércbánya Vállalat Túrony-1. sz. fúrásának rétegsorát. Ez a fúrás harántolt először hydaspesinél idősebb triász (és perm) rétegcsoportokat.

A 60-as évek elejétől a korábbiaknál lényegesen koncentráltabb és eszközeiben hatékonyabb kutatások kezdődtek a hegységben és a hegység előterében elsősorban a Mecseki Ércbányászati Vállalat és a Magyar Állami Földtani Intézet részéről. Elkészült a hegység kréta időszaki képződményeinek korszerű, monografikus feldolgozása (FÜLÖP J. 1966). Megkezdődött a nemes építőkő célkutatása, melynek során a triász időszaki képződményeket illetően is hatalmas adatmennyiség birtokába jutottunk (FÖLDI M.—HETÉNYI R.—NAGY I. 1969, 1970, 1971). A hegység karsztterületeinek újabb hidrológiai adatait FÖLDI M. (1971) értékelte. Az északnyugati előtérben folyamatban

van a felsőkarbon összlet geofizikai módszerekkel előkészített fúrásos kutatása. Az Ércbányászati Vállalat szerkezetkutató fúrásainak egy része a harmadidőszak nélküli alaphegységtérkép megszerkesztésekor (Barabás A.—Baranyi I.—Jámbor Á. 1964) publikálásra került, nagy részük azonban egyelőre közreadatlan, rétegsoraik triász szakaszai a jelen munka fontos alapszelvényei.

II. RÉTEGTANI NEVEZÉKTANI KÉRDÉSEK

Sokszor vitatott a szakirodalomban a rétegtani megnevezés. Jelen dolgozatunkban arra törekedtünk, hogy helyes rétegtani neveket alkalmazzunk a villányi triász beosztásánál. A rétegtani elnevezéseknél az alábbi alapelveket követjük:

— A név alapszavát keressük vissza. Alapvető az eredeti név és írásmód.
— Az eredeti névhez a magyar végződést illesztjük, ha arra szükség és lehetőség van.

Az alapszavak magyar átírását a következők miatt nem javasoljuk:

— Sokszor vitatott az átírás, nem mindenki fogadja el, esetenként másképp írják át, ez többféle névhasználatra vezet.
— Következetlenség, hogy a nevek egy részét átírjuk, más részét nem (pl.: anizuszi — de: kimmeridgei).
— Külföldi olvasóink jobban ráismernek pl. egy táblázatban az átíratlan névre, a magyaros végződés ellenére is.

A fenti alapelveknek megfelelően a rétegtani megnevezéseket a 2. táblázat szerint alkalmazzuk.

Munkánkban a középsőtriászt alemeletekre bontva tárgyaljuk az alpi régió irodalmában ma már általánosan használt megnevezésekkel (hydaspesi, pelsói stb.).

2. táblázat

Alapszó	Eredet	Sztratinomenként lehetséges magyar változat	Szerzők által használt sztratinomen
skytha (Skythia)	népnév (országnév)	skytha szittya skythiai	skytha
Seis	helynév, Ausztria	seisi	seisi
Campil	helynév, Olaszország	campili	campili
Anisus	az Enns folyó latin neve, Ausztria	anisusi	anisusi
Hydaspes	az Indus folyó latin neve	hydaspesi	hydaspesi
(Lacus) Pelso	a Balaton latin neve	pelsói balatoni	pelsói
illyr (Illyria)	népnév (országnév)	illyr illyriai	illyr
ladin	népnév	ladin	ladin
Val di Fassa	Fassa-völgy, Olaszország	fassai Fassa-völgyi	fassai
longobard	népnév	longobard	longobard
Cordevole	patak, Olaszország	cordevolei	cordevolei

* * *

A Villányi-hegység triászának litosztratigráfiai egységeit Hofmann K. (1874), Lóczy L. jun. (1912) és Rakusz Gy.—Strausz L. (1953) mind kőzettani, mind paleontológiai alapon mintaszerűen kidolgozta, az általuk meghonosított sztratinomenek azonban általában hibásak és következetlenek. Ezért a 3. táblázat szerinti sztratinomenek bevezetését javasoljuk. E formációk szerkezeti egységenként mért és átlagolt vastagságviszonyait a 4. táblázat tartalmazza.

3. táblázat

Sztratigráfiai áttekintés

Emelet	Alemelet	Régi sztratinomen	Új sztratinomen	Jellemző kőzetanyag	Átlag-vastagság (m)	Jellemző ősmaradványok
Ladin	fassai	felső dolomit	templomhegyi dolomit	dolomitmárga, dolomit	110	*Lingula christomani*
Anisusi	illyr		csukmai dolomit	dolomit	260	*Spiriferina fragilis* *Mentzelia mentzeli* *Myophoria elegans* *Tetractinella trigonella*
	pelsói	recoaro mészkő	zuhányai mészkő	mészkő	130	*Coenothyris vulgaris* *Decurtella decurtata* *Mentzelia mentzeli*
	hydaspesi	gutensteini mészkő	gyűdi mészkő	mészkő, alul és felül dolomittal	100	*Dadocrinus gracilis* *Unionites fassaënsis* *Entolium discites*
		alsó dolomit	rókahegyi dolomit	dolomit, alárendelten márga	105	
Skytha	campili		vokányi rétegek	dolomitmárga, aleurolit, anhidrit, gipsz	75	*Gervillia, Poligyrina, Costatoria costata*
	seisi		túronyi rétegek	aleurolit, homokkő, argillit váltakozása	15	

Átlagos összvastagság 795

4. táblázat

A rétegcsoportok regionális vastagsága (m)

Rétegcsoport	É-i előtér	Tenkesi pikkely	Csukmai pikkely	Város-hegyi pikkely	Fekete-hegyi pikkely	Harsány-hegyi pikkely	Átlag
Templomhegyi dolomit	110 (0)	110 (0)	110 (0)	110 (0)	110 (1)	110 (0)	110 (1)
Csukmai dolomit	260 (0)	250 (1)	260 (0)	260 (0)	260 (1)	300 (1)	260 (3)
Zuhányai mészkő	160 (1)	125 (1)	120 (1)	130 (2)	130 (0)	100 (1)	130 (6)
Gyűdi mészkő	80 (3)	105 (1)	110 (1)	100 (0)	100 (0)	150 (1)	100 (6)
Rókahegyi dolomit	40 (3)	125 (1)	105 (0)	105 (0)	105 (0)	270 (1)	105 (5)
Vokányi rétegek	75 (4)	75 (0)	75 (0)	75 (0)	75 (0)	75 (0)	75 (4)
Túronyi rétegek	15 (4)	15 (0)	15 (0)	15 (0)	15 (0)	15 (0)	15 (4)
Összesen	740	805	795	795	795	1020	795

(1—6) = adatok száma
(0) = összátlagból átvett adat (a pikkelyben nem volt adat)

Túronyi formáció

A mecseki viszonyokhoz hasonlóan a Villányi-hegység északi előterében is a jakabhegyi vörös homokkő összletre* konkordánsan — kimutatható hiátus nélkül — vörös és zöld, finomszemű homokkő és aleurolit váltakozásából álló formáció települ, melyre azután anhidrites—gipszes rétegösszlet következik. E tarka formációból ősmaradványaink nincsenek, települése alapján a Mecsek hegységi seisi rétegekkel azonosítható. Legteljesebb feltárása a Túrony-1. sz. fúrás 310,2—344,4 m-ig terjedő rétegsora, melyről JÁMBOR Á. adott összefoglaló értékelést először (in BARABÁS A. *et al.* 1964). E rétegsort (2. ábra) tekintjük a túronyi formáció típusszelvényének. További három fúrás is harántolta, azonban meglehetősen rossz magkihozatal mellett: Bisse-1. 490,0—501,0, Vokány-2. 571,0—581,5 m (3. ábra) és a Peterd-1. sz. fúrás 955,0—977,3 m között. A négy szelvény alapján a formáció átlagvastagsága 15 m-re tehető.

A formáción belül az egyes képződménytípusok 1—3 m vastag rétegkötegekben jelentkeznek, melyeken belül a rétegzettség 1—20 cm-enként változó. A képződménytípusok a dominancia csökkenő sorrendjében a következők: vörös, finomszemű homokkő; zöld, kőzetlisztes, finomszemű homokkő; vörös, finomhomokos aleurolit; sárgásszürke dolomit; barnásszürke dolomitmárga; rauhwacke-szerű sejtes dolomit; anhidrit; gipsz. Három szelvény átlaga alapján: vörös homokkő 16%, zöld homokkő 14%, vörös aleurolit 15%, dolomitmárga 13%, dolomit 23%, rauhwacke 10%, anhidrit—gipsz 9%.

A két domináns kőzetfajta, a vörös homokkő és a zöld homokkő anyagvizsgálati adatai a következők:

a) Vörös, finomszemű, vékonyréteges, pikkelyesen szétesö homokkő:

Makroszkópos jellegek: A réteglapokat tizedmilliméteres muszkovitszemcsék borítják, a rétegek között, a rétegkötegben alárendelten fél centiméteres zöldesfehér, aprószemű homokkő-rétegecskék is megfigyelhetők, kíséretükben — a rétegecskék határán — rendszerint zöld dolomitmárga csíkok láthatók 3—4 mm vastagságban (lásd Túrony-1. sz. fúrás 340,0 m). Kötőanyaga dolomit.

Kőzettani összetétel: vegyi és biogén komponens 5,74%; kolloidális komponens 8,0%; törmelékes komponens 86,26%. Fajsúly 2,62 g/cm³, térfogatsúly 2,38 g/cm³, porozitás 9,1%; oldási maradék 94,26%, pH 5,4, O_{re} 4,21.

Röntgendiffraktométeres félkvantitatív összetétel: kvarc (2), dolomit (3), káliföldpát (1), muszkovit (3), klorit (1).

Nehézásványok (elemző VETŐ I.-NÉ): cirkon 4,1%, biotit 0,1%, rutil 1,5%, epidot 0,5%, turmalin 0,5%, leukoxén 17,0%, klorit 11,0%, anhidrit 50,5%, muszkovit 14,0%, ilmenit 0,8%.

Vegyi összetétel (%) (elemző TOLNAY V.):

SiO_2	53,92
TiO_2	0,60
Al_2O_3	17,22
FeO	2,46
Fe_2O_3	5,18
MnO	0,17
MgO	3,18
Na_2O	0,14
K_2O	6,50
$-H_2O$	1,29
$+H_2O$	2,62
CO_2	3,72
P_2O_5	0,14
Össz. S	0,44
	97,58

Színképelemzési eredmény (ppm) (elemző MÁFI színképlabor): B 100, Mn 4000, Cu 25, Pb 16, Ga 16, V 60, Ti 6000, Ni 16, Co 10, Sr 1000, Cr 60, Ba 6000, Li 40, Sn 6.

b) Barnászöld, finomszemű, kőzetlisztes homokkő (Tú-1. sz. fúrás, 329,0 m):

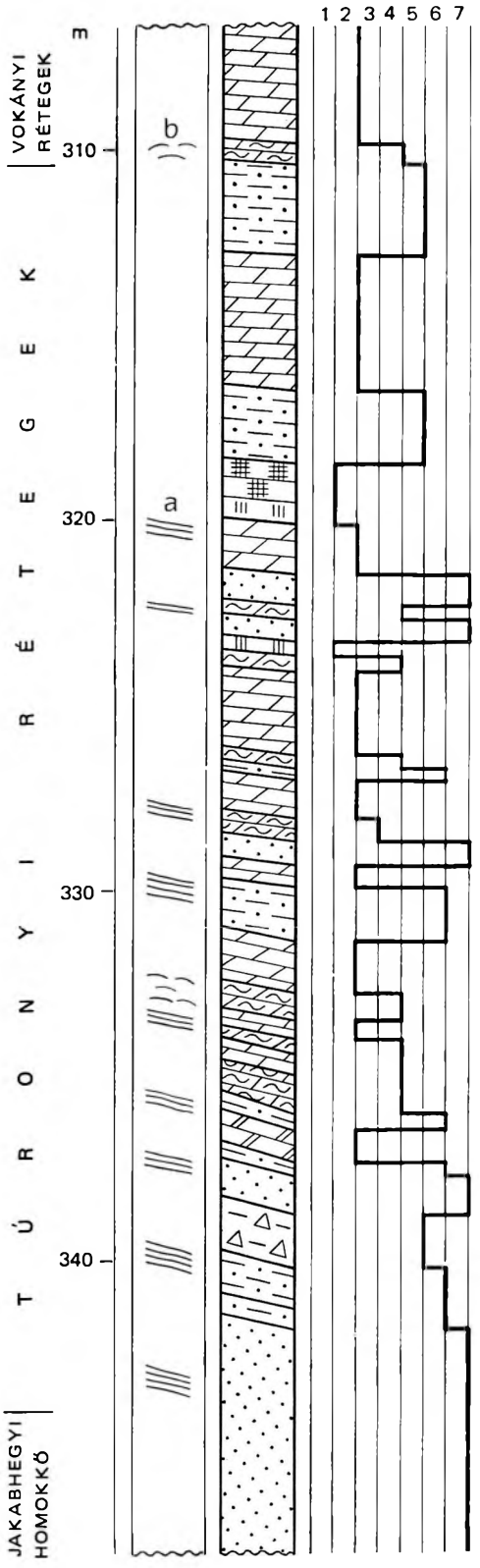
Makroszkópos jellegek: A magminta felül világoszöld, alul barnászöld. Kemény, szögletesen szétesö. Esetenként enyhe granulometriai rétegzettség észlelhető. A rétegzéssel párhuzamos törési felületeket sok, tizedmilliméteres muszkovitpikkely borítja. A homokkő rétegköteg bázisán rendszerint dolomitmárga réteg van, melynek vastagsága 1—12 cm közt változó, színe barnásszürke, enyhén gömbös elválású, máskor földesen szétesö, laza. A homokkőben gyakoriak a 2—3 mm vastag, zegzugos lefutású rostos gipszerek. Kötőanyaga klorit, kalcit, dolomit.

* A jakabhegyi vörös homokkő biosztratigráfiai helyzete mindmáig bizonytalan. Diasztrofikus megfontolásból egyes szerzők a triász aljára helyezik. Mi a felsőperm legfelső rétegcsoportjának tekintjük és a „Semmering-kvarcit"-tal tartjuk azonosíthatónak.

Kőzettani összetétel: vegyi és biogén komponens 5,74%, törmelékes komponens 90,26% kolloidális komponens 4,00%.

Fajsúly 2,64 g/cm³, térfogatsúly 2,60 g/cm³, porozitás 1,5%, oldási maradék 94,26%, pH 5,4.

Nehézásványok (elemző VETŐ I.-NÉ): limonit 26,0%, muszkovit 54,4%, biotit 2,0%, grosszulár 0,8%, anhidrit 39,6%, amfibol 0,2%, epidot 0,4%, cirkon (nyomokban).



Színképelemzési eredmény (ppm) (elemző MÁFI színképlabor): B 25, Mn 250, Cu 10, Pb 6, Ga 4, V 16, Ti 250, Ni 10, Co 10, Sr 250, Cr 25, Ba 250, Li 40, Sn 6.

A bázison elhelyezkedő dolomitmárga réteg (Tú-1. sz. f. 332,0 m) *röntgendiffraktométeres* összetétele: dolomit (10), kvarc (ny), illit (ny). O_{Fe} értéke 0,1.

Vegyi összetétel (%) (elemző TOLNAY V.):

SiO_2	4,23
TiO_2	0,02
Al_2O_3	2,01
FeO	4,63
Fe_2O_3	0,22
MnO	0,78
CaO	32,18
MgO	12,44
Na_2O	0,57
K_2O	0,10
$-H_2O$	0,10
$+H_2O$	1,24
CO_2	41,52
P_2O_5	0,03
Össz. S	nyom
	100,07

A Túrony-1. sz. fúrás túronyi formációjának 24 db homokkőmintáján a MÁFI színképlaboratóriuma tájékoztató elemzéseket készített (5. táblázat). Az adatok statisztikusan jó egyezést mutatnak a mecseki seisi homokkövek értékeivel (NAGY E. 1968).

5. táblázat

A seisi homokkő ritkafémtartalma (ppm) a Túrony-1. sz. fúrásban

	Minta darabszáma	Súlyozott átlag	Maximum
Ag	3	0,06	0,25
B	24	89	2500
Ba	24	1479	2500
Co	12	8	16
Cr	24	51	160
Cu	24	33	100
Ga	23	16	40
Li	24	81	160
Mn	24	1845	4000
Mo	1	3	16
Ni	24	22	60
Pb	13	8	16
Sn	3	1	4
Sr	24	794	1000
Ti	23	2670	600
V	24	39	160

Elemző: MÁFI színképlaboratóriuma

2. ábra. A túronyi formáció a Túrony-1. sz. fúrásban (KASSAI M. nyomán)

Rétegzettség: *a* = párhuzamos—egyenes, *b* = hullámos—szaggatott. — Kőzet: *1.* gipsz, anhidrit, *2.* dolomit, *3.* mészkő, *4.* dolomit márga, *5.* aleurolit, *6.* homokos aleurolit, *7.* finomszemű homokkő

Abb. 2. Die Formation von Túrony in der Bohrung Túrony-1 (nach M. KASSAI)

Schichtung: *a* = parallel—geradlinig, *b* = wellig—diskontinuierlich. — Gestein: *1.* Gips, Anhydrit, *2.* Dolomit, *3.* Kalkstein, *4.* Dolomitmergel, *5.* Aleurolit, *6.* sandiger Aleurolit, *7.* feinkörniger Sandstein

Összefoglalva: A vizsgálati eredmények és a mecseki analógia alapján a túronyi formáció litorális (wat) fáciest képvisel, a triász üledékciklus alján az eulitorális jakabhegyi homokkő összlet és az evaporitos — lagúna fáciesű — vokányi formáció közé illeszkedik. A rétegcsoport az egyéb, hasonló wat fáciesű, dunántúli seisi rétegekkel ellentétben extrém vékony, a mecseki ún. patacsi rétegeknél is egy nagyságrenddel vékonyabb. Az eddig ismert négy szelvény alapján regionális változások nem nyomozhatók, mindenesetre annyi megállapítható, hogy a formáció a legészakibb szelvényben (Peterd-1.) a legvastagabb.

Vokányi formáció

A túronyi formációhoz hasonlóan a vokányi formációt is csak az ott említett négy fúrás, továbbá a Rádfalva-1. sz. fúrás rétegsorából ismerjük. Az anhidrit- és a gipszes anhidrittelepeket tartalmazó dolomitmárga és dolomit formációt a típusszelvényül javasolható Vokány-2. sz. fúrás 491,5—571,0 mélységközben tárta fel (3. ábra); a Túrony-1. sz. fúrás 248,0—310,2 m között (4. ábra), a Bisse-1. sz. fúrás 372,6—490,0 m között, végül a Peterd-1. sz. fúrás 800,0—955,0 m-es mélységközben harántolta. A rétegvastagságok 1 m-től 1,5 m-ig változnak, a rétegkötegek vastagsága maximálisan 6 m. A formáció kőzetfajtái a dominancia csökkenő sorrendjében: dolomit 29%, dolomitmárga és dolomitos agyagmárga 25%, dolomitos mészkő 14%, anhidrit és gipsz 13%, dolomitos aleurolit 12%, finomhomokos aleurolit 7%.

Az anhidrit makroszkóposan és vegyi összetételét illetően is nagyon hasonlít a mecseki alsócampili anhidrithez. Sötétbarna, durvakristályos, többé-kevésbé gipszes. A gipsz nagy része másodlagos, fehér erek vagy vörös-fehér csomók és fészkek alakjában látható. A telepvastagság mm-estől 1,2 m-ig terjed. A Vo-2. sz. fúrás 556 m-éből származó minta vegyi összetétele Emszt M. szerint: oldhatatlan maradék 8,12%, Fe_2O_3 1,53%, CaO 29,34%, MgO 5,31%, SO_3 44,16%, H_2O (400 °C-on) 9,12%.

A gipszes—anhidrites tagozatból ősmaradványokat nem ismerünk, a már említett anhidrit minta palinológiai vizsgálata sok növényi detritusz mellett 1—2 rossz megtartású, Lueckisporitesre emlékeztető formát eredményezett. Dunántúli alsótriász szelvények analógiája alapján a tagozatot a campili alemelet alsó részére helyezhetjük.

A formáció felső részén a gipsz- és anhidrittelepek kimaradnak. A Bisse-1. sz. fúrás 380,0—380,3 m-éből származó csaknem fehér, porózus dolomitban tömegesen megjelenő kagylómaradványokat ismerünk, amelyek Detre Cs. meghatározása alapján a *Costatoria (Costatoria) costata* (Zenk.) fajhoz tartoznak. Ezek mellett kevesebb *Gervillia* cf. *modiola* Frech. mutatkozott.

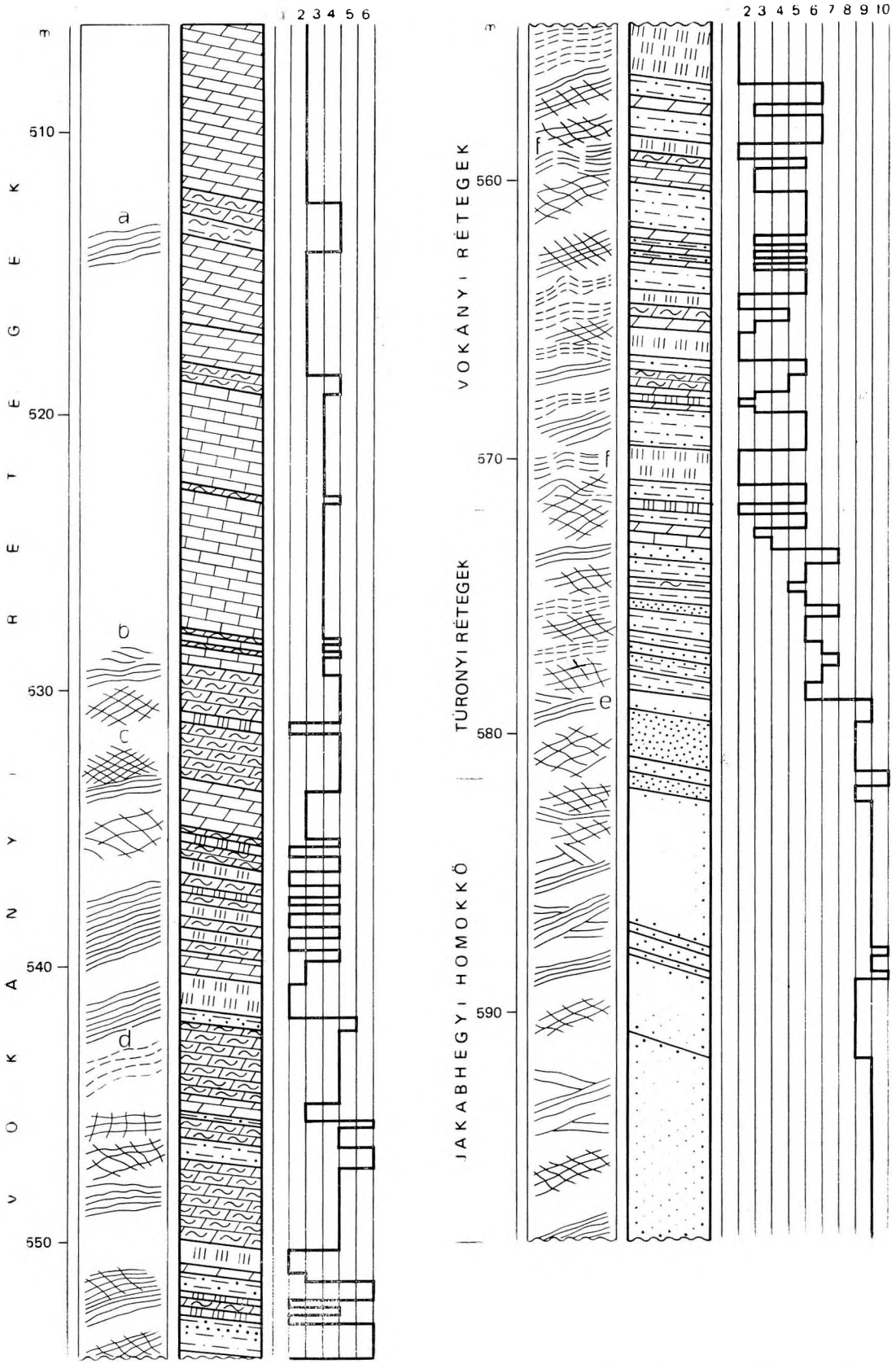
A Rádfalva-1. sz. fúrás márgásabb betelepüléseiből Bóna J. gazdag spóra—pollen együttest mutatott ki:

155,40 m-ből
Pityosporites zapfei Pot. et Klaus
Pityosporites schaubergeri Pot. et Klaus
Pityosporites sp.
Platisaccus sp.
Taeniaesporites sp.
Triassisporis cf. *roeticus* Schulz
Striatites richteri (Klaus) Pot.
Monosulcites sp.
cf. *Chordasporites* sp.
Verrucosisporites sp.
Patinasporites sp.
Farisporites sp.
Verrucosisporites jenensis Reinhardt
Triletes indet.
Mikroforaminifera
Veryhachium hyalodermum (Cookson) Schaarschmidt

162,00 m-ből
Pityosporites zapfei Pot. et Klaus
Pityosporites schaubergeri Pot. et Klaus
Pityosporites sp.
Inaperturopollenites sp.
cf. *Chordasporites* sp.
Sporites indet. (Tatarad)
Verrucosisporites cf. *jenensis* Reinhardt
? Polypodiaceaesporites sp.
Taeniaesporites sp.
Sporites indet.

169,50 m-ből
Pityosporites zapfei Pot. et Klaus
Disaccites indet.

Bóna J. értékelése a következő: A két felső helyzetű minta spóra—pollen anyagban eléggé gazdag. A spórák megtartási állapota jó, a polleneké kevésbé. A maradványegyüttes több mint 90%-át a légzsákos fenyőpollenek adják. A két-légzsákos fenyőpollenek a permben is gyakori ősi típusokkal

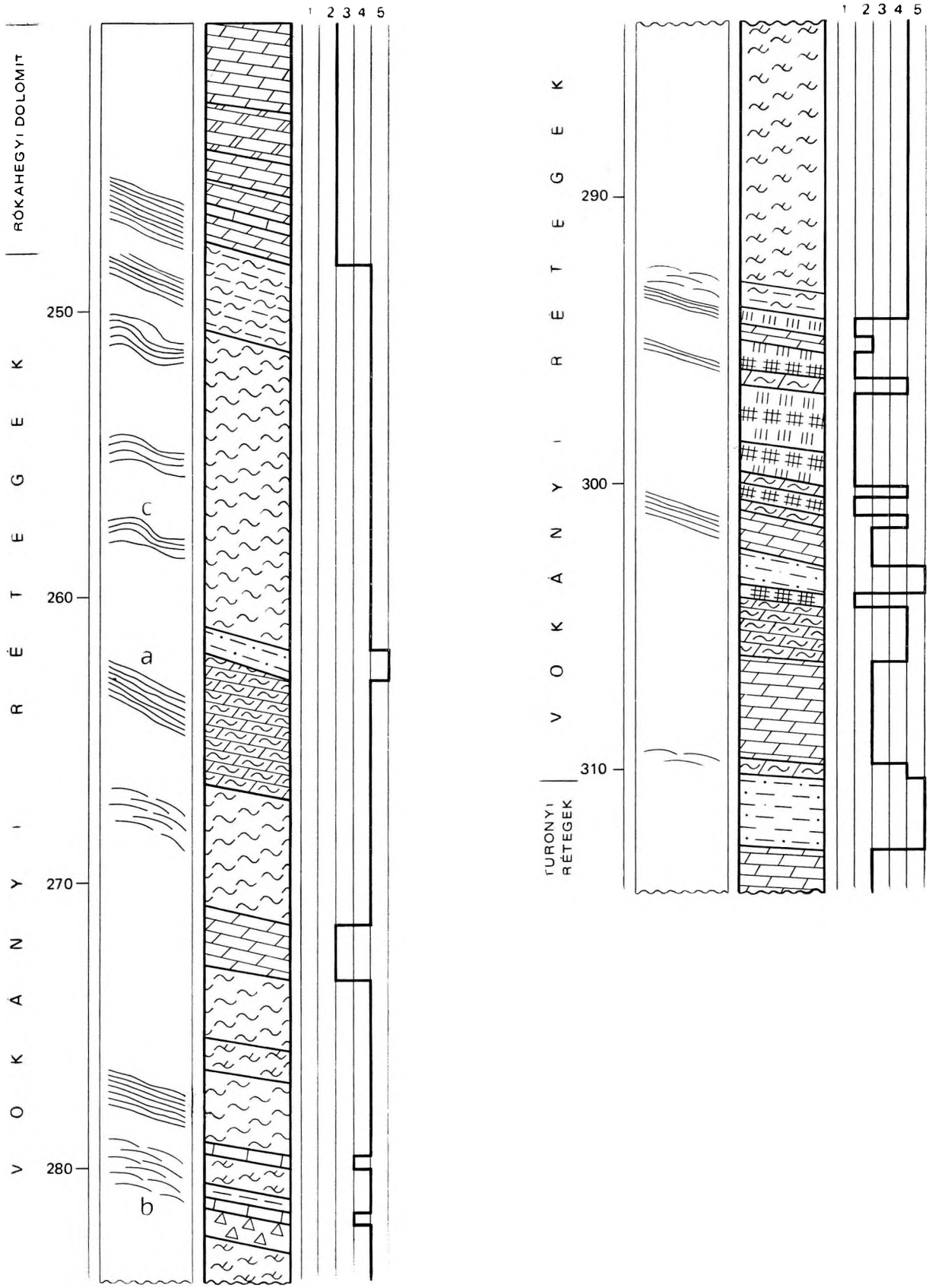


3. ábra. A Vokány-2. sz. fúrás alsótriász rétegsora (Kassai M. nyomán)

Rétegzettség: *a* = párhuzamos—egyenes, *b* = hullámos—szaggatott, *c* = párhuzamos—szaggatott—egyenes, *d* = hullámos, *e* = átlós—keresztrétegzett, *f* = ívelt—szaggatott. — Kőzet: *1.* gipsz, anhidrit, *2.* dolomit, *3.* mészkő, *4.* agyagmárga, dolomitmárga, *5.* aleurolit, *6.* homokos aleurolit, *7.* finomszemű homokkő, *8.* aprószemű homokkő, *9.* középszemű homokkő, *10.* nagyszemű homokkő

Abb. 3. Untertrias-Schichtenfolge der Bohrung Vokány-2 (nach M. Kassai)

Schichtung: *a* = parallel—geradlinig, *b* = wellig—diskontinuierlich, *c* = parallel—diskontinuierlich—geradlinig, *d* = wellig, *e* = diagonal—kreuzgeschichtet, *f* = gebogen—diskontinuierlich. — Gestein: *1.* Gips, Anhydrit, *2.* Dolomit, *3.* Kalkstein, *4.* Tonmergel, Dolomitmergel, *5.* Aleurolit, *6.* sandiger Aleurolit, *7.* feinkörniger Sandstein, *8.* kleinkörniger Sandstein, *9.* mittelkörniger Sandstein, *10.* grosskörniger Sandstein



4. ábra. A vokányi formáció a Túrony-1. sz. fúrásban (Kassai M. nyomán)

Rétegzettség: *a* = párhuzamos—egyenes, *b* = hullámos—szaggatott, *c* = hullámos. — Kőzet: *1.* gipsz, anhidrit, *2.* dolomit, *3.* mészkő, *4.* agyagmárga, márga, mészmárga, dolomitmárga, *5.* aleurolit

Abb. 4. Die Formation von Vokány in der Bohrung Túrony-1 (nach M. Kassai)

Schichtung: *a* = parallel—geradlinig, *b* = wellig—diskontinuierlich, *c* = wellig. — Gestein: *1.* Gips, Anhydrit, *2.* Dolomit, *3.* Kalkstein, *4.* Tonmergel, Mergel, Kalkmergel, Dolomitmergel, *5.* Aleurolit

képviseltek. Sokkal fontosabb ezeknél a nagyméretű díszített spórák jelenléte (*Verrucosisporites jenensis*, *Verrucosisporites* sp., *Triassisporis* cf. *roeticus*), melyek a türingiai alsótriásszal való párhuzamosítást teszik lehetővé (felső vagy középső Buntsandstein). Palinológiai alapon tehát az itt kimutatott pollenflóra kora alsótriász. Hasonló, illetve majdnem ugyanilyen összetételű flóra volt a Vokány-2. sz. fúrás 386,0—394,0 m közötti anyagában.

* * *

A formáció egyik leggyakoribb kőzettípusának, a dolomitnak (típusminta: Tú-1. sz. f. 309,6 m) anyagvizsgálati adatai a következők:

a) Szürke dolomit:

Makroszkópos jellegek: Kriptokristályos, kemény, kagylós törésű, vékonyrétegzett. A réteglapokon gyakoriak a szürkésbarna agyagsávok, melyek 0,1—2,0 cm vastagok. A dolomitban gyakoriak a néhány cm átmérőjű, rostos gipsszel (ritkán anhidrittel) kitöltött üregek, melyek a paragenetikus jelleget bizonyítják (ultraszulfátos közegben történő primer dolomitképződés).

Kőzettani összetétel: vegyi komponens 97,66%, kolloidális komponens 1,84%, törmelékes komponens 1,0%.
Fajsúly 2,8 g/cm³, térfogatsúly 2,73 g/cm³, porozitás 2,5%, oldási maradék 2,34%, pH 5,5, O_{Fe} 0,73.

Röntgendiffraktométeres vizsgálat: dolomit (10), kvarc (nyom), illit (nyom).

Nehézásványok (elemző VETŐ I.-NÉ): anhidrit 99,5%, amfibol 0,5%, limonit (nyomokban). A nehézásvány-szeparátumban néhány szivacstű is felismerhető volt.

Vegyi összetétel (%) (elemző TOLNAY V.):

SiO_2	2,97
TiO_2	nyom
Al_2O_3	2,46
FeO	0,49
Fe_2O_3	0,18
MnO	0,13
CaO	31,81
MgO	10,58
Na_2O	0,09
K_2O	0,90
$-H_2O$	0,14
$+H_2O$	4,07
CO_2	41,45
P_2O_5	0,03
Össz. S	0,25
	100,55

Színképelemzési eredmény (ppm) (elemző MÁFI színképlabor): B 100, Mn 160, Cu 16, Pb 6, Ga 4, V 40, Ti 600, Ni 6, Co 10, Sr 400, Cr 25, Ba 250, Li 40, Sn 6.

A másik leggyakoribb kőzettípus (típusminta: Tú-1. sz. f. 309,6 m) anyagvizsgálati adatai:

b) Sötétszürke, meszes dolomitmárga:

Makroszkópos jellegek: Levelesen rétegzett, kagylós törésű, kemény, tömött szövetű.

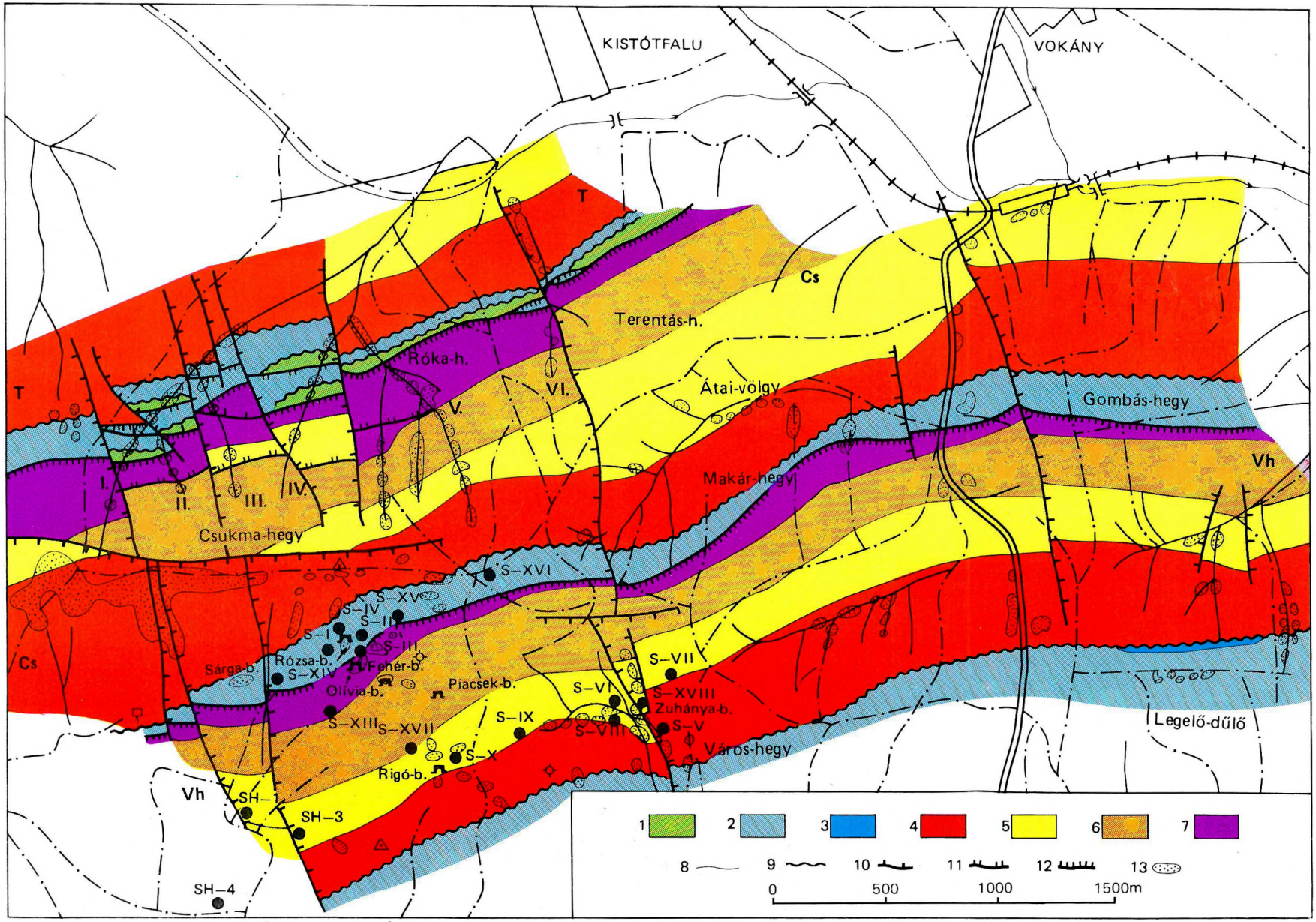
Kőzettani összetétel: vegyi komponens 70,8%, kolloidális komponens 12,0%, törmelékes komponens 17,2%.
Fajsúly 2,73 g/cm³, térfogatsúly 2,64 g/cm³, porozitás 5,0%, oldási maradék 29,2%, pH 5,4, O_{Fe} 0,16.

Röntgendiffraktométeres vizsgálat: kvarc (1), dolomit (6), magnezit (2), illit (1).

Nehézásványok (elemző VETŐ I.-NÉ): amfibol 0,6%, gránát 0,6%, muszkovitosodott biotit 2,0%, limonit 2,0%, anhidrit 91,0%, ? rutil 0,6%, epidot 2,0%, gipsz 0,6%, cirkon 0,6%.

Vegyi összetétel (%) (elemző TOLNAY V.):

SiO_2	7,50
TiO_2	0,05
Al_2O_3	3,21
FeO	0,64
Fe_2O_3	0,05
MnO	0,16
CaO	36,26
MgO	9,78
Na_2O	0,11
K_2O	1,42
$-H_2O$	0,73
$+H_2O$	1,77
CO_2	37,61
P_2O_5	0,05
Össz. S	0,44
	99,78

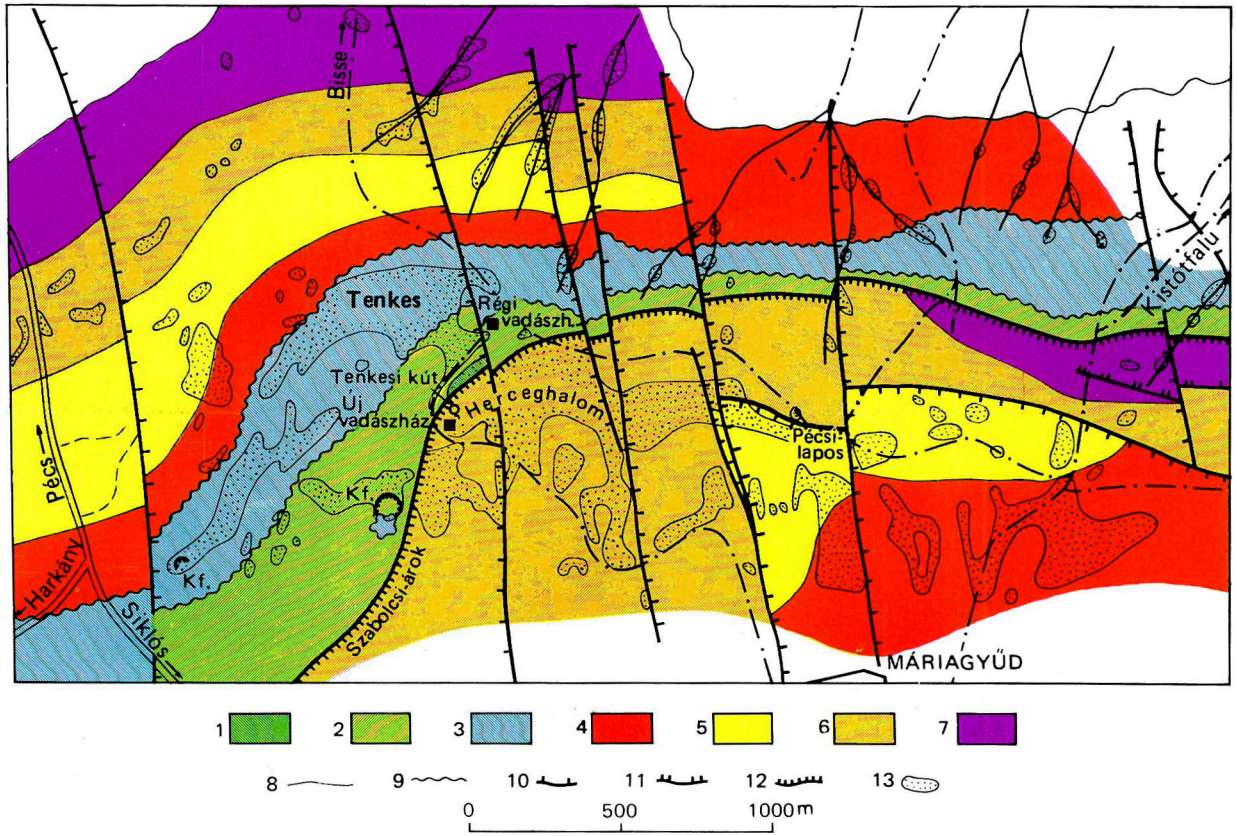


5. ábra. A Villányi-hegység középső részének földtani térképe (Földi M.—HeténYi R.—Nagy I. 1969)

1. Alsókréta, *2.* felsőkréta, *3.* középsőjura képződmények, *4.* csukmai dolomit (illyr), *5.* zuhányai mészkő (pelsói), *6.* gyűdi mészkő, *7.* rókahegyi dolomit (*6—7.* hydaspesi); képződményhatár: *8.* konkordanciával, *9.* eróziós diszkordanciával; *10.* vető, *11—12.* feltolódás (*12.* pikkelyhatár); *13.* kibúvás. — T = tenkesi pikkely, Cs = csukmai pikkely, Vh = város-hegyi pikkely. — I. Kistótfalu—DNy, Ny-i nagyárok, II. a nagyárok felső K-i mellékága, III. a nagyárok utolsó K-i mellékága, IV. Kistótfalu—DNy, K-i nagyárok, V. Kistótfalu-II. sz. árok, VI. Kistótfalu-I. sz. árok

Abb. 5. Geologische Karte des mittleren Teiles des Villányer Gebirges (M. Földi—R. Hetényi—I. Nagy 1969)

1. Unterkreide, *2.* Oberkreide, *3.* Mitteljura, *4.* Dolomit von Csukma (Illyr), *5.* Kalkstein von Zuhánya (Pelson), *6.* Kalkstein von Gyűd, *7.* Dolomit von Rókahegy (*6—7.* Hydasp); Formationsgrenze: *8.* mit Konkordanz, *9.* mit Erosionsdiskordanz; *10.* Verwerfung, *11—12.* Aufschiebung (12. Schuppengrenze); *13.* Ausbiss. — T = Schuppe von Tenkes, Cs = Schuppe von Csukma, Vh = Schuppe von Város-hegy. — I. Kistótfalu—SW, westlicher Grossgraben, II. oberer östlicher Nebenzweig des Grossgrabens, III. letzter östlicher Nebenzweig des Grossgrabens, IV. Kistótfalu—SW, östlicher Grossgraben, V. Graben Kistótfalu-II, VI. Graben Kistótfalu-I

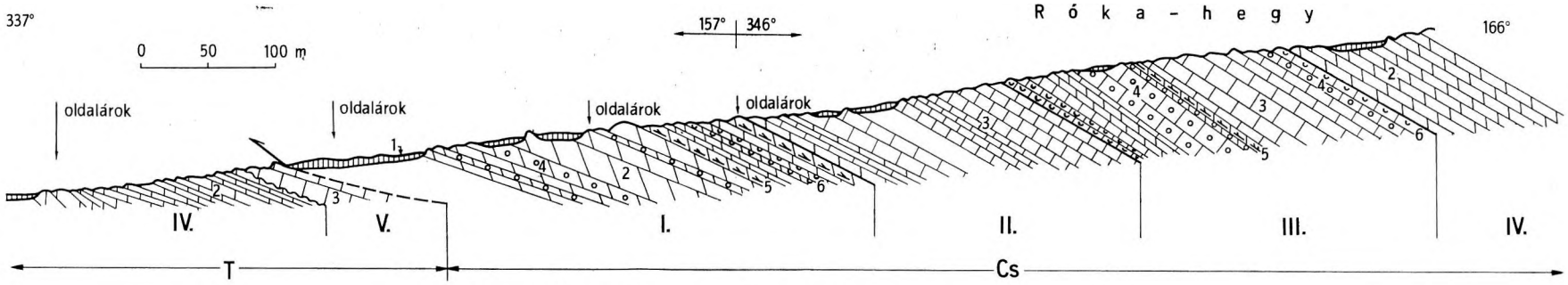


6. ábra. A Tenkes környékének földtani térképe (NAGY I. 1971)

1. Alsókréta kőzetlisztes márga, *2.* alsókréta mészkő, *3.* felsőjura mészkő, *4.* csukmai dolomit (illyr), *5.* zuhányai mészkő (pelsói), *6.* gyűdi mészkő, *7.* rókahegyi dolomit (*6–7.* hydaspesi); képződményhatár: *8.* konkordanciával, *9.* eróziós diszkordanciával; *10.* vető, *11–12.* feltolódás (*12.* pikkelyhatár); *13.* kibúvás

Abb. 6. Geologische Karte der Umgebung des Tenkes (I. NAGY 1971)

1. Unterkretazischer schuffiger Mergel, *2.* Unterkreide-Kalkstein, *3.* Oberjura-Kalkstein, *4.* Dolomit von Csukma (Illyr), *5.* Kalkstein von Zuhánya (Pelson), *6.* Kalkstein von Gyűd, *7.* Dolomit von Rókahegy (*6–7.* Hydasp); Formationsgrenze: *8.* mit Konkordanz. *9.* mit Erosionsdiskordanz; *10.* Verwerfung, *11–12.* Aufschiebung (*12.* Schuppengrenze); *13.* Ausbiss

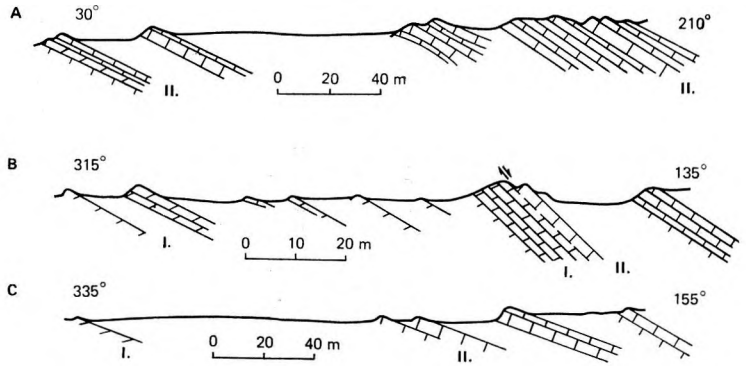


7. ábra. A Kistótfalu-II. sz. árok földtani szelvénye (FÖLDI M. 1969)

1. Lejtőtörmelék, *2.* dolomit, *3.* mészkő, *4.* barnafoltos kőzet, *5.* crinoideás kőzet, *6.* betétes kőzet. — Formációk: I. rókahegyi dolomit, II. gyűdi mészkő, III. zuhányai mészkő, IV. csukmai dolomit, V. felsőjura mészkő. — T = tenkesi pikkely, Cs = csukmai pikkely

Abb. 7. Geologisches Profil des Grabens Kistótfalu-II (M. FÖLDI 1969)

1. Gehängeschutt, *2.* Dolomit, *3.* Kalkstein, *4.* Gestein mit braunen Flecken, *5.* crinoideenführendes Gestein, *6.* Gestein mit Einschaltungen (mit Kalkspat ausgefüllte Schichtenfugen von Hohlräume). — Formationen: I. Dolomit von Rókahegy, II. Kalkstein von Gyűd, III. Kalkstein von Zuhánya, IV. Dolomit von Csukma, V. Oberjura-Kalkstein. — T = Schuppe von Tenkes, Cs = Schuppe von Csukma

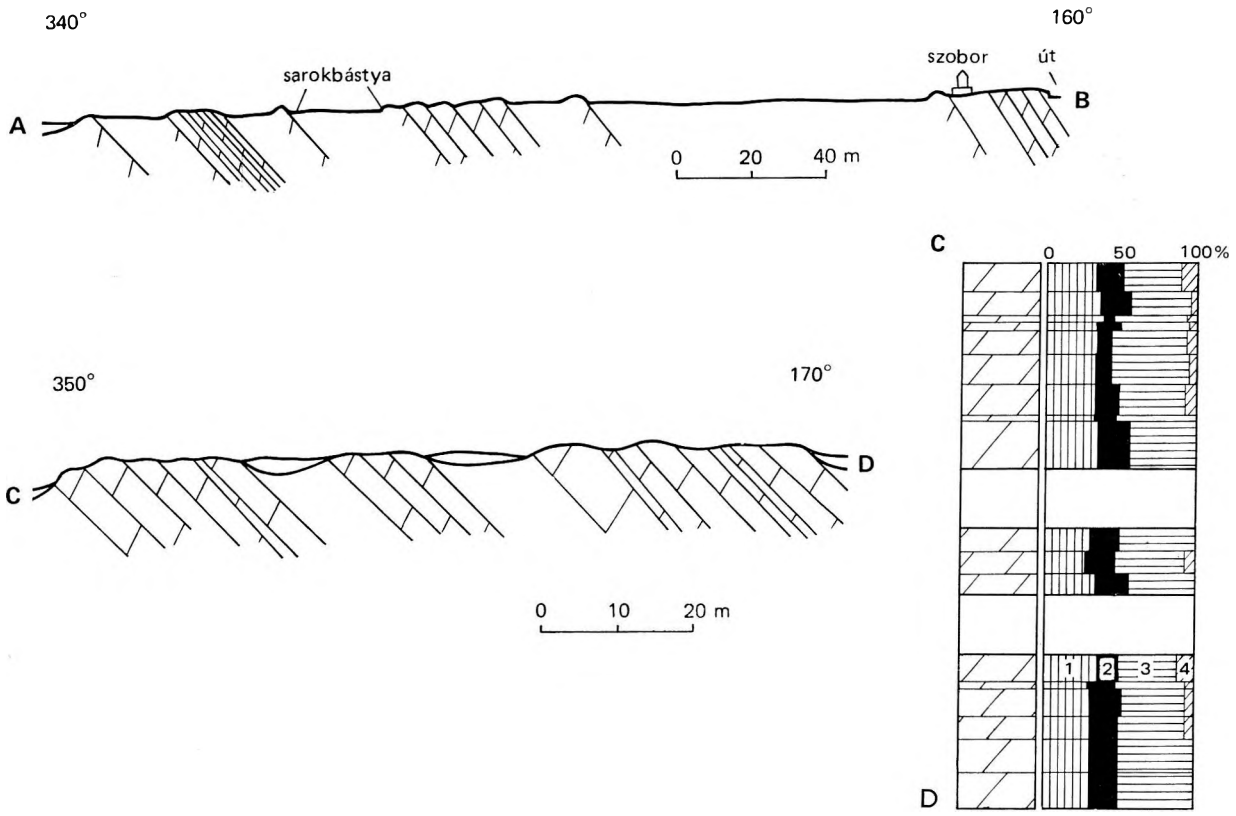


8. ábra. A rókahegyi dolomit (I.) és a gyűdi mészkő (II.) kibúvásai a Kistótfalutól DNy-ra levő árkokban

A: K-i nagyárok, B: Ny-i nagyárok felső K-i mellékága, C: utolsó, K-i mellékága

Abb. 8. Ausbisse des Dolomits von Rókahegy (I) und des Kalksteins von Gyűd (II) in den Gräben SW von Kistótfalu

A: Östlicher Grossgraben, B: oberer östlicher Nebenzweig des westlichen Grossgrabens, C: letzter östlicher Nebenzweig desselben



9. ábra. A rókahegyi dolomit szelvényei a siklósi Várhegyen. A—B: a belső vár Ny-i fala mentén, C—D: a belső vár K-i fala tövében

1. Savban oldható CaO, *2.* savban oldható MgO, *3.* CO_2, *4.* oldási maradék

Abb. 9. Profile des Dolomits von Rókahegy am Várhegy von Siklós. A—B: längs der Westmauer der inneren Festung; C—D: am Fuss der Ostmauer der inneren Festung

1. CaO, in Säure löslich, *2.* MgO, in Säure löslich, *3.* CO_2, *4.* Lösungsrückstand

a csukmai pikkely ÉNy-i részén, így a Szabolcsi-ároknál is, a gyűdi mészkő torlódik a kréta összletre az ,,alsó-anisusi'' dolomit kimaradásával.

A rókahegyi dolomit formációt rétegtani helyzete alapján az anisusi hydaspesi alemeletébe helyezzük és a mecseki ,,határdolomit'' megfelelőjének tekintjük.

Gyűdi mészkő formáció

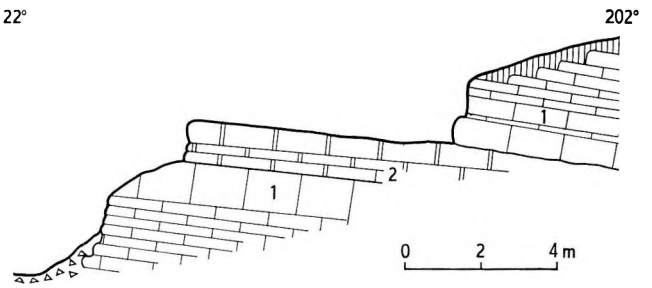
Gyűdi mészkő formáció néven foglaltuk össze azokat a képződményeket, amelyek az irodalomban eddig ,,gutensteini mészkő'' és ,,anisusi vékonypados mészkő'' néven szerepeltek.

A formáció képződményeinek legjobb feltárását Máriagyűdtől ÉNy-ra a Herceghalmon találjuk. Jó feltárásai ismertek a Kistótfalutól DNy-ra levő árokrendszerben, a Csarnótai-hegyen, a hegyszentmártoni Köves-hegyen, a vokányi völgyben, a siklósi Olivia-bányában. Kevésbé jó feltárásokban vizsgálható a bissei árkokban és a nagyharsányi Kerék-hegyen. A délnyugati szerkezeti egység és az északi előtér több fúrása harántolta és feltárta néhány díszítőkő-kutató fúrás is.

A délnyugati szerkezeti egységben a hegyszentmártoni Köves-hegyen kőfejtősor tárja fel a formáció képződményeit (10. ábra). A gyűdi mészkő aprógumós, vörösagyag-hártyás rétegei közé itt a feltárt rétegsor felső részén Crinoidea-dús, graciliszes mészkőrétegek iktatódnak. A Rádfalva-1. sz. fúrás 35,6 m-ben ütötte meg pannóniai homok alatt, feltehetően törmelékben; 36,6 m-től már rókahegyi dolomitban haladt a fúró.

Az északi előtérben a Szava-3. sz. fúrás kainozóos üledékek alatt, 92,5—136,2 m között harántolta a gyűdi mészkövet. Itt a fekvő rókahegyi dolomit meszes dolomit- és dolomitos mészkőrétegekkel megy át a gyűdi mészkőbe. A Túrony-1. sz. fúrás 170,0—213,0 m között harántolt dolomitja egy harmadik dolomitszintet jelent. A Bisse-1. sz. fúrás pleisztocén és neogén üledékek alatt 198,0—320,8 m között, a Vokány-2. sz. fúrás pelsói mészkő alatt 329,6—439,2 m között, a Peterd-1. sz. fúrás szintén pelsói mészkő alatt 617,0—779,0 m között tárta fel a gyűdi mészkövet.

A tulajdonképpeni Villányi-hegységben a Kistótfalu-II. sz. árok (7. és 11. ábra) a csukmai pikkely gyűdi mészkő formációját 115 m vastagságban tárja fel. A Kistótfalu-DNy, Ny-i nagyárok utolsó jobb oldali mellékágában és a felső jobb oldali mellékágban kisebb feltárásokban, a K-i nagyárokban összefüggő feltárásokban vizsgálhatók a formáció képződményei (8. ábra). Utóbbi helyen legalul a gyűdi mészkő mészkőpados dolomit tagozata látható (12. ábra), fölfelé az árkon kisebb-nagyobb megszakításokkal mintegy 400 m hosszban van feltárva a gyűdi mészkő világosabb tónusú, vékonypados, néhol aprógumós betelepüléseket tartalmazó rétegsora. Itt e formáció képződményei kb. 110 m valódi vastagságúak. A legkeletibb ismert előfordulásokat a Kisjakabfalva-1. sz. fúrás tárta fel. A város-hegyi pikkely triász rétegsorait tárják fel a Zuhányai-völgy és mellékárkai (17. ábra). A fővölgyben a zuhányai mészkő alatt kibukkannak a gyűdi mészkő formáció vékonypados képződményei is. Az Olivia-bánya, amelyet ma már nem művelnek, a formáció mészkőpados dolomit tagozatát tárja fel (13. ábra). A Siklós-V/a. sz. fúrás (19. ábra) a formáció legfelső 10 méternyi részét, a Siklós-XVII. sz. fúrás 80 méteren át harántolta (14. ábra). Ezekben a fúrásokban a jellemző dolomitszintet dolomitos mészkő képviseli.



10. ábra. A gyűdi mészkő legfelső rétegei a hegyszentmártoni Köves-hegyen (K-i kőfejtő) (Detre Cs.—Nagy E. 1971)
1. Vörösagyag-hártyás, aprógumós mészkő, *2.* Crinoidea-dús, graciliszes mészkő

Abb. 10. Oberste Schichten des Kalksteins von Gyűd am Köves-hegy von Hegyszentmárton (östlicher Steinbruch) (Cs. Detre—E. Nagy 1971)
1. Kleinknolliger Kalkstein mit einem Film von rotem Ton, *2.* crinoideenreicher Gracilis-Kalkstein

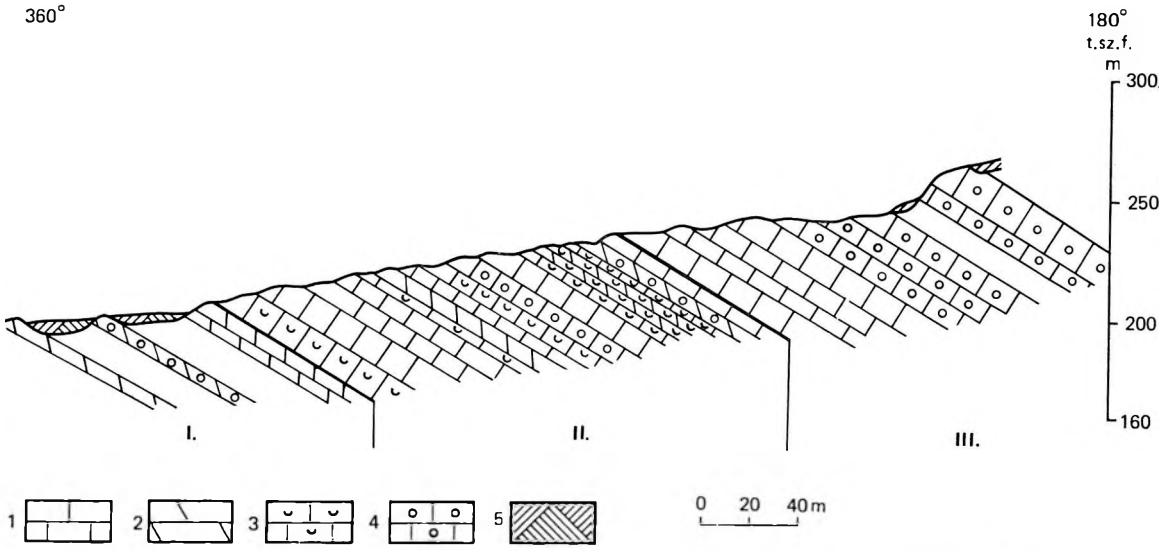
A fekete-hegyi pikkelyből nem ismerjük a gyűdi mészkő formációt, a harsány-hegyi pikkelyben a Nagyharsány-II. sz. fúrás ütötte meg.

Az északkeleti szerkezeti egységben az egyetlen ismert triász képződmény a Monyoród-1. sz. fúrásban az aaleni crinoideás mészkő alatt — 31,6—200,0 m között — megfúrt dolomitos, ooidos gyűdi mészkő.

A felsorolt feltárások és fúrások rétegsorai alapján a formáció 43—165 m közti vastagságértékeket mutatott, az átlagvastagságot 100 m-nek állapítottuk meg (4. táblázat).

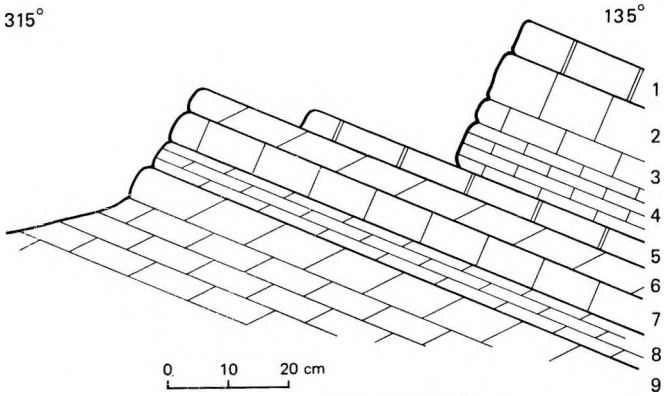
A gyűdi mészkő formációt a típusszelvényben észleltek alapján 4 tagozatra osztottuk, amelyek alulról felfelé a következők:

1. sötét tónusú, dolomitpados mészkő tagozat,
2. mészkőpados dolomit tagozat,
3. dolomitsávos és réteges mészkő tagozat,
4. világos tónusú mészkő tagozat.



11. ábra. A Kistótfalu-II. sz. árok Ny-i mellékágának földtani szelvénye (Földi M. 1969)
1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* betétes kőzet, *4.* barnafoltos kőzet, *5.* lejtőtörmelék. — Formációk: I. rókahegyi dolomit, II. gyűdi mészkő, III. zuhányai mészkő

Abb. 11. Geologisches Profil des westlichen Nebenzweiges des Grabens Kistótfalu-II (M. Földi 1969)
1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* Gestein mit Einschaltungen, *4.* Gestein mit braunen Flecken, *5.* Gehängeschutt. — Formationen: I. Dolomit von Rókahegy, II. Kalkstein von Gyűd, III. Kalkstein von Zuhánya



12. ábra. A gyűdi mészkő második (dolomitos) tagozatának feltárása a Kistótfalu—DNy, K-i nagyárok középső szakaszán (Nagy I. 1969)

1. Világos barnásszürke, érdes törésű, aprókristályos, könnyen málló, ikrás szövetű, kissé dolomitos mészkő; *2.* barnássárga, foltos, kagylós törésű mészkő; *3.* szürkésbarna, érdes törésű, aprókristályos mészkő; *4.* barnásszürke, sárgásbarna, foltos és sávos, kagylós törésű, bitumenes mészkő; *5.* barnásszürke, sárgásbarna foltos, kagylós—szilánkos törésű dolomitos mészkő; *6.* sárgásbarna, érdes törésű, finomszemcsés dolomit; *7.* barnásszürke, sárgásbarna, foltos, kagylós—szilánkos törésű mészkő; *8.* barnásszürke, szürkesávos, érdes törésű, aprókristályos, sárga kalciteres dolomit; *9.* szürkésbarna, érdes törésű, aprókristályos dolomit

Abb. 12. Aufschluss der zweiten (dolomitischen) Subformation der Kalksteinformation von Gyűd im mittleren Abschnitt des östlichen Grossgrabens von Kistótfalu-SW (I. Nagy 1969)

1. Hellbräunlichgrauer, kleinkristalliner, leicht dolomitischer Kalkstein mit rauher Bruchfläche und zelligem Texturbild, leicht verwitternd; *2.* bräunlichgelber, fleckiger Kalkstein von schaligem Bruch; *3.* gräulichbrauner, kleinkristalliner Kalkstein von rauhem Bruch; *4.* bräunlichgrauer bis gelblichbrauner, fleckiger und gebänderter, bituminöser Kalkstein von schaligem Bruch; *5.* bräunlichgrauer, gelblichbraunfleckiger Dolomitkalk von schalig-splitterigem Bruch; *6.* gelblichbrauner, feinkörniger Dolomit von rauhem Bruch; *7.* bräunlichgrauer, gelblichbrauner, fleckiger Kalkstein von schaligem-splitterigem Bruch; *8.* bräunlichgrauer, kleinkristalliner Dolomit von rauhem Bruch, mit grauen Bändern und gelben Kalkspatadern; *9.* gräulichbrauner, kleinkristalliner Dolomit von rauhem Bruch

A formáció képződményeit az alábbiakban tagozatonként tárgyaljuk.

1. Sötét tónusú, dolomitpados mészkő tagozat

A tagozat képződményei a Herceghalom Ny-i peremétől az új bissei vadászházig („Tenkesi kút") vannak feltárva. Néhány kibúvásban megtalálhatók a Herceghalom és a Tenkes közti nyeregben vezető kocsiúton, sőt a kocsiút Ny-i oldalán is, ahol néhány (10—15) m-re már a kréta képződmények feltárásai láthatók (6. ábra). A tagozat vastagsága a feltolódási vonal menti helyzet adta bonyolult szerkezet miatt pontosan nem adható meg, kb. 30 m-re tehető.

A képződmények általában vékonypadosak, többnyire tiszta mészkövek, ritkán dolomitos mészkövek és meszes dolomitok. Tiszta dolomit nagyon ritkán fordul elő a rétegsorban. A dolomitos képződmények a rétegsor felső részén gyakoribbak.

A tagozat kőzetei általában sötét tónusúak, többnyire barnásszürkék, ritkábban világos barnásszürkék (ezek a dolomitos változatok), néha vöröses árnyalatúak, gyakran sötétebb szürke foltokat és szabálytalan sávokat tartalmaznak. A rétegsor alsó részén jellemző az intenzív sárgásbarna foltosság, amely néha hálózatos-eres formát ölt. Ugyancsak az alsó szakaszon elvétve halványlila foltosság is észlelhető.

A kőzetek tömöttek, kagylós törésűek, törésfelületük többnyire szilánkos, ritkábban sima, a néhány dolomitos betelepülés kissé érdes törésű.

A képződmények szöveti képe eléggé változatos. Általában egyenetlen a szövet, a finomtól a durvaszemcsésig terjedő szemcsemérettel. A tiszta mészkövek néha egyenletesen finom- vagy aprószemcsések, a néhány dolomitbetelepülés pedig durvaszemcsés. Nagyon jellemző a tagozat szöveti képére a mészrögök jelenléte. Az apró mészrögök az egész rétegsorban általánosak, a mészkövekben gyakoribbak, mint a dolomitos betelepülésekben.

A tagozat képződményei mikrofosszíliában meglehetősen szegények. A kagylóhéjtöredékek általánosak a rétegsorban, számuk elég kevés, egy-két rétegben azonban felszaporodnak. Helyenként kevés Spongia, ritkán egy-két Foraminifera és Echinodermata váztöredék kíséri őket.

A tagozat képződményeiből új gyűjtésű makrofosszília nem áll rendelkezésünkre. Tekintettel arra, hogy a régebbi szerzők ezt a tagozatot nem tárgyalták külön, gyűjtéseik identifikálása meglehetősen nehéz. Ennek ellenére úgy véljük, hogy a Hofmann K. által bőséges lelőhely-megjelöléssel gyűjtött ősmaradványanyag egy kis része megbízhatóan ebből a tagozatból származtatható: „Bissétől D-re levő csúcs, mindjárt K-re a tenkesi kút felett, a tenkesi erdészlak alatt". (Megjegyezzük, hogy itt a régi tenkesi erdészlak, vagy más néven „bissei vadászház" értendő, amely már elpusztult, a jelenlegi vadászház a tenkesi kút D-i szomszédságában van.)

A Hofmann K. által gyűjtött ősmaradványokat Detre Cs. határozta meg:

Terebratulida inc. sed. (1 példány)
Ctenodonta elliptica praecursor (5 példány)

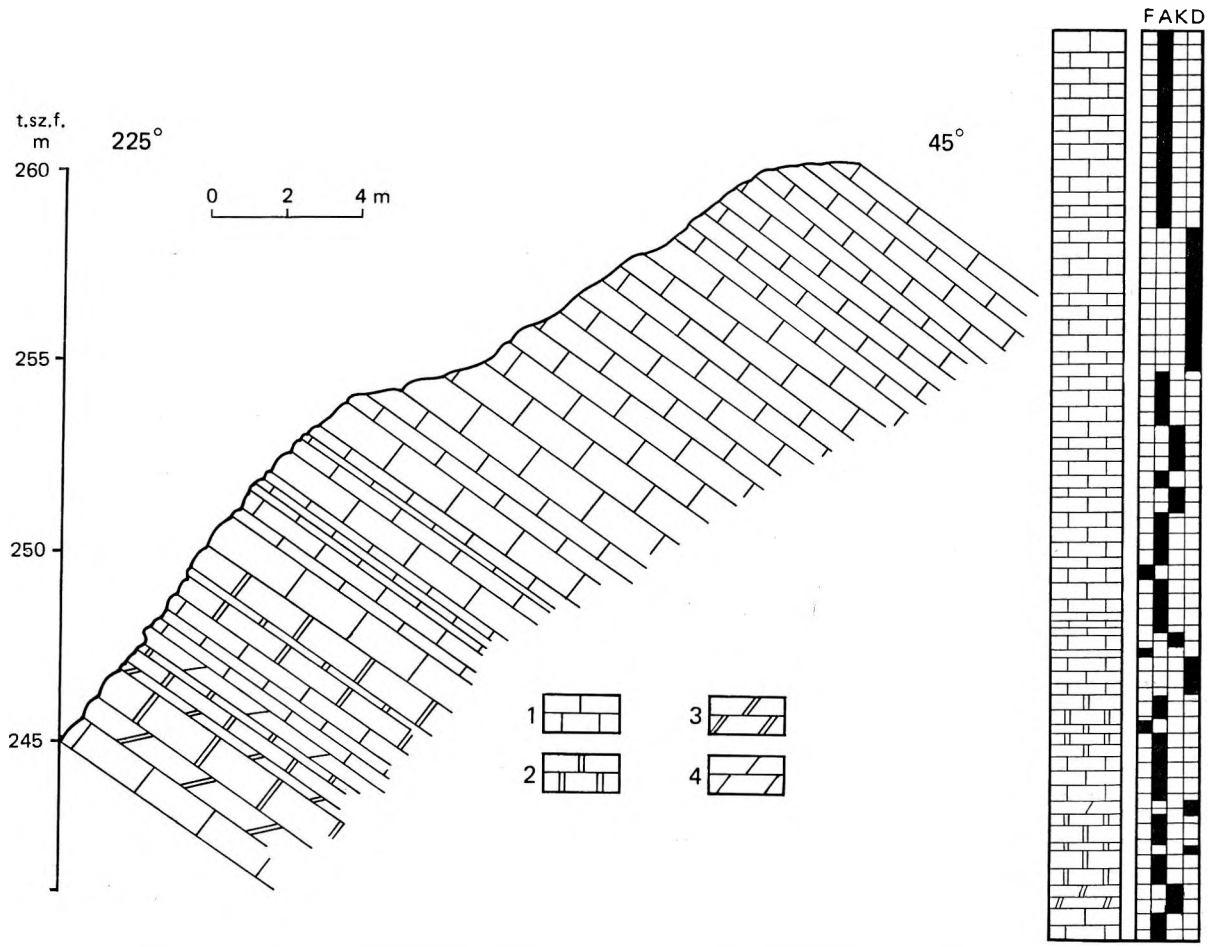
A tagozattal megbízhatóan azonosítható képződményeket más helyről nem ismerünk. Az ugyancsak csukmai pikkelybeli vékonypados mészkő rétegtagok vagy magasabb részeikkel érintkeznek a krétával (pl. a Pécsi-lapostól É-ra lefutó völgy), vagy alsó szakaszuk fedett. A Róka-hegytől Ny-ra levő árokban látszólag a legalsó rétegek is fel vannak tárva, azonban ez a kifejlődés ott nem ismeretes. Ugyancsak nem azonosítható a tagozat az előtér fúrásaiban.

2. *Mészkőpados dolomit tagozat*

A tagozat képződményei a Herceghalom tetején levő felhagyott kőbányákban, a hegy Ny-i peremén, illetve az innen DNy-ra lefutó kis gerincen (amelyet a Szabolcsi-árok határol), a Szabolcsi-árok K-i partján és felső részén a Herceghalom D-i lejtőjén vannak legjobban feltárva. A képződmények a Herceghalom ÉK-i részén szerkezetileg érintkeznek a kréta pachyodontás mészkővel, ettől D-re, a Herceghalom K-i peremén az első rétegszakasz képződményeire települnek, majd DNy-ra, a Szabolcsi-árok mentén ismét a pachyodontás mészkővel vannak szerkezeti érintkezésben. A tagozat vastagsága a számos apró, részaránytalan antiklinális és szinklinális jelenléte miatt pontosan nem adható meg, kb. 20 m-re tehető.

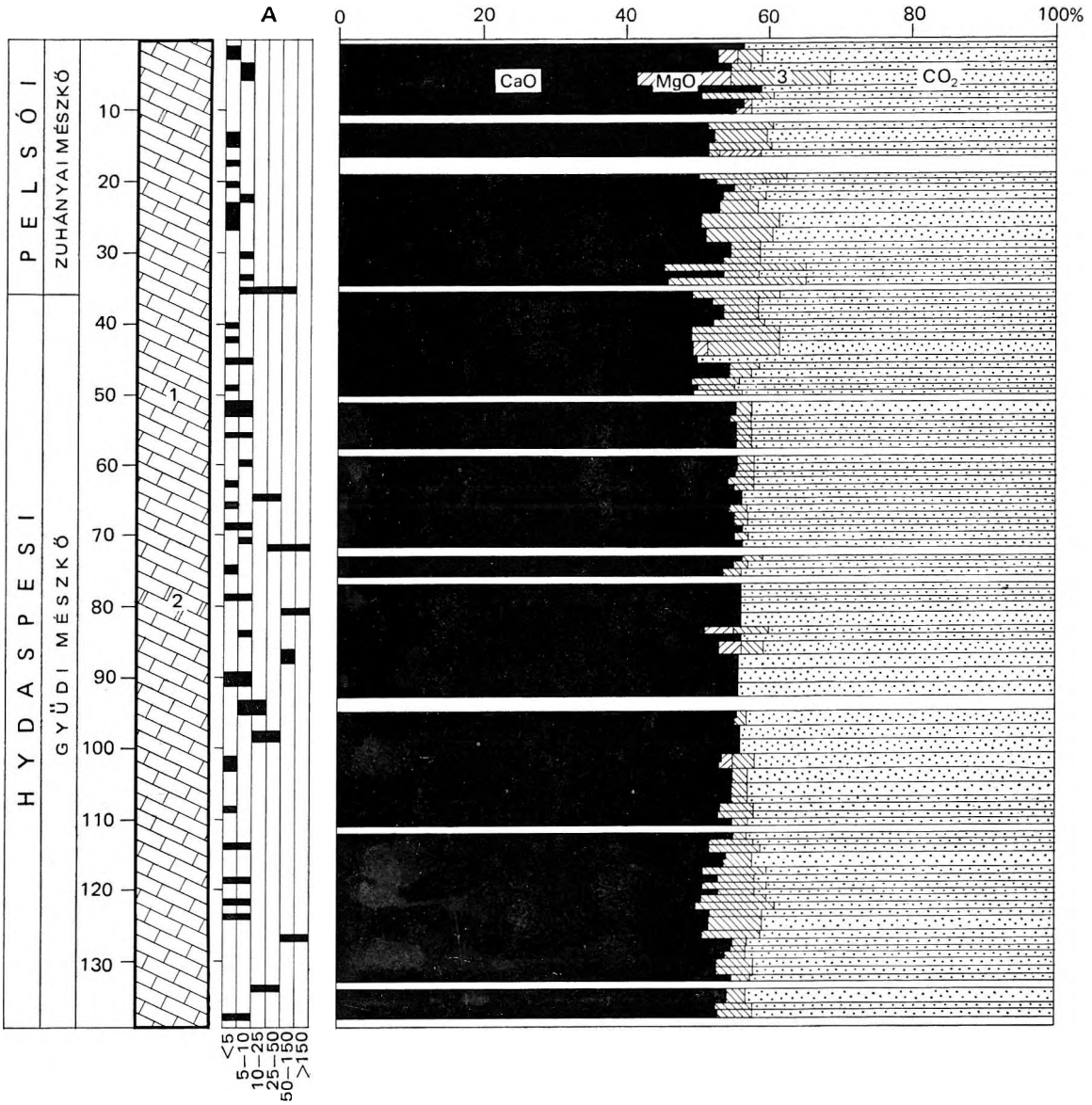
A rétegsor jellegét a dolomitrétegek adják, annak ellenére, hogy a tiszta dolomitok mennyisége nem túl nagy (10—15%), a tagozat középső részén azonban relatíve felszaporodnak. Nagyobb arányban vesznek részt a rétegsorban a gyengébben—erősebben meszes dolomitok és a dolomitos mészkövek. A tiszta mészkövek mintegy 30%-ban vannak jelen.

Mint a fentiekből is következik, a makroszkóposan dolomitnak látszó képződmények többsége meszes dolomit, s csak kisebb része tiszta dolomit. A dolomit- és meszes dolomitrétegek általában vékonyréteges—lemezes felépítésűek, ritkán található köztük 20 cm vastagságot meghaladó pad. (A rétegsor felső harmadában jellemző módon jelentkezik egy 40 cm-es fehér, aprókristályos dolomitpad.) A dolomitok színe világosabb a mészkövekénél, piszkosfehér, világos sárgásszürke, világosszürke, világos barnásszürke. Szövetük általában aprókristályos, ritkábban tömött, finomszemcsés. A likacsosság ritka, csak a rétegsor felső részén találkozunk vele egy-két esetben. Néhány dolomit több cm-es kalcitfészket tartalmaz, azonban ez a jelenség is ritka. A dolomitképződmények elvétve breccsás szövetűek. A tagozat kőzetei többnyire érdes törésűek, törésfelületük egyenetlen.



13. ábra. A gyűdi mészkő második (dolomitos) rétegszakaszának feltárása az Olívia-bányában (Földi M. 1969)
1. Mészkő, *2.* dolomitos mészkő, *3.* meszes dolomit, *4.* dolomit. — F = finomkristályos, A = aprókristályos, K = középkristályos, D = durvakristályos

Abb. 13. Aufschluss der zweiten (dolomitischen) Subformation der Kalksteinformation von Gyűd in der Olivia-Grube (M. Földi 1969)
1. Kalkstein, *2.* Dolomitkalk, *3.* Kalkdolomit, *4.* Dolomit. — F = feinkristallin, A = kleinkristallin, K = mittelkristallin, D = grobkristallin



14. ábra. A Siklós-XVII. sz. fúrás triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* dolomitos mészkő, *3.* oldási maradék. — A: A kőzetelemek uralkodó átmérője mikronban

Abb. 14. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-XVII

1. Kalkstein, *2.* Dolomitkalk, *3.* Lösungsrückstand. — A: Dominanter Durchmesser der Gesteinselemente (μ)

A második tagozat kőzeteinek egy részét dolomitos mészkövek adják, ezek a rétegsor „legtarkább" képződményei. Általában vékonyrétegesek, néha vékonypadosak. Alapszínük világos barnásszürke, gyakran sávosak, foltosak, néha breccsás felépítésűek. Leggyakoribb a sötétebb szürke sávosság vagy foltosság, néha azonban vörös- és szürkéssárga sávok és foltok is jelentkeznek. A képződmények általában finomszemcsések, kalcitpettyesek, törésük kagylós, törésfelületük többnyire kissé érdes, ritkábban szilánkos. A dolomittartalom a kőzetek egy részénél egyenletes eloszlású, gyakran sávszerűen különül el, ritkán breccsás jelleggel a dolomitosabb szemcsékben van jelen.

A tagozatban szereplő mészkőrétegek jórészt vékonypadosak, ritkábban vékonyrétegesek. Színük többnyire szürke, elég sötét tónusú, sokszor barnás árnyalatú, ritkán vöröses, nagyon ritkán zöldes. A mészkövek többnyire homogén színeloszlásúak, néha azonban sárgás—barnás, vagy sötétebb—világosabb szürke foltokat — elvétve sávokat — tartalmaznak. Többségük tömött szövetű, de előfordulnak köztük durvább szemcsés, erősen kalcitpettyes változatok is. Törésük általában kagylós, törésfelületük sima vagy szilánkos.

A második tagozat képződményei a változatos litológiai felépítésnek megfelelően változatos szöveti képet mutatnak. A rétegsor kőzeteinek mintegy 2/3 része egyenletes szövetű, a mészkövek általában finom- és aprószemcsések, a dolomitok durvaszemcsések. Az 1/3 részt kitevő kőzetek főleg

dolomitos mészkövek, ezek egyenetlen szövetűek, a finom- vagy aprószemcsés mészkőmezőkben durvaszemcsés dolomitmezők ülnek, máskor szeszélyesen átszövik azt. Gyakori, hogy a kisebb szemcseméretű mészkőben szórtan foglalnak helyet a nagyobb méretű dolomitkristályok. Az eltérő szemcseméretű rész néhol sávszerűen különül el. Irányítottságot még homogén szemcsézettség esetén is észlelhetünk (pl. mészrögök vagy ősmaradványok elrendeződése révén). A kőzetek kb. 2/3-a irányított szövetű. Az allokémiai elegyrészek közül jellemzők a rétegsorra a mészrögök, amelyek elsősorban mészkövekhez és dolomitos mészkövekhez csatlakoznak, de egyes dolomitokban is föllelhetők. A pszeudo-ooidok elég ritkák, egy-két esetben dolomitosodott oosparitot sikerült felismerni. A képződmények terrigén anyag-tartalma nem jelentős (savban oldhatatlan maradékuk általában 2% alatt van, egy esetben 7%), a minimális terrigén anyag pelit-frakciójú. Mindössze egy réteg esetében észleltünk erősebben eltérő terrigén anyag-tartalmat (14%), amely itt is nagyrészt pelit, emellett azonban aleurit-frakciójú kvarcszemcsék is elég szép számmal jelentkeznek. A kőzetek vastartalma jelentéktelen (0,2% alatt van), egyedül az említett aleuritos rétegben nagyobb egy nagyságrenddel (1,5%). A kőzetek SiO_2-tartalma átlag 0,65%, Al_2O_3-tartalma 0,25%, szabad kovasavat (kovásságot) tehát nem kell feltételeznünk. A mészkövek fajsúly-átlaga 2,67 g/cm³, térfogatsúly-átlaga 2,63 g/cm³. Ugyanezek az értékek a dolomitos mészköveknél: 2,72 és 2,66 g/cm³, a dolomitoknál 2,80 és 2,75 g/cm³, tehát mindkét adatnál a dolomittartalommal arányosan növekszik.

A második tagozat képződményei mikrofosszíliában elég szegények. A kőzetek negyedrésze csaknem faunamentes, további negyedrészében csak nagyon kevés ősmaradvány található. A mikroszkópos maradványok közül legáltalánosabbak a Brachiopoda váztöredékek, ezeket követően a kagylóhéj-metszetek és a Foraminiferák. A Spongia maradványok elég ritkák, 3—4 rétegben azonban jelentős számban mutatkoznak. Nagyon szórványosan észlelhetők az Echinodermata és Gastropoda maradványok és a *Globochaete alpina* Lombard alga-sporangium. A mikrofosszilia-tartalom tekintetében a tagozat kőzetfajtái közt szinte nincs különbség. Néhány dolomit faunamentes, de néhány mészkő is (különösen a finomszemcsések). Megfigyelhető, hogy a Spongiák leginkább a dolomitos mészkövekhez, ott is a dolomitosodott oosparitokhoz kötődnek, a kagylómaradványok pedig inkább a mészkövekben, dolomitos mészkövekben jelentkeznek, számuk mindig nagyon kevés, többségük globózus alak, mindössze 1 Frondicularia-típusú példányt sikerült megfigyelni. Megtartási állapotuk nagyon rossz. Feltűnő a rétegsorban az Echinodermata maradványok csaknem teljes hiánya, ami a Villányi-hegység triász képződményeiben itt a legszembetűnőbb.

A tagozat képződményei makrofosszíliában valamivel gazdagabbak, mint a fekvő tagozat. Új gyűjtésű ősmaradványanyaggal nem rendelkezünk, de a régi gyűjtésű anyag alapos lelőhely-leírása alkalmas arra, hogy azokat tagozatunkból származónak ítélhessük. A makrofaunát Detre Cs. dolgozta fel.

Rakusz Gy. „Máriagyűd, Szabolcsi-árok (id. dolomit)" megjelöléssel gyűjtött anyaga:

Gervillia sp. (26 példány) és
Poligyrina cf. *gracilior* (Schauroth) (3 példány)

alakokat tartalmaz. Az „idős dolomit" megjelölés arra vall, hogy Rakusz Gy. a dolomitos rétegekben a rókahegyi dolomit (alsó dolomit) képviselőit látta. A Szabolcsi-árokban kibúvó dolomitos rétegek azonban mészkőrétegekkel együtt jelennek meg és településileg az első tagozat mészkő rétegsorának fedőjében vannak.

Hofmann K. „Máriagyűd ÉNy, a Máriagyűdről a tenkesi erdészlakhoz vezető út alatt, a requieniás mészkő határától K-re levő hát, a tenkesi kúttól D-re" helymegjelöléssel az alábbi alakokat gyűjtötte:

Unionites fassaënsis	12 példány
Unionites sp.	21 példány
Entolium discites	1 példány
Gervillia sp.	sok példány
Loxonema sp.	2 példány

A Hofmann K. által megadott lelőhely a fentebbi, Rakusz-féle lelőhely közelében lehet, a Szabolcsi-árok tengelyétől (amely egyúttal a triász és kréta közti feltolódás vonala is) mindjárt K-re, ahol a triász képződmények egy kis D-re lefutó hát peremén jelennek meg először.

Szintén Hofmann K. gyűjtéséből származik az az anyag, amelyet a gyűjtő „Máriagyűd ÉNy, Tenkeshát, kőbányák a tenkesi erdészlaktól K-re levő csúcs tetején" lelőhely-megnevezéssel látott el:

Unionites fassaënsis	71 példány
Unionites sp.	7 példány
Entolium discites	10 példány
Gervillia sp.	7 példány

A Hofmann által megadott lelőhely tökéletesen identifikálható. [Megjegyezzük, hogy Hofmann itt is a régi, már elpusztult erdészlakra gondol, mely a Tenkestől K-re levő nyereg É-i részén állt (6. ábra). A Strausz—Rakusz által közölt térképen a jelzett csúcs „Herceghalom" néven szerepel, nyilván Hofmann ezt még nem ismerhette, ezért használja erre a tetőre is a „Tenkeshát" meglehetősen általánosító megjelölést.] A tetőn és ÉNy-i peremén nagy összevisszaságban található felhagyott kőbányácskák mind a második tagozat képződményeit tárják fel.

A tagozat megfelelőit találjuk a Kistótfalu-DNy, K-i nagyárok középső szakaszán (12. ábra), a kistótfalui árokrendszer több árkában és a siklósi Olivia-bányában (13. ábra). Az Olivia-bánya rétegsorából Oraveczné Scheffer A. az alábbi Foraminiferákat határozta meg:

Glomospira cf. *sinensis* Ho
Glomospira cf. *simplex* Harlton
Glomospira sp.
Hemigordius cf. *chialingchiangensis* (Ho)
Ammodiscus cf. *planus* (Moeller)
Ammobaculites cf. *wirzi* Koehn-Zaninetti
Calcitornella sp.
Frondicularia cf. *woodvardi* Howchin
Meandrospira sp.
Planiinvolutina sp.
Tolypammina sp.

Kísérő ősmaradvány: Ostracoda

3. Dolomitsávos és -réteges mészkő tagozat

A tagozat képződményei a Herceghalom KDK-i részén és a D-i hegyoldalon vannak legjobban feltárva. Vastagságuk kb. 30 m.

A képződmények a rétegsor alsó részén vékony padokkal váltakozó vékonyréteges, néhol vékonylemezes és kissé gumós, felső részén vékonypados megjelenésűek. A rétegfelszínek kissé egyenetlenek.

A kőzetek színe szürke, barnásszürke, gyakori a sárgás-vöröses és barnássárga, ritkán szürkéslila foltosság, néha sávosság. A fekvő részen a szín sötétebb árnyalatú, a sávosság—foltosság gyakoribb.

A kőzetek többsége mészkő, a rétegsor alsó részén gyakoriak a dolomitos és a dolomitsávos mészkövek. A rétegsorba itt-ott vékony dolomitrétegek iktatódnak, ezek is inkább az alsó szakaszon.

A kőzetek kétharmad része egyenletes szövetű, a mészkövek általában finom-aprószemcsések, a dolomitrétegek durvakristályosak. A dolomitos mészkövek és a mészkövek egy része egyenetlen szövetű, a finomtól a durváig tartó, szeszélyesen változó szemcseméretttel. Az oosparitrétegek ritkák. Egyes dolomitos mészköveknél szépen látható a dolomitosodás folyamata, a finomszemcsés mészkőmezőben szórtan aprószemcséjű dolomitkristályok vannak. A rétegsor alsó részén gyakori az irányított szövet.

Az allokémiai komponensek közül az oosparitrétegekben valódi ooid alig van, a szemcsék nagy része pszeudo-ooid. Az intraklasztok nagyon ritkák, a mészrögök gyakoribbak, ezek egyéb rétegekben is megjelennek, számuk azonban elenyésző.

A képződmények terrigén anyag-tartalma csekély, 1—4% közötti, agyagfrakciójú. A kőzetek SiO_2- és Al_2O_3-tartalma 1% alatti. Egy megvizsgált mészkőminta fajsúlya 2,71 g/cm^3, térfogatsúlya 2,66 g/cm^3 volt.

A harmadik tagozat, vagy inkább annak felső része, mikroszkópos ősmaradványokban viszonylag gazdag. Legjellemzőbbek a Brachiopoda metszetek, néhány rétegben nagyon sok található belőlük. Viszonylag általánosak az Echinodermata maradványok, számuk azonban nagyon kevés. Ritkábban, de nagyobb számmal észlelhetők a kagylóhéjak. Spongia maradványt csak néhány esetben, nagyon kis mennyiségben sikerült kimutatni. Ugyanez vonatkozik a Radiolariákra és a *Globochaete alpina* Lombard alga-sporangiumokra. Egy mintában Gastropoda metszetet észleltünk.

A harmadik tagozat szintbeli megfelelőjét látjuk a pécs—harkányi műút bevágásának ÉNy-i végén feltárt rétegekben. Hasonló szintű képződmények találhatók a Róka-hegytől Ny-ra levő árkokban is.

4. Világos tónusú mészkő tagozat

A tagozat képződményei a Herceghalomtól K-re levő gerincen és a Mária-háttól K-re a D-i hegyoldalon vannak feltárva. Vastagságuk 70—80 m.

A képződmények általában vékonypadosak, a padvastagság 15—50 cm. A felső 15 m-es szakaszon gyakoriak a vékonyréteges—vékonylemezes betelepülések, a legfelső részen aprógumós rétegek is közbeiktatódnak. A fekvő szakaszon gyakori jelenség, hogy a vastagabb padok hullámos

vagy sztilolitos határok mentén vékony rétegekre hasadoznak fel. A rétegfelszínek általában egyenletesek — kivéve a gumós betelepüléseket — és gyakran csomósak, rücskösek. A sima rétegfelszín ritka.

A kőzetek színe többnyire világos sárgásszürke és világos barnásszürke, a tagozat alján sötétebb, fölfelé világosabb tónusúak. Az alsó részen gyakori a lila, a legfelső részen pedig a barna foltosság. A sávos színezettség sokkal ritkább, az előzőkhöz igazodó megjelenéssel. A foltok általában elmosódó kontúrúak, csak kivételesen határozottak. A mélyebb részeken breccsásság is észlelhető, felfelé alig van, mindössze egy-két alkalommal észleltünk az alapszíntől alig elütő színű mészkőbetéteket.*

A rétegsort felépítő kőzetek tömöttek, törésük általában kagylós, legtöbbször szilánkos, néha elég sima törésfelülettel. Likacsos kőzetet csak egy alkalommal észleltünk. A kőzetekben elég gyakori a kalcitpettyezés.

A tagozat képződményei változatos szöveti képet mutatnak. A kőzetek mintegy kétharmada egyenletes szövetű, az egyharmadnyi egyenetlen szövetű kőzet a rétegsor felső részén dúsul. A kőzetek 50%-a finom- és aprószemcsés. A durvább szemcseméret foltokban fordul elő, de ritkán. Az egyenetlen szövetű kőzetekben a finomtól a durva szemcséig minden tartomány megvan, néhol nagyon durvaszemcsés foltok is megjelennek. A szövet irányítottsága, sávossága — szemben a mélyebb tagozatokkal — itt ritka. Az allokémiai komponensek elég jelentősek a rétegsorban. A kőzetek 10%-ban tartalmaznak intraklasztot és pszeudo-ooidot, mészrögöt a kőzetek 50%-ában észleltünk. Az oosparit-kőzetek elég ritkák (10%), mégis általánosan jellemzők az egész rétegsorra.

A negyedik tagozat képződményei terrigén anyagban szegények, többségük mészkő, elég gyakori azonban a lencsésen—rétegesen megjelenő, gyengén dolomitos mészkő is. A SiO_2-tartalom 1% alatti, az Al_2O_3-tartalom 0,4% alatt van. Az összvastartalom 0,15% alatti, általában gyengén oxidatív jellegű. A kőzetek átlagos fajsúlya 2,70 g/cm³, átlagos térfogatsúlya 2,65 g/cm³. A tagozat mikroszkópos ősmaradványokban elég gazdag, mindössze a kőzetek 10%-a tekinthető faunamentesnek. Legáltalánosabb maradványok a Brachiopodák, metszeteik a kőzetek mintegy 80%-ában jelen vannak, 30%-ában gyakoriak, egy-két rétegben szinte kőzetalkotó mennyiségűek. Elég jellemzőek az Echinodermaták is, egy-két rétegben gyakoriak. A többi tagozathoz viszonyítva jelentősek a Foraminiferák, néhány rétegben relatíve gyakoriak is, a rétegsor alsó szakaszán egy-két rétegben Frondicularia-típusú formák is jelentkeznek. Az ősmaradványok eloszlása nem egyenletes, a tagozat alul szegényesebb, mint felül. Pl. kagylómaradvány az alsó részen szinte nincs, fölül néhány rétegben kis mennyiségben már jelen van. A Brachiopodák, Foraminiferák, Echinodermaták a rétegsor minden szakaszán megtalálhatók, de fölül gyakoribbak, különösen az Echinodermaták, amelyek egyes rétegekben kőzetalkotók. Egyedül a Spongiák érnek el jelentős számot a rétegsor minden szakaszán egyaránt.

A negyedik tagozat képződményei makrofaunában szegények. A típusszelvényben egyedül a rétegsor felső részéből ismerünk néhány Crinoidea-dús padot.

A negyedik tagozat szintbeli megfelelőit látjuk a pécs—harkányi műút bevágásában feltárt rétegsor felső felében és az úttól kissé beljebb eső kis felhagyott kőbányában. A kőzetkifejlődés itt kissé eltér a típusszelvényben megismerttől, valamivel erősebb dolomitosodás tapasztalható (1—2 dolomitréteg és több meszes dolomitréteg észlelhető). A dolomitos rétegek hamar kiékelődnek, gyakran csak lencse- vagy csomóként jelennek meg a mészkőben. A rétegsorba egy néhány méter vastag vékonyréteges—lemezes, márga küllemű meszes dolomit és dolomitos mészkő rétegszakasz iktatódik. Ezek némelyike nagyon kevés aleuritot is tartalmaz. Egy-két helyen néhány aleuritos mészmárga-betelepülés is észlelhető a mészkőrétegek között.

A feltárásokból viszonylag gazdag kagylófauna került ki (7. táblázat).

A negyedik tagozat szintbeli megfelelőit találjuk a Pécsi-lapostól É-ra lefutó árokban, ahol dolomitmentes mészkőrétegek vannak feltárva, köztük néhány cm-es lencsés megjelenésű encrinittel.

A Kistótfalutól DNy-ra levő árokrendszer ugyancsak jól feltárja a negyedik tagozat képződményeit, több aprógumós betelepüléssel és néhány Crinoideában gazdag réteggel.

A tagozat felső, kb. 60 m-es szakaszát tárja fel a Siklós-XVII. sz. fúrás (14. ábra). A rétegsor itt is dolomitmentesnek látszik, felső felében kevés intrasparittal. A teljes rétegsorban viszonylag sok, kb. a kőzetek 40%-ára terjed ki az ooidosság (általában pszeudo-ooidokkal), ezeknek majdnem fele oosparit. Ezekben a rétegekben — és néha önállóan is — sok a mészrög. A domináns ősmaradvány itt is a Spongia.

A típusszelvényben ez a legfelső szakasz nem vizsgálható, mivel itt szerkezeti az érintkezés a fedő pelsói mészkővel. Ugyanakkor szerkezetileg redukált a rétegsor alsó, kissé sötétebb tónusú szakasza is, bár a rétegkimaradás nem lehet nagymérvű.

A gyűdi mészkőből kikerült, előbbiekben nem említett makrofaunát a 7. táblázat tartalmazza.

* Lásd Böckh J. (1876) és Nagy E. (1968) mecseki „sárgabetétes mészkő" típusát.

A gyűdi mészkő formáció egy mintájának (Vokány-2. sz. f. 386,00—394,00 m közötti márgabetelepülés) spóra—pollen együttese Bóna J. meghatározása és értékelése alapján:

Pityosporites schaubergeri R. Pot. et Klaus
Pityosporites zapfei R. Pot. et Klaus
Fuldaesporites cf. *centricus* Leschik
Monosulcites sp.
Anemoiidites cf. *spinosus* Mädler
Varirugosisporites sp.
Ginkgocycadophitus sp.
Triletes div. gen.
Disaccites inc. sedis
Zonales et *Azonales* inc. sedis

Az anyag több mint 90%-át légzsákos fenyőpollenek adják, elsősorban a Pityosporites nemzetségből. Harasztféle spórák csak elvétve találhatók. A Cycas- és Ginkgo-félék szintén ritkák. A fenyők kétségtelenül a permben is gyakori ősi típusokat képviselnek. A mellettük előforduló néhány Cycas- és Ginkgo-féle pollen azonban az alsótriászt valószínűsíti. Az egy minta vizsgálata alapján biztosan csak annyi mondható el, hogy a minta pollenflórája felsőtriásznál idősebb.

Zuhányai mészkő formáció

Zuhányai mészkő néven foglalkozunk azzal a formációval, amelyet a szakirodalom „recoaro mészkő" és „anizuszi vastagpados mészkő" megjelöléssel közöl.

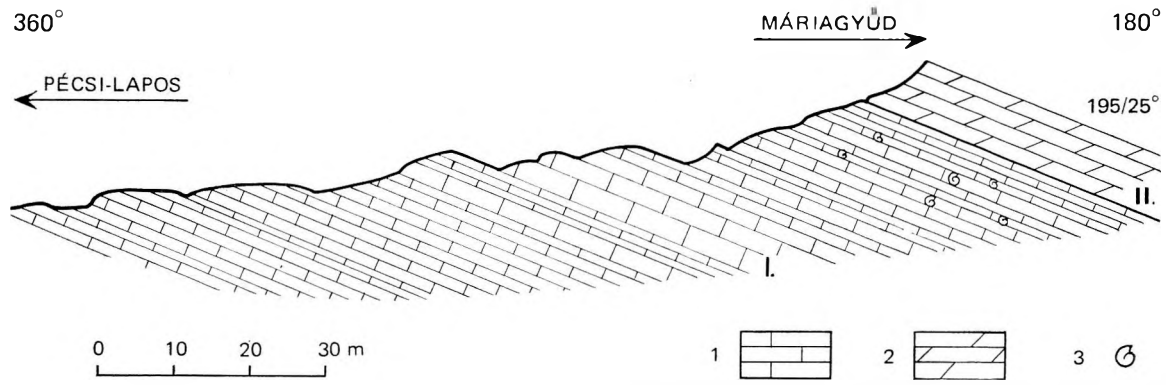
A formáció típusszelvényét a siklósi Zuhánya-bányában vettük fel, mivel legismertebb, legjobban hozzáférhető feltárásait itt találjuk, és nem utolsósorban azért, mert ezen a területen számos díszítőkő-kutató fúrás is feltárja a formációt. További jó feltárásait találjuk a Kistótfalutól D-re, a Róka-hegytől Ny-ra levő árkokban, az Átai-völgyben és a Tenkes Ny-i oldalán. Harántolta a teljes rétegsort a Peterd-1. sz. fúrás, feltárta a Túrony-1. sz. és a Vokány-2. sz. fúrás (É-i előtér). Számos fúrás mélyült a rétegcsoport képződményeibe Siklós környékén (10. táblázat).

A délnyugati szerkezeti egységben felszíni feltárása ismert a Szavai-hegyen (=Pipis-hegy). Itt a zuhányai mészkő formációt világosbarna foltos, szürke brachiopodás mészkő képviseli.

Az északi előtérben a Túrony-1. sz. fúrás tercier alatt, 125,4—170,0 m között harántolta a brachiopodás zuhányai mészkövet. A Vokány-2. sz. fúrás pleisztocén és neogén alatt 288,0—329,6 m között, a Peterd-1. sz. fúrás csukmai dolomit alatt 472,2—617,0 m között harántolta.

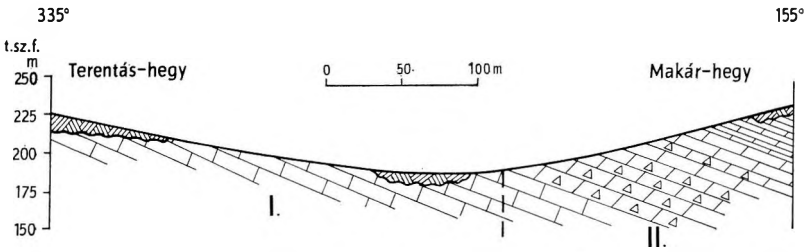
A tenkesi pikkelyben mindössze két jobb feltárásban ismerjük. A Tenkes DNy-i oldalán levő árokban a gyűdi mészkőre települve láthatók a formáció vastagpados képződményei. A Kistótfalu-1. sz. árokban a formáció legfelső 30 m-es szakasza észlelhető a csukmai dolomit alatt (26. ábra).

A csukmai pikkelyben a Pécsi-lapos környékén, a Máriagyűdtől É-ra levő tetőn és a Kistót-



5. ábra. A zuhányai mészkő (I.) felső részének és a csukmai dolomit (II.) legalsó rétegeinek feltárása a Pécsi-lapostól D-re levő völgy K-i oldalain (Nagy I. 1971)
1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* brachiopodás kőzet

Abb. 15. Aufschluss des Oberteiles des Kalksteins von Zuhánya (I) und der Basisschichten des Dolomits von Csukma (II) an der Südseite des Tales S vom Pécsi-lapos (I. Nagy 1971)
1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* brachiopodenführendes Gestein



16. ábra. Az Átai-völgy harántszelvénye (Földi M.—Nagy E. 1971)

I. Zuhányai mészkő formáció: dolomitbetétes, májbarna, pados mészkő. II. Csukmai dolomit formáció: alul pados és breccsás szövetű, felül vékonyréteges, vörösesszürke dolomit

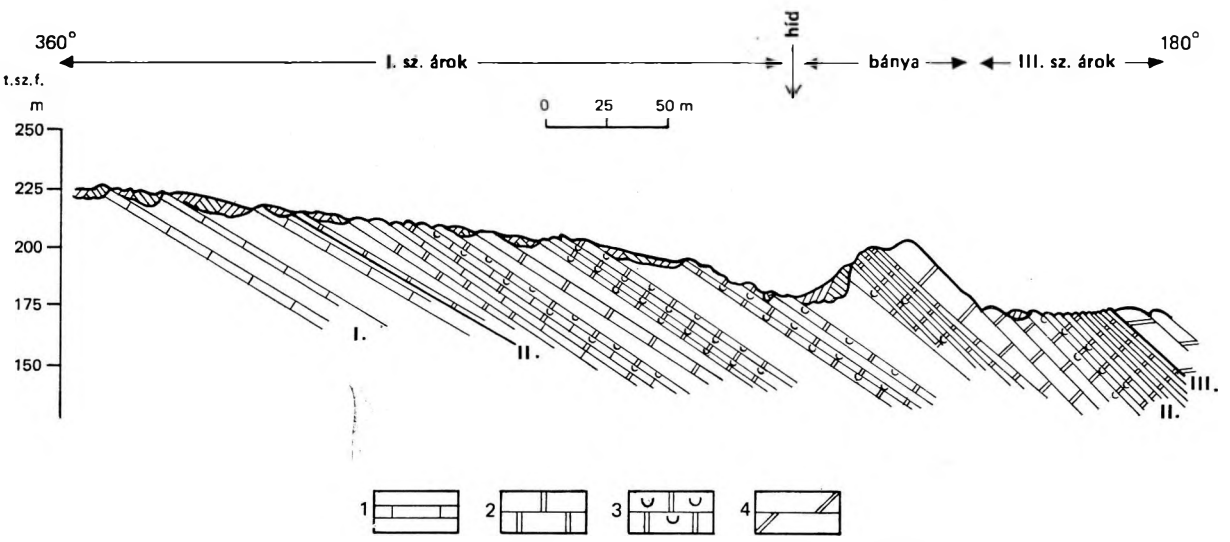
Abb. 16. Querprofil des Átai-Tales (M. Földi—E. Nagy 1971)

I. Kalksteinformation von Zuhánya: leberbrauner bankiger Kalkstein mit Dolomiteinschaltungen. II. Dolomitformation von Csukma: unten bankiger Dolomit von brekziöser Textur, oben dünngeschichteter, rötlichgrauer Dolomit

falutól DNy-ra levő árokrendszerben van feltárva a zuhányai mészkő. A Pécsi-lapostól DK-re, a gerinc Ny-i oldalán 30°-os déli dőlésben a zuhányai mészkő formáció felső 50 m-es szakasza és a rátelepülő csukmai dolomit legalsó rétegei láthatók (15. ábra). A zuhányai mészkő itt vékonypados, barnásszürke—sárgásbarna foltos, gyakori dolomitos mészkőbetétekkel. A Kistótfalu-II. sz. árokban gyűdi mészkő és csukmai dolomit között 120 m vastagságban van feltárva a zuhányai mészkő (7. ábra). A Kistótfalu-DNy, K-i nagyárok a gyűdi mészkő fedőjében a zuhányai mészkő formáció alsó kétharmadát tárja fel. Az Átai-völgy (a Terentás-hegy és a Makár-hegy között) közel csapásban tárja fel a csukmai dolomit és a zuhányai mészkő határrétegeit. A zuhányai mészkő formációt itt szürkésbarna, dolomitbetétes mészkő képviseli. Több feltárás alapján készült a 16. ábrán látható harántszelvény. A vokányi vasútállomástól D-re levő oldalban a Hofmann-féle faunalelőhelyek ma már betemetődtek (kontúrjaik az 5. ábrán láthatók).

A város-hegyi pikkely tartalmazza a formáció típusszelvényéül választott Zuhányai-völgy rétegsorait. A Zuhánya-bánya K-i oldalán lefutó völgy felsőbb szakasza tárja fel a gyűdi mészkő—zuhányai mészkő határképződményeket és a zuhányai mészkő alsó, vékonyabb pados szakaszait. A rétegsor középső harmadába, amely vastagpados kifejlődésű, telepítették a kőbányát, míg a felső harmadot, amely ismét vékonyabb rétegű és dolomitbetelepüléseket is tartalmaz, a bányától D-re eső árok tárja fel a rátelepülő csukmai dolomittal együtt (17. ábra). A Rigó-bánya a zuhányai mészkő legfelső rétegeit és a csukmai dolomittal alkotott határát tárja fel (18. ábra). A területen mélyített nemesépítőkő-kutató fúrások közül a Siklós-V/a., VI., VII., VIII., IX., X. és a XVII. sz. fúrás fúrt zuhányai mészkövet (19—24., 14. ábra).

A fekete-hegyi pikkelyben a zuhányai mészkő csak néhány kibúvásban jelenik meg a Császár-

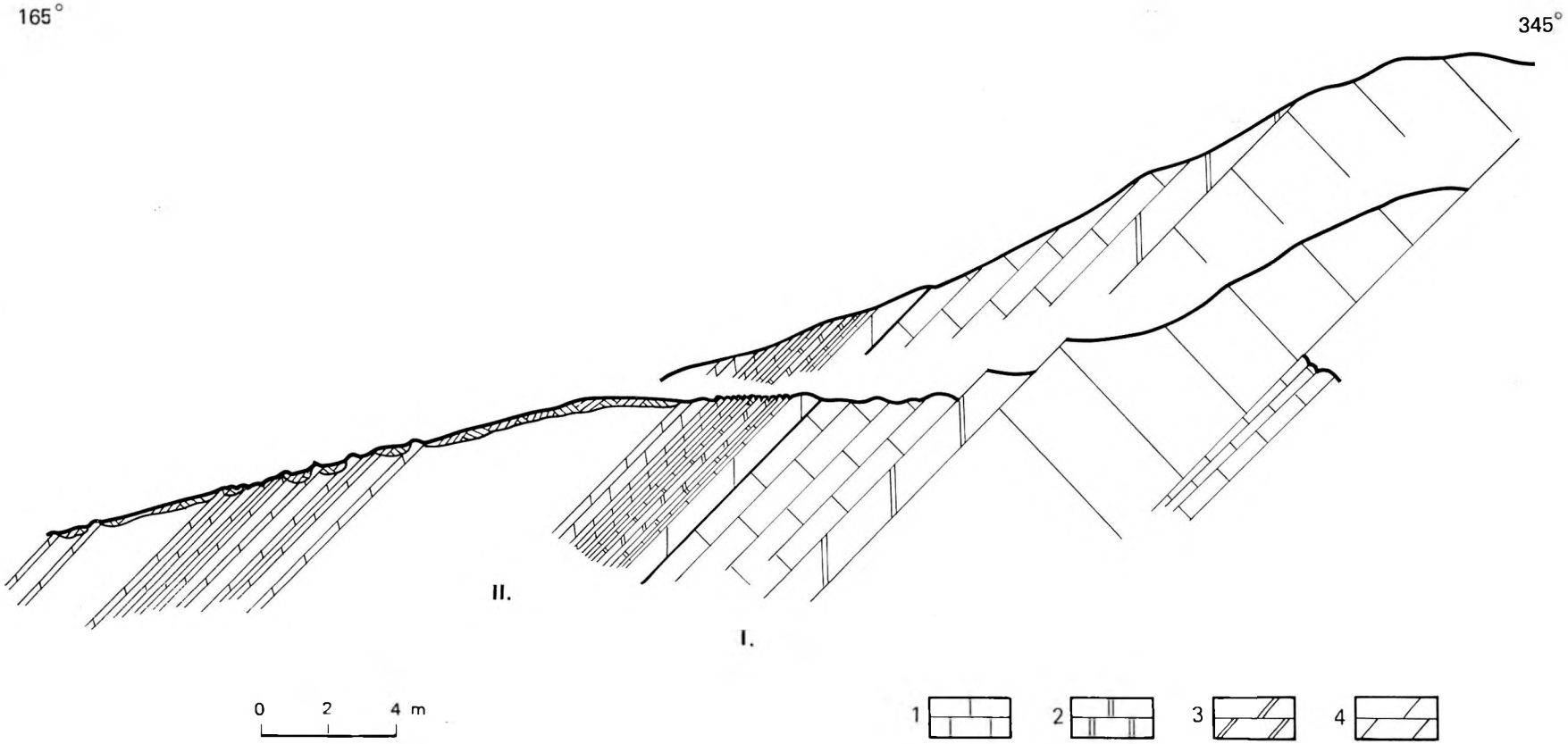


17. ábra. A zuhánya-bányai szelvények (Földi M. 1969)

1. Mészkő, *2.* dolomitos mészkő, *3.* sárga betétes dolomitos mészkő, *4.* dolomit. — Formációk: I. gyűdi mészkő, II. zuhányai mészkő, III. csukmai dolomit

Abb. 17. Profile aus der Zuhánya-Grube (M. Földi 1969)

1. Kalkstein, *2.* Dolomitkalk, *3.* Dolomitkalk mit gelben Einschaltungen, *4.* Dolomit. — Formationen: I. Kalkstein von Gyűd, II. Kalkstein von Zuhánya, III. Dolomit von Csukma



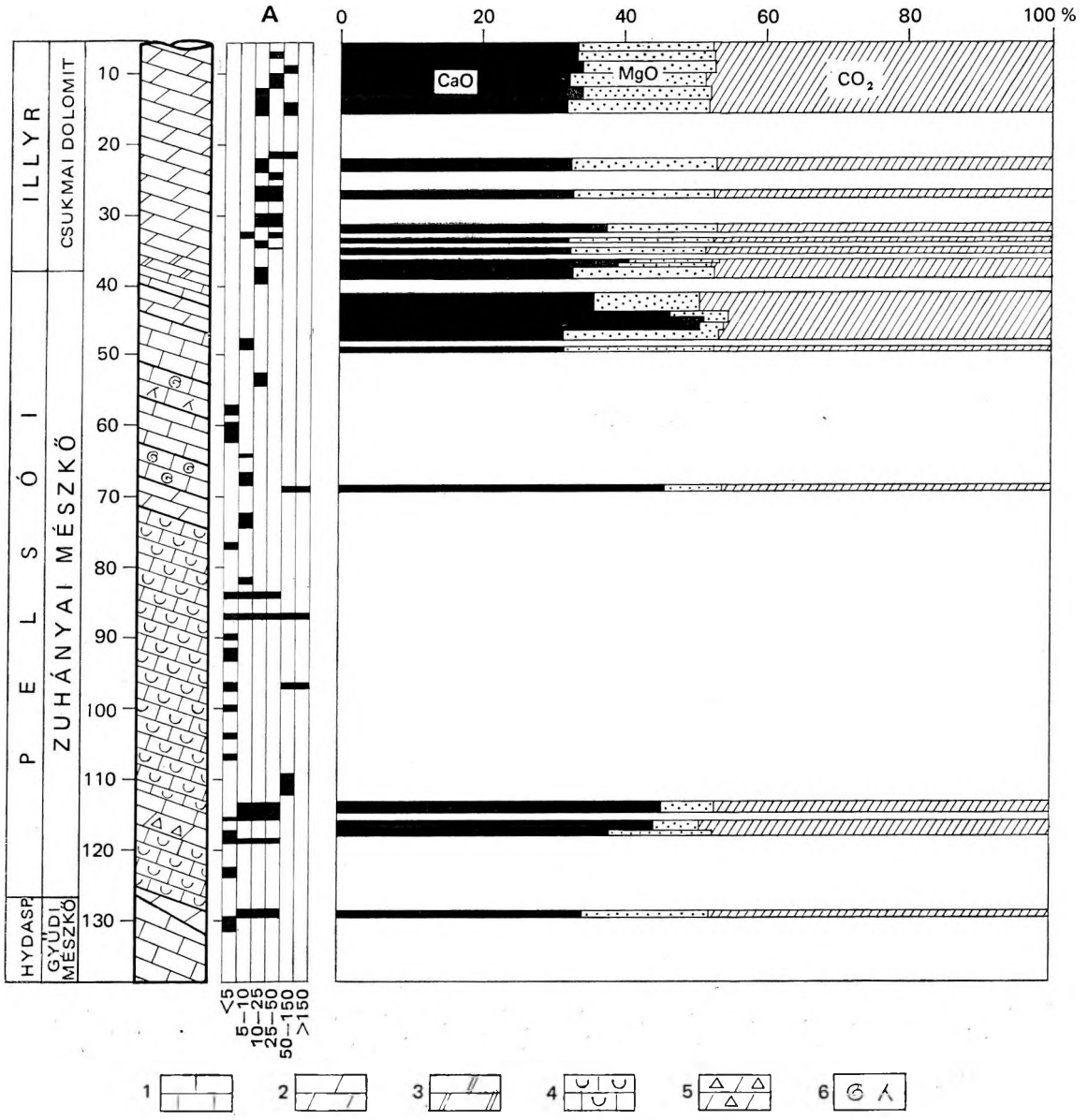
18. ábra. A zuhányai mészkő (I.) és a csukmai dolomit (II.) érintkezése a Rigó-bányában (FÖLDI M. 1969)
1. Mészkő, *2.* dolomitos mészkő, *3.* meszes dolomit, *4.* dolomit

Abb. 18. Kontakt der Kalksteinformation von Zuhánya (I) und der Dolomitformation von Csukma (II) in der Rigó-Grube (M. FÖLDI 1969)
1. Kalkstein, *2.* Dolomitkalk, *3.* Kalkdolomit, *4.* Dolomit

hegytől D-re, valamint a Császár-hegy és a Fekete-hegy között. A csak egy-két rétegfejet szolgáltató kibúvásokban szürke, barnafoltos vékonypados mészkő látható, ritkán dolomitbetelepülésekkel. A villányi vasútállomás mögött a kőfejtőudvarban mélyült Villány-6. sz. fúrás 580,0 m-től 600 m-ig (a talpig) zuhányai mészkövet tárt fel a csukmai dolomit alatt.

A formáció vastagságát átlag 130 m-nek állapítottuk meg.

A zuhányai mészkő formáció képződményei, mint ahogy elterjedt nevük is utal rá, jellemzően vastagpadosak. Ez a jelleg azonban sem regionálisan, sem vertikálisan nem érvényes maradéktalanul a formáció egészére. A legnagyobb padvastagságú kifejlődést a Zuhánya-bányából ismerjük, ahol a fejtés alatt álló pad vastagsága 13 m, de egyéb rétegek is elérik a 6—8 m-es vastagságot. A hegység É-i oldalán már kisebb padvastagság mérhető, Máriagyűdtől ÉNy-ra még kisebb, a Szavai-hegyen pedig már nem is akad vastagnak tekinthető pad. Itt a vékonypadosság mellett a lemezes elválás és az agyagközös, gumós megjelenés a jellemző, amely — kevéssé típusosan — a Pécsi-lapostól DK-re levő hegyoldalon is észlelhető. A rétegfelszínek általában egyenetlenek, hullámosak, a gumós képződményeknél gumósak.

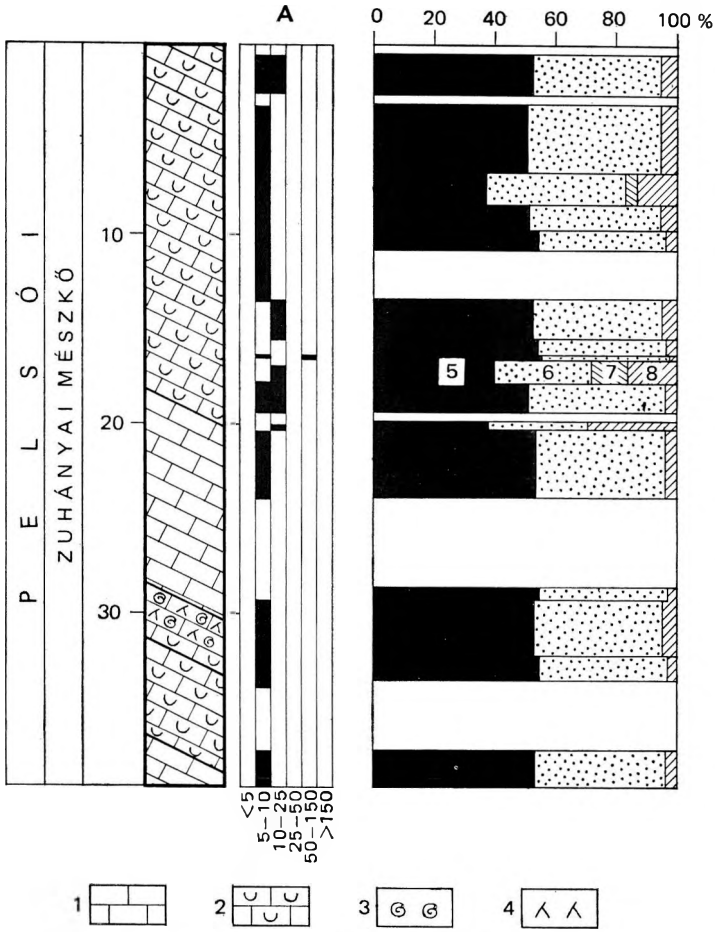


19. ábra. A Siklós-V/a fúrás triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* meszes dolomit, *4.* betétes mészkő, *5.* dolomitbreccsa, *6.* faunás, crinoideás kőzet. — A: A kőzetelemek uralkodó átmérője mikronban

Abb. 19. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-V/a

1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* Kalkdolomit, *4.* Kalkstein mit Einschaltungen, *5.* Dolomitbrekzie, *6.* fossilführendes Gestein mit Crinoideen. — A: Dominanter Durchmesser der Gesteinselemente (μ)

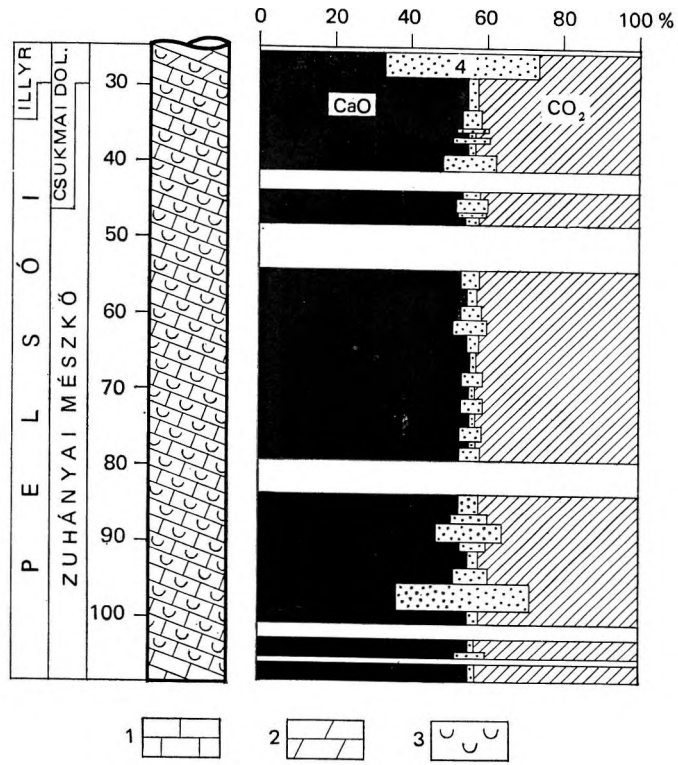


20. ábra. A Siklós-VI. fúrás triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* betétes mészkő, *3.* faunás kőzet, *4.* crinoideás kőzet, *5.* CaO, *6.* CO_2, *7.* MgO, *8.* oldási maradék. — A: A kőzetelemek uralkodó átmérője mikronban

Abb. 20. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-VI

1. Kalkstein, *2.* Kalkstein mit Einschaltungen, *3.* faunenführendes Gestein, *4.* crinoiden führendes Gestein, *5.* CaO, *6.* CO_2, *7.* MgO, *8.* Lösungsrückstand. — A: Dominanter Durchmesser der Gesteinselemente (μ)



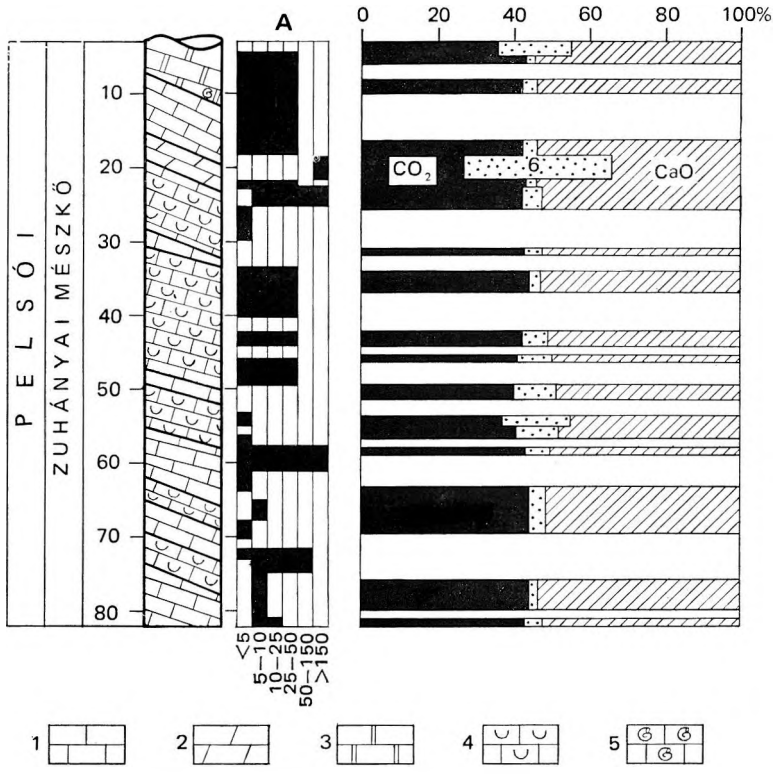
21. ábra. A Siklós-VII. fúrás triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* betétes kőzet, *4.* oldási maradék

Abb. 21. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-VII

1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* Gestein mit Einschaltungen, *4.* Lösungsrückstand

A zuhányai mészkő formáció képződményei üledékfolytonossággal fejlődnek ki a fekvő gyűdi mészkőből. Alsó szakaszuk még vékonypados, dolomitlencsés és dolomit-közbetelepüléseket tartalmaz. A kőzetek színe itt elég sötét tónusú szürke, zöldes árnyalatú, néhol vörösfoltos, sok barna betelepüléssel. Erre az átmeneti dolomitos tagozatra települ a Zuhánya-bányából jól ismert, már vastagpados sárga és barna mészkő, dolomitos mészkő és dolomitbeágyazásokat („betéteket") tartalmazó mészkő, amelyet a kőbányászati gyakorlatban „májfoltos"-nak neveznek. Ez a tagozat viszonylag vastag, a zuhányai mészkő formáció legjellegzetesebb rétegeit tartalmazza. A betétek — különösen a sárgák — ősmaradványban (Brachiopodák, Crinoideák) lényegesen gazdagabbak, mint a bezáró szürke mészkő. A vastagpados tagozat felső részét alkotja az a dolomitos beágyazást csak ritkán tartalmazó pad, amelyet a Zuhánya-bányában fejtenek. A vastagpados képződmények alapszíne szürke (galambszürke, barnásszürke), néha zöldesen árnyalt (innen kapta a bányászat tárgyát képező mészkő a „siklósi zöld márvány" nevet). Nagyon jellemző a kőzetekre, hogy soha sem egyenletes színezettségűek és szövetűek, bennük elmosódó vagy határozott kontúrú, világosabb vagy sötétebb szürke, általában kerekített, a mm-estől a több cm-esig terjedő nagyságú beágyazások vannak. Ezek gyakran színhatásban is megegyeznek a bezáró anyaggal és csak csiszolt felületen ütköznek ki jól észrevehetően. Az ilyen típusú beágyazások mindig tiszta mészkövek. Néha olyan tömegben jelennek meg, hogy a kőzet „pszeudo-konglomerátum" képét ölti. Ezek a szürke, viszonylag egyenletes színezettségű kőzetek elég ritkák. Sokkal gyakoribbak a világosbarna színezetű, sok betétet tartalmazó egyenetlen színeloszlású változatok, amelyek beágyazásai színükkel és erősebb kontúrukkal élesebben kiütköznek az alapanyagból. Ezek a zuhányai mészkő formáció „legtarkább" képződményei. A beágyazások mérete és alakja rendkívül változó, gyakran több dm-es nagyságúak, de megközelítik a m-es nagyságot is. Legtöbbször szögletesek, néha foszlányos megjelenésűek. Különös élességgel ütköznek ki a kőzetekből a sárga betétek, amelyek rendszerint erős kontúrúak. Kevésbé éles határt mutatnak a szürkésbarna, aprókristályos, érdes törésű dolomitbetétek és -foltok, amelyek rendszerint szabálytalanul szövik át a kőzetet. Nagyon jellemző a zuhányai mészkő formáció kőzeteire az intenzív erezettség. A kalciterek túlnyomó része fehér, gyakran csomósan kivastagodó, általában hálózatos megjelenésű. Nem ritkán vörös, kissé agyagos kalciterek is megfigyelhetők, ezek többnyire zegzugos lefutásúak. Utóbbiak mentén néha vöröses elszínezettséget mutat a kőzet.

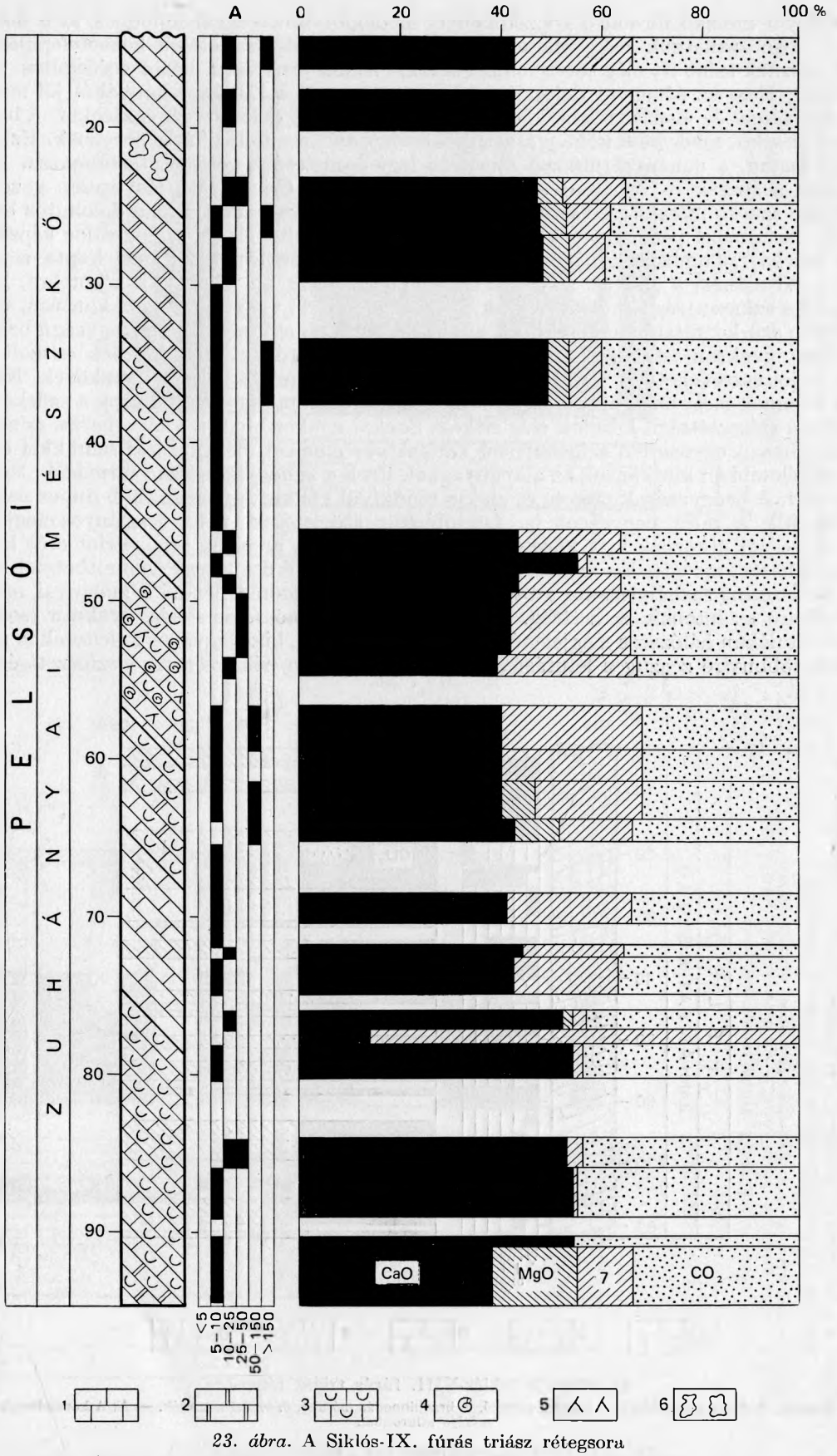


22. ábra. A Siklós-VIII. fúrás triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* dolomitos mészkő, *4.* betétes mészkő, *5.* brachiopodás mészkő, *6.* oldási maradék. — A: A kőzetelemek uralkodó átmérője mikronban

Abb. 22. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-VIII

1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* Dolomitkalk, *4.* Kalkstein mit Einschaltungen, *5.* Brachiopodenkalk, *6.* Lösungsrückstand. — A: Dominanter Durchmesser der Gesteinselemente (μ)



23. ábra. A Siklós-IX. fúrás triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* dolomitos mészkő, *3.* betétes mészkő, *4.* faunás kőzet, *5.* crinoideás kőzet, *6.* kaverna, *7.* oldási maradék. — A: A kőzetelemek uralkodó átmérője mikronban

Abb. 23. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-IX

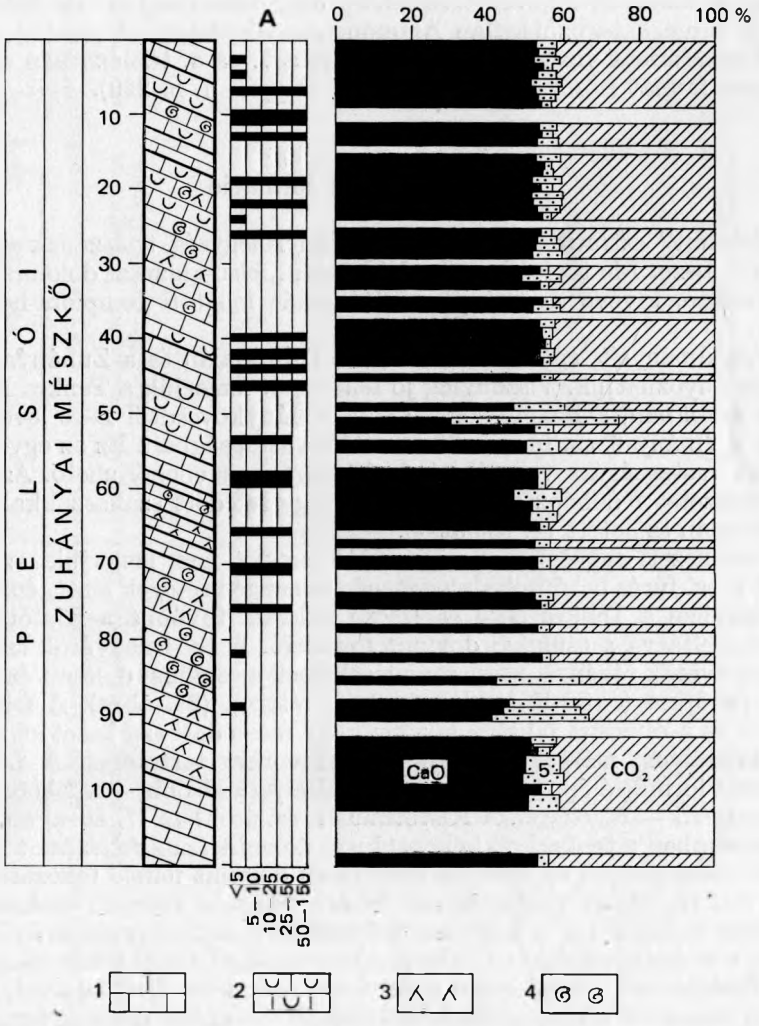
1. Kalkstein, *2.* Dolomitkalk, *3.* Kalkstein mit Einschaltungen, *4.* faunenführendes Gestein, *5.* crinoideenführendes Gestein, *6.* Kaverne, *7.* Lösungsrückstand. — A: Dominanter Durchmesser der Gesteinselemente (μ)

A rétegsor felső részét újra vékonypados, sötétebb színű, lilás árnyalatú mészkő, majd följebb egyre több dolomitbetétet és dolomitbetelepülést tartalmazó mészkő alkotja, amely fokozatosan megy át a csukmai dolomit formáció képződményeibe.

A zuhányai mészkő formáció képződményei tömött szövetűek, kagylós törésűek, törésfelületük elég sima, kissé szilánkos. A sárgás dolomitos mészkőbetétek kissé érdesen kagylós törésűek, a barna, aprókristályos dolomitbeágyazások törése egyenetlen, törésfelületük kissé érdes.

A formáció kőzetei nagyon változatos szöveti képet mutatnak, a makroszkópos kép természetszerűleg jelentkezik mikroszkóposan is. A beágyazásszegény kőzetek még többnyire egyenletes szövetűek, 5—10 μ közti uralkodó szemcseméretttel. Ez a finomszemcsés felépítés elég jellemző a formáció kőzeteire, de a betétes képződmények rendkívül egyenetlen szövetében már alárendelt. Ezeknél a kőzeteknél az „osztályozatlan" szemcseeloszlás, az egyes mezők erősen eltérő szemcseméretc és a szeszélyesen eloszló, eltérő szemcsenagyság nyomja rá a bélyegét a szöveti képre. (Itt az „osztályozatlan" megjelölés alatt azt értjük, hogy a kb. 5—70 μ-ig terjedő szemcsetartományon belül minden méret szinte egyenlő mennyiségben található egy-egy adott mezőn belül.) A beágyazások természetesen intraklasztikumként jelentkeznek. Egyéb, a gyűdi mészkőnél megszokott, makroszkóposan nem észlelhető intraklasztikumot a képződmények nem tartalmaznak. Általános tapasztalat, hogy a tiszta mészkövek viszonylag kisebb, a dolomitos betétek nagyobb szemcseméretttel jelentkeznek, egyes helyeken több száz μ-os szemcseméretű foltokat alkotnak.

A formáció kőzetei terrigén anyagban szegények, savban oldhatatlan maradékuk ritkán éri el az 5%-ot, a maradék pelit-frakciójú; kőzetliszt-frakciójú kvarcszemcsék csak nagyon elvétve talál-



24. ábra. A Siklós-X. fúrás triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* betétes mészkő, *3.* crinoideás kőzet, *4.* brachiopodás kőzet, *5.* oldási maradék. — A: A kőzetelemek uralkodó átmérője mikronban

Abb. 24. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-X

1. Kalkstein, *2.* Kalkstein mit Einschaltungen, *3.* crinoideenführendes Gestein, *4.* brachiopodenführendes Gestein, *5.* Lösungsrückstand. — A: Dominanter Durchmesser der Gesteinselemente (μ)

hatók. A kőzetek kémizmusára a CaO—MgO szeszélyes eloszlása a jellemző. A mészkövek alapanyaga legtöbbször tiszta mészkőnek tekinthető (MgO-tartalom 0,2—2,0%), gyakori azonban, hogy makroszkóposan a tiszta mészkő küllemű képződmények gyengén dolomitos mészkőnek vagy dolomitos mészkőnek minősülnek. Ez azt jelenti, hogy egyrészt a mészkő matrixa is dolomitos (ez részben primer, részben szekunder módon), másrészt a mészkő alapanyagában apró dolomitos foltok—szemcsék vannak, amelyek megnövelik a kőzet MgO-tartalmát, az itt leírt eseteknél gyakran 5—6%-ig. A makroszkóposan is felismerhető dolomitos beágyazások csak ritkán tiszta dolomitok, legtöbbször meszes dolomitok, néha dolomitos mészkövek.

A zuhányai mészkő mikroszkópos ősmaradványokban nem túl gazdag. Legjellemzőbb mikrofácies-eleme a Radiolaria, amely a rétegsorban végig — bár nem minden rétegben — megtalálható, általában kis mennyiségben, néhol azonban nagyon sok példánnyal. Általános elterjedésűek az Echinodermaták, számuk azonban mindig nagyon kevés, elvétve kissé több. Elég általánosak a Brachiopodák is, de mindig kis mennyiségben. Kagylómaradványokat is gyakran találhatunk, legtöbbször lencsés előfordulásban, egyes helyeken ugyanis meglepően nagy számban mutatkoznak.

Külön ki kell emelnünk, hogy itt a pelsói mészkőben (a többi triász rétegtaggal szemben) egyes helyeken nagy mennyiségben lépnek fel a valószínűleg Posidonomya-típusú vékonyhéjú kagylók, amelyek héjtöredékei gyakran „szál" vagy „fonal" megjelenésűek. Eléggé esetleges a Foraminiferák megjelenése, bár a rétegsor minden részéből kimutathatók. Rendkívül ritkák a Gastropoda, az Ostracoda és Spongia maradványok. Egy, a Pécsi-lapostól Ny-ra gyűjtött mintából kettőshéjú Cadosina példányt sikerült kimutatni.

A zuhányai mészkőrétegek makrofaunában lényegesen gazdagabbak, mint a többi villányi triász rétegcsoport. A fauna fő alkotói a Brachiopodák, másodsorban az Echinodermaták, végül ritkák a kagylók és a meghatározhatatlan Ammonoidea-töredékek. A gazdag makrofauna felsorolását, továbbá a Foraminifera vizsgálatok eredményét a 7. és 8. táblázatban adjuk, a formációból megismert Conodonta faunát Bóna J. meghatározása alapján (l. p. 229).

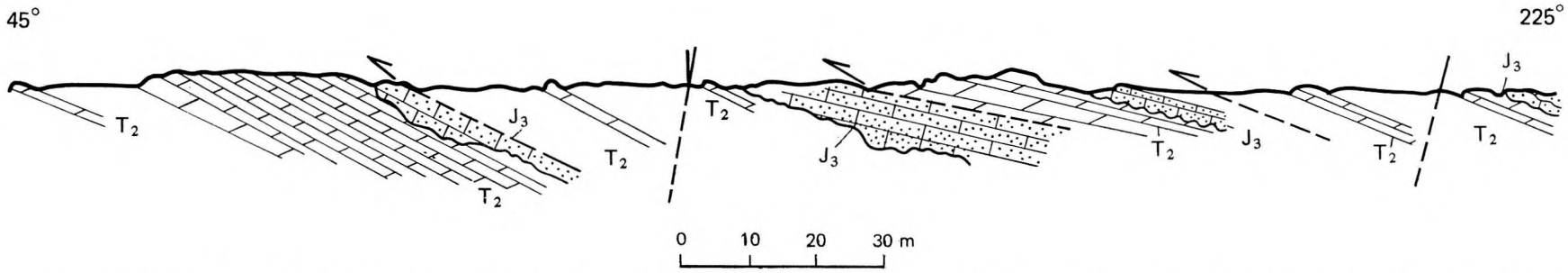
Csukmai dolomit formáció

A „csukmai dolomit" sztratinomen alatt a Villányi-hegység triászának egyik legelterjedtebb formációját foglaljuk össze. Ide tartozik az irodalomban „felső-anizuszi dolomit" és „felső-dolomit" néven szereplő formáció, kivéve a villányi vasútállomás mögötti templom-hegyi (v. mész-hegyi) kőfejtő rétegsorát.

A formáció képződményeit legjobban a Csukma D-i oldalán és a Zuhánya-bányától D-re levő kőbányákban tanulmányozhatjuk. Viszonylag jó feltárásait ismerjük a Tenkes Ny-i oldalán, a Bisse és Kistótfalu közti árkokban, a Fekete-hegyen és a Villánykövesdtől D-re levő árkokban. Fedőtől a feküig harántolta a Villány-6. sz. fúrás, 260 m valódi vastagságban. Ez az egyetlen olyan adatunk, amely a rétegcsoport vastagságára vonatkozóan rétegtanilag is ellenőrizhető. Az összes többi mérési eredmény nem természetes fedőképződmény alatti, vagy lefedett szakaszokkal megszakított, szerkesztett szelvény alapján született (4. táblázat).

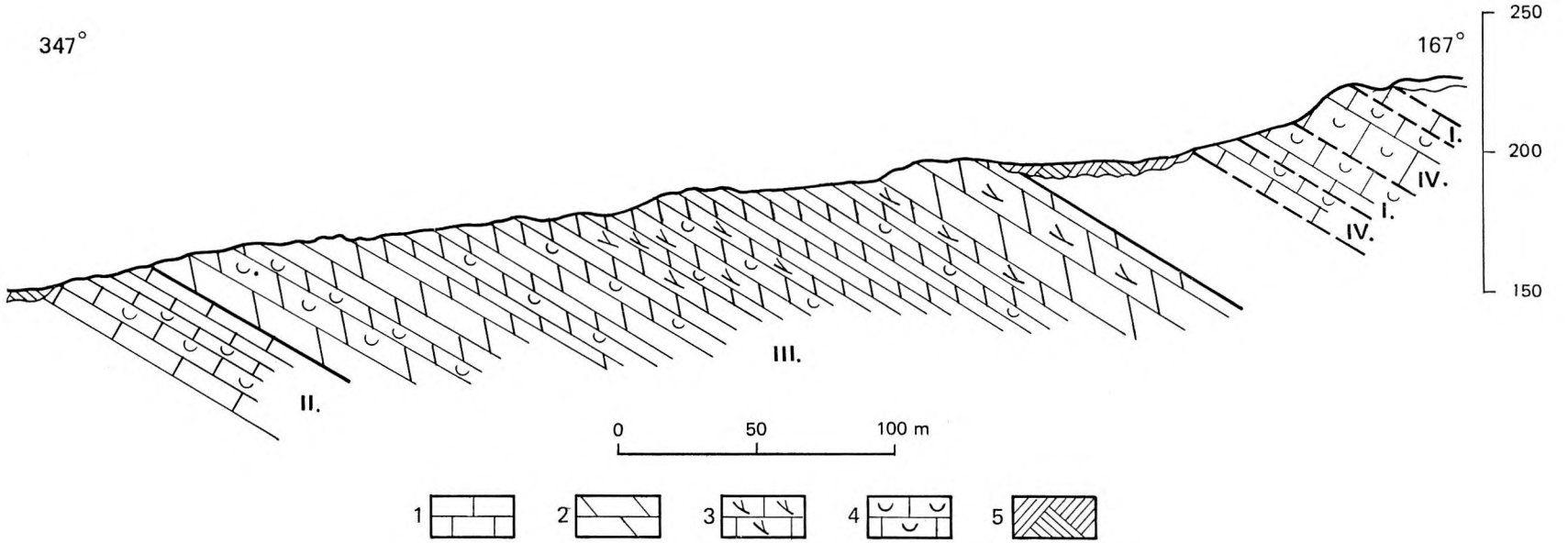
A délnyugati szerkezeti egységben a csukmai dolomitot nem ismerjük, az északi előtérben is mindössze a Peterd-1. sz. fúrás harántolta pleisztocén és neogén rétegek alatt, 402,5—472,2 m között.

A tenkesi pikkelyben a Tenkes Ny-i és DNy-i oldalán, továbbá a Kistótfalutól DNy-ra levő árokrendszerben van feltárva a csukmai dolomit formáció. A Ny-i nagyárok szelvényében — helyi feltorlódások és harántvetők révén — négyszer ismétlődnek a csukmai dolomit és a rá eróziós diszkordanciával települő felsőjura (oxfordi és kimmeridgei) rétegek (25. ábra). A feltorlódási síkok párhuzamosak a tenkesi és a csukmai pikkely közötti nagy rátolódási szerkezet síkjával. A dolomit vékonypados, kriptokristályos, márgás közbetelepüléseket nem tartalmaz. A *Lingula christomani*-s templomhegyi dolomit formáció éppúgy hiányzik, mint a jura alsóbb — a fekete-hegyi és a harsányhegyi pikkelyben meglevő — tagozatai. A Kistótfalu-II. sz. árokban (7. ábra) alulról felfelé (ÉNy-ról DK felé) haladva kezdetben a tenkesi pikkely csukmai dolomitjának feltárásait láthatjuk. A vastagpados, alárendelten cukorszövetű és breccsás szerkezetű dolomit felfelé fokozatosan vékonypadossá válik. A mintegy 100 m valódi vastagságban feltárt rétegsor középső szakaszán egy crinoideás dolomitközbetelepülés látható. Itt is hiányzik a lingulás, dolomitmárgás kifejlődés. Az előző szelvényhez hasonlóan, a triász rétegekre az oxfordi—kimmeridgei mészkő közvetlenül (liász és kallovi nélkül) települ. A Kistótfalu-I. sz. árokban a zuhányai mészkőre éles határral, de az erre jellemző foltos-betétes szövet szakaszos újramegjelenésével települ a csukmai dolomit formáció. Ebben a szelvényben mindössze 200 m vastag (a villányi típusszelvényben a csukmai és a templomhegyi dolomit együttesen 370 m vastag). A szelvényben a tenkesi és a csukmai pikkely határa részben takart, részben többszöri képződményismétlődéssel (az alsókréta és gyűdi mészkő ismétlődik) jelentkezik az árok felső száz méterén. A csukmai dolomit formáció középső és felső szakaszán ebben a profilban is gyakoriak a crinoideás-ophiuroideás dolomitrétegek (26. ábra).



25. ábra. A triász és jura képződmények érintkezése a Kistótfalu—DNy, Ny-i nagyárokban (NAGY I. 1969). T_2 = csukmai dolomit, J_3 = felsőjura mészkő

Abb. 25. Kontakt der triadischen und jurassischen Bildungen im westlichen Grossgraben von Kistótfalu-SW (I. NAGY 1969). T_2 = Dolomit von Csukma, J_3 = Oberjura-Kalkstein

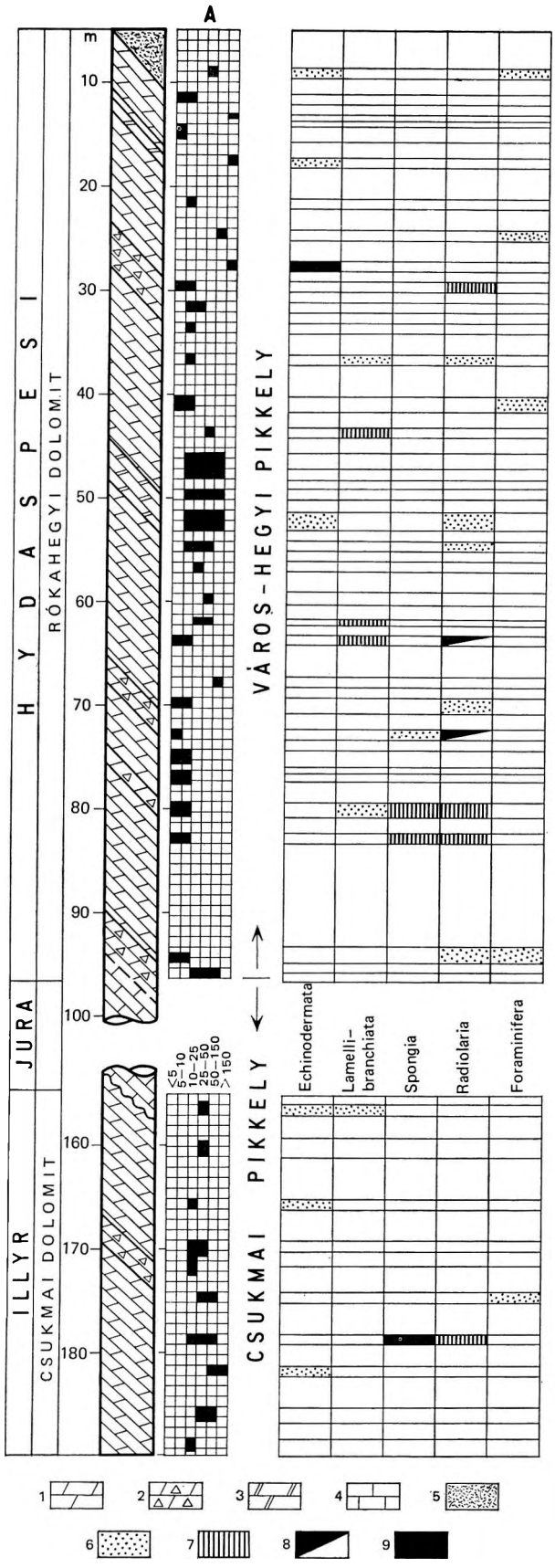


26. ábra. A Kistótfalu-I. sz. árok földtani szelvénye (FÖLDI M. 1969)

1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* crinoideás mészkő, *4.* betétes kőzet, *5.* lejtőtörmelék. — Formációk: I. gyűdi mészkő, II. zuhányai mészkő, III. csukmai dolomit, IV. alsókréta mészkő

Abb. 26. Geologisches Profil des Grabens Kistótfalu-I (M. FÖLDI 1969)

1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* Crinoideenkalk, *4.* Kalkstein mit Einschaltungen, *5.* Gehängeschutt. — Formationen: I. Kalkstein von Gyűd, II. Kalkstein von Zuhánya, III. Dolomit von Csukma, IV. Unterkreide-Kalkstein

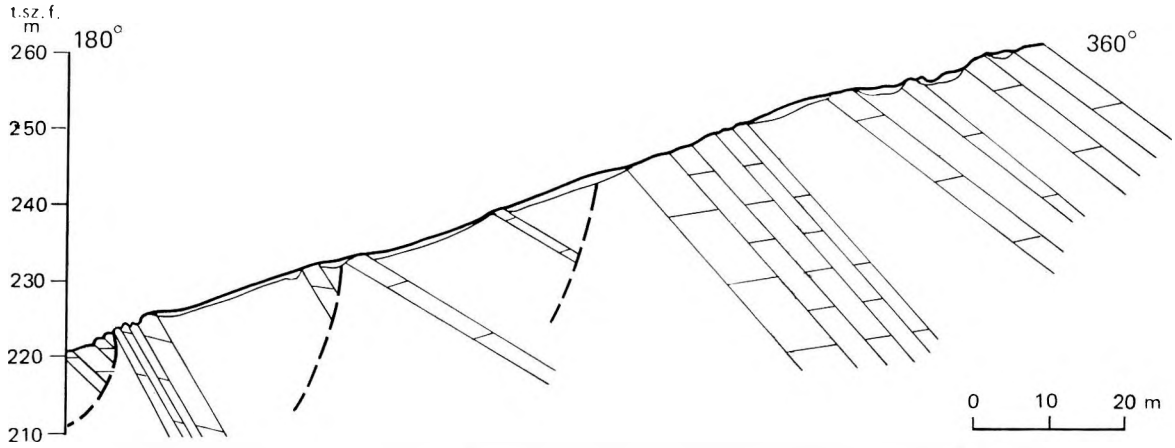


27. ábra. A Siklós-XIII. sz. fúrás triász rétegsora

1. Dolomit, *2.* dolomitbreccsa, *3.* meszes dolomit, *4.* mészkő, *5.* löszös agyag. — *6.* Nagyon kevés, *7.* kevés, *8.* közepes mennyiségű, *9.* nagyon sok. — A: A kőzetelemek uralkodó átmérője mikronban

Abb. 27. Triasschichtenfolge der Bohrung Siklós-XIII

1. Dolomit, *2.* Dolomitbrekzie, *3.* Kalkdolomit, *4.* Kalkstein, *5.* lössführender Ton. — *6.* Sehr wenig, *7.* wenig, *8.* mittelmässig, *9.* sehr viel — A: Dominanter Durchmesser der Gesteinselemente (μ)



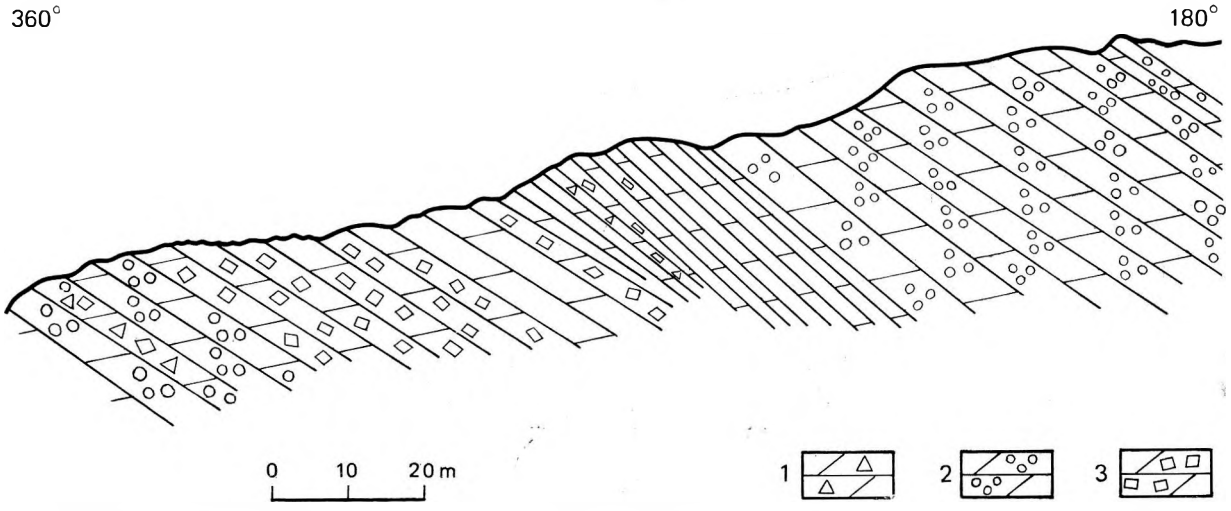
28. ábra. A csukmai dolomit feltárásai a Rózsa-bányától DK-re (Földi M. 1969)

Abb. 28. Aufschlüsse des Dolomits von Csukma SO von der Rózsa-Grube (M. Földi 1969)

A csukmai pikkelyben nagy felszíni elterjedésben vizsgálhatók a csukmai dolomit formáció képződményei. Máriagyűdtől É-ra, a Pécsi-lapostól DK-re, a Csukma egy D-re lefutó kis gerincén jól észlelhető zuhányai mészkőre történő rátelepülése is (31. ábra). A Siklós-XIII. sz. fúrás a városhegyi pikkely róka-hegyi dolomitjának harántolása után, átfúrva a pikkelyhatárt (96,6 m-ben) a csukmai pikkely felsőjurájába jutott, majd alatta 155,8—189,5 m között a csukmai dolomit formáció képződményeit tárta fel (27. ábra). Az Átai-völgyben a formáció legfelső rétegtagjai vannak feltárva, lejjebb pados és breccsás szövetű, felül vékonyréteges, vörösesszürke dolomit képében (16. ábra).

A város-hegyi pikkelyben a csukmai dolomit legnyugatibb ismert előfordulását a Harkány-3/a. sz. fúrás tárta fel 39,1 m-ben, pannóniai képződmények alatt. A siklósi Rózsa-bányában a jura képződmények alatti legfelső rétegei láthatók, a bányától 700 m-re DK-re több kibúvásban vizsgálható, kisebb-nagyobb fedett szakaszokkal megszakítva mintegy 150 m szelvényhosszban (28. ábra). A Rigó-bányában a legalsó 20 m-es szakasza és a zuhányai mészkővel alkotott határa van feltárva (18. ábra). Ugyanezt a régiót tárta fel a Siklós-V/a. sz. és a VII. sz. fúrás is (19. és 21. ábra).

A fekete-hegyi pikkelyben a Kisharsánytól É-ra (illetve a Császár-hegytől D-re) található kibúvásoktól Villány községig nyomozható a csukmai dolomit. A Fekete-hegyen és attól K-re haladva a Fekete-hegy—Somsics-hegy—Templom-hegy vonulatának É-i lejtőin a vízmosások szolgáltatják a formáció legjobb feltárásait. A Villánykövesd-1. sz. árok a csukmai dolomit formáció középső részéből mintegy 120 m valódi vastagságú rétegsort tár fel (29. ábra). Teljes vastagságban harántolta a villányi vasútállomás mögötti kőfejtő udvarán mélyült Villány-6. sz. fúrás (30. ábra).

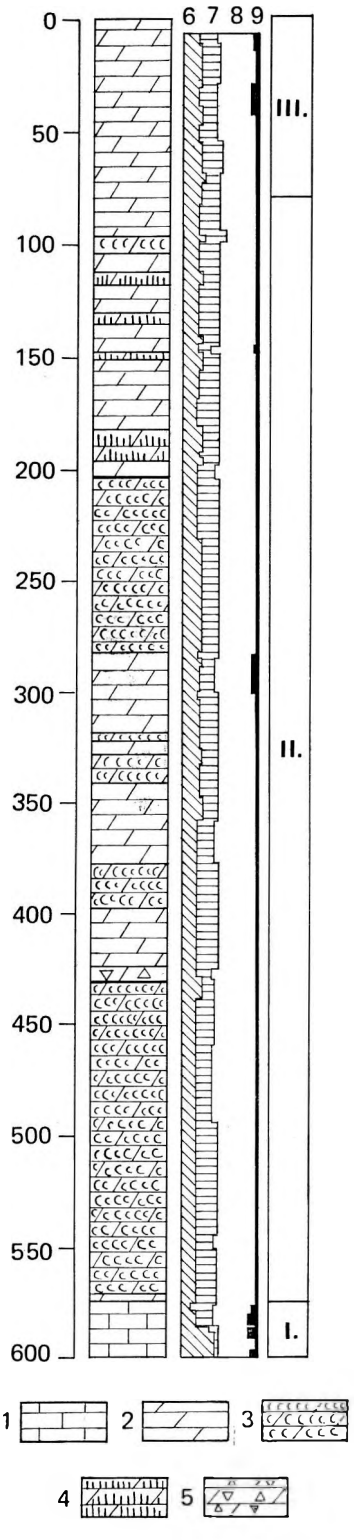


29. ábra. A csukmai dolomit rétegcsoport a Villánykövesd 1. sz. árok szelvényében (Nagy I. 1969)
1. Breccsás dolomit, *2.* lyukacsos dolomit, *3.* szögletesen széteső dolomit

Abb. 29. Dolomitschichtengruppe von Csukma im Profil des Grabens Villánykövesd-1 (I. Nagy 1969)
1. Brekziöser Dolomit, *2.* poröser Dolomit, *3.* Dolomit, in winklige Fragmente zerfallend

A harsány-hegyi pikkelyben a Nagyharsány-I., III. és V. sz. fúrás érte el a csukmai dolomitot, az előző kettő pleisztocén—pliocén, az utóbbi felső-, középső- és alsójura képződmények alatt.

A formáció egészének egy szelvényben való áttekintése céljából bemutatjuk a Villány-6. sz. fúrás vázlatos rétegsorát:



Fassai alemelet:

4,0—80,0 m Templomhegyi dolomit formáció.

Illyr alemelet, csukmai dolomit formáció:

80,0—240,0 m Világos barnásszürke, barnás árnyalatú világosszürke, néhol kifehéredett finomkristályos dolomit, apró- és durvakristályos betelepülésekkel, néhol kovás sávokkal, gumókkal. Általában vastagpados, gyakran sejtes-likacsos.

240,0—425,0 m Világosszürke, helyenként barnás árnyalatú, finomkristályos dolomit. Általában vastag, néhol vékonypados, alsó részén likacsos, paralelepipedonos elválású.

425,0—430,0 m Vöröses árnyalatú szürke és sárgásszürke breccsás, vastagpados dolomit.

430,0—578,0 m Világosszürke, piszkosfehér, néhol sejtes-likacsos, általában vastagpados dolomit.

578,0—580,0 m Barnásszürke, vékonyréteges, dolomitos mészkő, meszes dolomit.

Pelsói alemelet:

580,0—600,0 m Zuhányai mészkő formáció.

A csukmai dolomit folyamatos üledékképződéssel fejlődik ki a fekvő pelsói mészkőből, legalsó rétegei még szürke mészkő-betétesek*, vékonyrétegesek, általában világos-barnásszürke színűek, szürkéssárga meszes dolomitfoltokat és breccsás beágyazásokat tartalmaznak. A rétegek általában vékonypadosak. Az erre települő vékonyréteges—lemezes közbetelepüléseket tartalmazó vékonypados dolomit (kb. 30 m vastag) jellemzője a világos sárgásszürke alapanyagban ülő barnásszürke, szürkéssárga szögletes beágyazások és halvány kontúrú foltok jelenléte. Ez a „tarka" dolomit jó feltárásban látható a Máriagyűdtől É-ra levő hegyoldalon (31. ábra). A kőzetek itt is gyakran likacsosak. Tovább fölfelé vastagpados, majd újra vékonypados, sőt vékonyréteges képződmények következnek (Zuhányai-völgy kőbányái). A vékonyan rétegzett dolomit rétegközeiben gyakran agyagos—meszes dolomitlemezek vannak.

A kőzetek színe nagyon változatos. Leggyakoribb a világos barnásszürke, barnásszürke, szürkésbarna, de nagyon jellemző a világos sárgásszürke és a piszkosfehér is. A foltosság—sávosság nagyon ritka, szemben a rókahegyi dolomittal. További színhatásbeli különbség, hogy a rókahegyi dolomitnál általános sárgásbarna szín itt alárendelt.

A padvastagság tekintetében is különbözik egymástól a két dolomit formáció, mert míg a rókahegyi dolomit általában vékonyréteges—lemezes felépítésű, a csukmai dolomit túlnyomórészt vastag- és vékonypados megjelenésű, annak ellenére, hogy néhol több 10 m-es vékonyréteges szakaszt is tartalmaz.

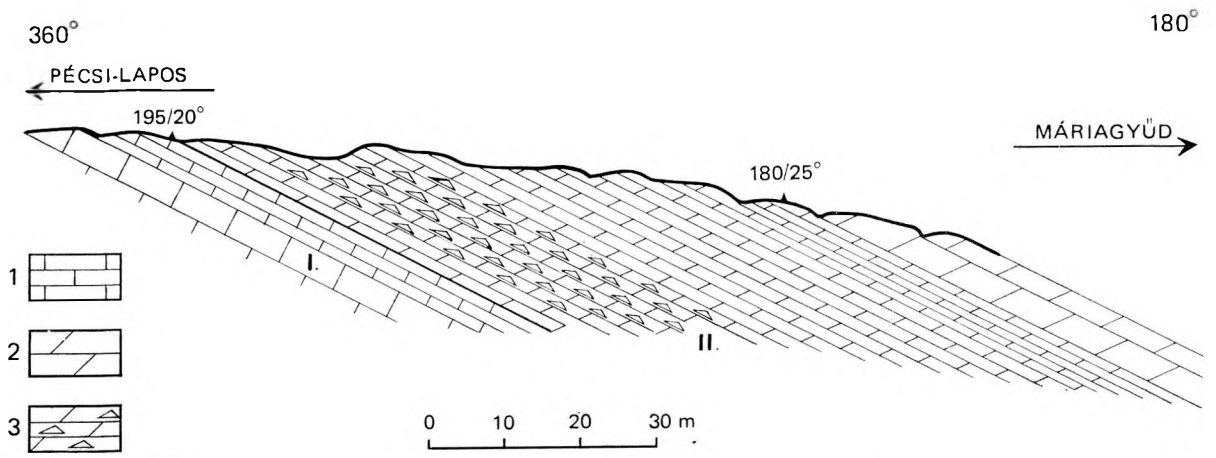
30. ábra. A Villány-6. sz. fúrás rétegsora

1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* likacsos dolomit, *4.* kovás dolomit, *5.* breccsás dolomit. *6.* CaO, *7.* MgO, *8.* CO_2, *9.* oldási maradék. — Formációk: I. zuhányai mészkő (pelsói), II. csukmai dolomit (illyr), III. templomhegyi dolomit (fassai)

Abb. 30. Schichtenfolge der Bohrung Villány-6

1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* poröser Dolomit, *4.* kieseliger Dolomit, *5.* brekziöser Dolomit, *6.* CaO, *7.* MgO, *8.* CO_2, *9.* Lösungsrückstand. — Formationen: I. Kalkstein von Zuhánya (Pelson), II. Dolomit von Csukma (Illyr), III. Dolomit von Templomhegy (Fassan)

* Lásd Böckh J. (1876) és Nagy E. (1968) mecseki „sárgabetétes mészkő" típusát.



31. ábra. A zuhányai mészkő (I.) és a csukmai dolomit (II.) képződményhatárának feltárása a Máriagyűd feletti hegyoldalon (Máriagyűd-1. sz. szelvény) (Nagy I. 1971)
1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* breccsás dolomit

Abb. 31. Aufschluss der Grenze der Kalksteinformation von Zuhánya (I) und der Dolomitformation von Csukma (II) am Berghang oberhalb Máriagyűd (Profil Máriagyűd-1) (I. Nagy 1971)
1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* brekziöser Dolomit

Nagyon jellemző a csukmai dolomitra a likacsosság, amely további különbséget jelent a rókahegyi dolomittal szemben. A likacsok mérete, eloszlása, formája rendkívül változó. Leggyakoribbak a 0,5 mm-es, többé-kevésbé kerek likacsok. Nagyon jellemzők a több mm-es, néha a cm-es méretet is elérő, általában óriáskristályos kalcittal kitöltött likacsok is. Gyakori a formáció kőzeteinél a paralel-epipedonos elválás, a szögletes darabolódás. Egyes helyeken gyenge murvásodás és porlódás is megfigyelhető.

A kőzetek túlnyomó többsége érdes törésű, nagyon ritkán elég sima törésű változatok is akadnak. Makroszkópos szöveti képük elég változatos, gyakoriak a tömött és az aprókristályos kőzetek, de nem ritka a durvakristályos sem. Mikroszkópos szöveti képük nem kevésbé változatos. Az egyenletes szövet a ritkább, ezek apró- vagy középkristályosak, néha durvakristályosak. A kőzetek többségét jellemző egyenetlen szöveti felépítés önmagában is sokféle. Leggyakoribb az a típus, amelynél az aprókristályos mezőben szabálytalan elrendeződésű óriáskristályos foltok jelentkeznek. Az eltérő kristályosságú részletek általában foltszerűen vagy szabálytalan foszlányokban, ritkán sávszerűen jelentkeznek a kőzetekben. Érdekes és ritka jelenség az ooidosság egy itt jelentkező változata. Néhány kőzet vékonycsiszolatában halvány körvonalú, óriási méretű, csaknem teljesen átkristályosodott, néha eltört ooidok figyelhetők meg.

A csukmai dolomit formáció képződményeinek túlnyomó többsége tiszta dolomitnak tekinthető. Néhol meszes dolomitok, elvétve dolomitos mészkövek is előfordulnak. A kőzetek terrigén anyagtartalma rendkívül csekély, a villányi-hegységi triász legtisztább karbonátjai a csukmai dolomit képződményei. Savban oldhatatlan maradékuk általában 1,5% alatti. Gyakran limonitosak, vastartalmuk egyes rétegekben eléri a 2—2,5%-ot, másutt viszont 0,05% alatt marad.

A csukmai dolomit képződményei mikroszkópos ősmaradványokban nagyon szegények, jellemző maradványaik az Echinodermaták, amelyek a rétegsor egészében megtalálhatók, egy-egy rétegben olykor nagy mennyiségben. Mellettük ritkán kagyló és Brachiopoda héjmetszetek, nagyon ritkán Radiolaria és Spongia maradványok, elvétve Foraminiferák szerepelnek.

Makrofauna is inkább csak a lencsés megjelenésű, faunás rétegekből került ki. Nagyon jellemző a rétegsor alsó részén megjelenő crinoideás—brachiopodás dolomit, amely a Csukma gerincén több ponton van feltárva. A formációból előkerült faunát a 7. táblázat tartalmazza.

Templomhegyi dolomit formáció

A „templomhegyi dolomit" néven elkülönített rétegcsoportot a régebbi irodalom „felső-anisusi dolomit" és „felsődolomit" néven tárgyalta, együtt a jelen munkában „csukmai dolomit"-ként leírt formációval. Ifj. Noszky J. (in Balogh K. *et al.* 1957) a pelsóinál fiatalabb dolomitokat egyaránt a ladin dolomitokkal azonosítja, mert a gyűdi hegy templom feletti hegyoldalán „diploporásnak tetsző kemény, lyukacsos" dolomitot látott. A még anisusi emeletbeli csukmai dolomittól célszerűnek látszott a templomhegyi dolomit elkülönítése, elsősorban litológiai karaktere miatt, másodsorban a ladin emelet fassai alemeletébe történő besorolása miatt.

Egyetlen jó feltárását — amely egyúttal típusszelvényünk része is — a villányi vasútállomás mögötti kőfejtőben láthatjuk. Mélyebb tagozatait a kőfejtőudvar K-i részén mélyült Villány-6. sz.

fúrás tárta fel a 4,0—80,0 m-ig terjedő mélységközben, a csukmai dolomit fedőjében. Ezek alapján a templomhegyi dolomit formáció vastagsága 110 m-nek adódik (30. ábra).

A rétegsor mélyebb részét — amely 30 m valódi vastagságot tesz ki — a Villány-6. sz. fúrás tárta fel. A kőzetek alul inkább vastagpadosak, följebb vékonyrétegesek. Színük világos sárgásszürke és világos szürkéssárga. Általában a sárgás szín jellemző erre a tagozatra. A kőzetek többsége tömött szövetű dolomit és meszes dolomit, közbetelepült dolomitos mészkőrétegekkel. Gyakran sávos felépítésűek, a sávok sötétebb szürkék, ritkán lilásrózsaszínűek.

A fedőjében következő — és a bánya alsó rétegeiben feltárt — tagozatot szintén dolomitok, meszes dolomitok építik fel. Színük általában világos szürkésbarna, gyakran tartalmaznak vörösbarna márgásabb foltokat. A kőzetek viszonylag durvakristályosak. A padvastagság ezen a szakaszon eléri a 70 cm-t.

Az e fölött települő rétegsor már dolomitmárga-betelepüléseket tartalmazó dolomitokból épül fel. Ez a tagozat alul világos sárgásbarna, vörösbarna foltos, alárendelten sávos, néhol még durvakristályos betelepüléseket is tartalmazó tömött dolomit és dolomitmárga rétegekből áll. Fölfelé csaknem fehér, majd világosszürke, néhol sötétebb szürke vagy barnásszürke, jellemzően szürkéslila és szürkésvörös sávokat és foltokat tartalmazó tömött, érdes törésű kőzetek következnek, lényegesen kisebb padvastagsággal (max. 40 cm), vékonyréteges—lemezes betelepülésekkel. A pelittartalom a rétegsorban fölfelé növekszik. Ezzel párhuzamosan csökken a kőzetek szemcseméretе, továbbá a rétegsor felső részén kimaradnak a durvakristályos — pátos — szöveti részek.

A templomhegyi dolomit formáció képződményei szövetileg két élesen elütő részre oszthatók. Az alsó 80 m-es szakaszban — bár a finom- és aprószemcsés szövet dominál — gyakori az egyenetlen szövet; ritkán, de jelentkeznek pszeudo-ooidos, mészrögös és intraklasztos szövetű, továbbá egyenletes szövetű durvakristályos képződmények is. A felső 30 m-es szakasz szöveti képére az egyöntetűség jellemző. A szemcseméret szűk határok között mozog (általában 25 μ alatti), a szövet egyenletes, kissé pelites.

A mikroszkópos ősmaradványok tekintetében determináló a rétegsorban a fentebb említett „kétarcúság", ugyanis az alsó 80 m-es szakasz ősmaradványban viszonylag gazdag (egyes szakaszokon nagyon gazdag), míg a felső 30 m-es szakasz faunamentesnek tekinthető. A faunatartalmú rétegszakaszban a legáltalánosabb maradványok a Spongiák, általában nem gyakoriak, de egyes rétegekben fölszaporodhatnak. Számuk fölfelé csökken. A faunás szakasz alsó felében nagyon jellemző a Foraminiferák nagyszámú fellépése (a villányi triászban itt a leggyakoribbak).

A Foraminifera társaság nagy száma ellenére nagyon formaszegény, Glomospira-félékből áll. A két jelentős mikrofácies-elem mellett nagyon elvétve — de egy alkalommal nagy számban — még kagylóhéj-metszetek mutathatók ki a rétegsorból.

Makrofosszíliában nagyon szegény a formáció. Az eddig gyűjtött formák Detre Cs. meghatározása szerint az alábbiak:

A villányi nagykőfejtőből (ifj. Lóczy L. és Rakusz Gy. gyűjtése):

Lingula christomani Skuphos
Reptilia inc. sed.
Neocalamites inc. sed.

Villány-6. sz. fúrás 45,0 m:

Lingula christomani Skuphos (3 példány)

IV. A FELSZÍNI KARBONÁTOS KÉPZŐDMÉNYEK ÜLEDÉKKÉPZŐDÉSI JELLEGEI

Szöveti tulajdonságok

A Villányi-hegység triász mészkőképződményei közt valódi mikritek — amelyek általában nyílt- és mélyvízi keletkezésre utalnak — szinte nincsenek, megjelenésük kuriózum. (Valódi mikrit alatt itt az 5 μ-nál kisebb szemcseméretű kőzeteket értjük.) Gyakoriak azonban az 5—10 μ közötti szemcseméretű képződmények, amelyeket a rétegtani ismertetésnél „finomszemcsés"-ként említünk. Gyakran kapcsolódik ehhez a szemcsetartományhoz, sokszor szétválaszthatatlanul a 10—25 μ közötti szemcseméret, amelyre az „aprószemcsés" megnevezést alkalmaztuk. Erősebben válik el az előbbiektől a 25—50 μ-ig terjedő szemcsetartomány, amelyet „középszemcsés"-nek neveztünk. Az 50—150 μ közti szemcseméretű kőzeteket „durvaszemcsés"-nek minősítettük, míg a 150 μ fölötti tartományban „nagyon durva szemcsés" vagy „kristályos" képződményekről beszélünk.

A dolomitok megítélésénél, bár azonos elv alapján, kissé eltérően jártunk el. Abból kiindulva, hogy a dolomitok egy adott szemcseméret (kb. 10 μ) alatti „frakcióval" nem jelentkeztek, továbbá abból a megfigyelésből fakadóan, hogy a dolomitok sokkal „osztályozottabb" szemcsézettséget

mutatnak — tehát csaknem mindig határozott „kristályosság" tapasztalható náluk — szemcseméretük megadásánál a „kristályos" megjelölést is alkalmaztuk.

Annak ellenére, hogy a képződmények szemcseméretének az üledékgyűjtő-mélység megítélésénél túlzott szerepet tulajdonítanánk, megállapíthatjuk, hogy a Villányi-hegység triász képződményeinek szemcsemérete sekélyvízi keletkezésre utal.

Üledékképződési jellegek

A rókahegyi dolomit képződményeire a ritmusos kicsapódást jelző sávozottság és az „irányított" szöveti felépítés jellemző. Gyakoriak a meszesebb sávok és részletek. A képződmények jelentős részénél utólagos dolomitosodást kell feltételeznünk, gyakran megőrződnek az eredeti üledékképződési jellegek (mészkő- és meszes ősmaradvány-reliktumok), néhol szépen látható az ősmaradványok dolomitosodása is. Ezek a kőzetféleségek általában viszonylag nagyobb pelittartalmúak. Ugyanakkor a pelitmentes „kristályos" dolomitok primer jellegűek.

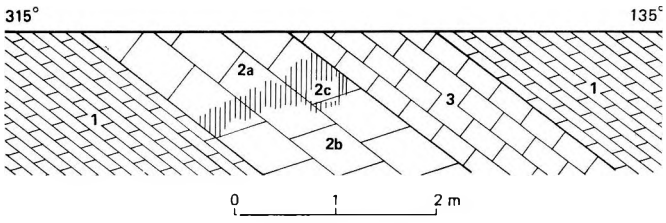
A gyűdi mészkő formáció képződményei üledékképződésileg szorosan kapcsolódnak a rókahegyi dolomithoz, köztük éles határ nem vonható. A gyűdi mészkő formáció alsó szakaszán is az irányított szövet, a sávos felépítés a jellemző. A formáció egészére jellemző a dolomitosodás, sőt néhol a primer dolomitképződés is (32. ábra). Mélyebb tagozatait a viszonylag lassú, meg-megszakadó, hirtelen változásokkal tarkított üledékképződés jellemzi. Erre utal a vékonyréteges—sávos felépítés. Az ugyanitt jelentkező gumós mészkövek alapvetően eltérnek az „ammonitico rosso" vagy a „hallstatti" gumós mészkövektől mind megjelenésükben, mind keletkezési körülményeikben. Ezek a gumós mészkövek feltehetően felrepedezés következtében keletkeztek, beágyazódásaik kissé át is görgetődhettek, mint „makro-intraklasztikumok". Jelenlegi, néha határozott „gumós" megjelenésüket leginkább az atmoszferiliák hatása révén nyerhették el.

A gyűdi mészkő formáció felsőbb tagozataiban gyorsabb, folyamatosabb üledékképződésre utaló jellegek ismerhetők fel. Csökken a sávozottság, a vékonyréteges kifejlődést vékonypados váltja fel.

A formációra alapvetően jellemző a mikrointraklasztikum-képződés. A sekélyvízi üledékképződési tér, a viszonylag nyugodt, egyenletes fenékviszonyok, a hullámverés és az időnként meg-megújuló áramlások alakították ki az alig pusztuló, relatíve kevés intraklasztikumot produkáló aljzat jellegzetes allokémiai elemeit. Ezek az allokémiai alkotórészek később pátos kalcittal cementálódtak, oosparittá alakultak. Az ooidok mellett gyakran kisebb méretű mészrögök is észlelhetők, amelyek egyes rétegekben erősen felszaporodnak. Pellet mivoltuk nem bizonyítható. Ha mégis pelletek lennének, ezeket a kőzeteket pelsparitnak kellene tekintenünk.

A gyűdi mészkő képződésére jellemző üledékképződésbeli változásokat jól példázza az, hogy amíg egy ideig pangóvízi, gyengén bitumenes üledékeket létrehozó körülmények uralkodtak, máskor jól szellőzött, áramlásos viszonyok közepette ooidos mészkövek, vagy éppen Crinoidea-mezőt feltételező világos színű encrinitek keletkeztek. A formációban ritka az üledékanyag intenzív áthelyeződése, csupán gyenge iszapfolyásos jelenség észlelhető.

A fedő zuhányai mészkő formáció képződésének idején lényeges változások következtek be. Az addig viszonylag nyugodt aljzat a mélységben tagolódott, jelentős fenék-relief különbségek alakultak ki. Az üledékképződés meggyorsult, ennek következtében a változások is ritkábbnak tűnnek. Sekélyebb és mélyebb régiók kerültek közvetlenül egymás mellé. A relatíve kiemelt régiókból intenzív anyagáthalmozás indult meg a mélyebb régiók felé, létrehozva a formációra alapvetően jellemző „makro-intraklasztitokat", a „betétes", „breccsás" mészkövet. A mélyebb régiókban időnként áramlásos tevékenységet kell feltételeznünk, ennek következtében görgetődhettek a szürke mészkőbetétek (pszeudo-konglomerátumok). A tenger felszíne közvetlen közelében (árapály-öv) zajló üledékképződés folyományaként a felrepedező, gyengén kötött mésziszap anadiagenetikus dolomitkitöltést nyert. Így keletkezhettek a szeszélyes elhelyezkedésű barnásszürke dolomitbetétek. A sekélyebb régiókban crinoideás—brachiopodás mezők alakultak ki, amelyek a mélyebb részekbe történt áthalmozás után sárga crinoideás—brachiopodás mészkőbetétként jelentkeznek



32. ábra. A gyűdi mészkő formáció második tagozatának részlete a Herceghalom Ny-i peremén (Nagy I. 1971)

1. Vékonyréteges—lemezes fehér dolomit, *2a.* középpados, barnásszürke mészkő, *2b.* középpados, sárgásfehér dolomit, *2c.* átmeneti dolomitos mészkő, *3.* vékonypados, szürkéssárga mészkő

Abb. 32. Detail der zweiten Subformation der Kalksteinformation von Gyűd am Westrand des Herceghalom (I. Nagy 1971)

1. Dünngeschichteter-plattiger weisser Dolomit, *2a.* mittelbankiger, bräunlichgrauer Kalkstein, *2b.* mittelbankiger, gelblichweisser Dolomit, *2c.* Übergangs-Dolomitkalk, *3.* dünnbankiger, gelblichgrauer Kalkstein

a kőzetekben. A mélyebb régiókba bejutó áramlatok hozhatták be az üledékgyűjtő területére az egyes rétegekben észlelhető Radiolariákat a nyíltabb és mélyebb vízi régiókból. Ugyanazok juttathatták talán ide a néhol szintén felszaporodó vékonyhéjú kagylókat is, amelyek feltehetően planktonikus életmódot folytattak. Ebben a zavart üledékképződési körülményben már nem keletkezhettek ooidos üledékek, mint ahogy az a fekvő gyűdi mészkő formációra jellemző volt.

A zuhányai mészkő formáció képződményeire nagyon jellemzők a vaskos, szabálytalan elhelyezkedésű fehér kalciterek és kitöltések. A fekvő gyűdi mészkő csak hajszálrepedéseket tartalmaz. Ezek csak ritkán töltődtek ki „fehér" kalcittal, gyakoriak a barnásvörös agyagos—limonitos kitöltések, valamint a víztiszta, áttetsző kalcitos kitöltések. Ebből az összehasonlításból is nyilvánvaló, hogy a kalciterezés és kitöltés nem a hegységszerkezeti mozgások következménye, hanem elsődleges üledékképződési okokra vezethető vissza. Feltételezhetjük, hogy a felrepedező mésziszap repedéseinek jelentős része diagenetikusan fehér kalcittal töltődött ki. A jelenség kialakulását elősegítette a zuhányai mészkő formáció vastagpados kifejlődése is.

A zuhányai mészkő fedőjében települő csukmai dolomit formáció alsó szakasza még az eredeti mészkőképződés és az utólagos dolomitosodás jeleit mutatja (mészkő és meszes ősmaradvány-reliktumok). Az itt szereplő „tarka" breccsás dolomitok eredetileg intraklasztikumos mészkövek lehettek. Ugyanez mondható el a crinoideás dolomitrétegekről is. Feljebb általánossá válik a primer dolomitképződés.

Az előbbiekben említett jellegzetességek arra utalnak, hogy a zuhányai mészkő képződését követően ismét alapvetően megváltozott az üledékképződés menete, ami nemcsak a kemizmusban, hanem az üledékképződési tér tulajdonságaiban is megnyilatkozik. A zuhányai mészkő képződésekor meglevő reliefkülönbségek az intenzív szubmarin lepusztítás következtében kiegyenlítődtek, a gyengébb anyagfeldolgozást az intraklasztitos szekunder dolomitok jelzik. A csukmai dolomit képződése idején így ismét nyugodtabb üledékképződési feltételekre következtethetünk. Ugyanakkor a rétegcsoport magasabb részén fokozatosan jelennek meg a rétegközi, nagyobb pelittartalmú betelepülések. Ez a jelenség a templomhegyi formáció felső részén már olyannyira általánossá válik, hogy nemcsak a rétegközökben, hanem a rétegeken belül is jelentősen felszaporodik a pelites anyag. Ezek a képződmények már dolomitmárgák.

A fentiekből látható, hogy az üledékképződés mélységére rendkívül nehéz megbízható következtetést levonni. A legkisebb terrigén anyag-tartalom a zuhányai mészkő és a csukmai dolomit formációban észlelhető. Ez mindenesetre arra utal, hogy a partoktól való távolság ekkor volt a legkisebb. Más jellegek ugyanakkor itt tételezik fel a legsekélyebb vízmélységet, ez azonban sekélytengeri körülmények között nem lényeges ellentmondás. Helyenként mélyebb vízi körülményekre utalnak itt a Radiolariák és a vékonyhéjú kagylók. A templomhegyi dolomit formáció képződményei tetemesebb pelittartalmuknál fogva már kisebb parttávolságra — vagy pedig megnövekedett reliefenergiára — utalnak.

Mindezeket összevetve feltételezhetjük, hogy a Villányi-hegység triászának „legtengeribb" korszaka a zuhányai mészkő képződésének idejére esik. Az erősen tagolt tengerfenék következtében itt találkozunk a „legsekélyebb" és a „legmélyebb" vízi képződményekkel is. Ezen megfontolások alapján a villányi triász üledékképződés „mélységi" kulminációja a zuhányai mészkő képződésének idejére tehető.

V. RÉTEGTANI ÖSSZEFOGLALÁS

A litosztratigráfiai egységek korbesorolása az utóbbi évek meglehetősen nagyszámú paleontológiai vizsgálata alapján sem tekinthető egyértelműnek. A további gyűjtések és saját gyűjtéseinek makrofauna anyagát Detre Cs. dolgozta fel. A fauna lelőhelyenkénti összefoglalása a 7. táblázaton látható. Felszíni és fúrási szelvényeinkből előkerült kisszámú Foraminifera a anyagunkat Oraveczné Scheffer A. határozta meg (8. táblázat). A Conodonta és a palinológiai vizsgálatokat Bóna J. végezte el. A lito-, a makro- és a mikro-biosztratigráfiai módszerekkel felvázolható korbesorolást és annak ellentmondásait a 9. táblázaton tüntettük fel. Az anisusi—ladin karbonátos rétegsor vékonycsiszolatban vizsgált ősmaradványainak eloszlását a 33. ábra tartalmazza.

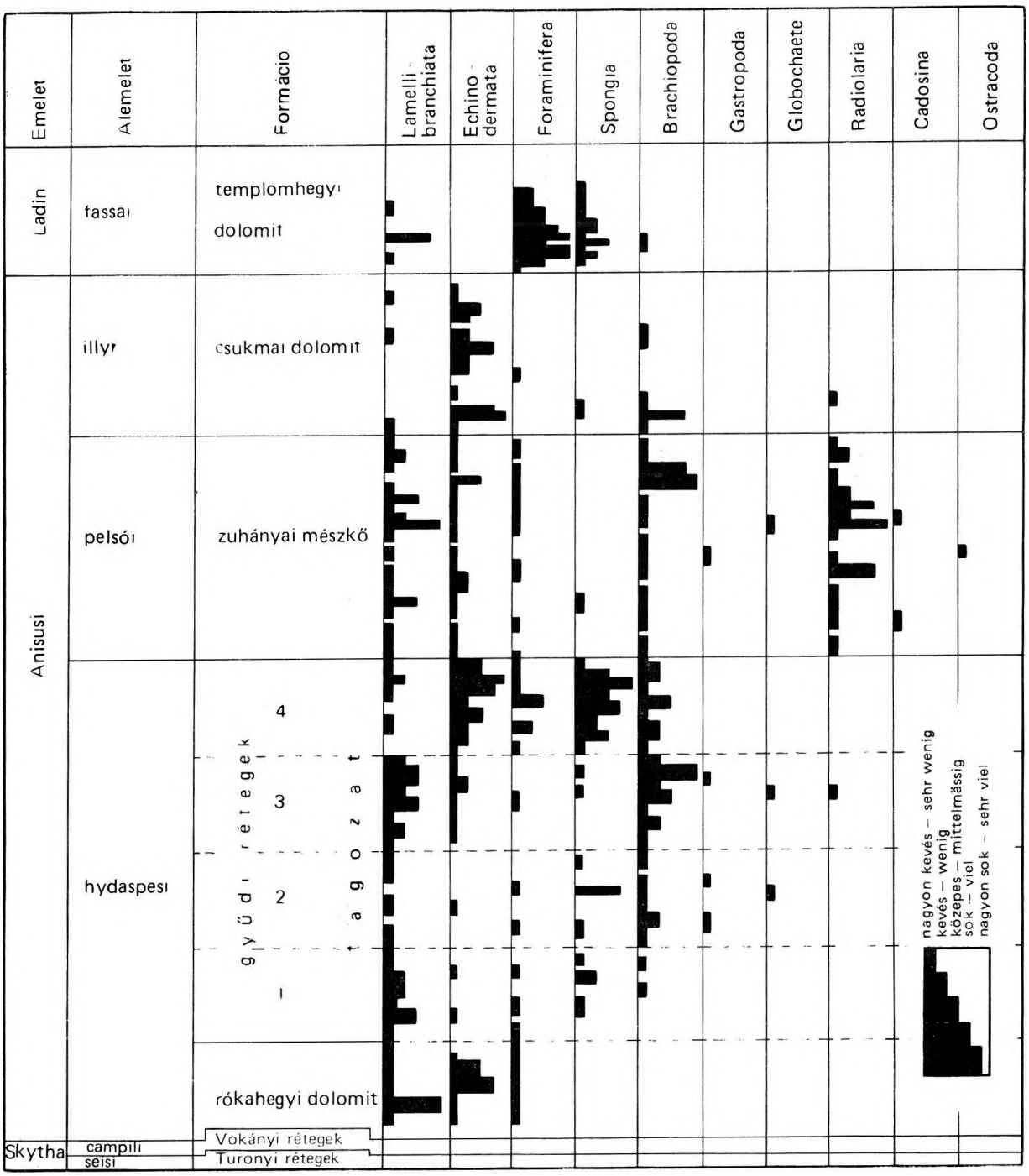
Skytha emelet

A túronyi rétegek gyér ősmaradvány-tartalma (*Pseudomonotis* sp.) csekély rétegtani értékű, de nem mond ellent a seisi besorolásnak. A vokányi rétegek felső részén fellépő *Costatoria costata* és *Gervillia* cf. *modiola* elég megbízhatóvá teszi a campili besorolást.

Anisusi emelet

A rókahegyi dolomit formáció a mecseki határdolomit, illetve a bakonyi megyehegyi dolomit litológiai megfelelőjeként, a hydaspesi alemelet alján foglalna helyet. A felső részéből előkerült Echinodermata vázrészeken kívül egyelőre semmiféle ősmaradványt nem ismerünk.

A gyűdi mészkő formáció alsó és felső harmadából kerültek elő eddig makro-ősmaradványok. Az alsó harmadából ismert *Unionites fassaënsis*-es fauna perdöntő elemeket nem tartalmaz, inkább campili, mint hydaspesi. A formáció tetején levő croquinit-lencsék (kizárólag Crinoidea elemekből álló mészkő) — tömegesen tartalmazva a *Dadocrinus gracilis* egyedeit, ill. váztöredékeit — viszont már



33. ábra. Vékonycsiszolatban vizsgált ősmaradványok megoszlása (Nagy I.). (A mennyiségek csak egyazon ősmaradványcsoporton belül érvényesek, egymással össze nem vethetők)

Abb. 33. Verteilung der in Dünnschliffen untersuchten Fossilien (I. Nagy). (Die Quantitäten sind nur innerhalb einer und derselben Fossilgruppe gültig, miteinander nicht vergleichbar)

Fauna	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Costatoria (C.) *costata* (Zenker)	ns																										
Gervillia cf. *modiola* Frech	s																										
Gervillia aff. *albertii* Bittner						18							18														
Gervillia sp.			26	s	7			1	2						3	2											
Terebratulida inc. sed.		1																									
Ctenodonta elliptica praecursor Frech		5											12														
Polygirina cf. *gracilior* (Schauroth)			3																								
Unionites fassaënsis Wissmann in Muenster				12	71			1			2		19														
Unionites sp.				21	7											k											
Entolium discites (Schloth.)				1	10						1		9	7					1								
Loxonema sp.				2																							
Crinoidea nyéltagok							s																				
Mytilus sp.									1																		
Dadocrinus gracilis Buch										ns				k													
Ophiocoma cf. *granulata* (Benecke)										1																	
Encrinus liliiformis (Lamarck)												ns	k														
Hofmannistella transdanubica Detre														5													
Cruratula sp.											1																
Hoernesia socialis (Schloth.)														9													
?*Nucula excavata* (Goldfuss)														7													
Nucula sp.														4													
Zeilleracea inc. sed.															1												
Coenothyris vulgaris (Schloth.)									1								318	1		4	74		25	1	10	10	19
Coenothyris rakuszi (Strausz)																	3						1				
Aulacothyris angusta (Schloth.)																	38										1
Aulacothyris angustaeformis (Boeckh)																	1										1?
Aulacothyris aff. *supina* Bittner																											
Aulacothyris sp.																											
Mentzelia mentzeli (Dunk.)																	1	2				1		3			4
Tetractinella trigonella (Schloth.)																	192						1	5			23
Decurtella decurtata (Gir.)																	7										
Myophoria sp.																	2		4								
Enantiostreon difforme (Schloth.)																	1										

makrofauna áttekintése

28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	Fauna
																															Cost. c.
																															Gerv. m.
																															Gerv. a.
						1	1						2				1?														*Gerv.* sp.
																															Ter.
																															Cten. ell.
																															Pol. gr.
																															Un. f.
																					1?										*Un.* sp.
		2				1				1								1													*Ent. d.*
																															Lox. sp.
																															Crin.
																															Myt. sp.
		2																													*Dad. g.*
																															Oph. g.
		9					?s																			k	k?	ns			*Enc. l.*
																															Hof. t.
																				3											*Crur.* sp.
																															Hoern. s.
																															Nuc. e.
																															Nuc. sp.
																						2?									Zeil.
27	8	19	8	5	1		1333		1	1		72	9	8	1	11	15	30			11	1									*Coen. v.*
																															Coen. r.
	21	15					265		1			4				2	4	3				6									*Aul. a.*
							1						1?	3?	4?	5?	1?														*Aul. af.*
							1																								*Aul. s.*
							217					7	5?				ns	3	2	2											*Aul.* sp.
17		56					312				2		11	5			8		1	1		63	1	5							*Ment. m.*
2	4	70				1	12		1		1	7				2		1				7	9	16							*Tetr. t.*
							37	7				2																1			*Dec. d.*
										2												1?									*Myoph.* sp.
		1																													*Ena. d.*

Fauna	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Cidaris sp.																	2										
Nucula cfr. *goldfussi* Alberti in Goldfuss																			16								
Spiriferina fragilis (Schloth.)																									1		
Spiriferina cf. *canavarica* Tommasi																											
Spiriferina ptychitiphila Bittner																											
Koeveskallina koeveskallyensis (Suess)																											
Myoconcha sp.																											
? Daonella sp.																											
Pecten cfr. *reticulatus* Schloth.																											
? Enantiostreon sp.																											
Montlivaltia sp.																											
Omphaloptycha peracuta Stopp.																											
Lingula christomani Skuphos																											
Reptilia inc. sed.																											
Ammonoidea indet.																	1										
Neocalamites inc. sed.																											

k=kevés, nk=nagyon kevés, s=sok, ns=nagyon sok (a számok a Detre Cs. által megadott példányszámokat jelentik)

Lelőhelyek a gyüjtők eredeti helymegjelölése szerint:

1. Bisse-1. sz. f. 380—380,3 m (Detre Cs.).
2. Bissétől D-re levő csúcs, mindjárt K-re a tenkesi kút felett, a tenkesi erdészlak alatt (Hofmann K.).
3. Máriagyűd, Szabolcsi-árok (idősebb dolomit) (Rakusz Gy.).
4. Máriagyűd ÉNy, a Máriagyűdtől a tenkesi erdészlakhoz vezető út alatt, a requieniás mészkő határától K-re levő hát, a tenkesi kúttól D-re (Hofmann K.).
5. Máriagyűd ÉNy, Tenkeshát, kőbányák a tenkesi erdészlaktól K-re levő csúcs tetején (Hofmann K.).
6. Siklós, Csukma-hegy (Rakusz Gy.).
7. Máriagyűd—Kistótfalu közti úttól K-re (Hofmann K.).
8. Kistótfalu, Kopaszhát (Rakusz Gy.).
9. Kistótfalu DNy, Makárhegy NyÉNy; Fuchsberg É-i oldalán levő árok, mely a kőbánya völgybe torkoll. Guttensteini mészkő, alsó padok (Hofmann K.).
10. Kistótfalu DDNy, kőbánya az árokban a trinitási szőlőhegytől Ny-ra (Hofmann K.).
11. Harkány É, Túrony D, kőbánya a pécs—siklósi országút és a Tenkeshegy között (Hofmann K.).
12. Csarnóta (?), Tenkeshegy (Lóczy L. jun.).
13. Babarcszőlős Ny—Siklósbodony D, a babarcszőlősi mészkemence fölötti 1-es kőbánya (Hofmann K.). — Nagycser Ny-i vége, kőfejtő (Detre Cs.).
14. Hegyszentmárton, Kőregyhegy (=Köveshegy) É-i oldalán levő kőbánya (Hofmann K.).
15. Szava-3. sz. f. 128 m (Detre Cs.).
16. Peterd-1. sz. f. 634 m (Detre Cs.).
17. Szava DKK, kőbánya a szavai hegy tetején. — Pipeshegy Ny (Hofmann K.)=Szava, Baranya m. (Rakusz Gy.)
18. Csarnóta, Tenkeshegy Ny-i gerince, az országúttól K-re (Rozlozsnik P.).
19. Máriagyűd—Kistótfalusi út, közvetlenül a tenkesi szoros előtt, néhány öllel előbb, ahol az út kétfelé kanyarodik (Hofmann K.).
20. Máriagyűd, recoaro mészkő (Böckh J.).
21. Máriagyűd, Pécsi lapos (Rakusz Gy.).
22. Máriagyűd, Szentkúttól K-re, hegyhát a siklósi akasztódombtól É-ra (Hofmann K.).
23. Máriagyűdtől Bissére vezető úttól Ny-ra levő kúp (Tenkeshát)—Máriagyűdtől É-ra, a tenkesi erdészlaktól K-re (Hofmann K.).
24. Máriagyűdtől Bissére vezető út alatt; Máriagyűdtől É-ra, tenkesi erdészlak DKK (Hofmann K.).
25. Máriagyűdtől É-ra, Tenkeshátnyereg (a vadászlaktól számítva) II. csúcstól K-re (Hofmann K.).
26. Máriagyűd É, Tenkeshát az erdészlaktól 4. K-i csúcs (Hofmann K.).
27. Máriagyűd É, Tenkesnyereg (a vadászlaktól számítva) 4. csúcstól K-re (Hofmann K.).
28. Máriagyűdtől ÉK-re, a tenkesi vadászlakra vezető úton, a szőlők szélén; Szabolcsi árok (Hofmann K.).
29. Máriagyűdtől É-ra, Tenkeshát, horpadás a Máriagyűd—Bissei úton (Hofmann K.).

28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	Fauna
																															Cid. sp.
																															Nuc. g.
																		1				80		3	2						*Spir. f.*
		1																													*Spir. c.*
																	1														*Spir. p.*
		1					2											1													*Koev. k.*
		1																													*Myoc.* sp.
								1																							*Daon.* sp.
																						s									*Pec. r.*
																						2									*Ena.* sp.
																										1					*Mont.* sp.
																											3				*Omph. p.*
																														s	*Ling. ch.*
																														nk	Rep.
																															Amm.
																														nk	*Neoc.*

30. Máriagyűd, tenkesi út Túronyra, Szabolcsi árok (Hofmann K.).

31. Máriagyűd, Büdöstó (Rakusz Gy.).

32. Máriagyűd, Máriahát (Rakusz Gy.).

33. Siklós, Scaverni kőfejtő (Vajai J.).

34. Siklós ÉK, Makárhegy D, Zuhánya völgy (Hofmann K.).

35. Siklós, Makárhegy D, Zuhánya-völgyi kőfejtő felső fejtési szint (Detre Cs.).

36. Nagyharsány, Harsányhegytől É-ra (Rakusz Gy.).

37. Vokány, Átai völgy, Guttensteini mészkő (Rakusz Gy.).

38. „Pusztatrinitás D, Melegmási árok torkolata a trinitási völgybe. Városhegy", Vokány (Hofmann K.).

39. „Pusztatrinitás DDK, Kecskés és Gombos erdő; Árok fenekén", Vokány (Hofmann K.).

40. „Pusztatrinitás, indóház melletti kis kőbánya", Vokány (Hofmann K.).

41. Siklós-V/a. sz. f.

42. Siklós-VIII. sz. f.

43. Siklós-IX. sz. f.

44. Siklós-VI. sz. f.

45. Siklós-VII. sz. f.

46. Siklós—Zuhánya.

47. Villány-6. sz. f.

48. Peterd-1. sz. f.

49. Vokány-2. sz. f.

50. Máriagyűd, felső legelő (Rakusz Gy.).

51. Máriagyűd ÉK, Tenkes gerince a Máriagyűdről Kistótfalura vezető út szorosától kifelé K-re (Hofmann K.).

52. Máriagyűd ÉK, Tenkes gerince a Máriagyűdtől Kistótfalura vezető út szorosától kissé K-re (Hofmann K.).

53. Máriagyűd É, Tenkes D-i lejtője, a löszhatár fölött (Hofmann K.).

54. Siklós, Csukmahegy (Rakusz Gy.).

55. Csukmahegytől Ny-ra, a gyűdi völgy felett (Detre Cs.).

56. Siklós, Zuhánya völgy (Rakusz Gy.).

57. Pusztatrinitási völgy K-i főágának bal mellékága (Nagyháti erdő). Kagylómész, felső dolomit alsó padjából (Hofmann K.).

58. Villányi nagykőfejtő (Lóczy L. jun.—Rakusz Gy.).

A lelőhelyek formációnkénti megoszlása:

Vokányi formáció: *1*, gyűdi mészkő formáció: *2—5, 6—7?, 8—11, 13—16, 37;* zuhányai mészkő formáció: *17, 18?, 20—21, 23—24, 26—29?, 31, 33, 35, 40—46;* csukmai dolomit formáció: *50?, 51—57;* templomhegyi dolomit formáció: *58*. Nem azonosítható lelőhelyek: *12, 19, 22, 25, 30, 32, 34, 36, 38—39, 47*.

8. táblázat

Az anisusi képződményekből Oraveczné Scheffer A. által meghatározott Foraminiferák

Fauna	Siklós, Makár-hegy, Zuhánya-völgyi kőfejtő felső fejtési szint (Detre Cs. gyűjt.)	Villány-6. sz. f.	Vokány-2. sz. f.	Siklós, Olivia-bánya	Túrony-1. sz. f.	Bisse-1. sz. f.
Ammodiscus cf. *planus* (Moeller)				+		
Ammodiscus sp.	+					+
Glomospira cf. *sinensis* Ho			+	+		
Glomospira cf. *simplex* Harlton				+		+
Glomospira sp.	+			+	+	
Glomospirella irregularis Grozd.—Gleb.	+					
Glomospirella spirillinoides Grozd.—Gleb.						+
Glomospirella sp.	+					
Tolypammina sp.				+		
Ammobaculites cf. *wirzi* Koehn-Zaninetti				+		
Trochammina cf. *almtalensis* Koehn-Zaninetti	+					
Trochammina sp.	+					
Pilammina cf. *densa* Pantić	+					
Calcitornella sp.				+		+
Planiinvolutina sp.				+		
Meandrospira cf. *dinarica* Koch.—Pantić	+					
Meandrospira sp.	+			+	+	+
Hemigordius cf. *chialingchiangensis* (Ho)				+		
Agathammina cf. *austroalpina* Kristan					+	
Nodosaria sp.	+					
Dentalina hoi Trifonova		+				
Dentalina sp.	+					
Frondicularia cf. *woodwardi* Howchin				+		

9. táblázat

Sztratigráfiai módszerek egyeztetési problémái

Litosztratigráfia — fácies		Makro-biosztratigráfia		Mikro-biosztratigráfia	
fassai	templomhegyi dolomit formáció szublitorális	fassai	*Lingula christomani*	fassai	Spongia *Glomospira* sp.
illyr	csukmai dolomit formáció neritikus	illyr	*Encrinus liliiformis* *Spiriferina fragilis* (dominancia)	illyr	*Neoendothyra küpperi* *Glomospira* sp. *Calcitornella* sp.
pelsói	zuhányai mészkő formáció talattokrát	pelsói	*Coenothyris vulgaris* (dominancia)	illyr	Holothuroidea és Ophiuroidea
					illyr Conodonták
				pelsói	illyr—pelsói kevert Conodonta fauna
hydaspesi	gyűdi mészkő formáció szubneritikus	hydaspesi	*Dadocrinus gracilis* (dominancia)	hydaspesi	Spongia Halfogak Monosulcites
			Unionites fassaënsis *Entolium discites*		
	rókahegyi dolomit formáció neritikus				
campili	vokányi formáció lagúnás (evaporitos)	campili	*Costatoria costata*	campili	*Verrucosisporites* *Pityosporites*
seisi	túronyi formáció litorális (wat)	seisi	*Pseudomonotis* sp.	seisi	

határozottan hydaspesit jeleznek. Ugyanakkor a formáció mikro-biofáciesének a Spongia maradványok általános megjelenése ad sajátos karaktert az alatta és felette települő litosztratigráfiai egységekkel szemben.

A zuhányai mészkő formáció pelsóiba tartozása a makrofauna alapján — elsősorban a *Coenothyris vulgaris* dominancia miatt — egyértelműnek látszik. Ugyanakkor viszont a Conodonta fauna szerint a formáció alsó néhány métere faunamentes, determinálhatatlan. A formáció alsó harmadának felső rétegeiben tömegesen jelentkezik egy kevert pelsói—illyr Conodonta fauna, mely önmagában is a pelsói—illyr határt jelöli ki. E fölött csak illyr Conodonta elemek találhatók a formáció középső és felső harmadának határáig, ahol — az eddig vizsgált szelvényekben — konzekvensen egy holothurioideás—ophiuroideás szint jelentkezik. E fölött, a formáció felső határáig (a csukmai dolomit formációig) determináns maradványok nincsenek, legfeljebb csak középsőtriászt jelző, átfutó Foraminiferák.

A csukmai dolomit mindhárom sztratigráfiai megközelítés szerint az illyr alemeletbe tartozik.

Ladin emelet

A templomhegyi dolomit faunája és kőzettani jellegei alapján, valamint települési helyzete szerint a fassai alemeletbe helyezhető.

A lingulás dolomitmárga — mint zárótag — fölött dolomithomokkő (dolarenit), tarkaagyag és vörös aleurolit váltakozásából álló, a dolomitmárgára konkordánsan települő rétegsor következik, mintegy 40—50 m vastagságban. Hovatartozását illetően a vélemények megoszlanak. Ifj. Lóczy L. szerint szerkezetileg „beékelt" mediterrán rétegek ezek, ezt látszik igazolni az eddigi palinológiai vizsgálat is (Deák M. *in* Vadász E. 1960). Szabó P. üledékföldtani vizsgálatokat végzett a templomhegyi egykori siklópálya bevágásának szelvényében. E kérdéses rétegsor vizsgálata a villányi jura újrafeldolgozása kapcsán folyamatban van, a közelmúltban a Harsány-hegyen, tehát egy másik pikkelyszerkezetben (Nagyharsány-V. sz. ferdefúrás a „szobrosbányában") is feltárásra került. A magunk részéről valószínűnek tartjuk, hogy ez a terresztrikum a jura üledékciklus legalsó képződménye, mivel az eddig ismert két feltárásban egyik esetben a templomhegyi, másik esetben a csukmai dolomitra települ. A terresztrikum felhalmozódása előtt tehát a dolomit összlet egyenlőtlenül lepusztult, a dolomit és a terresztrikum között szögdiszkordancia ugyan nincs, de a hiátus kimutatható.

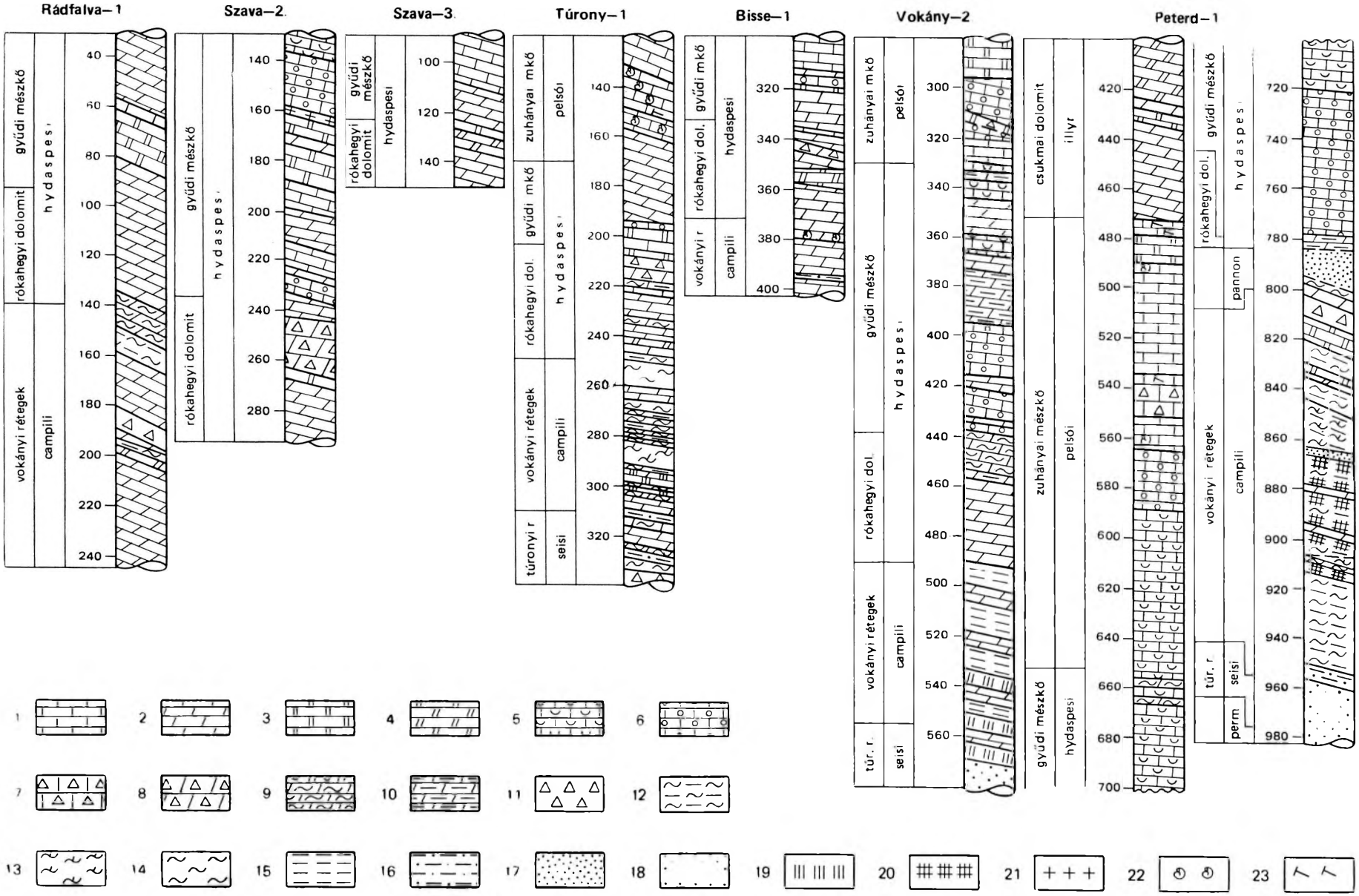
VI. A VILLÁNYI TRIÁSZ SZERKEZETFÖLDTANI VONATKOZÁSAI

1. A *délnyugati szerkezeti egységen* belül a triász mélyfekvője ezer métert meghaladó vastagságú felsőkarbon törmelékes üledékösszlet, melyet a Téseny környéki sekélyfúrások, a Bogádmindszent-1. és a Siklósbodony-1. sz. mélyfúrások tárnak fel. Utóbbi fúrásban feltárták a karbon—perm határ rétegsorát is. Eszerint az alsóperm homokkő összlet konkordánsan települ a karbonra. Feltételezzük, hogy a felsőperm és a seisi alemelet a szomszédos szerkezeti egységhez hasonló kifejlődésű. A Rádfalva-1. sz. fúrás campili dolomitban állt le. A hegyszentmártoni hegygerinc feltárásai többé-kevésbé teljes vastagságban tárják fel a hydaspesi mészkő összletet, míg a Szavai-hegyen pelsói mészkő van feltárva. Magasabb triász tagozatok egyelőre nincsenek feltárva, uralkodóan DK-i monoklinális dőléssel, pannon üledékekkel takart helyzetben valószínűsíthetők. Eddigi ismereteink szerint a szerkezeti egységben a rétegek nyugodt településűek, viszonylag enyhe, 5—30°-os dőlésűek. (A Rádfalva-1. sz. fúrásban a rókahegyi dolomit dőlése 20—30° volt.)

2. *Középső szerkezeti egység* (a tulajdonképpeni Villányi-hegység és északi előtere).

a) Az északi előtér triászát a szavai, túronyi, bissei, vokányi és peterdi fúrások tárják fel (34. ábra). A Mecseki Ércbányászati Vállalat geofizikai és fúrásos kutatási eredményei alapján e szerkezeti egységben a karbon hiányzik, az epidotamfibolit fáciesű metamorf összletre a perm (nagy tömegű kvarcporfírral) diszkordánsan települ. Az említett fúrások révén egyedül itt, az északi előtérben ismerjük az alsótriász rétegsort, mely a Mecsek hegységihez nagyon hasonló. A fúrási rétegsorokban a fiatalabb triász tagozatok mindegyike (hydaspesi dolomit és mészkő, pelsói mészkő, illyr dolomit) kimutatható, a tulajdonképpeni Villányi-hegységben ismert kifejlődésben. A rétegek a délnyugati szerkezeti egységben tapasztaltakkal egyezően itt is nyugodt településűek és enyhe dőlésűek. (A Bisse-1. sz. fúrásban a gyűdi mészkő 10—20°-os, a Vokány-2. sz. fúrásban az egész triász rétegsor 5—15°-os dőlésű.)

b) A tulajdonképpeni Villányi-hegységben a klasszikus öt pikkely mindegyikében többé-kevésbé azonos rétegsorok képviselik a triász időszakot. A seisi és a campili alemeletnek felszíni feltárása nincs. A legfiatalabb triász tagozat, az alsóladin lingulás dolomitmárga viszont csak a



34. ábra. Az É-i előtér fúrásainak triász rétegsora

1. Mészkő, *2.* dolomit, *3.* dolomitos mészkő, *4.* meszes dolomit, *5.* betétes mészkő, *6.* wurmkalk, *7.* breccsás mészkő, *8.* breccsás dolomit, *9.* dolomitmárga, *10.* agyagos dolomit, *11.* vetőzóna, *12.* agyagmárga, *13.* mészmárga, *14.* márga, *15.* agyag, *16.* aleurolit, *17.* homok, *18.* homokkő *19.* gipsz, *20.* anhidrit, *21.* diabáz, *22.* faunás kőzet, *23.* crinoideás kőzet

Abb. 34. Triasschichtenfolge der Bohrungen im nördlichen Vorland

1. Kalkstein, *2.* Dolomit, *3.* Dolomitkalk, *4.* Kalkdolomit, *5.* Kalkstein mit Einschaltungen, *6.* Wurmkalk, *7.* brekziöser Kalkstein, *8.* brekziöser Dolomit, *9.* Dolomitmergel, *10.* toniger Dolomit, *11.* Verwerfungszone, *12.* Tonmergel, *13.* Kalkmergel, *14.* Mergel, *15.* Ton, *16.* Aleurolit, *17.* Sand, *18.* Sandstein, *19.* Gips, *20.* Anhydrit, *21.* Diabas, *22.* faunenführendes Gestein, *23.* crinoideenführendes Gestein

fekete-hegyi pikkelyből, a villányi vasútállomástól délre levő kőfejtőből ismert. A Nagyharsány-V. sz. ferdefúrás a jura bázisán jelentkező, bizonytalan korú terresztrikum alatt közvetlenül az illyr dolomitba jutott. Feltehető tehát, hogy a ladin rétegek a terület túlnyomó részén a jura üledékképződést megelőző eróziós időszak áldozatául estek.

A triász rétegek valamennyi pikkelyben általában délre, illetve DDK-re dőlnek. Az északi, illetve ÉÉNy-i vergenciájú feltolódási vonalakkal határolt „pikkelyekben" nagyjából ugyanazok a rétegsorok ismétlődnek.

Az alsóladin fassai dolomitra a villányi templom-hegyi kőfejtők siklóbevágásában transzgressziós alapbreccsával települnek a jura képződmények. A dolomit és az alapbreccsa közé 5—20 m vastagságú, bizonytalan korú (felsőtriász, liász?) terresztrikus összlet iktatódik világosszürke dolomitanyagú, laza homokkővel, tarkaagyaggal és vörös aleurolit rétegekkel. E terresztrikum rétegtani helyzetének tisztázását a hegység jura időszaki képződményeinek folyamatban levő újravizsgálatától, a villányi templom-hegyi bevágás szelvényének és a Nagyharsány-V. sz. ferdefúrás rétegsorának korszerű feldolgozásától várjuk.

3. Az *északkeleti szerkezeti egység* földtani felépítése meglehetősen hipotetikus. A kevés geofizikai adat a terület paleozóos—mezozóos aljzata esetében csak a domborzati viszonyok megrajzolásához alkalmas, a rétegtani felépítéshez alig adhat támpontot. A Monyoród környéki jura feltárásokon kívül az erre a szerkezeti egységre mélyített fúrások sem adhatnak reális adatokat a terület triászára vonatkozóan; az Olasz község mellett mélyült Gp-1. sz. fúrás harmadidőszaki képződmények alatt jura rétegekben leállt, a Monyoród-1. sz. fúrás aaleni bázisrétegek alatt mindössze néhány métert fúrt pados, oolitos triász (hydaspesi) mészkőben.

Összefoglalva tehát: a Villányi-hegység térségében a triász időszakot 600—800 méter vastag, tengeri rétegösszlet alkotja, amely egyúttal kulminációs és regressziós szakasza az újpaleozóos—triász üledékciklusnak. Földtörténeti időtartamát illetően a seisi alemelettől a fassai alemeletig terjedő időszakot képviseli. Alapvetően két fáciesterület körvonalazható: 1. a délnyugati szerkezeti egységben az üledékciklus újpaleozóos gyökere a karbonig „nyúlik le", míg 2. a középső szerkezeti egységben (valószínűleg) csak a permig.

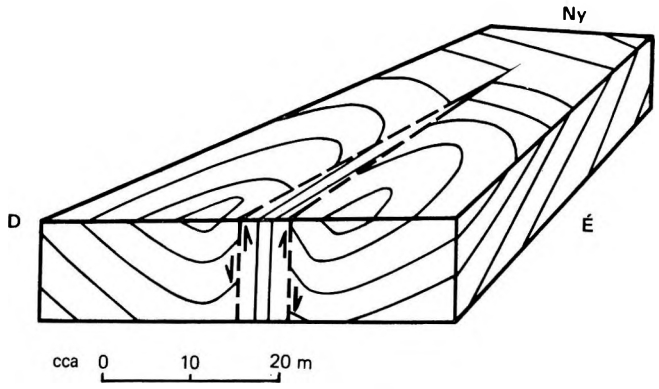
* * *

A Villányi-hegység *nagyszerkezeti irányait* illetően az alaphegység térképvázlatához (I. melléklet) csupán magyarázatként szánjuk az alábbi megjegyzéseket.

A három, haránttörésekkel határolt nagyszerkezeti egység az egyenlőtlen rögtorlódás példája. A két szélső szerkezeti egységben, de a középső egység északi és déli „előtereiben" is, a rétegcsoportok dőlése 5—30°-os, monoklinális, a tulajdonképpeni Villányi-hegység térségében viszont gyakran 45—65°-os dőléseket is mérhetünk a közismert, északi vergenciájú pikkelyszerkezetek mellett. E heterogenitás okozója feltehetően egyrészt az egységekre ható horizontális erők sokfélesége, másrészt a konzisztenciális heterogenitás. Feltehető, hogy az északi vergenciájú torlódás fő csúszási felülete, a campili anhidrites—gipszes rétegcsoport, a középső szerkezeti egységben a legnagyobb vastagságú. Az a tény viszont, hogy a DNy-i egységben a geociklus gyökere a felsőkarbonig lenyúlik, míg a középső egységben valószínűleg csak a permig, arra enged következtetni, hogy ennek a heterogenitásnak ősibb preformációja lehet. A tulajdonképpeni Villányi-hegység monoklinális pikkelyszerkezete — a Mecsek déli nagyszerkezeti vonalának viszonyaihoz hasonlóan — fiatal korú, felsőpannóniai (rhodáni—román). Erre utal a Peterd-1. sz. fúrás anisusi összletébe ékelt pannóniai rétegköteg is (782,0—800,0 m-ig a rókahegyi dolomit és a vokányi rétegekhez tartozó gipsztelepes dolomitmárga között, pollenekkel igazolt alsópannóniai homokban haladt a fúró; 863,8—867,5 m mélységközben, gipsztelepes dolomitmárga között, ugyancsak alsópannóniai homokot harántolt).

A tulajdonképpeni Villányi-hegységben a pikkelyek szerkezeti csapásiránya általában KÉK—NyDNy-i, ebből fakadóan a fő dőlésirány DDK-i. Ezek ellenére regionálisan is számos eltérő dőlésadat észlelhető (130—240°-ig). A rétegek hajladozását mutatja a DK-iből DNy-ira váltó, többszörösen is igazolható folyamatos áthajlású dőlés-adatsor. Feltételezhető oka: a fő hatásirányra merőleges gátlók („satu") jelenléte, amelyek ilyen módon okoztak térrövidülést. Nyugat felé haladva a DDK-i fő dőlésirány DK-ire vált át. Ennek az az oka, hogy a Tenkes-csoportban a feltolódás vergenciája ÉÉNy-ról ÉNy-ra fordul, a feltorlódott rétegek ebbe az irányba állnak be. Ennek tulajdonítható a Tenkes Ny-i részén feltárt pelsói mészkő helyzete (dőlése: 130°).

A jelenség okozója az a hegységtől É-ra elhelyezkedő, eltérő kifejlődésű (valószínűleg kvarcporfír vulkanizmus által létrejött) merev tömb lehet, amelyen a triász rétegek megtorlódtak, Ny-i zónájuk meredekebbre állt be. Ez a meredekebb beállás okozhatja, hogy a Csarnótai-hegy és a Cserhegy hydaspesi mészkő vonulata keskeny ékként jelentkezik a tőle É-ra hamarosan megjelenő idősebb triász tagok fölött (amelyek puhább konzisztenciájuk miatt jobban lepusztultak), míg a Tenkesen a mezozóos képződmények szélesen „kifekszenek". Itt arra gondolunk, hogy a Ny-i, többékevésbé erős D-i kibillenést szenvedett kőzettömbbel szemben a K-i Tenkes-csoport „helyben ma-



35. ábra. Szerkezeti vázlat a Pécsi-lapostól Ny-ra levő területről (gyűdi mészkő formáció) (NAGY I. 1971)

Abb. 35. Strukturskizze des Gebietes W vom Pécsi-lapos (Kalksteinformation von Gyűd) (I. NAGY 1971)

radt", enyhe dőlésű képződményei széles pásztákban nyomozhatók.

Fentiekből fakadhat, hogy a tenkes—csukmai gerinctől É-ra futó nagy feltorlódási vonal (pikkelyhatár), a Tenkes csúcsától K-re levő nyereg vonalában, az É-i oldalról a D-ire vált át. Ez az átváltás csak morfológiai alapon, szerkezetföldtani indítékok nélkül nem magyarázható.

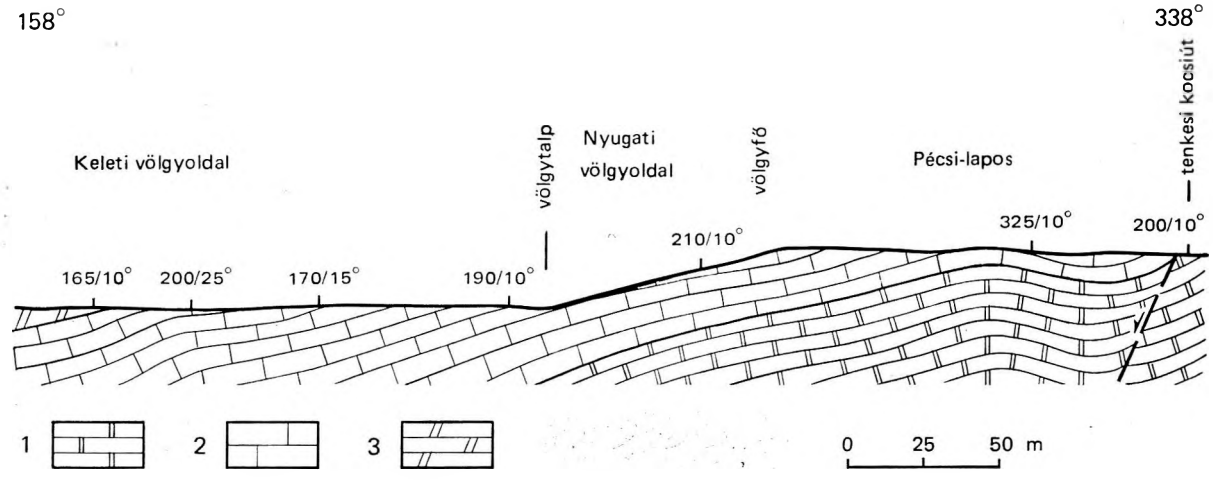
A pikkelyhatár DDNy-ira fordulása a Tenkes—Herceghalom közti nyereg K-i oldalán következik be. Itt a szerkezeti fedőben levő triász képződmények a szerkezeti irányokba fordulnak, dőlésük 315—360° közt alakul. Ezek a dőlésirányok a feltolódás homlokán mérhetők, több tíz méteres hosszban. DK-i árnyékukban redővonulatok mutathatók ki, apró antiklinálisok és részaránytalan szinklinálisok formájában.

A feltolódási vonaltól keletre, a Herceghalomtól K-re a Csukmára vezető gerincvonulaton több helyen érdekes szerkezetföldtani jelenségeket észlelhetünk. A Herceghalomtól K-re levő nyeregben vető vonul át, amelyhez K-ről folyamatos áthajlással idomulnak a rétegek (dőlésük 60° körüli). Még keletebbre a hydaspesi mészkő szerkezetileg érintkezik a pelsói mészkővel. A hydaspesi mészkő itt lapos szinklinálisokat formál, amelyek enyhén DK-i irányban hajlanak és szélesednek (35. ábra). A szinklinálist ÉK-ről törés zárja le, amely párhuzamos a két képződményt K—Ny-i irányban elhatároló szerkezeti vonallal. Ehhez a szerkezeti vonalhoz a pelsói és hydaspesi képződmények egyaránt 45°-os dőlésiránnyal idomulnak. Tovább K-re, a Pécsi-laposnál, szintén kis szinklinálist formálnak a triász rétegek, itt a pelsói mészkő É-i dőlésű, ezt tovább É-ra K—Ny-i vetővonal zárja le, amely mögött (É-ra) a hydaspesi mészkő enyhe D-i dőléssel következik.

Fenti példákkal a haránttörések szerepét és a törések kiváltotta hajlításos, gyűrt szerkezeti formák jelentőségét kívántuk illusztrálni.

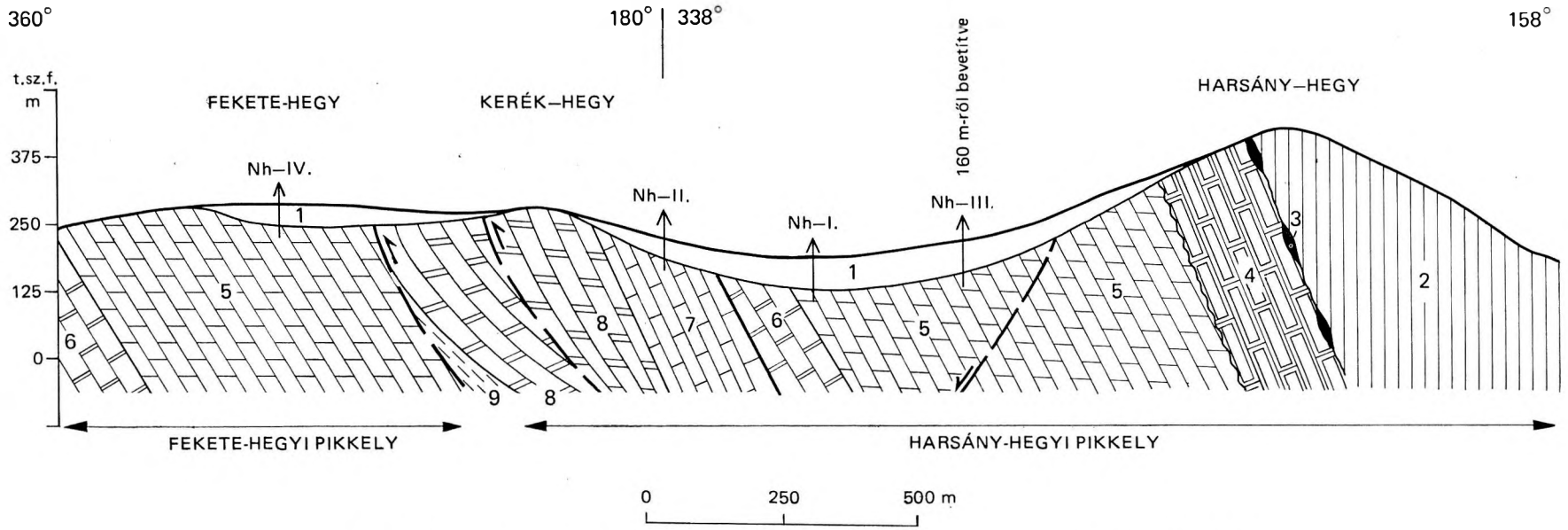
Röviden utalni szeretnénk a triász képződményekben észlelhető fő litoklázis irányokra is. A részletesebben vizsgált csukma—tenkesi hegycsoportban a következőket észleltük: A K-i részen (Csukma) a legjelentősebb törésirányok megegyeznek a nagy haránttörések irányával. A másodrendű litoklázis irány K—Ny-i, összhangban a Csukma Ny-i részén kimutatott csapásmenti vetővel. Nyugatabbra haladva a harántvetők (függetlenül a csapásváltozástól) É—D-i irányt vesznek fel (Herceghalom D-i hegyoldala, tenkesi felsőjura mészkőbánya, a pécs—harkányi műút bevágása).

Fentiekből következik, hogy a Villányi-hegység triász képződményei a pikkelyes szerkezet adta irányítottság ellenére is változatos települési helyzetet mutatnak (D-i, DNy-i, ÉNy-i, ÉK-i, DK-i, DDK-i dőlésirányokkal). A dőlésszög is változatos, szinte 0—90°-ig terjed.



36. ábra. Földtani szelvény a Pécsi-lapostól D-re futó völgy mentén (NAGY I. 1971)
1. Gyűdi mészkő, *2.* zuhányai mészkő, *3.* csukmai dolomit

Abb. 36. Geologisches Profil längs des Tales S vom Pécsi-lapos (I. NAGY 1971)
1. Kalkstein von Gyűd, *2.* Kalkstein von Zuhánya, *3.* Dolomit von Csukma



37. ábra. A Harsány-hegyi pikkely szelvénye (FÖLDI M. adatai alapján szerk. NAGY E. 1971)

1. Pleisztocén—pliocén általában, *2.* kréta általában, *3.* bauxitlencsék, *4.* jura általában, *5.* csukmai dolomit, *6.* zuhányai mészkő, *7.* gyűdi mészkő, *8.* rókahegyi dolomit, *9.* túronyi és vokányi formáció

Abb. 37. Profil der Schuppen des Harsány-hegy (aufgrund der Angaben von M. FÖLDI hergestellt von E. NAGY 1971)

1. Pleistozän—Pliozän im allgemeinen, *2.* Kreide im allgemeinen, *3.* Bauxitlinsen, *4.* Jura im allgemeinen, *5.* Dolomit von Csukma, *6.* Kalkstein von Zuhánya, *7.* Kalkstein von Gyűd, *8.* Dolomit von Rókahegy, *9.* Formationen von Túrony und Vokány

A kutatófúrások adatainak összesítése

10. táblázat

A fúrás					Mélyíttető	A harántolt alaphegységi képződmények felszíne (m)										
neve	jelzése	talpmélysége	tszf. magassága	befejezésének éve		jura	illyr (*=ladin)	pelsói	hydaspesi mészkő	hydaspesi dolomit	campili	seisi	perm	kvarcporfír	felsőkarbon	metamorfit
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Rádfalva-1.	R-1.	248,7	163,0	1970	MÉV				35,6	36,6	137,8					
Téseny-1.	T-1.	174,2	136,1	1962	MÉV											154,0
Téseny-2.	T-2.	149,0	119,0	1962	OVIFUV—MÉV										71,0	
Téseny-3.	T-3.	112,5	120,7	1967	MÁFI										55,0	
Téseny-4.	T-4.	80,0	131,6	1967	MÁFI										46,0	
Téseny-5.	T-5.	62,0	139,6	1967	MÁFI										38,4	
Téseny-6.	T-6.	82,8	129,9	1967	MÁFI										64,0	
Téseny-7.	T-7.	162,3	111,1	1967	MÁFI										147,5	
Bogádmindszent-1.	Bg-1.	1352,0	103,0	1971	MÉV—MÁFI										248,0	
Siklósbodony-1.	Si-1.	1200,0	112,0	1969	MÉV								76,0		630,0	
Kisdér-1.	Kd-1.	136,3	125,2	1961	MÉV											128,7
Görcsöny-1.	Gö-1.	142,1	147,0	1960	KCSV											129,0
Gyód-1.	G-1.	422,0	133,0	1962	VIZ											408,8
Gyód-2.	G-2.	131,3	169,0	1963	MÉV											106,3
Gyód-3.	G-3.	147,0	172,0	1963	MÉV											107,4
Gyód-4.	G-4.	?	168,0	1963	MÉV											177,8
Szava-1.	Sz.-1	515,7	131,7	1968	MÉV									250,0		
Szava-2.	Sz-2.	288,0	135,6	1969	MÉV				126,1	235,0						
Szava-3.	Sz-3.	149,4	105,5	1969	MÉV				92,5	136,2						
Szava-4.	Sz-4.	251,2	138,8	1969	MÉV								170,0			
Túrony-1.	Tú-1.	1452,0	189,1	1962	MÉV			125,4	170,0	213,0	248,0	310,2	344,4			
Bisse-1.	Bi-1.	1200,0	125,0	1969	MÉV				298,0	320,8	372,6	490,0	501,0			
Harkány-3/a.	H-3/a.	44,9	95,0	1969	MÁFI		39,1									
Vokány-1.	V-1.	145,4	145,0	1963	MÉV		129,4									
Vokány-2.	V-2.	1203,0	145,0	1969	MÉV			288,8	329,6	439,2	491,5	571,0	581,5	867,0		
Peterd-1.	P-1.	1300,0	173,0	1969	MÉV		402,5	472,2	617,0	779,0	800,0	955,0	977,3	1220,0		
Olasz-1.	Gp-1.	283,5	180,0	1960	KCSV	282,0										

10. táblázat folytatása

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Monyoród-1.	Mo-1.	200,0	210,0	1960	MÁFI				31,6							
Kisjakabfalva-1.	Ki-1.	124,8	123,3	1962	MÉV				103,6							
Villány-6.	V-6.	600,0	125,0	1970	MÁFI		*4,0	578,5								
Nagyharsány-I.	NH-I.	82,0	180,7	1970	MÁFI		66,7									
Nagyharsány-II.	NH-II.	62,0	217,7	1970	MÁFI				43,0							
Nagyharsány-III.	NH-III.	79,5	211,6	1970	MÁFI		55,0									
Nagyharsány-IV.	NH-IV.	62,0	289,2	1970	MÁFI		43,3									
Nagyharsány-V.	NH-V.	169,7	156,6	1971	MÁFI	10,6	153,2									
Nagytótfalu-I.	NT-I.	162,0	152,2	1970	KFH		11,7	112,2								
Nagytótfalu-II.	NT-II.	150,0	169,5	1971	KFH		8,0	67,1								
Nagytótfalu-III.	NT-III.	143,6	156,8	1971	KFH			14,9	45,9							
Nagytótfalu-IV.	NT-IV.	160,0	145,0	1971	KFH			6,2	117,3							
Siklós-I.	S-I.	60,0	195,0	1968	KFH	1,0	29,5									
Siklós-II.	S-II.	80,0	185,0	1969	KFH	50,5										
Siklós-III.	S-III.	74,0	149,4	1969	KFH	1,0	65,5									
Siklós-IV.	S-IV.	50,0	305,8	1969	KFH	4,0	81,9									
Siklós-V.	S-V.	26,6	168,7	1969	KFH		5,3									
Siklós-V/a.	S-V/a.	138,5	168,7	1969	KFH		5,0	37,9	127,5							
Siklós-VI.	S-VI.	40,3	186,0	1969	KFH			0,5								
Siklós-VII.	S-VII.	110,0	215,2	1969	KFH		25,5	28,9								
Siklós-VIII.	S-VIII.	82,2	210,0	1969	KFH			3,2								
Siklós-IX.	S-IX.	94,8	241,7	1969	KFH			14,0								
Siklós-X.	S-X.	110,0	252,3	1969	KFH			1,0								
Siklós-XI.	S-XI.	100,0	229,4	1969	KFH	5,1	47,3									
Siklós-XII.	S-XII.	246,3	193,0	1970	KFH	107,0	240,0									
Siklós-XIII.	S-XIII.	189,5	210,2	1970	KFH	96,6	155,8			8,5						
Siklós-XIV.	S-XIV.	39,0	205,1	1970	KFH	16,0	29,0									
Siklós-XV.	S-XV.	102,5	306,0	1970	KFH	3,8	100,1									
Siklós-XVI.	S-XVI.	74,0	283,9	1970	KFH	17,1	63,5									
Siklós-XVII.	S-XVII.	140,0	264,3	1970	KFH			1,0	35,6							
Siklós-XVIII.	S-XVIII.	60,0	174,7	1970	KFH			1,3								
Siklós-H/1.	S-H/1.	130,0	135,0	1969	KFH—VIZ	21,4		73,0								
Siklós-H/2.	S-H/2.	150,0	150,7	1971	KFH—VIZ	24,6	94,8									
Siklós-H/3.	S-H/3.	120,0	149,4	1969	KFH—VIZ		3,0	53,0								
Siklós-H/4.	S-H/4.	150,0	123,4	1970	KFH—VIZ		25,6									
Újpetre-1.	Úp-1.	450,0		1970	MÉV—VIZ				351,7							

Itt is ki kell térni arra a jelenségre, amelyre a hydaspesi képződmények ismertetésénél utaltunk, nevezetesen arra, hogy a tenkesi és a csukmai pikkely érintkezési vonalának ÉNy-i részén (a Tenkes—Herceghalom közötti nyeregben) nem a rókahegyi dolomit („alsó-dolomit") torlódik a kréta rétegekre, hanem a gyűdi mészkő („gutensteini mészkő"). További kérdés ugyanis ennél a szerkezeti érintkezésnél, hogy milyen módon érintkeznek a triász és a kréta képződmények. A nyeregponttól D-re Fülöp J. feltárta az itteni legfiatalabb kréta képződményeket aleuritos márga képében. A pikkelyhatár ÉNy-i szakaszán ellenben azt figyeltük meg, hogy a hydaspesi mészkő közvetlenül a mélyebb kréta pachyodontás mészkőre tolódik. A nyergen áthaladó ÉÉNy—DDK-i irányú vető feltételezése nyilvánvalóvá teszi, hogy miért csak az említett részen van jelen ma a legfiatalabb kréta üledék.

Még egy, a szerkezettel összefüggő kérdésre szeretnénk itt felhívni a figyelmet. Ifj. Noszky J. a Herceghalomnál 260 m „gutensteini", a Pécsi-laposnál 280—380 m „recoaro" mészkövet tételez fel. Ezek a vastagságadatok valószerűtlenek, különösen a „recoaro" mészkő esetében, ugyanis vizsgálataink szerint a Pécsi-lapos NyÉNy-i részén a Tenkesre vezető É-i kocsiút mentén már a hydaspesi („gutensteini") mészkő van feltárva. Eszerint a Pécsi-laposnál nem a hegység egyik legvastagabb, hanem egyik legvékonyabb pelsói mészkő sorozatával állunk szemben, amelyet É-ra szerkezeti vonal határol el a fekvő hydaspesi képződményektől. Ugyancsak nagy vastagságúnak jelölik a régebbi szerzők ezen a területen a „gutensteini" (gyűdi) mészkő formációt, úgy hisszük szerkesztési alapon. Itt valóban meglepő vastagságokat állapíthatunk meg, ha nem számolunk a haránt- és csapásmenti vetők redukáló szerepével, a települési viszonyokban észlelhető változatossággal (36. ábra).

A harántvetők szerepének méltatása mellett szólnunk kell a csapásmenti szerkezeti elemekről is. A Villányi-hegység szerkezeti felépítésének alapjellegét adó pikkelyes feltolódások természetes feltárásban sehol sem láthatók. Pikkelyhatárt (város-hegyi és csukmai) egyedül a Siklós-XIII. sz. fúrás harántolt, a jura képződmények szerkezeti fedőjében rókahegyi dolomitot fúrt. Ennek ellenére a pikkelyhatárok a hegység kevésbé fedett részén, a természetes feltárások alapján is jól követhetők. Nehezebb felismerni a kisebb elmozdulással járó csapásmenti feltolódásokat és vetőket. Több ilyen kisebb jelentőségű hosszanti feltolódás mutatható ki a Kistótfalutól DNy-ra levő árokrendszerben. Hosszanti vető jelölhető ki a Csukma É-i oldalán, amely mentén a csukmai dolomit a zuhányai mészkő kimaradásával közvetlen érintkezésbe kerül a gyűdi mészkővel (5. ábra). A harsány-hegyi pikkelyben a Kerék-hegy és a Harsány-hegy között a triász vastagsága szerkesztéssel 1250 m-nek adódik. Ez a nagy vastagság minden bizonnyal a pikkelyeződéssel párhuzamos kisebb feltolódások és antitetikus vetők vastagságnövelő hatásának tulajdonítható (37. ábra).

VII. ŐSFÖLDRAJZ ÉS FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

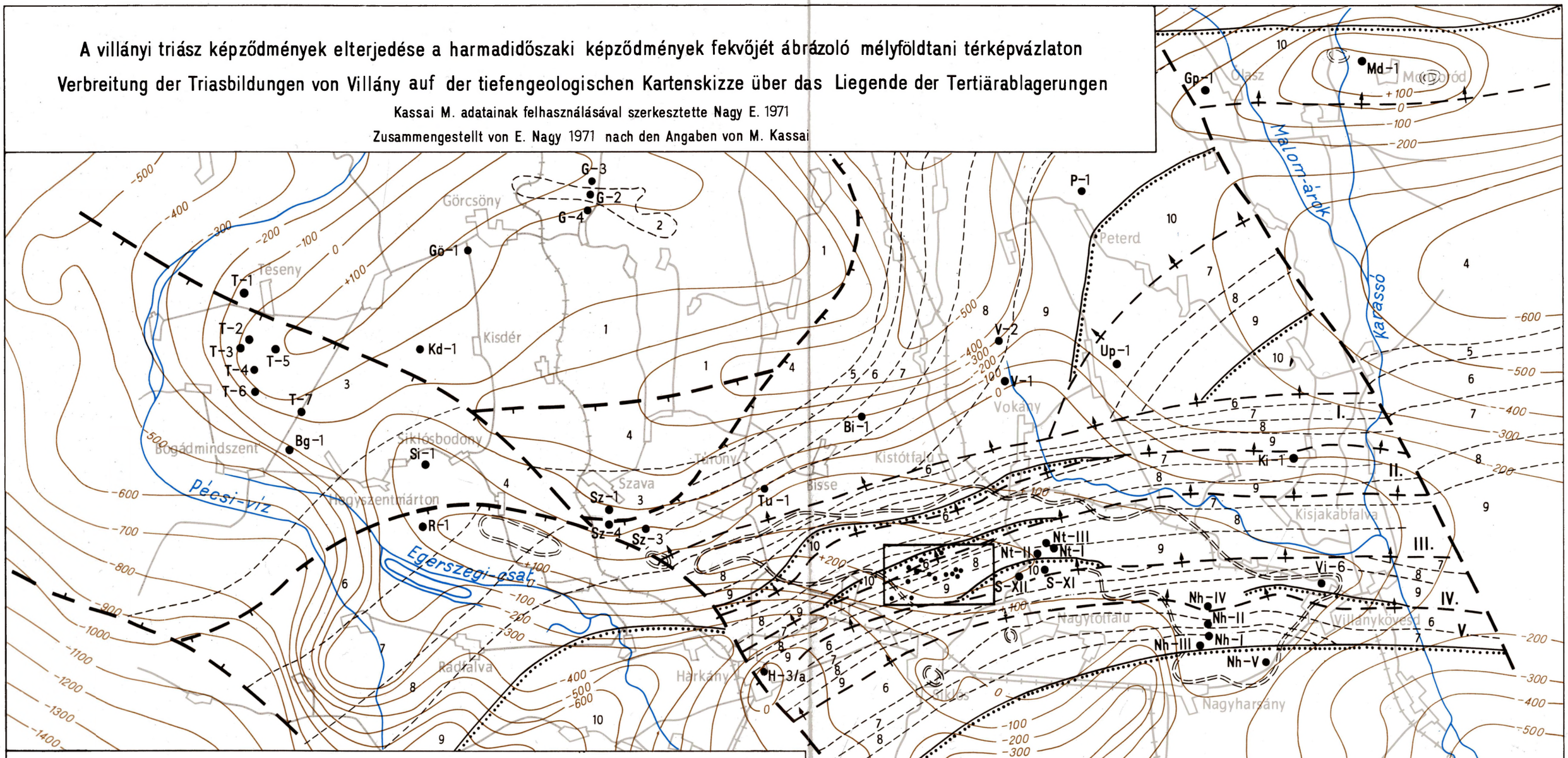
A varisztikus és az alpi orogén főfázisok között a triász időszak az, amikor a korábbi orogenezis utórezgései is elmúltak már, és a korábban létrejött térszíni egyenetlenségek is jobbára kontinentális méretű peneplénné simultak el. Az alpi orogenezis előhullámai közül pedig a montenegrói fázis legfeljebb fáciesváltást okozhatott az egyes szelvények campili—hydaspesi határrétegeiben. Az alpi orogén diszkordanciát és üledékgyűjtő-áthelyeződést is okozó első fázisa a lábai fázis, majd ezt követően, azonos jelentőséggel az eokimmériai fázis. Előbbi az illyr—fassai határon, illetve a ladin emeletben, az utóbbi pedig a nóri—raeti határon észlelhető. Az európai triász szelvényekben a két fázis (az esetek többségében) pregnáns. A Mecsek üledékgyűjtőjében a fázisok szerepét a ladin emelet folyamán kimutatható regresszióban, illetve a raeti bázisán tapasztalható emerzióban látjuk. A Villányi-hegység triászában viszont — hasonlóan a Kodru-takaró triászához — az ólábai fázis regresszióban, az újlábai, az eokimmériai és az ókimmériai fázis pedig együttesen teljes kiemelkedésben nyilvánul meg. E fázisok szerepének megfelelően a skytha és anisusi emeletek idején kontinentális méretű, konszolidált aljzatú üledékgyűjtőkkel számolhatunk, míg a ladin emeletben a kontinentális egyensúly felbomlik s a ladint — de a felsőtriászt még inkább — erőteljes regionális heterogenitás, fáciesgazdagság jellemzi. A felsőperm—triász üledékciklus belső fejlődési görbéje viszont jellemezhet egy-egy megafáciest. Az alpi és a kárpáti megafáciesek közismertek: a mindmáig sok vitára okot adó eugeoszinklinális fácies (a penninikum) mellett kevésbé vitathatók a miogeoszinklinális (=a tulajdonképpeni alp—kárpáti öv) és az epikontinentális triász megafáciesek. Véleményünk szerint a Tethys triász időszaki üledékgyűjtőben a miogeoszinklinális és az eugeoszinklinális megafáciesek határán rendre kimutatható egy pszeudoepikontinentális megafácies. Ezt vagy egy erősen hiátuszos, vagy egy keuper-szerű felsőtriász összlet jellemzi, az alsó- és a középsőtriászban pedig változó sótartalom és kevésbé pelágikus üledékképződési viszonyok. E pszeudoepikontinentális (vagy „küszöb") megafáciesek jelenleg — az alpi allochtonia következtében — részben átfedik egy-

A villányi triász képződmények elterjedése a harmadidőszaki képződmények fekvőjét ábrázoló mélyföldtani térképvázlaton

Verbreitung der Triasbildungen von Villány auf der tiefengeologischen Kartenskizze über das Liegende der Tertiärablagerungen

Kassai M. adatainak felhasználásával szerkesztette Nagy E. 1971

Zusammengestellt von E. Nagy 1971 nach den Angaben von M. Kassai



10. Jura és kréta időszaki képződmények általában
Jura-und Kreidebildungen im allgemeinen

9. Illyr és fassai alemelet: csukmai dolomit és templomhegyi dolomit
Illyrische und Fassanische Unterstufe: Dolomit-formation von Csukma und Dolomit-formation von Templomhegy

8. Pelsói alemelet: zuhányai mészkő
Pelsonische Unterstufe: Kalksteinformation von Zuhánya

7. Hydaspesi alemelet: gyűdi mészkő
Hydaspische Unterstufe: Kalksteinformation von Gyüd

6. Hydaspesi alemelet: rókahegyi dolomit
Hydaspische Unterstufe: Dolomitformation von Rókahegy

5. Seisi alemelet és campili alemelet: túronyi és vokányi rétegek
Seiser Unterstufe und Campiler Unterstufe: Formation von Turony und Vokány

4. Permi képződmények általában /jakabhegyi homokkővel, kvarcporfírral/
Permische Ablagerungen im allgemeinen /Jakabhegyer Sandstein – formation mit Quarzporphyr/

3. Felsőkarbon képződmények általában – Oberkarbon-Bildungen im allgemeinen

2. Szerpentin – Serpentin

1. Metamorf képződmények általában
Metamorphite im allgemeinen

Vető dőlésiránnyal vagy bizonytalan dőlésiránnyal
Verwerfung mit Einfallrichtung oder ungewisser Einfallrichtung

Feltolódás
Aufschiebung

Diszkordáns képződményhatár
Diskordante Formationsgrenze

Konkordáns képződményhatár
Konkordante Formationsgrenze

T-4 ● Fúrás – Bohrung

-200 A harmadidőszak nélküli felszín szintvonala /Barabás A. – Baranyi J. – Jámbor Á. 1962 nyomán, javítva/
Isohypse der Oberfläche mit abgedecktem Tertiär /nach A. Barabás-J. Baranyi-Á. Jámbor mit gewisser Korrektion/

A felszíni mezozoós képződmények határvonala
Grenzlinie der mesozoischen Bildungen an der Tagesoberfläche

A területen lemélyített fúrások helyét l. az 5. ábrán
Die Stellen der im betreffenden Gebiet niedergebrachten Bohrungen siehe in Abb. 5

I. Tenkesi pikkely
Schuppe von Tenkes

II. Csukmai pikkely
Schuppe von Csukma

III. Város-hegyi pikkely
Schuppe von Város-hegy

IV. Fekete-hegyi pikkely
Schuppe von Fekete-hegy

V. Harsány-hegyi pikkely
Schuppe von Harsány-hegy

mást, az azonban kétségtelen, hogy a megafáciesek egymásmellettiségében az alapvető tendencia (északról dél felé haladva) a következő: tábla — epikontinentális üledékgyűjtő — miogeoszinklinális üledékgyűjtő — pszeudoepikontinentális üledékgyűjtő — eugeoszinklinális üledékgyűjtő.

Anélkül, hogy ebből a magyar föld nagyszerkezetére vonatkozóan merész következtetéseket engedhetnénk meg magunknak, a magyar triász megafácieseit a Keleti-Alpok takaróinak megafácieseivel is összevethetjük: *1.* a penninikum autochon és eugeoszinklinális triászával leginkább a Kőszegi-hegység epizónás összletei azonosíthatók; *2.* az alsó kelet-alpi takaró triászához a Bükk hegység ofiolitos, dinári analógiákat mutató triásza áll legközelebb; *3.* a középső kelet-alpi takarórendszer triászával a mecseki, a villányi és talán a rudabányai triász hasonlítható össze; *5.* a Dunántúli-középhegység triászának rokonsága közismert a felső kelet-alpi takaró (a Mészalpok) triászával.

Fejlődéstörténetileg a villányi triász üledékciklusa — hasonlóan a Dunántúl egyéb triász üledékgyűjtőihez — a felsőpermben gyökerezik. A seisi alemelet wat-fáciese szervesen illeszkedik a piedmont fáciesű, litorális felsőperm és az alsócampili lagúnás, evaporitos fáciesei közé. E fácieseken keresztül a triász üledékciklus egyértelműen fejlődik a pelsói alemeletben kimutatható talattokrát, leginkább pelágikus, sztenohalin üledékképződés kulminációja felé. Az illyr lassúbb, majd a fassai alemelet gyorsabb regressziót tükröző rétegcsoportjai az üledékciklus elhaló, görbe szakaszát képviselik. Amíg a Mecsekben a triász és a jura üledékciklus határát kőszénképződéshez vezető, epirogén jellegű kiemelkedés jelzi, addig a villányi üledékgyűjtőben — jelen ismereteink szerint — a ciklusok határán minimálisan három emeletre terjedő, lepusztulást eredményező szárazulattá válás tapasztalható.

IRODALOM — SCHRIFTTUM

Balogh K. *et al.* 1958: Magyarázó Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképéhez. — Földt. Int. Alk. Kiadv.

Balogh, K.—Végh, S.—Végh, S.-né 1963: Trias de Hongrie. — Mém. Bur. Rech. Géol. Min. 15. pp. 455—468.

Barabás A.—Baranyi I.—Jámbor Á. 1964: Dél-Dunántúl harmadidőszak előtti alaphegység térképe. — Geof. Évk. 1.

Böckh J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — Földt. Int. Évk. 4.

Földi M. 1971: Újabb vízföldtani adatok a Villányi-hegységi karsztterületről. — Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről.

*Földi M.—HeténYi R.—Nagy I. 1969, 1970: A Villányi-hegység nemes építőkő vizsgálata I., II., III. — Földt. Int. Adattár.

*Földi M.—HeténYi R.—Nagy I. 1971a: Zárójelentés a siklósi Rózsabánya környéki nemes építőkő kutatásról. — Földt. Int. Adattár.

*Földi M.— HeténYi R.—Nagy I. 1971b: Zárójelentés a siklósi Zuhánya-bánya környéki nemes építőkő kutatásról. — Földt. Int. Adattár.

Fülöp J. 1966: A Villányi-hegység kréta időszaki képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. 15.

Hauer, F. 1867—1871: Geologische Übersichtskarte der Österreichisch—Ungarischen Monarchie 1:576 000, Blatt 1—12. — Wien.

*Hofmann K. 1874: Havi jelentés a Villányi-hegység geológiai felvételéről. — Földt. Int. Adattár.

Hofmann, K. 1876: Mitteilungen der Geologen der K. Ung. geologischen Anstalt über ihre Aufnahmsarbeit in den Jahren 1874. und 1875. — Verh. Geol. Reichsanst. pp. 22—24.

Horusitzky F. 1961: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. — Földt. Int. Évk. 49. 2. pp. 267—278.

Hunfalvy J. 1864: A Magyar Birodalom természeti viszonyainak leírása. — 2. Pest. p. 507.

Lenz, O. 1872: Aus dem Baranyaer Comitat. — Verh. Geol. Reichsanst. 14.

Lóczy L. jun. 1912: A Villányi- és Báni-hegység geológiai viszonyai. — Földt. Közl. 42. pp. 9—10.

Lóczy L. jun. 1913: Baranya vármegye déli hegyvidékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1912-ről.

Lóczy L. jun. 1915: Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Villányer und Báner Gebirges (Ungarn). — Dissertation. Budapest.

Lőrenthey I. 1907: Vannak-e jura időszaki rétegek Budapesten. — Földt. Közl. 37. pp. 359—368.

Nagy E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 51. 1.

*Nagy E. 1969: Jelentés a Villányi-előtéri anizuszi szintezési lehetőségéről. — Földt. Int. Adattár.

*Noszky J. jun. 1957: Kiértékelő jelentés az 1952-ben a Villányi-hegységben végzett bauxitföldtani reambuláló földtani vizsgálatokról. — Földt. Int. Adattár.

Noszky J. jun. 1959: A Villányi-hegység mezozóos képződményei. — Kirándulásvezető a magyarországi mezozóos konferencia résztvevői számára. — Budapest.

Pálfy M. 1901: Geológiai jegyzetek néhány Duna menti kőbányáról. — Földt. Közl. 31. pp. 150—155.

Peters, K. F. 1863: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitzungsber. Math. Nat. Kl. Akad. Wiss. Wien. 1862. 46. 1.

Rakusz Gy.—Strausz L. 1953: A Villányi-hegység földtana. — Földt. Int. Évk. 41. 2.

Schafarzik F. 1904: A magyar szent korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. — Földt. Int. Alk. Kiadv. Budapest.

Schmidt E. R. *et al.* 1962: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. — Földt. Int. Alk. Kiadv.

*Strausz L. 1932: Jelentés a Villányi-hegységben végzett földtani felvételről. — Földt. Int. Adattár.

Strausz, L. 1941: Paläontologische Daten aus den Mesozoikum des Villányer Gebirges. — Ann. Hist. Nat. Hung. Min. Geol. et Palaeont. 34.

Strausz L. 1942: Adatok Baranya geológiájához. — Földt. Közl. 72. pp. 4—12.

Strausz L. 1952: A Dunántúl délkeleti részének földtani felépítése. — Földr. Ért. 1. 2.

*Szabó P. 1957: A klasszikus villányi szelvény üledékföldtani újravizsgálata. — ELTE szakdolgozat, Budapest.

Szederkényi T. 1964: A baranyai Duna menti mezozóos szigetrögök földtani viszonyai. — Földt. Közl. 94. 1.

Telegdi Roth K. 1937: Jelentés az 1930. és 1931. években a Bakony hegységben és a Villányi-hegységben végzett bauxitkutatásokról. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—1932-ről.

Till, A. 1907: Zur Ammonitenfauna von Villány (Südungarn). — Verh. Geol. Reichsanst.

Vadász E. 1945: A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. — Dunántúli Tud. Int. Kiadv. Pécs.

Vadász E. 1949: Termális „karsztvíz" Dél-Baranyában. — Hidr. Közl. 3—4.

Vadász E. 1953: Magyarország földtana. — 1. kiad. Budapest.

Vadász E. 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 14. 1—3.

Vadász E. 1956: Földtörténet és földfejlődés. — Budapest.

Vadász E. 1960: Magyarország földtana. — 2. kiad. Budapest.

Vendl A. 1952: Geológia 2. — Budapest.

Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene covered areas of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13. pp. 399—437. Budapest.

Wein Gy. 1967: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához, L-34-XIII. Pécs. — Földt. Int. Kiadv.

Zsigmondy, V. 1873: Mitteilungen über die Bohrtermen zu Harkány. — Budapest.

* Kézirat — Manuskript.

VORWORT

Von den Triasablagerungen von Ungarn wurden diejenigen des Gerecse-, des Bükk- und des Mecsek-Gebirges in der jüngsten Vergangenheit einer detaillierten, modernen, monographischen Bearbeitung unterzogen. Die Trias des Keszthelyer Gebirges, des Bakony, des Vértes und der Schollen am Linksufer der Donau, ja sogar die des Beckenuntergrundes der Grossen Ungarischen Tiefebene ist zur Zeit Gegenstand vielseitiger und intensiver Untersuchungen. Die vorliegende Arbeit hat bezweckt, jene neuesten Kenntnisse über die triadischen Komplexe des südlichen Gebirges dieses Landes zusammenzufassen, die im letzten Jahrzehnt im Ergebnis der durch die Ungarische Geologische Anstalt und das Mecseker Erzbergbau-Unternehmen geleisteten Forschung und Erkundung die früheren einschlägigen Angaben wesentlich geändert und bereichert haben.

Die Möglichkeit zur Zusammenstellung des Aufsatzes ist dem Akademiker J. Fülöp zu verdanken. Für die Angaben über Grundprofile aus Bohrungen und Tagesaufschlüssen, sowie für die Überlassung von zahlreichen Ergebnissen von Substanzprüfungen, ferner für die angebotene Möglichkeit zu weiteren Untersuchungen sind wir A. Barabás, Kand. d. geol. u. min. Wiss., und Dipl.-Geol. M. Kassai (Mecseker Erzbergbau-Unternehmen), sowie Dipl.-Geol. M. Földi und R. HeténYi (Abteilung für Süd-Transdanubien der Ungarischen Geologischen Anstalt) zu Dank verpflichtet. Über die im Text gegebenen Referenzen und Hinweise hinaus fühlen wir uns verpflichtet auch diese Gelegenheit zu ergreifen, um allen hilfsbereiten Kollegen, vor allem Dipl.-Geol. Cs. Detre, J. Bóna und A. Oravecz—Scheffer, aufrichtigsten Dank zu sagen.

Budapest, Oktober 1971

Die Verfasser

Das Villányer Gebirge stellt im Südostteil Transdanubiens, in der Donau—Drau-Ecke, S vom Mecsek-Gebirge, einen O—W streichenden, erheblich denudierten Gebirgszug dar, der vom Flachland-Hügelland-Gelände seiner Umgebung plötzlich hochragt. Seine O—W-Verbreitung ist 25 bis 30 km, die N—S-Ausdehnung erreicht nur 1 bis 3 km und die grösste Höhe beläuft sich auf 440 m. Nördlich wird es vom Baranyaer Hügelland, südlich, östlich und westlich von der jungen Drau-Senke umrandet (Abb. 1).

Der von südwärts einfallenden, O—W streichenden Schuppen aufgebaute Gebirgszug ist eine selbständige geologische strukturelle Einheit. Die vom Oberkarbon bis zur Alb-Stufe der Kreide bekannte paläozoisch-mesozoische Schichtenfolge, die sich im Villányer Sedimentationsbecken entwickelt hat, erscheint mit einem OSO gerichteten Struktureinfallen. Am Bau des in vier Richtungen durch Randbruchstörungen abgegrenzten Villányer Gebirges sind von diesen die Schichten vom Anis bis zum Alb beteiligt.

Im Raum des Villányer Gebirges lassen sich, von NW—SO gerichteten Querbrüchen begrenzt, drei grosstektonische Einheiten unterscheiden (Beilage I):

1. Die südwestliche Struktureinheit, wo von den Ausbissen von Hegyszentmárton und Szava abgesehen die Bildungen des paläozoisch—mesozoischen Grundgebirges uns nur aus Bohrungen, von kainozoischen Ablagerungen bedeckt, bekannt sind.

2. Die mittlere Struktureinheit umfasst das eigentliche Villányer Gebirge und sein nördliches Vorland. Das Villányer Gebirge besteht aus fünf tektonischen Schuppen, die in der Reihenfolge NW—SO sind, wie folgt:

I. Schuppe von Tenkes
II. Schuppe von Csukma
III. Schuppe von Város-hegy (Város-Berg)
IV. Schuppe von Fekete-hegy (Fekete-Berg)
V. Schuppe von Harsány-hegy (Harsány-Berg).

Die Triasbildungen des nördlichen Vorlandes sind durch die Bohrungen von Szava, Túrony, Bisse, Vokány und Peterd erschlossen.

3. In der nordöstlichen Struktureinheit, welche die Umgebung von Monyoród umfasst, sind die vorliegenden Angaben über die Triasbildungen ziemlich mangelhaft (Abb. 34, Tabelle 1).

K. F. PETERS (1863) war der erste, der zur Altersfrage der Triasbildungen von Villány in Publikation Stellung nahm: in den Erläuterungen zu seinem, auf Seite 245 angegebenen Profil steht folgendes: „... die Bergkette Palkonya—Villány (Jurakalk)". J. HUNFALVY (1864) schreibt — mit mehrmaligen Berufungen auf die Beobachtungen von PETERS — folgendes: „Der Westteil des Siklóser Gebirges bis zur Umgebung von Gyűd stellt eine Art von Liaskalkstein dar, davon ist eigentlich auch der Harsány-Berg aufgebaut; der Rest des Gebirges zwischen Villány und Túrony besteht aus Jurakalk, der besonders den Tönköshegy aufbaut".

Die Karte von F. HAUER (1867—1871) illustriert — vermutlich aufgrund der Aufnahmen von PETERS — die Bergkette von Kistótfalu bis zur Ortschaft Villány als Oberjura, während der westliche Zug von Babarcszőlős bis Kistótfalu und der Harsány-Berg unter der Bezeichnung von Fleckenmergel—Hierlatz angeführt ist. Ähnlich wie die soeben genannten Verfasser hielten O. LENZ (1872) und V. ZSIGMONDY (1873) die Villányer Triasbildungen für Juragesteine.

K. HOFMANN (1874, 1876) war der erste zu erkennen, dass diese Bildungen die Mitteltrias vertreten. Seine lithostratigraphischen Einheiten sind auch heutzutage stichhaltend, nur nomenklatorisch dürften als unmodern betrachtet werden; die lithostratigraphischen Einheiten des „Muschelkalkes" sind von oben nach unten wie folgt: „oberer Dolomit", „Recoaro-Kalkstein", „Gutensteiner Kalkstein", „unterer Dolomit". M. PÁLFY (1901) benutzte irrtümlich die HOFMANN'schen Schichtengruppen für den Fall der Steinbrüche des Templom-Berges von Villány. Dagegen war er der erste, der aus dem gegenüber der Eisenbahnstation befindlichen Steinbruch jene Dolomitkalke, rote Kalkmergel und Mergel beschrieben hatte, aus welchen I. LÖRENTHEY (1907) zum ersten Mal massenhafte Vertreter von Lingula und untergeordnete Überreste von Discina, Myophoria und Nothosaurus sammelte. Aufgrund der Lingulen beschrieb er das Entstehungsmilieu des Komplexes als eine küstennahe Fazies mit schlammigem Boden, von 10 bis 12 m-Tiefe. Den Komplex fasste er etwa ähnlich wie die Raibler Bildungen des Ördögorom von Buda auf.

L. LÓCZY JUN. (1912, 1913) verlieh den HOFMANN'schen Schichtengruppen einen biostratigraphischen Inhalt dadurch, dass er die ziemlich reiche und bis dahin nicht bekannt gegebene Faunensammlung von K. HOFMANN bearbeitete. Im Laufe von Kartierungsarbeiten sammelte er von mehreren neuen Fundorten ein reiches Material. Insgesamt ungef. 30 Formen publizierte er aus der Villányer Trias. Während seiner geologischen Kartierungsarbeit hat L. STRAUSZ (1932, 1941) die verschiedenen Aufschlüsse des „Recoaro"-Kalksteins und des „oberen Dolomits" wieder bemustert und von deren Fossilgemeinschaften 4 neue Faunenelemente publiziert. GY. RAKUSZ—L. STRAUSZ (1953) haben bei der monographischen Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Villányer Gebirges auch die früheren Informationen über die Trias summiert.

Ihre ausführlichen Beschreibungen von Aufschlüssen spielten dann in den späteren Kartierungs- und Faunenreambulierungs-Arbeiten eine grundlegend wichtige Rolle. Diese Verfasser haben sich um eine Modernisierung der HOFMANN'schen lithostratigraphischen Begriffe bemüht, als sie die einzelnen Schichtengruppen mit folgender Bezeichnungen figurieren liessen: 1. „unteranisischer Dolomit" (sie nahmen die Möglichkeit an, dass der untere Teil dieses Dolomits noch einen Teil der Campiler Stufe darstellte), 2. „unteranisischer dünnbankiger Kalkstein, Guttensteiner Schichten", 3. „anisischer dickbankiger Kalkstein, Recoaro-Schichten", und 4. „oberanisischer Dolomit".

J. NOSZKY JUN. (1957) führte eine bauxitgeologische Reambulation im Gebirge durch. Seine Karte — in Manuskript vom Massstab 1:25 000 — ist zur Zeit in diesem Massstab die modernste von denen, die den ganzen Gebirgsraum darstellen. A. BARABÁS—I. BARANYI—Á. JÁMBOR (1964) beschrieben die Schichtenfolge der Bohrung Túrony-1 des Mecseker Erzbergbau-Unternehmens. Diese Bohrung hatte das erste Mal prä-hydaspische Trias- (und permische) Schichtengruppen durchteuft.

Vom Beginn der sechziger Jahre an wurden im Gebirge und in dessen Vorland, vor allem durch das Mecseker Erzbergbau-Unternehmen und die Ungarische Geologische Anstalt, im Vergleich

zu den früheren wesentlich konzentriertere und technisch-methodologisch effektivere Forschungen in Angriff genommen. Es wurde eine zeitgemässe, monographische Bearbeitung der Kreidebildungen des Gebirges fertiggestellt (J. Fülöp 1966). Es begannen zielbewusste Sucharbeiten auf Zierbausteine, wobei enorme Datenmengen auch über die triadischen Ablagerungen gewonnen wurden (M. Földi—R. HeténYI—I. Nagy 1969, 1970, 1971). Die neueren hydrologischen Angaben über die Karstgebiete des Gebirges wurden von M. Földi (1971) ausgewertet. Im nordwestlichen Vorraum erfolgt zur Zeit eine, durch geophysikalische Methoden vorbereitete Erforschung durch Bohrungen des Oberkarbon-Komplexes. Ein Teil der durch das Erzbergbau-Unternehmen vorgenommenen Strukturbohrungen wurde bei der Anfertigung der Karte des prätertiären Grundgebirges (A. Barabás—I. Baranyi—Á. Jámbor 1964) publiziert; der Grossteil der dabei gewonnenen Ergebnisse ist jedoch vorderhand unveröffentlicht geblieben; die Trias-Abschnitte der Schichtenfolgen dieser Bohrungen dienen zu wichtigen Basisprofilen der vorliegenden Arbeit.

* * *

Die lithostratigraphischen Einheiten der Trias im Villányer Gebirge wurden von K. Hofmann (1874), L. Lóczy Jun. (1912) und Gy. Rakusz—L. Strausz (1953) sowohl lithologisch, als auch paläontologisch musterhaft bearbeitet, die von diesen Verfassern eingeführten Stratinomina sind jedoch im allgemeinen irrig und unkonsequent. Deswegen schlagen wir die Einführung der in Tabelle 3. angeführten Stratinomina vor. Die je nach Struktureinheiten gemessenen und gemittelten Mächtigkeitsverhältnisse dieser Formationen sind in Tabelle 4. angegeben.

II. STRATIGRAPHISCHE BESCHREIBUNG

Formation von Túrony

Dem Fall des Mecsek ähnlich wird auch im nördlichen Vorland des Villányer Gebirges der Rotsandstein-Komplex von Jakabhegy* konkordant — ohne nachweisbare Lücke — durch eine Wechsellagerung von rotem und grünem, feinkörnigem Sandstein und Aleurolit überlagert und über diese Formation folgt dann ein anhydrit- und gipsführender Schichtenkomplex. Aus dieser bunten Formation besitzen wir keine Fossilien, aufgrund ihrer Lagerungsverhältnisse können diese Bildungen mit den Seiser Schichten des Mecsek-Gebirges identifiziert werden. Der vollständigste Aufschluss davon ist die Schichtenfolge des Intervalles von 310,2 bis 344,4 m der Bohrung Túrony-1, über welche die erste zusammenfassende Auswertung von Á. Jámbor gegeben wurde (in A. Barabás et *al.* 1964). Diese Schichtenfolge betrachten wir als Typusprofil der Formation von Túrony (Abb. 2). Die Durchschnittsmächtigkeit der Formation dürfte etwa 15 m sein.

Die einzelnen Bildungstypen innerhalb der Formation treten in 1 bis 3 m mächtigen Schichtenpaketen auf, innerhalb welcher die Schichtung in 1- bis 20 cm-Abständen variiert. In der Reihenfolge der Abnahme der Dominanz sind die Bildungstypen die folgenden: roter, feinkörniger Sandstein; grüner, schluffiger, feinkörniger Sandstein; roter feinsandiger Aleurolit; gelblichgrauer Dolomit; bräunlichgrauer Dolomitmergel; rauhwackenartiger Zellendolomit; Anhydrit; Gips. Aufgrund von drei Profilen: roter Sandstein 16%, grüner Sandstein 14%, roter Aleurolit 15%, Dolomitmergel 13%, Dolomit 23%, Rauhwacke 10%, Anhydrit—Gips 9%.

Die Untersuchungsergebnisse der beiden dominanten Gesteinstypen, des roten Sandsteins und des grünen Sandsteins, sind wie folgt:

a) Roter, feinkörniger, dünngeschichteter, schuppenförmig zerfallender Sandstein:

Makroskopische Beschaffenheiten: Die Schichtflächen bedecken Muskovitkörner von Zehntelmillimeter-Grösse, zwischen den Schichten lassen sich im Schichtenpaket, untergeordnet, auch Halbzentimeter grosse grünlichweisse, kleinkörnige Sandsteinschichtehen beobachten; in ihrer Begleitung — an der Grenze der Schichtchen — sind in der Regel grüne Dolomitmergelstreifen von 3 bis 4 mm-Mächtigkeit zu sehen (siehe Bohrung Túrony-1, 340,0 m). Das Bindemittel ist Dolomit.

Petrographische Zusammensetzung: chemo- und biogene Komponenten 5,74%; kolloidale Komponente 8,0%; detritische Komponente 86,26%.

Spezifisches Gewicht 2,62 g/cm³, Raumgewicht 2,38 g/cm³, Porosität 9,1%, Lösungsrückstand 94,26%, pH 5,4, O_{Fe} 4,21.

* Die biostratigraphische Stellung des Rotsandsteins von Jakabhegy ist nach wie vor unklar. Aus diastrophischen Gründen stellen manche Verfasser dieses Gestein auf die Basis der Trias. Wir betrachten es als die oberste Schichtengruppe des Oberperms und halten es für eine Bildung, die mit dem „Semmering-Quarzit" identifizierbar ist.

Röntgendiffraktometrische, semiquantitative Zusammensetzung: Quarz (2), Dolomit (3), Kalifeldspat (1), Muskovit (3), Chlorit (1).

Schwermineralien (Analytiker É. Vető): Zirkon 4,1%, Biotit 0,1%, Rutil 1,5%, Epidot 0,5%, Turmalin 0,5%, Leukoxen 17,0%, Chlorit 11,0%, Anhydrit 50,5%, Muskovit 14,0%, Ilmenit 0,8%.

Chemische Zusammensetzung (%) (Analytiker V. Tolnay):

SiO_2	53,92
TiO_2	0,60
Al_2O_3	17,22
FeO	2,46
Fe_2O_3	5,18
Mn	0,17
MgO	3,18
Na_2O	0,14
K_2O	6,50
$-H_2O$	1,29
$+H_2O$	2,62
CO_2	3,72
P_2O_5	0,14
Gesamt. S	0,44
	97,58

Spektralanalytische Ergebnisse (ppm) (Analytiker: Spektrallabor der Ungarischen Geologischen Anstalt): B 100, Mn 4000, Cu 25, Pb 16, Ga 16, V 60, Ti 6000, Ni 16, Co 10, Sr 1000, Cr 60, Ba 6000, Li 40, Sn 6.

b) Bräunlichgrüner, feinkörniger, schluffiger Sandstein (Bohrung Tú-1, 329,0 m):

Makroskopische Beschaffenheiten: Kernprobe oben lichtgrün, unten bräunlichgrün. Hart, eckig zerfallend. Von Fall zu Fall lässt sich eine leichte granulometrische Schichtung beobachten. Die mit der Schichtung parallelen Bruchflächen sind mit vielen Muskovitschuppen von Zehntelmillimeter-Grösse bedeckt. An der Basis des Sandsteinschichtenpakets befindet sich in der Regel eine Dolomitmergelschicht, deren Mächtigkeit zwischen 1 und 12 cm variiert; ihre Farbe ist bräunlichgrau, ihre Trennbarkeit leicht kugelschalig oder in anderen Fällen erdig zerfallend, locker. Im Sandstein kommen häufig 2 bis 3 mm mächtige, faserige Gipsaderchen von gezacktem Lauf vor. Bindemittel: Chlorit, Kalkspat, Dolomit.

Petrographische Zusammensetzung: chemo- und biogene Komponenten 5,74%, detritische Komponente 90,26%, kolloidale Komponente 4,00%.

Spezifisches Gewicht 2,64 g/cm³, Raumgewicht 2,60 g/cm³, Porosität 1,5%, Lösungsrückstand 94,26%, pH 5,4.

Schwermineralien (Analytiker É. Vető): Limonit 26,0%, Muskovit 54,4%, Biotit 2,0%, Grossular 0,8%, Anhydrit 39,6%, Hornblende 0,2%, Epidot 0,4%, Zirkon (in Spuren).

Spektralanalytische Ergebnisse (ppm) (Analytiker: Spektrallabor der Ungarischen Geologischen Anstalt): B 25, Mn 250, Cu 10, Pb 6, Ga 4, V 16, Ti 250, Ni 10, Co 10, Sr 250, Cr 25, Ba 250, Li 40, Sn 6.

Röntgendiffraktometrische Zusammensetzung der basalen Dolomitmergelschicht (Tú-1, 332,0 m): Dolomit (10), Quarz (Spuren), Illit (Spuren). O_{Fe}-Wert des Dolomitmergels: 0,1.

Chemische Zusammensetzung (%) (Analytiker V. Tolnay):

SiO_2	4,23
TiO_2	0,02
Al_2O_3	2,01
FeO	4,63
Fe_2O_3	0,22
MnO	0,78
CaO	32,18
MgO	12,44
Na_2O	0,57
K_2O	0,10
$-H_2O$	0,10
$+H_2O$	1,24
CO_2	41,52
P_2O_5	0,03
Gesamt. S	Spuren
	100,07

Das Spektrallabor der Ungarischen Geologischen Anstalt hat an 24 Sandsteinproben der Formation von Túrony der Bohrung Túrony-1 Orientierungsanalysen vornehmen lassen (Tabelle 4). Die Daten weisen statistisch gute Übereinstimmung mit den für die Seiser Sandsteine des Mecsek erhaltenen Werten auf (E. Nagy 1968).

Zusammenfassend, vertritt die Túronyer Formation — aufgrund der Untersuchungsergebnisse und der Analogie mit dem Mecsek — eine litorale (Watten-) Fazies; an der Basis des triadischen Sedimentationszyklus ist sie zwischen dem eulitoralen Jakabhegyer Sandsteinkomplex und der

Formation von Vokány von Evaporit-Fazies (lagunäre Fazies) eingeschaltet. Den anderen — ähnlicherweise in Watten-Fazies ausgebildeten — Seiser Bildungen von Transdanubien gegenüber is sie sogar im Vergleich zu den äusserst dünnen, sog. Patacser Schichten des Mecsek um eine Grössenordnung dünner. Aufgrund der bisher bekannten vier Profile lassen sich keine regionalen Veränderungen verfolgen; soviel lässt sich allerdings feststellen, dass die Formation im nördlichsten Profil (Peterd-1) am mächtigsten ist.

Formation von Vokány

Ähnlich wie die Formation von Túrony ist uns auch die Formation von Vokány nur aus Tiefbohrungen bekannt. Die aus Dolomitmergeln und Dolomiten mit Anhydrit- und gipsführenden Anhydritlagern bestehende Formation ist im Intervall von 491,5 bis 571,0 m der Bohrung Vokány-2 erschlossen, die als Typusprofil vorgeschlagen werden kann (Abb. 3). Die Schichtenmächtigkeiten variieren von 1 m bis 1,5 m, die Mächtigkeit der Schichtenpakete erreicht ein Maximum von 6 m. Die Gesteinsarten der Formation sind in der Reihenfolge der Abnahme der Dominanz wie folgt: Dolomit 29%, Dolomitmergel und dolomitführender Tonmergel 25%, dolomitführender Kalkstein 14%, Anhydrit und Gips 13%, dolomitführender Aleurolit 12%, feinsandiger Aleurolit 7%.

Der Anhydrit ist sowohl makroskopisch, als auch hinsichtlich seiner chemischen Zusammensetzung dem Anhydrit des unteren Campil, wie dieses im Mecsek ausgebildet ist, sehr ähnlich. Dunkelbraun, grobkristallin, mehr oder minder gipsführend. Der Grossteil des Gipses ist sekundär, in Form von weissen Adern oder rotweissen Lumps und Nestern beobachtbar. Die Flözmächtigkeit variiert zwischen mm-Grössenordnung und 1,2 m. Die chemische Zusammensetzung der vom 556 m der Bohrung Vo-2 stammenden Probe ist, nach M. Emszt, wie folgt: Lösungsrückstand 8,12%, Fe_2O_3 1,53%, CaO 29,34%, MgO 5,31%, SO_3 44,16%, H_2O (bei 400 °C) 9,12%.

Aus der gips-anhydritführenden Subformation sind uns keine Fossilien bekannt. Die palynologische Untersuchung der bereits erwähnten Anhydritprobe hat neben vielen Pflanzenbruchstücken 1 oder 2 schlecht erhaltene, an Lueckisporites erinnernde Formen geliefert. Aufgrund von Analogien mit Untertrias-Profilen von Transdanubien dürfte die in der Frage stehende Subformation in den Unterteil der Campil-Unterstufe gestellt werden.

Im Oberteil der Formation bleiben die Gips- und Anhydritflöze aus. Die vom 380,0 bis 380,3 m-Intervall der Bohrung Bisse-1 stammende, aus fast weissem, porösem Dolomit bestehende Probe hat massenhaft auftretende Muschelreste geliefert, die aufgrund der von Cs. Detre durchgeführten Untersuchungen der Art *Costatoria (Costatoria) costata* (Zenk.) angehören. Daneben waren die Vertreter von *Gervillia* cf. *modiola* Frech. weniger häufig auffindbar.

Aus den mergeligeren Einlagerungen der Bohrung Rádfalva-1 hat J. Bóna eine reiche Sporen—Pollen-Vergesellschaftung nachgewiesen:

aus 155,40 m: *Pityosporites zapfei* Pot. et Klaus
Pityosporites schaubergeri Pot. et Klaus
Pityosporites sp.
Platisaccus sp.
Taeniaesporites sp.
Triassisporis cf. *roeticus* Schulz
Striatites richteri (Klaus) Pot.
Monosulcites sp.
cf. *Chordasporites* sp.
Verrucosisporites sp.
Patinasporites sp.
Farisporites sp.
Verrucosisporites jenensis Reinhardt
Triletes indet.
Mikroforaminifera
Veryhachium hyalodermum (Cookson) Schaarschmidt

aus 162,00 m: *Pityosporites zapfei* Pot. et Klaus
Pityosporites schaubergeri Pot. et Klaus
Pityosporites sp.
Inaperturopollenites sp.
cf. *Chordasporites* sp.
Sporites indet. (Tatarad)
Verrucosisporites cf. *jenensis* Reinhardt
?Polypodiaceaesporites sp.
Taeniaesporites sp.
Sporites indet.

aus 169,50 m: *Pityosporites zapfei* Pot. et Klaus
Disaccites indet.

Die von J. Bóna gegebene Auswertung ist die folgende: Die beiden Proben von höherer Position sind an Sporen und Pollen ziemlich reich. Der Erhaltungszustand der Sporen ist gut, jener der Pollen weniger so. Mehr als 90% der Fossilgemeinschaft bestehen aus luftsäckigen Nadelbaumpollen. Die zweiluftsäckigen Nadelbaumpollen sind auch im Perm durch häufige traditionelle Typen vertreten. Viel wichtiger als das Auftreten von diesen ist die Anwesenheit von grosswüchsigen, ornamentierten Sporen *(Verrucosisporites jenensis, Verrucosisporites* sp., *Triassisporis* cf. *roeticus)*, welche eine Parallelisierung mit der Untertrias in Thüringen (oberer oder mittlerer Buntsandstein) ermöglichen. Auf palynologischer Grundlage ist also die hier nachgewiesene Pollenflora von untertriadischem Alter. Von ähnlicher bzw. fast gleicher Zusammensetzung war die Flora, die im Material des 386,0—394,0 m-Intervalls vorgefunden wurde.

* * *

Die Untersuchungen am Material des Dolomits, d. h. eines der häufigsten Gesteinstypen der Formation (Typusprobe Bohrung Tú-1, 309,6 m), haben folgende Daten geliefert:

a) Grauer Dolomit:

Makroskopische Merkmale: Kryptokristallin, hart, dünngeschichtet, von muscheligem Bruch. Auf den Schichtflächen kommen 0,1 bis 2,0 cm mächtige, gräulichbraune Tonbänder häufig vor. Im Dolomit sind die Hohlräume häufig, die mit faserigem Gips (manchmal mit Anhydrit) von ein paar cm-Durchmesser ausgefüllt sind und von einem paragenetischen Ursprung zeugen (primäre Dolomitbildung in einem ultrasulfatischen Mittel).

Petrographische Zusammensetzung: chemische Komponenten 97,66%, kolloidale Komponenten 1,84%, detritische Komponenten 1,0%.

Spezifisches Gewicht 2,8 g/cm³, Raumgewicht 2,73 g/cm³, Porosität 2,5%, Lösungsrückstand 2,34%, pH 5,5, O_{Fe} 0,73.

Röntgendiffraktometrische Untersuchung: Dolomit (10), Quarz (Spuren), Illit (Spuren).

Schwermineralien (Analytiker É. Vető): Anhydrit 99,5%, Hornblende 0,5%, Limonit (Spuren). Im Schwermineralseparat liessen sich auch einige Schwammnadeln erkennen.

Chemische Zusammensetzung (%) (Analytiker V. Tolnay):

SiO_2	2,97
TiO_2	Spuren
Al_2O_3	2,46
FeO	0,49
Fe_2O_3	0,18
MnO	0,13
CaO	31,81
MgO	10,58
Na_2O	0,09
K_2O	0,90
$-H_2O$	0,14
$+H_2O$	4,07
CO_2	41,45
P_2O_5	0,03
Gesamt. S	0,25
	100,55

Spektralanalytische Ergebnisse (ppm) (Analytiker: Spektrallabor der Ungarischen Geologischen Anstalt): B 100, Mn 160, Cu 16, Pb 6, Ga 4, V 40, Ti 600, Ni 6, Co 10, Sr 400, Cr 25, Ba 250, Li 40, Sn 6.

Der andere häufigste Gesteinstyp (Typusprobe: Bohrung Tú-1, 309,6 m) hat folgende Untersuchungsangaben geliefert:

b) Dunkelgrauer, kalkiger Dolomitmergel:

Makroskopische Merkmale: Blättrig geschichtet, von muscheligem Bruch, hart oder von dichter Struktur.

Petrographische Zusammensetzung: chemische Komponenten 70,8%, kolloidale Komponenten 12,0%, detritische Komponenten 17,2%.

Spezifisches Gewicht 2,73 g/cm³, Raumgewicht 2,64 g/cm³, Porosität 5,0, Lösungstrückstand 29,2%, pH 5,4, O_{Fe} 0,16.

Röntgendiffraktometrische Untersuchungsergebnisse: Quarz (1), Dolomit (6), Magnesit (2), Illit (1).

Schwermineralien (Analytiker É. Vető): Hornblende 0,6%, Granat 0,6%, muskovitisierter Biotit 2,0%, Limonit 2,0%, Anhydrit 91,0%, Rutil 0,6%, Epidot 2,0%, Gips 0,6%, Zirkon 0,6%.

Chemische Zusammensetzung (%) (Analytiker V. Tolnay):

SiO_2	7,50
TiO_2	0,05
Al_2O_3	3,21
FeO	0,64
Fe_2O_3	0,05
MnO	0,16
CaO	36,26
MgO	9,78
Na_2O	0,11
K_2O	1,42
$-H_2O$	0,73
$+H_2O$	1,77
CO_2	37,61
P_2O_5	0,05
Gesamt. S	0,44
	99,78

Spektralanalytische Ergebnisse (ppm) (Analytiker: Spektrallabor der Ungarischen Geologischen Anstalt): B 100, Mn 100, Cu 16, Pb 6, Ga 4, V 60, Ti 1000, Ni 6, Co 10, Sr 400, Cr 25, Ba 160, Li 60, Sn 10.

Der Gehalt an seltenen Elementen von 28 Proben von Campiler Dolomitmergel aus der Bohrung Túrony-1 ist — in ppm — in Tabelle 6 angegeben.

Zusammenfassend: Die Durchschnittsmächtigkeit der Formation ist 75 m; diese schaltet sich konkordant zwischen die Túronyer Formation und der Dolomitformation von Rókahegy ein. Von den vier, bisher bekannten Profilen der Formation ist ihre Mächtigkeit in der nördlichsten Bohrung (Peterd-1) auf 125 m zu schätzen, während in der südlichsten Bohrung (Túrony-1) sie nur 52 m erreicht. Dementsprechend ist auch hier eine gewisse Mächtigkeitszunahme in nördlicher Richtung zu verwahrscheinlichen. Der Unterteil der Formation lässt sich — mit seiner lagunären Fazies — mit den Untercampil-Evaporitschichten des Bakony und des Mecsek parallelisieren. Die obere Subformation von Dolomit mit Dolomitmergel-Einlagerungen dürfte dem Mecseker Untercampil-Plattenkalk entsprechen.

Dolomitformation von Rókahegy

Die ältesten, auch an der Tagesoberfläche studierbaren Triasbildungen des Villányer Gebirges sind die Vertreter der in der Fachliteratur unter dem Namen „unterer Dolomit" oder „unteranisischer Dolomit" bekannten Dolomitformation von Rókahegy. Die Formation stellt das Glied von geringster Oberflächenverbreitung der Trias des sog. Villányer Gebirges dar. Die besten Aufschlüsse sind in einem westlich vom Rókahegy befindlichen Graben, in der Schuppe von Csukma zu finden (Abb. 5). In der südwestlichen Struktureinheit ist sie in der Bohrung Rádfalva-1 in ca. 100 m-Mächtigkeit erschlossen, während die Bohrungen des nördlichen Vorlandes sie nur in einer Gesamtmächtigkeit von 35 bis 50 m (was selbstverständlich zwischen dem natürlichen Hangenden und Liegenden zu verstehen ist) erschlossen haben. Im eigentlichen Villányer Gebirge ist sie in ca. 80 m-Mächtigkeit nur in der Bohrung Siklós XIII erschlossen.

Angesichts der Tatsache, dass die Formation die ältesten Gesteine an der Tagesoberfläche des Gebirges darstellt, sind uns ihre natürlichen Liegendbildungen nur aus den Tiefbohrungen des nördlichen Vorlandes bekannt, und bei der Beurteilung ihrer Mächtigkeit konnten wir vor allem auf diese Angaben basieren. Daneben berücksichtigten wir auch die in den Tagesaufschlüssen beobachtbaren Mächtigkeitsverhältnisse. Aufgrund aller diesen Angaben haben wir die Durchschnittsmächtigkeit der Formation als 105 m festgestellt (siehe Tabelle 4).

Die basalen Schichtglieder der Dolomite von Rókahegy sind uns aufgrund der bereits erwähnten Bohrungen bekannt, die im Vorland niedergebracht wurden. In der Bohrung Rádfalva-1 entwickelt sie sich allmählich aus der liegenden Campiler Dolomitschichtenfolge. Die Veränderung äussert sich in dem Ausbleiben der Dolomitmergelschichten. Es ergab sich für einen wesentlichen Unterschied, dass die reiche Sporomorphen-Gemeinschaft des Campiler Dolomites in Richtung nach oben ausblieb und der Dolomit von Rókahegy sich als fossilleer in der Bohrung erwies. Der Übergang zwischen den beiden Schichtengruppen wurde sehr gut auch durch die Bohrung Bisse-1 erschlossen, wo aus dem faunenreichen, fast weissen, porösen Campiler Dolomit der viel dunkler graue Dolomit von Rókahegy sich ohne Unterbrechung entwickelt.

Die Bildungen der Formation sind in der Regel dünnschichtig aufgebaut, mit häufig plattige Absonderung aufweisenden Schichten. Ihre Schichtfläche ist eben, von gleichmässigem Lauf. Lithologisch gesehen ist das Gestein zumeist Dolomit, seltener Kalkdolomit, sehr selten dolomitführender Kalkstein. Die Menge des nichtkarbonatischen Materiales ist gewöhnlich gering, 1 bis 2%, in seltenen

Fällen erreicht sie jedoch — in den tonigen Abarten — den Wert von 10%. Die Korngrösse des Gesteins fällt fast vollkommen in den Pelit-Bereich, sehr selten und in sehr kleiner Menge ist in den Gesteinen auch Quarz von Schluff-Fraktion vorhanden.

Die Farbe der Gesteine ist am häufigsten hellbräunlichgrau, daneben ist auch das Auftreten von einer gelblichbraunen Farbe charakteristisch. In seltenen Fällen haben die Gesteine einen rötlichen Ton, eventuell mit grauen oder bräunlichgelben Flecken, sehr selten mit gräulichlilafarbenen Bändern. Sie sind verhältnismässig selten brekziiert.

Die Gesteine sind im allgemeinen von unebener, manchmal muscheliger Bruchfläche, die zumeist rauh, in den feinkörnigeren Abarten aber ziemlich glatt ist. Die parallelepipedonische Trennbarkeit ist häufig. Porosität, Kalkspathohlräume lassen sich nur vereinzelt erkennen. Die Korngrösse ist sehr verschieden. Die häufigste Korngrösse ist unterhalb 10 μ, doch in Form von Flecken ist die Textur mit Feldern von 100 μ-Kongrösse gesprenkelt. Gesteine von gleichtönigem Texturbild, doch von äusserst veränderlicher Korngrösse (5—150 μ) kommen häufig vor. Grobkristalline Dolomite von homogener Korngrösse sind auch charakteristisch.

Von den allochemischen Komponenten sind die Ooide sehr selten, in manchen Schichten können diese jedoch in so grosser Zahl vorkommen, dass das Gestein als Oosparit qualifiziert werden kann. Viel häufiger, fast universell sind die kleinen, runden bis ovalen Kalk-Lumps, deren Kontur bald ganz deutlich, bald ganz verwischt ist.

Charakteristisch für die Gesteine ist die fast immer beobachtbare, manchmal jedoch ganz deutliche, intensive Imprägnation mit Limonit.

Die Textur der Gesteine ist oft mehr oder minder orientiert, manchmal gebändert, in gewissen Fällen von gestörtem Charakter, mit Anspielungen an Schlammbewegungen (Slumps).

Die uns interessierenden Bildungen sind an Mikrofossilien ziemlich arm, ihr beinahe einziges Fossil ist eine Masse von Echinodermen-Skelettentrümmern, die in manchen Schichten in besonders grossem Mass angereichert sind, makroskopisch sind diese jedoch im allgemeinen sogar in solchen Fällen nicht auffallend, was auf das homogenisierende Effekt der allgemeinen Zertrümmerung und der Umkristallisierung zurückzuführen ist. Wenige Muschelschalentrümmer und Radiolarien und ganz selten gebündelte Spongien lassen sich dazu noch erkennen.

Neben den obigen Skelettenelementen konnte eine geringzahlige Foraminiferengemeinschaft in der uns interessierenden Formation (Bohrung Bisse-1, 335,6—337,2 m) nachgewiesen werden, die nach Bestimmung durch A. Oravecz-Scheffer die folgenden Formen beinhaltet:

Ammodiscus sp.
Glomospira cf. *simplex* Harlton
Glomospirella spirillinoides Grozd.—Gleb.
Meandrospira sp.
Calcitornella sp.

An Makrofossilien ist die Dolomitformation von Rókahegy sehr arm. Bisher sind uns, alles in allem, unbestimmbare Bruchstücke von Echinodermen und Muschelschalen bekannt.

Die von der Sammlung von Gy. Rakusz stammenden und von Cs. Detre mit *Polygirina* cf. *gracilior* (Schauroth) und *Gervillia* sp. identifizierten Fossilien, welche die Ort- und Formationsbezeichnung „Máriagyűd, Szabolcs-Graben, ält. Dolomit" haben, stammen von den Dolomitbänken des Kalksteins von Gyűd, weil im Nordwestteil der Schuppe von Csukma — so auch beim Szabolcs-Graben — der Kalkstein von Gyűd mit Ausbleiben des „unteranisischen Dolomits" über die Kreideserie gestaucht ist.

Die Dolomitformation von Rókahegy stellen wir aufgrund ihrer stratigraphischen Lage in die Hydasp-Unterstufe des Anis und betrachten sie als Äquivalent des Mecseker „Grenzdolomits".

Kalksteinformation von Gyűd

Unter dem Namen Kalksteinformation von Gyűd haben wir die Bildungen zusammengefasst und vereinigt, die in der Literatur bisher unter dem Namen „Gutensteiner Kalkstein" und „anisischer dünnbankiger Kalkstein" figurierten.

Die besten Aufschlüsse der Formation finden wir NW von Máriagyűd, bei Herceghalom.

In der südwestlichen Struktureinheit sind die Bildungen der Formation in einer Reihe von Steinbrüchen am Köves-Berg (=Köves-hegy) von Hegyszentmárton aufgeschlossen (Abb. 10). Zwischen die kleinknolligen, mit einem Film von rotem Ton umhüllten Schichten des Kalksteins von Gyűd sind hier, im Oberteil der aufgeschlossenen Schichtenfolge an Crinoideen reiche Gracilis-Kalksteinschichten eingeschaltet.

In der nordöstlichen Struktureinheit ist der in der Bohrung Monyoród-1 unter dem Crinoideen-

kalk des Aalens — im Intervall von 31,6 bis 200,0 m — angestossene ooidische Dolomitkalk von Gyűd die einzige bekannte Triasbildung.

Aufgrund der Schichtenfolgen der angeführten Aufschlüsse und Bohrungen variiert die Mächtigkeit der Formation zwischen 43 und 165 m. Die Durchschnittsmächtigkeit haben wir in 100 m-Wert bestimmt (Tabelle 4).

Die Kalksteinformation von Gyűd haben wir aufgrund der Beobachtungen am Typusprofil in 4 Subformationen geteilt, die — in der Reihenfolge von unten nach oben — sind, wie folgt:

1. Subformation von dunklem, dolomitbankigem Kalkstein
2. Subformation von kalkbankigem Dolomit
3. Subformation von geschichtetem Kalkstein mit Dolomitbändern
4. Subformation von hellem Kalkstein.

Die Bildungen der Formation werden hierunter für jede Subformation gesondert besprochen.

1. Subformation von dunklem, dolomitbankigem Kalkstein

Die Gesteine der Subformation sind vom Westrand des Herceghalom-Hügels bis zum neuen Försterhaus von Bisse („Brunnen von Tenkes") aufgeschlossen. In einigen Ausbissen treten sie auf dem im Sattel zwischen dem Herceghalom und dem Tenkes laufenden Feldweg, ja sogar an der Westseite des Feldweges zu Tage, wo ein paar m weiter (10—15 m) bereits die Tagesaufschlüsse der Kreidebildungen zu sehen sind (Abb. 6). Die Mächtigkeit der Subformation kann wegen der durch die längs der Aufschiebungslinie befindliche Lage bedingten komplizierten Strukturverhältnisse nicht genau angegeben werden. Sie dürfte auf ca. 30 m geschätzt werden.

Die Bildungen sind im allgemeinen dünnbankig, zumeist handelt es sich um reine Kalksteine, seltener um Dolomitkalke und Kalkdolomite. Reine Dolomite kommen in der Schichtenfolge sehr selten vor, im Oberteil der Schichtenfolge treten dolomitische Bildungen häufiger auf.

Die Gesteine der Subformation sind in der Regel von dunklem Ton, zumeist bräunlichgrau, seltener hellbräunlichgrau (das sind dolomitische Abarten), manchmal sind sie von rötlichem Ton und oft enthalten sie dunklere graue Flecken und unregelmässige Bänder. Im Unterteil der Schichtenfolge ist die intensive gelblichbraune Fleckigkeit charakteristisch, die manchmal in netzartiger-aderiger Form erscheint. Ebenfalls im unteren Abschnitt lässt sich bisweilen eine blasslila Fleckigkeit auch beobachten.

Die Gesteine sind dicht, von muscheligem Bruch, ihre Bruchfläche ist zumeist splitterig, seltener glatt, die spärlichen Dolomiteinlagerungen sind von etwas rauhem Bruch.

Das Texturbild der Bildungen ist ziemlich variabel. Im allgemeinen ist die Textur inhomogen, mit einer Korngrösse, die von der Fein- bis zur Grobkörnigkeit variiert. Die reinen Kalksteine sind manchmal gleichmässig fein- bis kleinkörnig, die spärlichen Dolomitlagen sind ihrerseits grobkörnig. Sehr charakteristisch für das Texturbild der Subformation ist die Existenz von Kalk-Lumps. Die winzigen Kalk-Lumps sind in der ganzen Schichtenfolge allgemein verbreitet, in den Kalksteinen sind sie häufiger, als in den Dolomiteinlagerungen.

Die Gesteine der Subformation sind an Mikrofossilien ziemlich arm. Die Muschelschalenbruchstücke sind in der Schichtenfolge allgemein verbreitet, ihre Zahl ist ziemlich gering, in 1—2 Schichten sind sie jedoch angereichert. Stellenweise werden sie von spärlichen Spongien, seltener von 1—2 Foraminiferen und Skelettenbruchstücken von Echinodermen begleitet.

Aus den Bildungen der Subformation stehen uns keine neugesammelten Makrofossilien zur Verfügung. Angesichts der Tatsache, dass die früheren Verfasser diese Subformation nicht gesondert besprochen haben, ist die Identifizierung der von ihnen gesammelten Makrofossilien ziemlich schwer. Trotzdem sind wir der Meinung, dass ein kleiner Teil des von K. Hofmann mit reichlicher Fundortsangabe gesammelten Fossilmaterials mit fester Verlässlichkeit dieser Subformation zuzuschreiben ist: „Bergspitze S von Bisse, gerade östlich über dem Brunnen von Tenkes, unter dem Försterhaus von Tenkes". (Hier sei bemerkt, dass es hier das alte Försterhaus von Tenkes, oder unter anderem Namen das „Försterhaus von Bisse" zu verstehen ist, das seitdem schon vernichtet ist. Das gegenwärtige Försterhaus liegt in der südlichen Nachbarschaft des Brunnens von Tenkes.)

Die von K. Hofmann gesammelten Fossilien wurden von Cs. Detre bestimmt:

Terebratulida inc. sed. (1 Exemplar)
Ctenodonta elliptica praecursor (5 Exemplare).

Übrigens sind uns keine solche Bildungen aus anderen Lokalitäten bekannt, die verlässlich mit der Subformation identifiziert werden könnten. Die ebenfalls in der Schuppe von Csukma vorkommenden dünnbankigen Kalksteinschichtglieder kommen entweder durch ihren höheren Partien

mit der Kreide in Kontakt (z. B. das von der Hochebene Pécsi-lapos in nördlicher Richtung hinablaufende Tal), oder ist ihr unterer Abschnitt bedeckt. Im Graben W vom Róka-hegy scheinen auch die basalen Schichten aufgeschlossen zu sein, doch ist dort diese Ausbildung nicht bekannt. Auch in den im Vorland niedergebrachten Bohrungen lässt sich die Subformation nicht identifizieren.

2. Subformation von kalkbankigem Dolomit

Die Bildungen der Subformation sind in den, in der Höhe des Herceghalom aufgelassenen Steinbrüchen, am Westrand des Berges bzw. auf dem von dort in Richtung SW laufenden Kleinkamm (der durch den Graben von Szabolcs abgegrenzt ist), am Ostufer des Grabens von Szabolcs und auf dem südlichen Hang des Herceghalom am besten aufgeschlossen. Im Nordostteil des Herceghalom stehen die uns interessierenden Bildungen in strukturellem Kontakt mit dem Pachyodontenkalk der Kreide, südlich davon, am Ostrand des Herceghalom lagern sie auf den Gesteinen der ersten Subformation, dann SW davon, den Graben von Szabolcs entlang, kommen sie wieder mit dem Pachyodontenkalk in strukturelle Berührung. Die Mächtigkeit der Subformation kann wegen des Vorhandenseins von zahlreichen kleinen, disproportionalen Antiklinalen und Synklinalen nicht genau angegeben werden, allerdings könnte man sie auf ca. 20 m schätzen.

Den Charakter der Schichtenfolge bestimmen die Dolomitschichten; obwohl die Menge der reinen Dolomite nicht zu gross ist (10—15%), sind diese im Mittelteil der Subformation verhältnismässig angereichert. In grösserer Proportion sind in der Schichtenfolge der mehr oder minder kalkigen Dolomite und Dolomitkalke beteiligt. Die reinen Kalksteine sind in etwa 30% vorhanden.

Wie es den obigen Ausführungen zu entnehmen ist, stellen die makroskopisch wie Dolomite aussehenden Gesteine in der Mehrheit Kalkdolomite dar und nur ihr kleinerer Teil ist reiner Dolomit. Die Dolomite und Kalkdolomite sind in der Regel dünnschichtig-plattig aufgebaut, selten sind in ihnen Bänke von mehr als 20 cm-Mächtigkeit zu finden. (Im oberen Drittel der Schichtenfolge erscheint auf charakteristische Weise eine 40 cm mächtige, weisse, kleinkristalline Dolomitbank.) Die Farbe der Dolomite ist heller, als die der Kalksteine: schmutzigweiss, hellgelblichgrau, hellgrau, hellbräunlichgrau. Ihre Textur ist gewöhnlich kleinkristallin, seltener dicht, feinkörnig. Die Porosität ist spärlich, nur im Oberteil der Schichtenfolge finden wir sie vereinzelt. Manche Dolomite beinhalten — stellenweise — mehrere cm grosse Kalkspatnester. Die Dolomite weisen bisweilen eine brekziöse Textur auf. Die Gesteine der Subformation sind zumeist von rauhem Bruch, ihre Bruchfläche ist uneben.

Einen Teil der Gesteine der zweiten Subformation machen Dolomitkalke aus, die die „buntesten" Bildungen innerhalb der Schichtenfolge darstellen. Sie sind im allgemeinen dünngeschichtet, manchmal dünnbankig. Ihre Grundfarbe ist hellbräunlichgrau, oft sind sie gebändert, fleckig, manchmal von brekziösem Bau. Am häufigsten kommt die dunklere graue Bänderung oder Fleckigkeit vor, manchmal erscheinen jedoch auch rote und gräulichgelbe Bänder und Flecken. Die Bildungen sind im allgemeinen feinkörnig, mit Kalkspat gesprenkelt; ihr Bruch ist muschelig, ihre Bruchfläche zumeist rauh, seltener splitterig. Der Dolomitgehalt ist in einem Teil der Gesteine gleichmässig verteilt, oft in Bänder abgesondert, seltener mit einem brekziösem Charakter in den dolomitisierteren Körnern vorhanden.

Die in der Subformation figurierenden Kalksteinschichten sind im Grossteil dünnbankig, seltener dünngeschichtet. Ihre Farbe ist zumeist grau, von ziemlich dunklem Ton, oft mit einem bräunlichen Stich, seltener rötlich, sehr selten grünlich. Die Kalksteine sind zumeist von homogener Farbenverteilung, manchmal enthalten sie jedoch gelblich-bräunliche oder mehr oder minder dunkle oder helle graue Flecken, oder ganz selten: Bänder. Ihre Mehrheit weist eine dichte Textur auf, doch kommen unter ihnen auch grobkörnigere, mit Kalkspat stark gesprenkelte Abarten vor. Sie sind in der Regel von muscheligem Bruch mit einer glatten oder splitterigen Bruchfläche.

Die Gesteine der zweiten Subformation weisen — dem mannigfaltigen lithologischen Bau entsprechend — ein variables Texturbild auf. Etwa Zweidrittel der Gesteine der uns interessierenden Schichtenfolge haben eine eintönige Textur, die Kalksteine sind gewöhnlich fein- bis kleinkörnig, die Dolomite grobkörnig. Der restliche Eindrittel besteht aus haputsächlich dolomitischen Kalksteinen (Dolomitkalken), die eine inhomogene Textur aufweisen, wo im fein- bis kleinkörnigen Kalksteinhintergrund grobkörnige Dolomitfelder eingeschaltet sind oder, in anderen Fällen, diese ihren Hintergrund auf ganz unregelmässige Weise durchsetzen. Es kommt oft vor, dass die grösseren Dolomitkristalle im Kalkstein von kleinerer Korngrösse zerstreut vorkommen. Die Partien von unterschiedlicher Korngrösse sondern sich hie und da in Form von Bändern ab. Eine Orientierung kann man sogar im Falle von homogener Korngrösse beobachten (z. B. wegen der Anordnung der Kalk-Lumps oder der Fossilien). Etwa 2/3 der Gesteine weisen eine orientierte Textur auf. Von den allochemischen Gemengteilen sind für die Schichtenfolge die Kalk-Lumps charakteristisch, die vor allem an Kalksteine und Dolomitkalke gebunden sind, doch in manchen Dolomiten auch angetroffen

werden können. Pseudo-Ooide sind ziemlich spärlich, in 1—2 Fällen liessen sich dolomitisierte Oosparite erkennen. Der Gehalt an terrigenem Material ist nicht bedeutend (ihr Lösungsrückstand nach Behandlung mit Säure bleibt im allgemeinen unterhalb 2%, in einzigem Fall hat dieser Wert 7% erreicht), das geringe terrigene Material gehört zur Pelit-Fraktion. Nur im Falle einer einzigen Schicht haben wir einen stärker abweichenden Gehalt an terrigenem Material beobachtet (14%), der hier grösstenteils aus Peliten besteht, doch daneben sind auch Quarzkörner von Aleurit-Fraktion in einer schönen Anzahl vertreten. Der Eisengehalt der Gesteine ist unwesentlich (unter 0,2%), allein in der bereits erwähnten aleuritischen Schicht ist er um eine Grössenordnung grösser (1,5%). Der SiO_2-Gehalt der Gesteine ist durchschnittlich 0,65%, ihr Al_2O_3-Gehalt 0,25%; also das Vorhandensein von freier Kieselsäure ist unwahrscheinlich. Das spezifische Gewicht der Kalksteine ist im Durchschnitt 2,67 g/cm³, ihr Raumgewicht ist im Durchschnitt 2,63 g/cm³. Dieselben Werte ergeben sich für die Dolomitkalke, wie folgt: 2,72 und 2,66 g/cm³, für die Dolomite 2,80 und 2,75 g/cm³, also bei den beiden Angaben lässt sich eine Zunahme mit dem Dolomitgehalt erkennen.

Die Bildungen der zweiten Subformation sind an Mikrofossilien ziemlich arm. Ein Viertel der Gesteine ist fast vollkommen taub, in einem weiteren Viertel können nur sehr wenige Fossilien angetroffen werden. Von den mikroskopischen Fossilien sind die Brachiopoden-Skelettenbruchstücke am allgemeinsten verbreitet, diesen folgen die Muschelschalenschnitte und die Foraminiferen. Spongienreste kommen auch ziemlich selten vor, in 3—4 Schichten treten sie jedoch in einer beträchtlichen Zahl auf. Sehr sporadisch lassen sich Überreste von Echinodermen und Gastropoden sowie der Algenspora *Globochaete alpina* Lombard beobachten. Hinsichtlich des Mikrofossilgehaltes besteht zwischen den verschiedenen Gesteinsarten der Subformation fast kein Unterschied. Einige Dolomite sind faunenleer, doch gilt das auch für manche Kalksteine (besonders für die feinkörnigen). Es lässt sich beobachten, dass die Spongien zumeist an die Dolomitkalke, und zwar genauer gesagt an die dolomitisierte Oosparite gebunden sind, während Muschelreste eher in den Kalksteinen und Dolomitkalken auftreten; ihre Zahl ist immer sehr gering. Es handelt sich in der Mehrheit um globöse Formen, nur 1 Exemplar von Frondicularia-Typ liess sich beobachten. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist schlecht. Auffallend in der Schichtenfolge ist das ganz völlige Fehlen von Echinodermen-Resten, das in den Triasbildungen des Villányer Gebirges gerade hier am auffallendsten ist.

Die Bildungen der Subformation sind an Makrofossilien etwas reicher, als die der liegenden Subformation. Neugesammelte Fossilien stehen uns keine zur Verfügung, doch ist die gründliche Fundortsbeschreibung früher gesammelten Materiale dafür geeignet, um uns ermöglichen, ihre Abstammung von der uns interessierenden Formation festzustellen. Die Mikrofauna wurde von Cs. Detre bearbeitet.

Das Material, das Gy. Rakusz mit der Fundortsbezeichnung „Máriagyűd, Graben von Szabolcs (älterer Dolomit)" gesammelt hat, enthält die Formen:

Gervillia sp. (26 Exemplare) und
Polygirina cf. *gracilior* (Schauroth) (3 Exemplare)

Die Bezeichnung „älterer Dolomit" zeugt davon, dass Gy. Rakusz die dolomitischen Schichten als Vertreter des Dolomits von Rókahegy (unterer Dolomit) auffasste. Die im Graben von Szabolcs zu Tage tretenden dolomitischen Schichten erscheinen jedoch zusammen mit Kalksteinschichten und hinsichtlich ihrer Lagerungsverhältnisse überlagern sie die Kalksteinschichtenfolge der ersten Subformation.

K. Hofmann hat mit der Ortsbezeichnung „Máriagyűd NW, unter der von Máriagyűd zum Försterhaus von Tenkes führenden Strasse, Rücken östlich von der Grenze des Requienienkalkes, S vom Brunnen von Tenkes" folgende Formen gesammelt:

Unionites fassaënsis	12 Exemplare
Unionites sp.	21 Exemplare
Entolium discites	1 Exemplar
Gervillia sp.	viele Exemplare
Loxonema sp.	2 Exemplare

Das von K. Hofmann angegebene Fundort dürfte sich in der Nähe des oben erwähnten Rakusz'schen Fundortes befinden.

Ebenfalls von K. Hofmann's Sammlung stammt das Material, das der Sammler mit der Fundortsbezeichnung „Máriagyűd NW, Tenkeshát, Steinbrüche in der Höhe der Spitze O vom Försterhaus von Tenkes" versehen hat:

Unionites fassaënsis	71 Exemplare
Unionites sp.	7 Exemplare
Entolium discites	10 Exemplare
Gervillia sp.	7 Exemplare

Das von HOFMANN angegebene Fundort ist vollkommen identifizierbar. Die auf der Spitze und an ihrem Nordwestrand in grossem Wirrwarr zerstreuten kleinen Steinbrüche schliessen, alle, die Bildungen der zweiten Subformation auf.

Äquivalente der Subformation finden wir im mittleren Abschnitt des östlichen Grossgrabens SW von Kistótfalu (Abb. 12), in mehreren Gräben des Grabensystems von Kistótfalu und in der Olivia-Grube von Siklós (Abb. 13). Aus der Schichtenfolge der Olivia-Grube hat A. ORAVECZ—SCHEFFER folgende Foraminiferen bestimmt:

Glomospira cf. *sinensis* HO
Glomospira cf. *simplex* HARLTON
Glomospira sp.
Hemigordius cf. *chialingchiangensis* HO
Ammodiscus cf. *planus* (MOELLER)
Ammobaculites cf. *wirzi* KOEHN-ZANINETTI
Calcitornella sp.
Frondicularia cf. *woodwardi* HOWCHIN
Meandrospira sp.
Planiinvolutina sp.
Tolypammina sp.
Begleitsfossil: Ostracoda

3. Subformation von geschichtetem Kalkstein mit Dolomitbändern

Die Gesteine der Subformation sind im OSO-Teil des Herceghalom und am südlichen Berghang am besten aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit ist ca. 30 m.

Im Unterteil der Schichtenfolge treten mit dünnen Bänken abwechselnde, dünngeschichtete, stellenweise dünnplattige und ein wenig knollige, im Oberteil dünnbankige Bildungen auf. Die Schichtflächen sind ein wenig uneben.

Die Farbe der Gesteine ist grau, bräunlichgrau, häufig ist die gelblich-rötliche und bräunlich-gelbliche, seltener die gräulichlila Fleckigkeit. Manchmal lässt sich auch eine Bänderung beobachten. Im Oberteil ist die Farbe von dunklerem Ton, die Bänderung—Fleckigkeit kommt häufiger vor.

Die Mehrheit der Gesteine ist Kalkstein, im Unterteil der Schichtenfolge kommen dolomitische und mit Dolomit gebänderte Kalksteine häufig vor. Hie und da sind dünne Dolomitschichten in die Schichtenfolge eingeschaltet, aber auch diese eher im unteren Teil.

2/3 der Gesteine weisen eine homogene Textur auf, die Kalksteine sind in der Regel fein- bis kleinkörnig, die Dolomitschichten grobkristallin. Die Dolomitkalke und z. T. auch die Kalksteine haben eine inhomogene Textur mit einer Korngrösse, die unregelmässig von der Fein- bis zur Grobkörnigkeit variiert. Oosparitschichten sind spärlich. Bei manchen Dolomitkalken ist der Vorgang der Dolomitisierung deutlich beobachtbar, in dem feinkörnigen Kalkstein sitzen zerstreut kleinkörnige Dolomitkristalle. Im Unterteil der Schichtenfolge ist die orientierte Textur sehr häufig.

Von den allochemischen Komponenten sind echte Ooide in den Oosparitschichten kaum vorhanden, der Grossteil der Körner ist von Pseudo-Ooiden vertreten. Intraklasts sind sehr spärlich, Kalk-Lumps kommen häufiger vor. Diese erscheinen auch in anderen Schichten, doch ist ihre Zahl verschwindend gering.

Der Gehalt an terrigenem Material der uns interessierenden Bildungen ist gering, von 1 bis 4% und von Ton-Fraktion. Der SiO_2- und Al_2O_3-Gehalt der Gesteine liegt unterhalb 1%. Eine untersuchte Kalksteinprobe hatte ein spezifisches Gewicht von 2,71 g/cm³ und ein Raumgewicht von 2,66 g/cm³.

Die dritte Subformation oder eher ihr Oberteil ist an Mikrofossilien verhältnismässig reich. Am charakteristischsten sind die Brachiopodenschnitte, in manchen Schichten sind diese reichlich zu finden. Relativ allgemein verbreitet sind die Echinodermen-Reste, doch ist ihre Zahl sehr klein. Seltener, aber in grösserer Zahl sind Muschelschalen zu beobachten. Spongien-Reste konnten nur in einigen Fällen, in sehr kleiner Menge nachgewiesen werden. Dasselbe gilt für die Radiolarien und die Sporangien der Alge *Globochaete alpina* LOMBARD. In einer Probe haben wir einen Gastropodenschnitt beobachtet.

Das stratigraphische Äquivalent der dritten Subformation sehen wir in den am Nordwestende der Böschung des Strasseneinschnittes von Pécs—Harkány aufgeschlossenen Schichten. Zum gleichen stratigraphischen Niveau gehörende Bildungen können auch im Graben westlich vom Rókahegy angetroffen werden.

4. Subformation von hellem Kalkstein

Die Bildungen der Subformation sind auf dem östlich vom Herceghalom befindlichen Kamm und östlich vom Mária-Rücken auf dem südlichen Berghang aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 70 und 80 m.

Es handelt sich gewöhnlich um dünnbankige Bildungen mit 15 bis 50 cm mächtigen Bänken. Im oberen 15 m-Abschnitt kommen dünngeschichtete-dünnplattige Einlagerungen häufig vor, im obersten Teil sind auch kleinknollige Schichten eingeschaltet. Im liegenden Abschnitt lässt sich häufig beobachten, dass die mächtigeren Bänke längs welliger oder stylolithischer Kontakte in dünne Schichten aufgespaltet sind. Die Schichtflächen sind im allgemeinen homogen — mit Ausnahme der knolligen Einlagerungen — und oft narbig, rauh, uneben. Glatte Schichtflächen können selten beobachtet werden.

Die Farbe der Gesteine ist zumeist hellgelblichgrau bis hellbräunlichgrau, an der Basis der Subformation von dunklerem, weiter nach oben von hellerem Ton. Im unteren Teil ist die Lila-, im obersten Teil die Braunfläckigkeit häufig zu beobachten. Gestreifte Färbung kommt seltener vor, ihr Auftreten folgt der Regel der Verbreitung der Fläckigkeit. Die Flecken haben im allgemeinen eine verwischte Kontur, nur stellenweise sind die Konturen deutlich. In den tieferen Teilen lässt sich auch eine Brekziosität beobachten, weiter nach oben ist diese kaum beobachtbar, nur in ein-zwei Fällen haben wir Kalksteinschichtenfugen beobachtet, deren Farbe von jener des Hintergrundes abwich.*

Die Gesteine der Schichtenfolge sind dicht, im allgemeinen von muscheligem, zumeist splitterigem Bruch, manchmal mit ziemlich glatter Bruchfläche. Poröses Gestein konnten wir nur ein einziges Mal beobachten. Die Gesteine sind ziemlich oft mit Kalkspat gesprenkelt.

Die Bildungen der uns interessierenden Subformation weisen ein mannigfaltiges Texturbild auf. Etwa 2/3 der Gesteine sind von homogenem Gefüge, der restliche Eindrittel von Gestein mit inhomogener Textur ist im Oberteil der Schichtenfolge angereichert. 50% der Gesteine sind fein- bis kleinkörnig. Die gröbere Korngrösse kommt in Flecken, aber nur selten vor. In den Gesteinen von inhomogener Textur sind alle Fraktionen von der feinkörnigen bis zur grobkörnigen vertreten, hie und da treten auch sehr grobkörnige Flecken auf. Die Orientierung, Bänderung der Textur ist hier — ungleich wie in den tieferen Subformationen — selten beobachtbar. Die allochemischen Komponenten sind in der Schichtenfolge ziemlich bedeutend. Die Gesteine enthalten in 10% Intraklasts und Pseudo-Ooide; Kalk-Lumps haben wir in 50% der Gesteine beobachtet. Oosparit-Gesteine kommen ziemlich selten vor (10%), trotzdem sind sie für die ganze Schichtenfolge allgemein charakteristisch.

Die Bildungen der vierten Subformation sind an terrigenem Material arm, die Mehrheit ist Kalkstein, allerdings kommt der geplattete-geschichtete, leicht dolomitisierte Kalkstein häufig genug vor. Der SiO_2-Gehalt ist unterhalb 1%, der Al_2O_3-Gehalt unterhalb 0,4%. Der Gesamteisengehalt ist unter 0,15% und von leicht oxydativem Charakter. Das spezifische Gewicht der Gesteine ist im Durchschnitt 2,70 g/cm^3, der Raumgewicht ist im Durchschnitt 2,65 g/cm^3. Die Subformation ist in Mikrofossilien ziemlich reich, nur 10% der Gesteine können als taub betrachtet werden. Die allgemeinsten Fossilien sind Brachiopoden, deren Schnitte in ca. 80% der Gesteine vorhanden sind. In 30% sind sie häufig und in 1—2 Schichten fast gesteinsbildend. Charakteristisch genug sind auch die Echinodermen, die in 1—2 Schichten häufig auftreten. Im Vergleich zu den anderen Subformationen sind die Foraminiferen von Bedeutung, in manchen Schichten sind sie verhältnismässig sogar häufig. An der Basis der Schichtenfolge (im unteren Abschnitt) erscheinen in 1—2 Schichten auch Formen von Frondicularia-Typ. Die Verteilung der Fossilien ist ungleichmässig, der Unterteil der Formation ist ärmer an Fossilien, als der Oberteil. Zum Beispiel Muschelreste gibt es im unteren Teil fast überhaupt keine, oben sind solche in einigen Schichten schon in kleiner Menge vorhanden. Die Brachiopoden, Foraminiferen und Echinodermen können in allen Abschnitten der Schichtenfolge angetroffen werden, doch sind sie oben häufiger, insbesondere die Echinodermen, die in manchen Schichten in gesteinsbildender Menge vorhanden sind. Allein die Spongien erreichen in allen Abschnitten der Schichtenfolge eine beträchtliche Zahl.

Die Bildungen der vierten Subformation sind an Makrofauna arm. Im Typusprofil sind uns einige crinoideenreiche Bänke nur aus dem oberen Teil der Schichtenfolge bekannt.

Die stratigraphischen Äquivalente der vierten Subformation sehen wir im Oberteil der im Einschnitt der Pécs—Harkányer Strasse aufgeschlossenen Schichtenfolge und in dem, ein bisschen inwärts von der Strasse befindlichen, aufgelassenen, kleinen Steinbruch. Die Lithofazies weicht hier ein wenig von der im Typusprofil bekannt gewordenen ab, etwas stärkere Dolomitisierung ist zu beobachten (1—2 Dolomitschichten und mehrere Kalkdolomitschichten lassen sich erkennen). Die Dolomitschichten keilen sich schnell aus, oft nur als Linsen oder Knollen erscheinen sie im Kalk-

* Siehe den von J. Böckh (1876) und E. Nagy (1968) unterschiedenen Typ von Mecseker „gelbschichtenfugigem Kalkstein".

stein. In die Schichtenfolge ist ein einige m mächtiger Abschnitt von dünngeschichtetem-geplattetem Kalkdolomit von mergeligem Aussehen und von Dolomitkalk eingeschaltet. Manche von diesen enthalten eine sehr kleine Menge von Aleurit auch. An ein-zwei Stellen sind zwischen den Kalksteinschichten auch einige aleurithführende Kalkmergeleinlagerungen zu beobachten.

Aus den Aufschlüssen ist eine verhältnismässig reiche Muschelfauna zum Vorschein gekommen (Tabelle 7).

Die stratigraphischen Äquivalente der vierten Subformation finden wir im Graben, der von der Hochebene Pécsi-lapos nördlich herabläuft, wo dolomitfreie Kalksteinschichten, mit ein paar cm grossem linsenförmigem Enkrinit dazwischen, aufgeschlossen sind.

Das SW von Kistótfalu gelegene Grabensystem schliesst ebenfalls gut die Bildungen der vierten Subformation auf, mit mehreren kleinknolligen Einlagerungen und einigen, an Crinoideen reichen Schichten.

Den oberen, ca. 60 m mächtigen Abschnitt der Subformation erschliesst die Bohrung Siklós-XVII (Abb. 14). Die Schichtenfolge scheint hier dolomitfrei zu sein, mit einer kleinen Menge von Intrasparit in ihrem oberen Teil. In der ganzen Schichtenfolge sind die Ooide verhältnismässig häufig, ca. 40% der Gesteine ausmachend (im allgemeinen mit Pseudo-Ooiden). Fast die Hälfte von diesen sind Oosparite. In diesen Schichten kommen — manchmal auch selbständig — viele Kalk-Lumps vor. Das dominante Fossil ist Spongia auch hier.

Im Typusprofil lässt sich der oberste Abschnitt nicht studieren, da hier ein struktureller Kontakt mit dem hangenden Pelson-Kalkstein vorliegt. Dabei ist auch der untere Abschnitt — von etwas dunklerem Ton — der Schichtenfolge strukturell reduziert, obwohl die Lücke nicht so gross sein kann.

Die aus dem Kalkstein von Gyűd zum Vorschein gekommene, vorangehend nicht erwähnte Makrofauna ist in Tabelle 7 enthalten.

Eine Probe der Kalksteinformation von Gyűd (Mergeleinlagerung des 386,00—394,00 m-Intervalls der Bohrung Vokány-2) hat, nach Bestimmung und Auswertung durch J. Bóna, folgende Sporen-Pollen-Gesellschaft geliefert:

Pityosporites schaubergeri R. Pot. et Klaus
Pityosporites zapfei R. Pot et Klaus
Fuldaesporites cf. *centricus* Leschik
Monosulcites sp.
Anemoiidites cf. *spinosus* Mädler
Varirugosisporites sp.
Gingkocycadophitus sp.
Triletes div. gen.
Disaccites inc. sedis
Zonales et *Azonales* inc. sedis

Mehr als 90% des Materials ergeben die luftsackigen Nadelbaumpollen. Diese gehören vor allem zur Gattung Pityosporites. Farnsporen können nur vereinzelt angetroffen werden. Die Vertreter von Cycas und Ginkgo sind ebenfalls spärlich. Die Coniferen vertreten zweifelsohne uralte Typen dar, die auch im Perm häufig sind. Die daneben vorkommenden einigen Cycas- und Ginkgo-Pollen machen jedoch das Vorhandensein der Untertrias wahrscheinlich. Aufgrund der Untersuchung der erwähnten einzigen Probe lässt sich mit Sicherheit nur soviel sagen, dass die Pollenflora der Probe älter als obertriadisch ist.

Kalksteinformation von Zuhánya

Unter dem Namen von Kalkstein von Zuhánya befassen wir uns mit jener Formation, die in der Fachliteratur als „Recoaro-Kalkstein" und „anisischer dickbankiger Kalkstein" figuriert.

Das Typusprofil der Formation haben wir in der Zuhánya-Grube von Siklós aufgenommen, da die bekanntesten und am leichtesten zugängigen Aufschlüsse hier zu finden sind, und nicht in letzter Reihe deswegen, weil in diesem Gebiet die Formation auch durch zahlreiche Schurfbohrungen auf Ziersteine erschlossen ist.

Die Mächtigkeit der Formation wurde im Durchschnitt bei 130 m festgestellt.

Die Bildungen der Kalksteinformation von Zuhánya, wie hierauf ihr weit verbreiteter Name hinweist, sind auf charakteristische Weise dickbankig. Dieser Charakter ist jedoch weder regional, noch im vertikalen Sinne für das Ganze der Formation gültig. Die Ausbildung von grösster Bankmächtigkeit ist uns aus der Zuhánya-Grube bekannt, wo die Mächtigkeit des in Abbau begriffenen Kalksteins 13 m ist, doch gibt es auch andere Schichten, welche die Mächtigkeit von 6—8 m erreichen. Am Nordhang des Gebirges misst man nur noch eine kleinere Bankmächtigkeit, NW von Máriagyűd ist die Mächtigkeit noch kleiner, und am Szavai-hegy findet man schon gar keine Bank mehr, die als mächtig betrachtet werden dürfte. Hier ist neben der Dünnbankigkeit die plattige Trennbarkeit und ein knolliges Aussehen mit tonigen Schichtenfugen charakteristisch, das — auf eine zwar weniger typische Weise — auch am Berghang SO vom Pécsi-lapos beobachtet werden kann. Die Schichtflächen sind im allgemeinen uneben, wellig, bei den knolligen Bildungen knollig.

Die Bildungen der Kalksteinformation von Zuhánya entwickeln sich mit kontinuierlicher Sedimentation aus dem liegenden Kalkstein von Gyűd. Ihr unterer Abschnitt ist noch dünnbankig, mit eingeschalteten Dolomitlinsen und -Zwischenlagerungen. Die Farbe der Gesteine ist hier ein Grau von dunklem Ton, mit grünlichem Stich, stellenweise rotfleckig, mit vielen braunen Einlagerungen. Diese Übergangs-Subformation von dolomitischem Bau überlagern die aus der Zuhánya-Grube gut bekannten, aber schon dickbankigen, gelben und braunen Kalksteine, Dolomitkalke und Dolomit-Einschaltungen („Schichtenfugen") führenden Kalksteine, die man in der Steinförderungspraxis „leberfleckig" nennt. Diese Subformation ist verhältnismässig mächtig, sie führt die charakteristischsten Schichten der Kalksteinformation von Zuhánya. Die Schichtenfugen — besonders die gelben — sind an Fossilien (Brachiopoden, Crinoideen) wesentlich reicher, als der sie einschliessende, graue Kalkstein. Den oberen Abschnitt der dickbankigen Subformation bildet jene, dolomitische Einschaltungen nur selten führende Bank, die man in der Zuhánya-Grube abbaut. Die Grundfarbe der dickbankigen Bildungen ist grau (taubengrau, bräunlichgrau), manchmal von grünlichem Stich (davon erhielt der von der Grube geförderte Kalkstein den Namen: „Grünmarmor von Siklós"). Sehr charakteristisch für die Gesteine ist, dass sie nie von gleichtöniger Farbe und Textur sind und dass in ihnen heller oder dunkler graue, im allgemeinen abgerundete Einschaltungen von verwischter oder deutlicher Kontur vorhanden sind, deren Grösse von mm- bis cm-Grössenordnung variiert. Diese stimmen oft auch an Farbeneffekt mit dem Einbettungsmittel überein und nur auf Anschliffen lassen sich gut erkennen. Die Einschaltungen solcher Art sind immer reine Kalksteine. Manchmal treten diese in so grosser Menge auf, dass sie dem Gestein das Bild eines „Pseudo-Konglomerates" verleihen. Diese grauen, verhältnismässig eintönig gefärbten Gesteine kommen ziemlich selten vor. Viel häufiger sind die hellbraun gefärbten Abarten von ungleichmässiger Farbenverteilung mit vielen Einschaltungen, die mit ihrer Farbe und ihren deutlicheren Konturen schärfer von der Grundmasse abstechen. Das sind die „buntesten" Bildungen der Kalksteinformation von Zuhánya. Die Einschaltungen verändern sich ausserordentlich in Grösse und Form, oft sind sie mehrere dm gross, bisweilen erreicht ihre Grösse fast 1 m. In meisten Fällen sind sie winklig, manchmal von fetzenartigem Aussehen. Mit besonderer Deutlichkeit unterscheiden sich vom Gestein die gelben Schichtenfugen, deren Kontur gewöhnlich ganz deutlich ist. Weniger scharfe Grenze weisen die gräulichbraunen, kleinkristallinen, mit Dolomit ausgefüllten Schichtenfugen und -flecken von rauhem Bruch, die das Gestein gewöhnlich unregelmässig durchsetzen. Sehr charakteristisch für die Gesteine der Kalksteinformation von Zuhánya ist die intensive Aderung. Die Kalzitadern sind überwiegend weiss, oft knollenartig angeschwollen und im allgemeinen von netzartigem Aussehen. Nicht selten lassen sich auch rote, ein wenig tonige Kalkspatadern beobachten, deren Lauf zumeist unregelmässig gezackt ist. Längs letzterer weist das Gestein manchmal eine rötliche Färbung auf.

Den Oberteil der Schichtenfolge bildet wiederum ein dünnbankiger dunklerer Kalkstein von lilafärbigem Stich, dann weiter nach oben folgen Kalksteine mit immer grösserer Zahl von Schichtenfugen und Einlagerungen aus Dolomit, die allmählich in die Bildungen der Formation von Csukma übergehen.

Die Bildungen der Kalksteinformation von Zuhánya sind von dichter Textur, muscheligem Bruch mit ziemlich glatter, ein bisschen splitteriger Bruchfläche. Die mit gelblichem Dolomitkalk ausgefüllten Schichtenfugen haben einen etwas rauhen muscheligen Bruch, die Bruchfläche der braunen, kleinkristallinen Dolomiteinschaltungen ist uneben, ein bisschen rauh.

Die Gesteine der Formation weisen ein sehr mannigfaltiges Texturbild auf, das makroskopische Bild lässt sich selbstverständlich auch mikroskopisch erkennen. Die an Einschaltungen armen Gesteine sind noch zumeist homogen in ihrer Textur, mit einer dominanten Korngrösse von 5 bis 10 μ. Dieser feinkörnige Bau ist ziemlich kennzeichnend für die Gesteine der Formation, doch in der äussert inhomogenen Textur der Gesteine mit Einschaltungen ist seine Rolle nunmehr untergeordnet. Bei diesen Gesteinen wird das Texturbild durch die „unsortierte" Korngrössenverteilung, die stark abweichende Korngrösse der einzelnen Gesteinsflächen und die unregelmässig verteilte, unterschiedliche Korngrösse stark überprägt. (Unter der Bezeichnung „unsortiert" verstehen wir, dass innerhalb des Korngrössenbereiches von 5 bis 70 μ fast alle Grössen innerhalb der einzelnen gegebenen Beobachtungsfeldern in beinahe gleicher Menge vertreten sind.) Die Einschaltungen melden sich selbstverständlich als Intraklastite. Andere, beim Kalkstein von Gyűd gewöhnlichen, makroskopisch unmerklichen Intraklasts sind in den uns interessierenden Bildungen nicht enthalten. Es ist eine allgemeine Erfahrung, dass die reinen Kalksteine eine verhältnismässig kleinere, die mit Dolomit ausgefüllten Schichtenfugen und andere Einschaltungen eine grössere Korngrösse besitzen und an machen Stellen Flecken von mehrere hundert μ-Korngrösse bilden.

Die Gesteine der Formation sind an terrigenem Material arm, ihr Lösungsrückstand nach Behandlung mit Säure erreicht nur selten den Wert von 5%. Der Lösungsrückstand gehört zur Pelit-Fraktion, Quarzkörner von Schluff-Fraktion können nur vereinzelt angetroffen werden. Für den Chemismus der Gesteine ist die unregelmässig variable Verteilung des CaO—MgO charakteristisch. Die Grundmasse der Kalksteine kann in meisten Fällen als reiner Kalkstein (MgO-Gehalt: 0,2—2,0%)

betrachtet werden. Es ist nicht unselten jedoch, dass makroskopisch das Aussehen eines reinen Kalksteins aufweisende Bildungen sich als schwach dolomitisierte Kalke oder Dolomitkalke erweisen. Das bedeutet, dass einerseits selbst die Grundmasse des Kalksteins dolomitführend ist (teils auf primäre, teils auf sekundäre Weise), andererseits, dass in der Kalksteingrundmasse solche kleinen dolomitischen Flecken oder Körner vorhanden sind, welche den MgO-Gehalt des Gesteins — in den bisher beschriebenen Fällen oft bis 5—6% — erhöhen. Die selbst makroskopisch erkennbaren dolomitischen Einschaltungen sind nur sehr selten reine Dolomite, in meisten Fällen handelt es sich um Kalkdolomite, manchmal um Dolomitkalke.

Der Kalkstein von Zuhánya ist an Mikrofossilien nicht allzusehr reich. Sein charakteristischstes Mikrofazieselement ist Radiolaria, deren Vertreter in der Schichtenfolge von der Basis bis zum Top — obwohl nicht in jeder Schicht — angetroffen werden können: im allgemeinen in kleiner Menge, an manchen Stellen jedoch in sehr grosser Exemplarzahl. Allgemein verbreitet sind die Echinodermen, doch ist ihre Zahl sehr gering, oder in Einzelfällen etwas grösser. Ziemlich gewöhnlich ist das Vorkommen auch der Brachiopoden, die jedoch immer in kleiner Menge vorhanden sind. Auch Muschelreste können wir oft finden, am öftesten in linsenartigem Vorkommen, an manchen Stellen treten sie nämlich in auffallend grosser Zahl auf.

Wir müssen besonders hervorheben, dass hier im Pelson-Kalkstein (den anderen Trias-Schichtgliedern gegenüber) an manchen Stellen gewisse dünnschalige Muschel von vermutlich Posidonomya-Typ in grosser Zahl auftreten und ihre Schalenbruchstücke oft wie „Fäden" oder „Fasern" aussehen. Ziemlich gelegentlich ist das Erscheinen von Foraminiferen, obwohl sie in allen Teilen der Schichtenfolge nachgewiesen werden können. Ausserordentlich selten und spärlich sind die Gastropoden, Ostracoden und Spongien. In einer, westlich vom Pécsi-lapos gesammelten Probe gelang es eine doppelschalige Cadosina nachzuweisen.

Die Kalksteinschichten von Zuhánya sind an Makrofossilien wesentlich reicher, als die anderen Triasschichtengruppen von Villány. Hauptkomponenten der Fauna sind die Brachiopoden, an der zweiten Stelle befinden sich die Echinodermen, zum Schluss kommen die spärlichen Muschelreste und unbestimmbaren Ammonoiden-Bruchstücke. Die Aufzählung der reichen Makrofauna, ferner die Ergebnisse der Foraminiferen-Untersuchungen sind in Tabellen 7 und 8 gegeben. Die aus dieser Formation bekannt gewordene Conodonten-Fauna ist von J. Bóna bestimmt worden (s. S. 241).

Dolomitformation von Csukma

Unter dem Stratinomen „Dolomit von Csukma" fassen wir eine der verbreitetsten Formationen der Trias des Villányer Gebirges zusammen. Hierzu gehört die in der Literatur unter dem Namen „oberanisischer Dolomit" und „oberer Dolomit" figurierende Formation, mit Ausnahme der Schichtenfolge des Steinbruchs von Templom-hegy (oder Mész-hegy) hinter der Eisenbahnstation von Villány.

Die besten Aufschlüsse der Formation sind am Südhang des Csukma und in den S von der Zuhánya-Grube befindlichen Steinbrüchen zu studieren. Vom Hangenden bis zum Liegenden wurde sie in 260 m-Mächtigkeit durch die Bohrung Villány-6 durchquert. Das ist unsere einzige solche Angabe, die hinsichtlich der Mächtigkeit der Schichtengruppe auch stratigraphisch kontrolliert werden kann.

Zur Übersicht des Ganzen der Formation wird die Schichtenfolge der Bohrung Villány-6 hierunter schematisch vorgelegt:

Fassanische Unterstufe:

4,0—80,0 m Dolomitformation von Templomhegy

Illyrische Unterstufe, Dolomitformation von Csukma:

80,0—240,0 m Hellbräunlichgrauer, bräunlichhellgrauer, stellenweise ausgeweisster, feinkristalliner Dolomit mit klein- bis grobkristallinen Einlagerungen, hie und da mit kieseligen Bändern und Knollen. Gewöhnlich dickbankig, oft zellig-porös.

240,0—425,0 m Hellgrauer, feinkristalliner Dolomit von stellenweise bräunlichem Ton. Gewöhnlich mächtig, stellenweise dünnbankig, im Unterteil porös, von parallelepipedonischer Trennbarkeit.

425,0—430,0 m Dickbankiger Dolomit, brekziös, grau von rötlichem Ton bis gelblichgrau.

430,0—578,0 m Hellgrauer, schmutzigweisser, stellenweise zellig-poröser, gewöhnlich dickbankiger Dolomit.

578,0—580,0 m Bräunlichgrauer, dünngeschichteter Dolomitkalk und Kalkdolomit.

Pelsonische Unterstufe:

580,0—600,0 m Kalksteinformation von Zuhánya.

Der Dolomit von Csukma entwickelt sich mit kontinuierlicher Sedimentation aus dem liegenden Pelson-Kalkstein, seine basalen Schichten weisen noch mit grauem Kalkstein ausgefüllte Schichten-

fugen* auf, sie sind dünngeschichtet, gewöhnlich von hellbräunlichgrauer Farbe und führen gräulichgelbe Kalkdolomitflecken und brekziöse Einschaltungen. Das Gestein ist in der Regel dünnbankig. Der darüber lagernde, dünngeschichtete-plattige Zwischenlagerungen führende, dünnbankige Dolomit (ca. 30 m mächtig) zeichnet sich mit dem Vorhandensein von bräunlichgrauen bis grünlichgelben, winkligen Einschaltungen und Flecken von blassem Umriss aus, die in einer hellgelblichgrauer Grundmasse sitzen. Dieser „bunte" Dolomit ist in einem guten Aufschluss am Berghang N von Máriagyűd zu sehen (Abb. 31). Die Gesteine sind auch hier oft porös. Weiter nach oben folgen dickbankige, dann wieder dünnbankige, ja sogar dünngeschichtete Bildungen (Steinbruche des Zuhánya-Tales). In den Schichtenfugen des dünngeschichteten Dolomits gibt es häufige tonigkalkige Dolomitlinsen.

Die Gesteine weisen eine sehr abwechslungsreiche Farbenskala auf. Am häufigsten ist das Hellbräunlichgrau, Bräunlichgrau, Gräulichbraun, daneben ist jedoch das Hellgelblichgrau und das Schmutzigweiss ebenfalls sehr kennzeichend. Fleckigkeit und Bänderung kommen sehr selten vor, gegenüber dem Fall des Dolomits von Rókahegy. Ein weiterer Unterschied in Farbeneffekt besteht darin, dass die bei dem Dolomit von Rókahegy allgemein verbreitete gelblichbraune Farbe hier eine untergeordnete Rolle spielt.

Auch hinsichtlich der Bankmächtigkeit unterscheiden sich die beiden Dolomitformationen voneinander, denn während der Dolomit von Rókahegy gewöhnlich dünngeschichtet bis geplattet ist, hat der Dolomit von Csukma grösstenteils dick- und dünnbankiges Aussehen, trotz der Tatsache, dass er hie und da eine dünngeschichtete Subformation von mehrere 10 m-Mächtigkeit auch enthält.

Sehr charakteristisch für den Dolomit von Csukma ist die Porosität, die einen weiteren Unterschied vom Dolomit von Rókahegy darstellt. Die Poren variieren ausserordentlich in Grösse, Verteilung und Form. Am häufigsten sind die 0,5 mm grossen, mehr oder minder runden Poren. Sehr charakteristisch sind die gewöhnlich mit riesenkristallinem Kalkspat ausgefüllten Poren, deren Grösse mehrere mm, manchmal sogar cm erreicht. Häufig bei den Gesteinen der Formation ist die parallelepipedonische Trennbarkeit, die winklige Zerstückelung. An manchen Stellen lassen sich sogar leichte Kiesschüttung und Staubigkeit beobachten.

Die überwiegende Mehrheit der Gesteine ist von rauhem Bruch, sehr selten finden sich sogar ziemlich glattbruchflächige Abarten. Ihr makroskopisches Texturbild ist ziemlich variabel, häufig sind die dichten und kleinkristallinen Gesteine, unselten kommen jedoch auch grobkristalline Varianten vor. Das mikroskopische Bild ist ebenso mannigfaltig. Homogene Textur kommt seltener vor, solche Gesteine sind klein- bis mittelkristallin, manchmal grobkristallin. Selbst der für die überwiegende Mehrheit der Gesteine charakteristische inhomogene Texturbau ist vielerlei. Am häufigsten kommt der Typ vor, bei welchem in einem feinkristallinen Feld unregelmässig angeordnete riesenkristalline Flecken auftreten. Die Partien von veränderlicher Kristallinität erscheinen im Gestein gewöhnlich fleckenartig oder in unregelmässigen Fetzen, selten in Form von Bändern. Ein interessantes und seltenes Phänomen ist eine hier auftretende Variante der Ooidität. Im Dünnschliff von manchen Gesteinen lassen sich fast vollkommen umkristallisierte, manchmal zerbrochene Ooide von ungeheurer Grösse und blassem Umriss beobachten.

Die Bildungen der Formation von Csukma sind vorwiegend als reine Dolomite zu betrachten. Hie und da kommen Kalkdolomite, vereinzelt sogar Dolomitkalke vor. Der Gehalt an terrigenem Material der Gesteine ist äusserst gering, die reinsten Karbonate der Trias des Villányer Gebirges sind die Bildungen des Dolomits von Csukma. Ihr Lösungsrückstand nach Behandlung mit Säure bleibt gewöhnlich unterhalb 1,5%. Die uns interessierenden Bildungen sind oft limonitisiert, ihr Eisengehalt erreicht in manchen Schichten 2 bis 2,5%, sonst bleibt er unterhalb 0,05%.

Die Bildungen des Dolomits von Csukma sind an Mikrofossilien sehr arm, ihre charakteristischen Fossilien sind die Echinodermen, die in der ganzen Schichtenfolge angetroffen werden können, in manchen Schichten in ganz grosser Menge. Daneben figurieren bisweilen Muschel- und Brachiopoden-Schalenschnitte, sehr selten Radiolarien- und Spongien-Reste und vereinzelte Foraminiferen.

Auch die Makrofauna ist eher von linsenartigem Auftreten, sie ist aus faunenführenden Schichten solcher Art zum Vorschein gekommen. Sehr charakteristisch ist der im Unterteil der Schichtenfolge auftretende Crinoideen—Brachiopoden-Dolomit, der auf dem Kamm des Csukma an mehreren Stellen aufgeschlossen ist. Die Fauna, die aus der Formation zum Vorschein gekommen ist, führt Tabelle 7 an.

Dolomitformation von Templomhegy

Die unter dem Namen „Dolomit von Templomhegy" unterschiedene Formation wurde in der früheren Literatur unter dem Namen „oberanisischer Dolomit" und „oberer Dolomit" besprochen,

* Siehe den von J. Böckh (1876) und E. Nagy (1968) unterschiedenen Typ von Mecseker „gelbschichtenfugigem Kalkstein".

zusammen mit der im vorliegenden Aufsatz als „Dolomit von Csukma" beschriebenen Formation. J. Noszky Jun. (K. Balogh *et al.* 1957) identifiziert die postpelsonischen Dolomite gleichermassen mit den ladinischen Dolomiten, da er am Berghang von Gyűd über der Kirche einen „harten, porösen Dolomit" gesehen hat, der „wie ein Diploporendolomit aussah". Es schien zweckmässig zu sein, den Dolomit von Templomhegy — vor allem wegen seines unterschiedlichen lithologischen Charakters — von dem noch zum Anis gehörenden Dolomit von Csukma abzusondern; der zweite Grund für diese Unterscheidung war die Tatsache, dass der Dolomit von Templomhegy zur fassanische Unterstufe der Ladin-Stufe gerechnet wurde.

Den einzigen guten Aufschluss des uns interessierenden Dolomits — der gleichzeitig einen Teil unseres Typusprofils darstellt — können wir im Steinbruch hinter der Eisenbahnstation von Villány sehen. Die tieferen Subformationen wurden durch die im Ostteil des Steinbruchshofes niedergebrachte Bohrung Villány-6 im Intervall von 4,0 bis 80,0 m im Hangenden des Dolomits von Csukma erschlossen. Auf diesem Grund ergibt sich die Mächtigkeit der Dolomitformation von Templomhegy für 110 m (Abb. 30).

Den tieferen Teil der Schichtenfolge — die eine wirkliche Mächtigkeit von 30 m ausmacht — hat die Bohrung Villány-6 erschlossen. Die Gesteine sind an der Basis eher dickbankig, weiter nach oben dünngeschichtet. Ihre Farbe ist hellgelblichgrau bis hellgräulichgelb. Im allgemeinen ist für diese Subformation eine gelbliche Farbe charakteristisch. Die Gesteine sind vorwiegend dichte Dolomite und Kalkdolomite mit dazwischen geschalteten Dolomitkalken. Oft sind sie von gebändertem Bau, die Bänder sind dunklergrau, seltener lilarosafärbig.

Die darüber lagernde — und in den Basalschichten des Steinbruches aufgeschlossene — Subformation bauen ebenfalls Dolomite und Kalkdolomite auf. Ihre Farbe ist im allgemeinen gräulichbraun, oft enthalten sie rotbraune mergeligere Flecken. Die Gesteine sind verhältnismässig grobkristallin. Die Bankmächtigkeit in diesem Abschnitt beträgt 70 cm.

Die nächts darüber folgende Serie besteht schon aus Dolomiten mit Dolomitmergeleinlagerungen. Diese Subformation besteht an der Basis aus dichten Dolomiten und Dolomitmergeln, die hellgelblichbraun bis rotbraun gefleckt, untergeordnet gebändert sind und stellenweise auch noch grobkristalline Einlagerungen mit enthalten. Weiter nach oben folgen beinahe weisse, dann hellgraue, stellenweise dunklergraue oder bräunlichgraue, dichte Gesteine von rauher Bruchfläche, die auf charakteristische Weise gräulichlilafärbige und gräulichrote Bänder und Fläcken enthalten und sich mit einer, wesentlich kleineren Bankmächtigkeit (max. 40 cm) und dünngeschichtetenplattigen Einlagerungen auszeichnen. Der Pelitgehalt wächst in der Schichtenfolge aufwärts an. Parallel damit wird die Korngrösse der Gesteine kleiner, ferner im Oberteil der Schichtenfolge bleiben die grobkristallinen — spätigen — Texturpartien aus.

Die Bildungen der Dolomitformation von Templomhegy lassen sich strukturell in zwei scharf unterschiedliche Teile gliedern. Im unteren 80 m-Abschnitt — obwohl die fein- bis kleinkörnigen Texturen dominieren — kommt die inhomogene Textur ziemlich häufig vor; selten zwar, doch allerdings treten auch noch Gesteine mit Pseudo-Ooiden, Kalk-Lumps und Intraklasts, ferner grobkristalline Bildungen von homogener Textur auf. Für das Texturbild des obersten 30 m-Abschnittes ist die Gleichförmigkeit kennzeichnend. Die Korngrösse variiert zwischen engen Grenzen (im allgemeinen unter 25 μ), die Textur ist homogen, etwas pelitisch.

Angesichts der Mikrofossilien ist in der uns interessierenden Schichtenfolge die oben erwähnte „Zweigesichtigkeit" determinant, denn der untere 80 m-Abschnitt an Fossilien verhältnismässig reich ist (in gewissen Teilen sogar sehr reich), während das oberste 30 m-Intervall als faunenleer betrachtet werden kann. Im fossilführenden Intervall sind die gewöhnlichsten Fossilien, die Spongien, im allgemeinen nicht häufig, doch können sie sich in manchen Schichten merkwürdig anreichern. Sie nehmen aufwärts an Zahl ab. In der unteren Hälfte des fossilführenden Intervalls ist das grosszahlige Auftreten der Foraminiferen sehr charakteristisch (hier sind sie in der Villányer Trias am reichsten).

Die Foraminiferen-Gesellschaft besteht — trotz ihrer grossen Zahl — aus sehr formenarmen Vertretern von Glomospira. Neben den zwei bedeutenden Mikrofazies-Elementen können in der Schichtenfolge noch, ganz vereinzelt — doch in einem einzigen Fall in grosser Anzahl — Querschnitte von Muschelschalen nachgewiesen werden.

Die Formation ist an Makrofossilien sehr arm. Die bisher gesammelten Formen sind, nach Bestimmung von Cs. Detre die folgenden:

Vom Grosssteinbruch von Villány (gesammelt von L. Lóczy Jun. und Gy. Rakusz):

Lingula christomani Skuphos
Reptilia inc. sed.
Neocalamites inc. sed.

Bohrung Villány-6, 45,0 m:

Lingula christomani Skuphos (3 Exemplare).

III. SEDIMENTATIONSMERKMALE DER KARBONATGESTEINE AN DER TAGESOBERFLÄCHE

Texturelle Eigenschaften

Unter den Trias-Kalksteinbildungen des Villányer Gebirges sind echte Mikrite — die in der Regel auf eine Entstehung in offenem bis tiefem Wasser hinweisen würden — fast gar nicht vorhanden, ihr Auftreten ist geradeaus ein Kuriosum. (Unter echtem Mikrit verstehen wir hier Gesteine mit einer Korngrösse von <5 μ.) Häufig sind dagegen die Vertreter der Fraktion von 5 bis 10 μ, die wir in der stratigraphischen Beschreibung als „feinkörnig" erwähnen. Oft — und vielmals untrennlich — ist an diese Fraktion der Korngrössenbereich von 10 bis 25 μ gebunden, wofür wir den Begriff „mittelkörnig" benützten. Die Gesteine der Fraktion von 50 bis 150 μ qualifizierten wir als „grobkörnig", während im Korngrössenbereich von über 150 μ wir entweder von „sehr grobkörnigen" oder „kristallinen" Bildungen sprechen.

Bei der Beurteilung der Dolomite haben wir zwar auf das gleiche Prinzip basiert, doch war unsere Betrachtungsweise etwas anders. Davon ausgehend, dass die Dolomite durch eine „Fraktion" unterhalb einer gegebenen Korngrösse (ca. 10 μ) nicht vertreten waren, ferner, dass die Dolomite eine viel „mehr sortierte" Korngrössenverteilung aufwiesen — also bei diesen fast immer eine deutliche „Kristallinität" zu beobachten ist —, haben wir bei der Angabe ihrer Korngrösse die Bezeichnung „kristallin" benutzt.

Ohne dass wir eine übertriebene Bedeutung der Korngrösse der Gesteine bei der Beurteilung der Tiefe des Sedimentationsbeckens beimessen wollten, können wir feststellen, dass die Korngrösse der Triasbildungen des Villányer Gebirges von einem Seichtwasser-Ursprung zeugt.

Sedimentationsmerkmale

Für die Bildungen des Dolomits von Rókahegy ist eine, von rhythmischer Fällung zeugende Bänderung und ein „orientierter" Texturbau charakteristisch. Häufig sind die kalkigeren Bänder und Partien. Bei einem beträchtlichen Teil der Bildungen müssen wir eine nachträgliche Dolomitisierung annehmen, oft bleiben die originalen Sedimentationsmerkmale (Relikte von Kalkstein und von kalkigen Fossilien) erhalten, hie und da beobachtet man schön sogar eine Dolomitisierung der Fossilien. Diese Gesteinsarten haben im allgemeinen grösseren Pelitgehalt. Dabei sind die pelitfreien „kristallinen" Dolomite von primärem Charakter.

Die Bildungen der Kalksteinformation von Gyűd sind hinsichtlich ihrer Sedimentationsverhältnisse eng an den Dolomit von Rókahegy geknüpft, zwischen den beiden kann keine scharfe Grenze gezogen werden. Auch im unteren Abschnitt der Kalksteinformation von Gyűd ist die orientierte Textur, die Bänderung charakteristisch. Für das Ganze der Formation ist die Dolomitisierung, ja an manchen Stellen sogar die primäre Dolomitbildung charakteristisch (Abb. 32). Die tieferen Subformationen werden durch eine verhältnismässig lange, ab und zu unterbrochene Sedimentation mit jähen Veränderungen charakterisiert. Hierauf weist der dünngeschichtete-gebänderte Bau hin. Die ebenda auftretenden Knollenkalke unterscheiden sich grundsätzlich sowohl in Aussehen, als auch in Entstehungsumständen von den Knollenkalken des „Ammonitico rosso" oder den „Hallstätter" Knollenkalken. Diese knolligen Kalksteine sind vermutlich infolge Auflockerung (Aufspaltungen) entstanden, ihre Einschaltungen konnten dabei ein wenig — als „Makrointraklasts" — auch umgerollt werden. Ihren gegenwärtigen, manchmal deutlich „knolligen" Habitus scheinen sie am ehesten unter dem Einfluss von Atmosphärilien gewonnen zu haben.

In den höheren Subformationen der Kalksteinformation von Gyűd lassen sich Merkmale erkennen, die von einer rascheren, kontinuierlicheren Sedimentation zeugen. Die Bänderung verringert sich und der dünngeschichtete Bau wird von einer dünnbankigen aufgelöst.

Für die Formation ist die Entstehung von Mikrointraklasts grundlegend charakteristisch. Der Seichtwasser-Sedimentationsraum, die verhältnismässig ruhigen, ebenen Bodenverhältnisse, die Brandung und die von Zeit zu Zeit sich erneut einsetzenden Meeresströmungen waren die Faktoren, welche die typischen allochemischen Elemente des in Abrasion kaum begriffenen, relativ kleine Menge von Intraklasts produzierenden Meeresbodens zustande brachten. Diese allochemischen Komponenten wurden später mit spätigem Kalzit (Kalkspat) zementiert, in Oosparite umgebildet. Neben den Ooiden lassen sich oft Kalk-Lumps von kleinerem Ausmass auch beobachten, die in manchen Schichten stark angereichert sind. Ob es sich dabei um Pellets oder um andere Intraklasts handelt, kann weder bewiesen noch bestimmt werden. Sollten diese trotzdem Pellets sein, so müssten wir die sie führenden Gesteine als Pelsparite betrachten.

Ein gutes Beispiel der für die Entstehung des Kalksteins von Gyűd charakteristischen Sedimen-

tationsveränderungen liefert die Beobachtung, dass eine Zeit lang die Sedimentation in Stillwasserzustand erfolgte, wobei leicht bituminöse Sedimente zur Ablagerung kamen; in einer anderen Periode dagegen bilden sich in gut beluftetem Wasser, unter den Verhältnissen von kräftigen Strömungen Ooid-Kalke oder geradeaus das Vorhandensein von „Crinoideen-Wiesen" andeutende Enkrinite. In der Formation findet man Anklänge an eine intensive Umhäufung des Sedimentmaterials nur selten, bloss schwache Slumpings (Schlammbewegungen) sind beobachtbar.

Zur Zeit der Entstehung der hangenden Kalksteinformation von Zuhánya kam es zu wesentlichen Veränderungen. Die bis dahin relativ ruhige Bodenmorphologie wurde bathymetrisch differenziert, es entstanden beträchtliche Unterschiede im Bodenrelief. Die Sedimentation hat sich beschleunigt, demzufolge scheinen auch die Veränderungen seltener aufzutreten. Seichtere und tiefere Regionen gerieten in eine unmittelbare Juxtaposition. Von den Regionen von relativ hoher hypsometrischer Position ausgehend setzte sich eine intensive Umhäufung gegen die tieferen Meeresteile in Bewegung, dabei kamen die für die Formation grundlegend charakteristischen „Makrointraklastite", der „brekziöse" Kalkstein „mit ausgefüllten Schichtenfugen" zustande. In den tieferen Meeresteilen müssen wir periodische Strömungstätigkeiten annehmen, demzufolge konnten die grauen Kalksteineinschaltungen (Pseudo-Konglomerate) gerollt werden. Infolge der in unmittelbarer Nähe der Meeresoberfläche (Gezeitenzone) stattgefundenen Sedimentation wurden die in dem leicht verfestigten Kalkschlamm entstandenen Spalten anadiagenetisch mit Dolomit ausgefüllt. So scheinen die unregelmässig angeordneten bräunlichgrauen Dolomiteinschaltungen zustande gekommen zu sein. In den seichteren Regionen entwickelten sich Crinoideen—Brachiopoden-Wiesen, die nach Umhäufung in die tieferen Meeresteile sich als Crinoideen—Brachiopoden-Kalkeinschaltungen im Gestein melden. Die in die tieferen Meeresteile eingedrungenen Strömungen waren es, die die in manchen Schichten beobachtbaren Radiolarien aus den Regionen von offenerem und tieferem Wasser in das Sedimentationsbecken einführen konnten. Dieselben Strömungen sind vielleicht auch für die hie und da ebenfalls angereicherten dünnschaligen Muscheln, die vermutlich eine planktonische Lebensweise führten, verantwortlich. Bei solchen gestörten Sedimentationsbedingungen konnten Ooidkalke, die für die liegende Kalksteinformation von Gyűd noch kennzeichnend gewesen waren, nicht mehr entstehen.

Sehr charakteristisch für die Bildungen der Kalksteinformation von Zuhánya sind die massigen, weissen Kalkspatadern und Ausfüllungen von unregelmässiger Anordnung. Der liegende Kalkstein von Gyűd enthält nur Haarrisse. Diese wurden nur sehr selten mit „weissem" Kalkspat ausgefüllt, oft kommen bräunlichrote tonig-limonitische sowie wasserreine, durchsichtige Kalkspat-Ausfüllungen vor. Aus diesem Vergleich ist evident, dass die Kalkspataderung und -ausfüllung nicht auf tektonische Bewegungen zurückzuführen ist, sondern dafür primäre sedimentäre Ursachen verantwortlich sind. Wir könnten annehmen, dass ein erheblicher Teil der Spaltungen des aufgespalteten Kalkschlammes diagenetisch mit weissem Kalkspat ausgefüllt wurde. Zur Entstehung dieses Prozesses hat auch die dickbankige Ausbildung der Kalksteinformation von Zuhánya beigetragen.

Der untere Abschnitt der den Kalkstein von Zuhánya überlagernden Dolomitformation von Csukma weist noch die Anzeichen der originalen Kalksteinsedimentation und der nachträglichen Dolomitisierung (Relikte von Kalkstein und kalkschaligen Fossilien) auf. Die hier figurierenden „bunten" brekziösen Dolomite scheinen ursprünglich intraklastische Kalksteine gewesen zu sein. Dasselbe lässt sich auch über die crinoideenführenden Dolomitschichten sagen. Höher im Profil wird die primäre Dolomitisierung allgemein verbreitet.

Die vorangehend erwähnten Eigenartigkeiten weisen darauf hin, dass nach der Bildung des Kalksteins von Zuhánya der Sedimentationsablauf sich wieder grundlegend verändert hat, was sich nicht nur im Chemismus, sondern auch in den Beschaffenheiten des Sedimentationsraumes äussert. Die bei der Bildung des Kalksteins von Zuhánya bestandenen Reliefunterschiede wurden infolge der intensiven submarinen Abtragung ausgeglichen, von der schwächeren Aufarbeitung des Materials zeugen die intraklastischen, sekundären Dolomite. So können wir den Schluss ziehen, dass zur Zeit der Entstehung des Dolomits von Csukma wieder ruhige Sedimentationsverhältnisse vorherrschten. Dabei im höheren Teil der Schichtengruppe erscheinen allmählich die die Schichtenfugen ausfüllenden Einschaltungen von höherem Pelitgehalt. Dieses Phänomen wird im Oberteil der Formation von Templomhegy schon so allgemein verbreitet, dass das pelitische Material nicht nur in den Schichtenfugen, sondern auch innerhalb der Schichten erheblich angereichert wird. Diese Bildungen sind schon Dolomitmergel.

Vom Gesagten ist ersichtlich, dass verlässliche Schlüsse bezüglich der Sedimentationstiefe äusserst schwer zu ziehen sind. Der geringste Gehalt an terrigenem Material lässt sich in der Dolomitformation von Csukma und in der Kalksteinformation von Zuhánya beobachten. Das alles weist darauf hin, dass die Entfernung von der Küste zu dieser Zeit am kleinsten war. Andere Merkmale lassen zugleich gerade hier die geringste Wassertiefe vermuten, was jedoch unter den Verhältnissen von seichtem Meereswasser keinen wesentlichen Widerspruch bedeutet. Stellenweise auf Seichtwasserverhältnisse weisen hier die Radiolarien und die dünnschaligen Muscheln hin. Die Bildungen

der Dolomitformation von Templomhegy deuten wegen ihres reicheren Pelitgehaltes schon eine kleinere Küstenentfernung — oder zugenommene Reliefenergien — an.

Alles in allem können wir annehmen, dass die am meisten „marine" Periode der Trias im Villányer Gebirge auf die Bildungszeit des Kalksteins von Zuhánya fällt. Infolge des stark differenzierten Meeresbodens können die in „seichtestem" und „tiefestem" Wasser abgelagerten Sedimente hier angetroffen werden. Aufgrund dieser Erwägungen ist die „Tiefen"-Kulmination der Villányer Triassedimentation in die Bildungszeit des Kalksteins von Zuhánya zu stellen.

IV. STRATIGRAPHISCHE ZUSAMMENFASSUNG

Die Altersbestimmung der lithostratigraphischen Einheiten kann trotz der ziemlich grossen Zahl der in den letzten Jahren durchgeführten paläontologischen Untersuchungen nicht als eindeutig betrachtet werden. Die Makrofossilien von weiteren Sammlungen und das eigenhändig gesammelte Material hat Cs. Detre bearbeitet. Die Zusammenfassung der Fauna je nach Lokalitäten ist in Tabelle 7 zu sehen. Das aus Tagesaufschlüssen und Bohrprofilen zum Vorschein gekommene geringzahlige Foraminiferen-Material wurde von A. Oravecz—Scheffer bestimmt (Tabelle 8). Die Conodonten- und palynologischen Untersuchungen wurden von J. Bóna durchgeführt. Die mit litho-, makro- und mikrobiostratigraphischen Methoden skizzierbare Alterseinstufung und deren Widersprüche haben wir in Tabelle 9 angeführt. Die Verteilung der in Dünnschliffen studierten Fossilien der Karbonatschichtenfolge des Anis—Ladin ist in Abb. 33 dargestellt.

Skythische Stufe

Die arme Fossilführung der Schichten von Túrony (*Pseudomonotis* sp.) ist von geringem stratigraphischem Wert, doch wiederspricht dem Zurechnen zum Seis nicht. Die im Oberteil der Schichten von Vokány auftretenden Vertreter von *Costatoria costata* und *Gervillia* cf. *modiola* macht die Altersbestimmung Campil ziemlich verlässlich.

Anisische Stufe

Die Dolomitformation von Rókahegy befände sich als lithologisches Äquivalent des Mecseker Grenzdolomits bzw. des Megyehegyer Dolomits des Bakony an der Basis der Hydasp-Unterstufe. Ausser den von ihrem Oberteil zum Vorschein gekommenen Echinodermen-Skelettenteile sind uns vorderhand keinerlei Fossilien bekannt.

Makrofossilien sind bis jetzt aus dem unteren und oberen drittel der Kalksteinformation von Gyűd zum Vorschein gekommen. Die aus dem unteren Drittel bekannte *Unionites fassaënsis*-Fauna enthält keine diagnostischen Elemente, sie dürfte eher dem Campil, als dem Hydasp angehören. Die im obersten Teil der Formation vorkommenden Croquinitlinsen (Kalkstein, der ausschliesslich aus Crinoideen-Elementen besteht) — in welchen die Individuen bzw. Skelettbruchstücke von *Dadocrinus gracilis* massenhaft vorkommen — zeugen dagegen schon ausgesprochen vom Vorliegen des Hydasps. Zugleich ist das allgemeine Auftreten von Spongien-Resten, das der Mikrobiofazies der Formation einen eigenartigen Charakter im Vergleich zu den darunter und darüber lagernden lithostratigraphischen Einheiten verleiht.

Aufgrund der Makrofauna scheint die Zugehörigkeit der Kalksteinformation von Zuhánya zum Pelson — vor allem wegen der Dominanz von *Coenothyris vulgaris* — eindeutig zu sein. Dagegen sind allerdings die basalen ein paar Meter der Formation — hinsichtlich der Conodonten-Fauna — faunenleer, undeterminierbar. In den oberen Schichten des unteren Drittels der Formation tritt eine gemischte pelson-illyrische Conodonten-Fauna massenhaft auf, die selbst an sich die Pelson-Illyr-Grenze markiert. Über diesem Abschnitt können bis zur Grenze des mittleren und oberen Drittels der Formation nur illyrische Conodonten-Elemente angetroffen werden, wo — in den bisher untersuchten Profilen — konsequent ein Holothurioiden-Ophiuroiden-Horizont auftritt. Oberhalb dieses Horizontes gibt es bis zur oberen Grenze der Formation (bis zur Dolomitformation von Csukma) keine determinanten Fossilien, höchstens finden sich nur transiente Foraminiferen, die die Mitteltrias bezeichnen.

Der Dolomit von Csukma gehört mit allen drei stratigraphischen Annäherungen zur illyrischen Unterstufe.

Ladinische Stufe

Der Dolomit von Templomhegy lässt sich nach seiner Fauna und seinen lithologischen Merkmalen sowie aufgrund seiner Lagerungsverhältnisse in die fassanische Unterstufe stellen.

Über dem Lingulen-Dolomitmergel — als Abschlussglied — folgt eine aus einer Wechsellagerung von Dolomitsandstein (Dolarenit), buntem Ton und rotem Aleurolith bestehende, den Dolomit konkordant überlagernde Schichtenfolge von ca. 40 bis 50 m-Mächtigkeit. Hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit stimmen die Meinungen nicht überein. Nach L. Lóczy Jun. wären diese strukturell „eingeschaltete" mediterrane Schichten, das scheint auch die bisherige palynologische Untersuchung (M. Deák in E. Vadász 1960) zu bestätigen. P. Szabó hat im Profil des ehemaligen Gefällebahn-Einschnittes vom Templom-hegy sedimentgeologische Untersuchungen durchgeführt. Die Untersuchung der uns interessierenden Schichtenfolge wird im Rahmen der Neubearbeitung des Juras von Villány zur Zeit vorgenommen, in jüngster Vergangenheit wurde sie auch am Harsány-hegy (also in einer anderen Schuppenstruktur, Schrägbohrung Nagyharsány-V, „Statuengrube") aufgeschlossen. Von unserer Seite halten wir für wahrscheinlich, dass dieses Terrestrikum die basalen Ablagerungen des jurassischen Sedimentationszyklus darstellt, da es in den bisher bekannten zwei Aufschlüssen im einen Fall den Dolomit von Templomhegy, im anderen den Dolomit von Csukma überlagert. Der Dolomitkomplex wurde also vor der Anhäufung des Terrestrikums ungleichmässig abgetragen; zwischen dem Dolomit und dem Terrestrikum gibt es zwar keine Winkeldiskordanz, doch kann die stratigraphische Lücke nachgewiesen werden.

V. TEKTONISCHE BEZIEHUNGEN DER VILLÁNYER TRIAS

1. Innerhalb der *südwestlichen Struktureinheit* is das Tiefliegende der Trias ein über tausend m mächtiger oberkarbonischer Sedimentkomplex, der in den Flachbohrungen der Umgebung von Téseny und in den Tiefbohrungen Bogádmindszent-1 und Siklósbodony-1 erschlossen ist. In letzterer Bohrung wurde auch die Schichtenfolge der karbonisch-permischen Grenze aufgeschlossen. Dementsprechend lagert der unterpermische Sandsteinkomplex konkordant auf dem Karbon. Wir nehmen an, dass das Oberperm und die Seiser Unterstufe in einer, der benachbarten Struktureinheit ähnlichen Fazies ausgebildet ist. Die Bohrung Rádfalva-1 wurde im Campiler Dolomit eingestellt. Die Aufschlüsse des Bergkammes von Hegyszentmárton erschliessen den hydaspischen Kalksteinkomplex in mehr oder minder vollständigen Mächtigkeit, während am Szavai-hegy der Pelson-Kalkstein erschlossen ist. Die höheren Triasglieder sind bis jetzt nicht aufgeschlossen, die sind in einer mit pannonischen Ablagerungen überdeckten Position von vorwiegend südöstlichen monoklinalen Einfallen zu verwahrscheinlichen. Nach unseren bisherigen Kenntnissen zeichnen sich die uns interessierenden Schichten in der Struktureinheit mit ruhigen Lagerungsverhältnissen, verhältnismässig sanftem Einfallen von 5 bis 30° aus. (In der Bohrung Rádfalva-1 war das Einfallen des Dolomits von Rókahegy 20 bis 30°.)

2. *Mittlere Struktureinheit* (das eigentliche Villányer Gebirge und sein nördliches Vorland).

a) Die Trias des nördlichen Vorlandes ist in den Bohrungen von Szava, Túrony, Bisse, Vokány und Peterd aufgeschlossen (Abb. 34). Aufgrund der geophysikalischen und Bohrungsergebnisse des Mecseker Erzbergbau-Unternehmens fehlt in dieser Struktureinheit das Karbon, den metamorphen Komplex von Epidotamphibolit-Fazies überlagert das Perm (mit grosser Masse von Quarzporphyr) diskordant. Dank den erwähnten Bohrungen kennen wir die Untertrias-Schichtenfolge, die sehr ähnlich wie im Mecsek-Gebirge ausgebildet ist, nur hier, im nördlichen Vorland. In den Bohrschichtenfolgen kann jedes jüngere Triasglied (hydaspischer Dolomit und Kalkstein, pelsonischer Kalkstein, illyrischer Dolomit) nachgewiesen werden und alle sind durch dieselbe Fazies vertreten, die im Villányer Gebirge s. str. ausgebildet ist. Mit den in der südwestlichen Struktureinheit gewonnenen Erfahrungen übereinstimmend, sind die Schichten auch hier durch ruhige Lagerungsverhältnisse und ein leichtes Einfallen charakterisiert. (In der Bohrung Bisse-1 weist der Kalkstein von Gyűd einen Fallwinkel von 10 bis 20°, in der Bohrung Vokány-2 fällt die sämtliche Triasschichtenfolge unter dem Winkel von 5 bis 15° ein.)

b) Im eigentlichen Villányer Gebirge ist das Trias-System in jeder der klassischen fünf Schuppen durch mehr-weniger gleiche Schichtenfolgen vertreten. Die Seiser Unterstufe und der untere anhydritflözführende Teil der Campiler Unterstufe sind an der Tagesoberfläche nicht aufgeschlossen. Das jüngste Triasglied, der unterladinische Lingulen-Dolomitmergel, ist dagegen nur von der Schuppe vom Fekete-hegy, aus dem Steinbruch S von der Eisenbahnstation von Villány bekannt. Die gerichteten Schrägbohrung Nagyharsány-V. hat unterhalb des an der Basis des Juras auftretenden Ter-

restrikums von ungewisser Alterszugehörigkeit unmittelbar den illyrischen Dolomit angestossen. Es ist also anzunehmen, dass die ladinischen Schichten im überwiegenden Teil des uns interessierenden Gebietes der der Jurasedimentation vorangegangenen Erosionsperiode zum Opfer gefallen sind.

Die Triasschichten fallen in allen Schuppen gewöhnlich nach S bzw. SSO ein. In den durch Aufschiebungslinien von N-, bzw. NNO-Vergenz begrenzten „Schuppen" wiederholen sich im Grossen und Ganzen dieselben Schichtenfolgen.

Den unterladinischen fassanischen Dolomit überlagern, im Gefällebahn-Einschnitt der am Templomhegy von Siklós befindlichen Steinbrüche, jurassische Ablagerungen mit einer Transgressions-Basisbrekzie. Zwischen den Dolomit und die Basisbrekzie ist ein 5 bis 20 m mächtiger terrestrischer Komplex ungewissen Alters (Obertrias, Lias?) mit lockerem Sandstein von hellgrauem Dolomitmaterial, buntem Ton und roten Aleurithen eingeschaltet. Die Klärung der stratigraphischen Stellung dieses Terrestrikums erwartet man von der gegenwärtig erfolgenden Neubearbeitung der jurassischen Bildungen des Gebirges, von der zeitgemässen Bearbeitung des Profils des Bahneinschnittes am Templom-hegy von Villány und der Schichtenfolge der gerichteten Schrägbohrung Nagyharsány-V.

3. Der geologische Bau der *nordöstlichen Struktureinheit* ist bisher nur ziemlich hypothetisch bekannt. Die geringe Zahl von geophysikalischen Daten im Falle des paläo-mesozoischen Untergrundes des uns interessierenden Gebietes ist nur für die Darstellung der Reliefverhältnisse geeignet, bezüglich des stratigraphischen Baues dürften diese Angaben kaum einen Anhaltspunkt liefern. Ausser den Jura-Aufschlüssen der Umgebung von Monyoród können auch die in dieser Struktureinheit niedergebrachten Bohrungen keine reellen Angaben über die Trias des Gebietes liefern; unter den Tertiärbildungen wurde die bei der Ortschaft Olasz niedergebrachte Bohrung Gp-1 in Juraschichten eingestellt, unterhalb der aalenischen Basalschichten hat die Bohrung Monyoród-1 nur ein paar m in gebanktem, oolithischen Hydasp-Kalkstein durchteuft.

Zusammenfassend also: im Raum des Villányer Gebirges besteht das Triassystem aus einem 600 bis 800 m mächtigen marinen Schichtenkomplex, der gleichzeitig die Kulminations- und Regressionsphase des jungpaläozoisch-triadischen Sedimentationszyklus darstellt. Was seinen stratigraphischen Umfang anbelangt, so vertritt er das Intervall von der Seiser Unterstufe bis zur fassanischen Unterstufe. Im Grunde ergeben sich die Umrisse von zwei Faziesräumen: 1. in der südwestlichen Struktureinheit „reicht" der jungpaläozoische Wurzel des Sedimentationszyklus bis zum Karbon hinab, während 2. in der mittleren Struktureinheit er (wahrscheinlich) nur bis zum Perm reicht.

* * *

Hinsichtlich der *grosstektonischen Richtungen* des Villányer Gebirges möchten wir — nur als Erläuterung — die folgenden Bemerkungen zur Kartenskizze des Grundgebirges (Beilage I) hinzufügen.

Die drei, durch Querbrüche begrenzten grosstektonischen Einheiten stellen ein Beispiel für die ungleichmässige Schollenstauung dar. In den beiden Randeinheiten der uns interessierenden megatektonischen Struktur, doch auch im nördlichen und südlichen „Vorland" der mittleren Einheit, zeichen sich die Schichtengruppen mit einem monoklinalen Einfallen von 5 bis 30° aus, während im Villányer Gebirge s. str. neben den allgemein bekannten Schuppenstrukturen von nördlicher Vergenz oft sogar Fallwerte von 45 bis 65° gemessen werden können. Der Grund für die Heterogenität besteht einerseits in der Mannigfaltigkeit der betreffenden Horizontalkräfte, andererseits in der Heterogeneität der Konsistenz. Die Hauptgleitfläche der Stauchung von nördlicher Vergenz, die anhydrit- und gipsführende Campiler Schichtengruppe, scheint ihre grösste Mächtigkeit in der mittleren Struktureinheit zu erreichen. Die Tatsache, dass der Wurzel des Geozyklus in der SW-Einheit bis zum Oberkarbon, in der mittleren Einheit jedoch wahrscheinlich nur bis zum Perm hinabreicht, lässt darauf schliessen, dass diese Heterogeneität wahrscheinlich auf eine weitaus frühere Präformation zurückzuführen ist. Die monoklinale Schuppenstruktur des Villányer Gebirges s. str. — den Verhältnissen der südlichen grosstektonischen Linie des Mecsek ähnlich — ist von jungem Alter: Oberpannon (rhodanische-romanische Phase). Darauf weist auch das in den anisischen Komplex der Bohrung Peterd-1 eingeschaltete pannonische Schichtenpaket (vom 782,0 bis 800,0 m erfolgte das Bohren zwischen dem Dolomit von Rókahegy und den gipsführenden Dolomitmergeln, die zu den Schichten von Vokány gehören, in einem mit Pollen belegten unterpannonischen Sand; im 863,8—867,5 m-Intervall wurde, zwischen gipsführenden Dolomitmergeln, ebenfalls unterpannonischer Sand durchteuft).

Im Villányer Gebirge s. str. ist das strukturelle Streichen der Schuppen gewöhnlich ONO—WSW, dementsprechend ist die Hauptfallrichtung SSO. Allerdings können sogar in regionalem Massstab zahlreiche unterschiedliche Einfallsdaten registriert werden (130 bis 240°). Von ab und zu erfolgender Verbiegung der Schichten zeugt die Serie von Einfallsdaten, welche in mehrmaliger Wiederholung

beweisen, dass das ursprünglich südöstliche Einfallen allmählich von südwestlichem abgelöst wird. Der Grund dafür scheint in der Existenz von Hindernissen („Zwingstock") zu bestehen, die perpendikulär auf die Richtung des Haupteffektes wirkten und dementsprechende Druckbeanspruchungen zur Folge hatten. Weiter nach W schaltet die SSO-Hauptfallrichtung auf südöstliche um. Der Grund dieser Veränderung liegt darin, dass in der Tenkes-Gruppe die Vergenz der Aufschiebung sich von NNW in NW verändert und die aufgestauchten Schichten in diese Richtung eingestellt sind. Die Lage des im Westteil des Tenkes aufgeschlossenen Pelson-Kalksteins (Einfallen: 130°) ist darauf zurückzuführen.

Verantwortlich für die Erscheinung dürfte ein N vom Gebirge gelegener, faziologisch unterschiedlicher (wahrscheinlich durch Quarzporhyrvulkanismus produzierter) starrer Block sein, der die Triasschichten zur Stauchung gezwungen hat, infolge welcher ihre westliche Zone sich in eine steilere Position einstellte. Diese steilere Einstellung mag verursachen, dass der hydaspische Kalksteinzug des Csarnóta-hegy und Cser-hegy sich wie ein schmaler Keil oberhalb der unweit nördlich davon erscheinenden älteren Triasglieder (die wegen ihrer weicheren Konsistenz stärker abgetragen sind) benimmt, während am Tenkes die mesozoischen Bildungen breit „ausgestreckt sind". Hier denken wir daran, dass dem westlichen, mehr oder minder stark südwärts gekippten Gesteinsblock gegenüber die östliche Tenkes-Gruppe „in situ" geblieben ist und ihre leicht einfallenden Bildungen sich in breiten Streifen verfolgen lassen.

Mit den obigen Ursachen kann man erklären, dass die nördlich vom Tenkes—Csukma-Kamm laufende, grosse Aufschiebungslinie (Schuppengrenze) in der Linie des O von der Spitze des Tenkes befindlichen Sattels von der Nordseite auf die Südseite umschaltet. Diese Inversion kann allein auf morphologischem Grund, ohne tektonische Motivationen, nicht erklärt werden.

Die Inversion der Schuppengrenze auf SSW erfolgt am Westhang des Tenkes—Herceghalom-Sattels. Hier biegen die im strukturellen Hangenden befindlichen Triasbildungen in die Strukturrichtungen ein, ihr Einfallen variiert zwischen 315 und 360°. Diese Fallrichtungen können auf der Stirnfläche der Aufschiebung in einer Länge von mehreren 10 m gemessen werden. In ihrem südöstlichen Schatten können Faltenzüge in Form von kleinen Antiklinalen und disproportionierten Synklinalen nachgewiesen werden.

Östlich von der Aufschiebungslinie, können im Zuge östlich des von Herceghalom zum Csukma führenden Kammes an mehreren Stellen interessante tektonische Erscheinungen beobachtet werden. Den Kamm O von Herceghalom durchquert eine Verwerfung, an welche sich vom O ausgehend die Schichten mit kontinuierlicher Verbiegung anpassen (ihr Einfallen: ca. 60°). Noch weiter nach Osten komm der hydaspische Kalkstein mit dem pelsonischen in strukturellen Kontakt. Der Hydasp-Kalkstein bildet hier flache Synklinalen, die in leicht südöstliche Richtung einbiegen und sich weiten (Abb. 35). Die Synklinale wird vom NO durch einen Bruch geschlossen, der parallel mit der die beiden Bildungen in O—W-Richtung trennenden Strukturlinie läuft. An diese Strukturlinie schmiegen sich sowohl die pelsonischen, als auch die hydaspischen Bildungen mit einem Einfallwinkel von 45° an. Weiter östlich, beim Pécsi-lapos, bilden die Triasschichten ebenfalls eine kleine Synklinale, hier hat der Pelson-Kalkstein ein nördliches Einfallen und wird weiter nach N von einer O—W-Verwerfungslinie abgeschlossen, hinter welcher (im N) der Hydasp-Kalkstein mit einem leicht südwärts gerichtetem Einfallen folgt.

Mit den obigen Beispielen wollten wir die Rolle der Querbrüche und die Bedeutung der dadurch zustande gebrachten, gebogenen, gefalteten Strukturformen illustrieren.

Ganz kurz möchten wir nun auch auf die in den Triasbildungen beobachtbaren Hauptrichtungen der Lithoklasen hinweisen. In der ausführlicher untersuchten Berggruppe Csukma—Tenkes haben wir Folgendes beobachtet: Im östlichen Teil (Csukma) stimmen die wesentlichsten Bruchstörungsrichtungen mit den Richtungen der grossen Querbrüche überein. Die Richtung der Lithoklasen von zweiter Ordnung ist O—W, im Einklang mit der im Westteil des Csukma nachgewiesenen Streichverwerfung. Weiter westwärts schlagen die Querverwerfungen (unabhängig von den Streichenveränderungen) eine N—S-Richtung ein (Südhang des Herceghalom-Berges, Oberjurakalkstein-Grube von Tenkes, Einschnitt der Pécs—Harkányer Strasse).

Aus dem Gesagten folgt es, dass die Triasbildungen des Villányer Gebirges trotz der durch die Schuppenstruktur bedingten Orientiertheit ganz variable Lagerungsverhältnisse aufweisen (mit Einfallrichtungen nach S, SW, NW, NO, SO, SSO). Auch der Einfallwinkel ist variabel: von 0 bis 90°.

Auch hier sollte auf jene Erscheinung eingegangen werden, auf welche wir bei der Besprechung der hydaspischen Bindungen hingewiesen haben, und zwar darauf, dass im NW-Teil der Kontaktlinie der Schuppe von Tenkes und der Schuppe von Csukma (im Sattel zwischen dem Tenkes und dem Herceghalom) nicht der Dolomit von Rókahegy („unterer Dolomit"), sondern der Kalkstein von Gyűd („Gutensteiner Kalkstein") auf die Kreideschichten gestaucht ist. Eine weitere Frage bei diesem strukturellen Kontakt besteht nämlich darin, dass man wissen möchte, auf welche Weise die Trias- und Kreidebildungen miteinander in Berührung kommen. S vom Kamm hat J. Fülöp

die hiesigen jüngsten Kreidebildungen in Form von Aleuritmergeln erschlossen. Im NW-Abschnitt der Schuppengrenze haben wir dagegen beobachtet, dass der Hydasp-Kalkstein direkt auf den tieferkretazischen Pachyodontenkalk gestaucht ist. Die Annahme einer, den Kamm durchquerenden Verwerfung von NNW—SSO-Richtung macht offensichtig, warum nur an der erwähnten Stellen heute die jüngste Kreideablagerung vorhanden ist.

Auf eine weitere, mit der Struktur zusammenhangende Frage möchten wir hierbei aufmerksam machen. J. Noszky Jun. vermutet am Herceghalom 260 m mächtigen „Gutensteiner" Kalkstein, beim Pécsi-lapos 280 bis 380 m mächtigen „Recoaro"-Kalkstein. Diese Mächtigkeitsangaben sind unwahrscheinlich, besonders im Falle des „Recoaro"-Kalksteins, denn, nach unseren Untersuchungen im WNW-Teil des Pécsi-lapos, längs des zum Tenkes führenden nördlichen Feldweges ist schon der Hydasp- („Gutensteiner") Kalkstein aufgeschlossen. Dementsprechend haben wir beim Pécsi-lapos nicht mit einer der mächtigsten, sondern mit einer der am geringsten mächtigen Pelson-Kalkserien des Gebirges zu tun, die im N durch eine tektonische Linie von den liegenden Hydasp-Kalksteinen abgegrenzt ist. Ebenfalls mit einer grossen Mächtigkeit bezeichneten frühere Verfasser in diesem Raum die Kalksteinformation von „Gutenstein" (Gyűd), was unserer Meinung nach bloss auf die Ergebnisse einfacher technischer Entwerfung basiert ist. Hier lassen sich in der Tat überraschende Mächtigkeiten feststellen, wenn man nicht mit der reduzierenden Rolle der Quer- und Streichverwerfungen und mit der in den Lagerungsverhältnissen beobachtbaren Veränderlichkeit rechnet (Abb. 36).

Neben der Charekterisierung der Rolle der Querbrüche müssen wir auch von den in der Streichrichtung befindlichen tektonischen Elementen sprechen. Die den Grundcharakter des Strukturbaues des Villányer Gebirges bestimmenden schuppenartigen Aufschiebungen sind nirgends in Ausbissen beobachtbar. Schuppengrenzen (vom Város-hegy und von Csukma) wurden allein durch die Bohrung Siklós-XIII durchteuft, die im strukturellen Hangenden der Jurabildungen den Dolomit von Rókahegy angestossen hat. Trotz dieser Tatsache lassen sich die Schuppengrenzen auch im weniger bedeckten Teil des Gebirges, selbst an Hand von Ausbissen gut verfolgen. Schwerer ist die mit kleineren Dislokationen verbundenen Streichaufschiebungen zu erkennen. Mehrere solche Längsaufschiebungen von geringerer Bedeutung können im Grabensystem SW von Kistótfalu nachgewiesen werden. Eine Längsverwerfung kann man am Nordhang des Csukma lokalisieren, längs welcher der Dolomit von Csukma — mit Ausbleiben des Kalksteins von Zuhánya — in direktem Kontakt mit dem Kalkstein von Gyűd tritt (Abb. 5). In der Schuppe von Harsány-hegy, zwischen dem Kerék-hegy und Harsány-hegy, auf darstellungstechnischen Grund ergeben sich 1250 m für die Mächtigkeit der Trias. Diese grosse Mächtigkeit kann, aller Wahrscheinlichkeit nach, dem mächtigkeitserhöhenden Effekt der mit der Aufschuppung parallelen kleineren Aufschiebungen und antithetischen Verwerfungen zugeschrieben werden (Abb. 37).

VI. PALÄOGEOGRAPHIE UND ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Zwischen der variszischen und der alpinen Hauptphasen der Orogenese, während der Triasperiode, war es, dass die Ausläufer der früheren Orogenese schon still, die früher entstandenen Unebenheiten des Geländes auch schon zumeist ausgeglichen und zu einem Peneplain von kontinentaler Grösse geworden waren. Von den Vorwellen der alpinen Orogenese konnte sogar die montenegrinische Phase höchstens eine Faziesveränderung in den Campil-Hydasp-Grenzschichten der einzelnen Profile verursachen. Die erste, sowohl eine Diskordanz, als auch eine Versetzung des Sedimentationsbeckens verursachende Phase der alpinen Orogenese war die Labaer Phase, der dann mit gleicher Bedeutung die eokimmerische Phase folgte. Die erstere lässt sich an der Illyr-Fassa-Grenze bzw. im Ladin, die letztere an der Nor-Rhät-Grenze erkennen. In den europäischen Triasprofilen kommen sich die beiden Phasen (in der Mehrheit der Fällen) prägnant zum Ausdruck. Im Mecseker Sedimentationsbecken sehen wir Äusserungen der beiden Phasen in der im Ladin nachweisbaren Regression bzw. in der an der Basis des Rhäts erkennbaren Emersion. In der Trias des Villányer Gebirges — ähnlich wie in der Trias der Codru-Decke — äussert sich die Altlabaer Phase in einer Regression, die Neulabaer, die eokimmerische und die altkimmerische kommen insgesamt in einer vollständigen Hebung zum Ausdruck. Entsprechend der Rolle dieser Phasen können wir in der skythischen und anisischen Stufe mit Sedimentationsbecken von kontinentaler Grösse und konsolidiertem Untergrund rechnen, während im Ladin das kontinentale Gleichgewicht gestürzt wird und die ladinische Stufe — und noch eher die Obertrias — sich mit einer intensiven Heterogenität, einem Faziesreichtum auszeichnet. Die Kurve der inneren Entwicklung des oberpermischen bis triadischen Sedimentationszyklus dürfte hingegen je eine Megafazies darstellen. Die alpinen und karpatischen Megafazies sind allgemein bekannt: neben der bis heutzutage viele Diskussionen erregenden eugeosynklinalen Fazies (das Pen-

ninikum) ist die miogeosynklinale (=die eigentliche alpin-karpatische Zone) und die epikontinentale Trias-Megafazies weniger diskutierbar. Nach unserer Meinung kann im triadischen Sedimentationsbecken der Tethys, an der Grenze der miogeosynklinalen und eugeosynklinalen Fazies, in jedem Einzelfall eine pseudoepikontinentale Megafazies nachgewiesen werden. Diese charakterisiert entweder eine äusserst lückenhafte oder eine dem Keuper ähnliche Obertrias, während für die Unter- und Mitteltrias ein veränderlicher Salzgehalt und weniger pelagische Sedimentationsverhältnisse charakteristisch sind. Die pseudoepikontinentalen (oder „Schwellen") Megafazies überlappen sich zur Zeit teilweise — infolge der alpinen Allochtonie —, es bleibt allerdings zweifellos, dass in der Juxtaposition der Megafazies sich die folgende grundlegende Tendenz (vom N nach S) äussert: Tafel — epikontinentales Sedimentationsbecken — miogeosynklinales Sedimentationsbecken — pseudo-epikontinentales Sedimentationsbecken — eugeosynklinales Sedimentationsbecken.

Ohne uns erlauben zu dürfen, daraus etliche wage Schlussfolgerungen über die Megatektonik des ungarischen Bodens zu leisten, können wir die Megafazies der ungarischen Trias mit jenen der ostalpinen Decken vergleichen: *1.* mit der autochtonen und eugeosynklinalen Trias des Penninikums könnten am ehesten die epizonalen Komplexe des Kőszeg-Gebirges identifiziert werden; *2.* der Trias der unterostalpinen Decke kommt die ophiolitische Trias des Bükk-Gebirges (mit dinarische Analogien) am nächsten; *3.* mit der Trias des mittelostalpinen Deckensystems kann die Mecseker und Villányer Trias und vielleicht auch noch die Trias von Rudabánya verglichen werden; *4.* die Verwandschaft der Trias des Transdanubischen Mittelgebirges mit jener der oberostalpinen Decke (der Kalkalpen) ist allgemein bekannt.

Entwicklungsgeschichtlich wurzelt der triadische Sedimentationszyklus des Villányer Gebirges — ähnlich dem Fall der anderen triadischen Sedimentationsbecken Transdanubiens — im oberen Perm. Die Wattenfazies der Seiser Unterstufe passt organisch zwischen das litorale Oberperm von Piedmont-Fazies und den lagunären, evaporitischen Fazies des Unteren Campils hinein. Durch diese Fazies entwickelt sich der Trias-Sedimentationszyklus eindeutig bis zur Kulmination der im Pelson nachweisbaren thalassokratischen, am ehesten pelagischen stenohalinen Sedimentation. Die von einer langsameren Regression zeugende Schichtengruppe der illyrischen Unterstufe und die eine beschleunigte Regression wiederspiegelnde Schichtenfolge der fassanischen Unterstufe vertreten den Ausklangsabschnitt der Entwicklungskurve des Sedimentationszyklus. Während im Mecsek die Grenze des triadischen und jurassischen Sedimentationszyklus durch eine, zur Kohlenbildung führende Hebung von epirogenem Charakter indiziert wird, so lässt im Villányer Sedimentationsbecken — nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen — sich an der Grenze der Zyklen eine, mindestens drei stratigraphische Stufen umfassende, zur Denudation führende Trockenlegung erkennen.

TÁBLÁK — TAFELN

I. tábla — Tafel I

Siklósi Várhegy

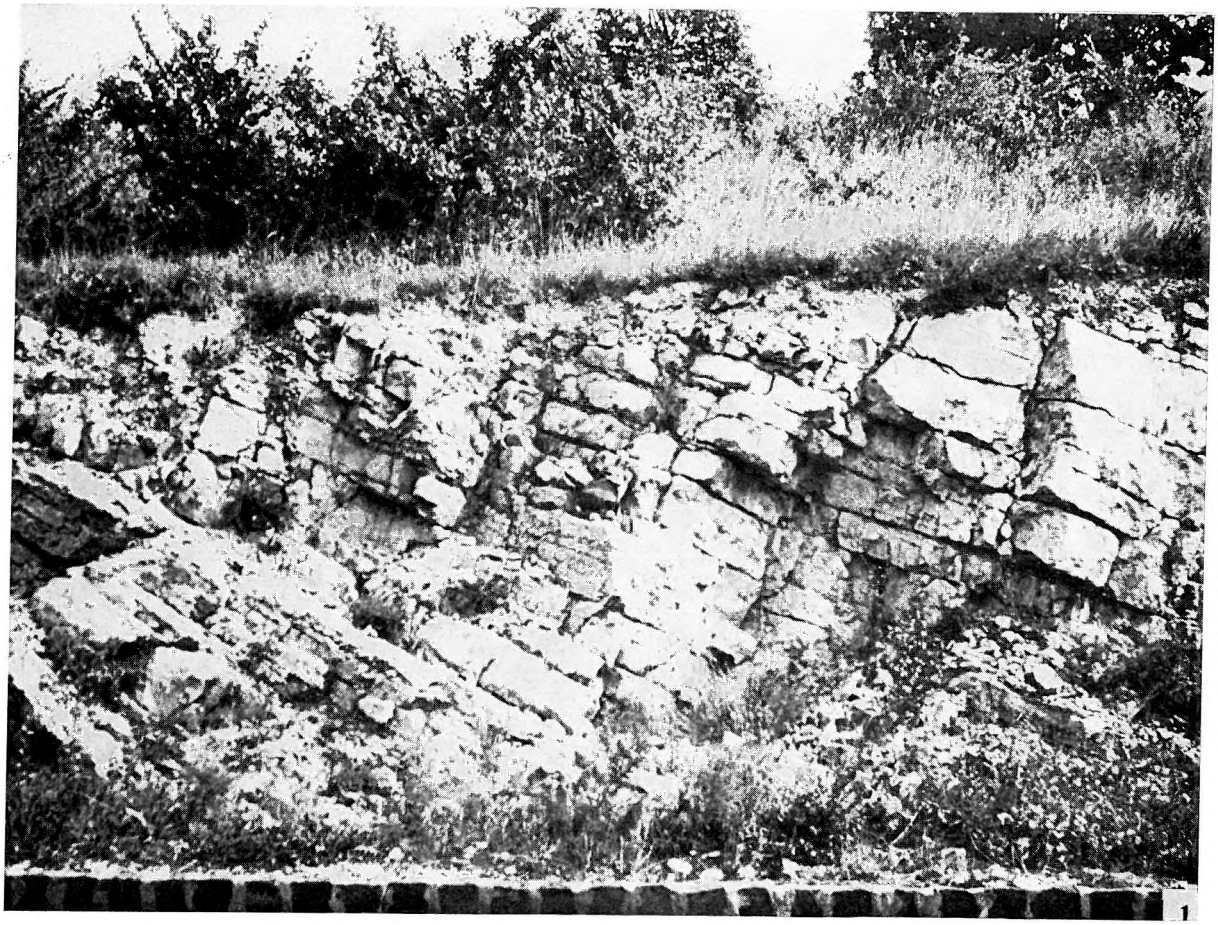
1. A hydaspesi gyűdi mészkő feltárása a pécs—harkányi autóút bevágásában a Tenkes-csárdánál
2. A hydaspesi rókahegyi dolomit rétegzetlen kibúvásai a vár előtti emlékműnél
3. A rókahegyi dolomit vékonypados változatának kibúvása a vár Ny-i fala tövében

* * *

Siklós-Várhegy (Schlossberg)

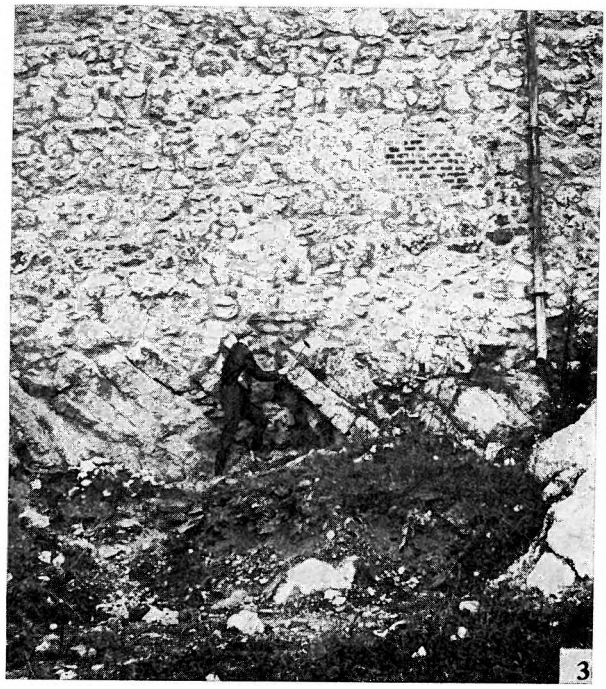
1. Aufschluss des hydaspischen Kalksteins von Gyűd im Einschnitt der Pécs—Harkányer Autostrasse, bei der Tenkes-Tscharda
2. Ungeschichtete Ausbisse des hydaspischen Dolomits von Rókahegy beim Denkmal vor der Festung
3. Ausbiss der dünnbankigen Variante des Dolomits vom Rókahegy am Fuss der Westmauer der Festung

Fotó: Detre Cs.



1

2



3

II. tábla — Tafel II

1. A gyűdi mészkő vékonyréteges, wurmkalk szövetű változata az Olivia-bányában
2. A hegyszentmártoni Köves-hegy É-i oldalában levő kőfejtő D-i fala
3. A kőfejtő K-i falában feltárt graciliszes rétegek.

* * *

1. Dünngeschichtete Variante von Wurmkalk-Textur des Kalksteins von Gyűd in der Olivia-Grube
2. Südliche Wand des Steinbruchs am Nordhang des Köves-hegy bei Hegyszentmárton
3. Gracilis-Schichten, aufgeschlossen in der Ostwand des Steinbruchs

Fotó: Detre Cs.

1

2

3

III. tábla — Tafel III

Szavai kőfejtő

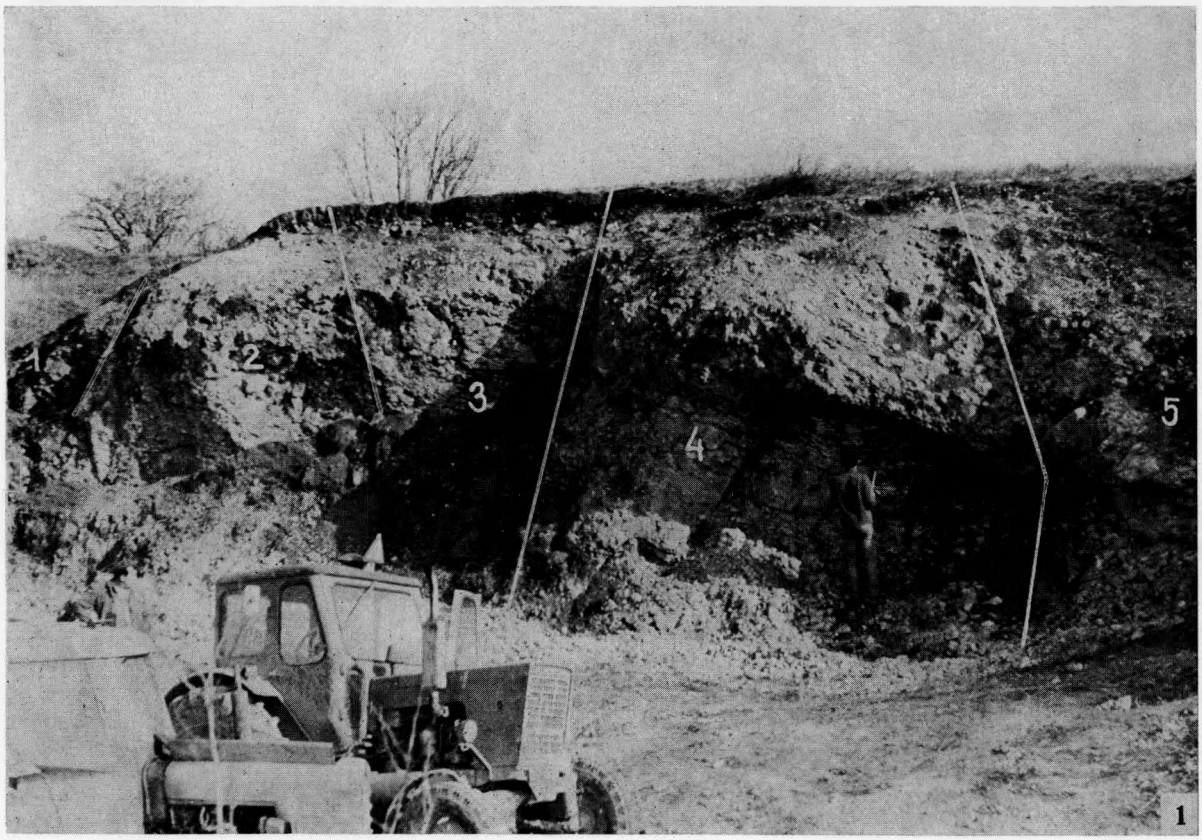
1. A kőfejtő pelsói mészkőrétegei
2. Az 1. ábra 4. sz. részletének alsó rétegei
3. Az 1. ábra 4. sz. részletének felső rétegei

* * *

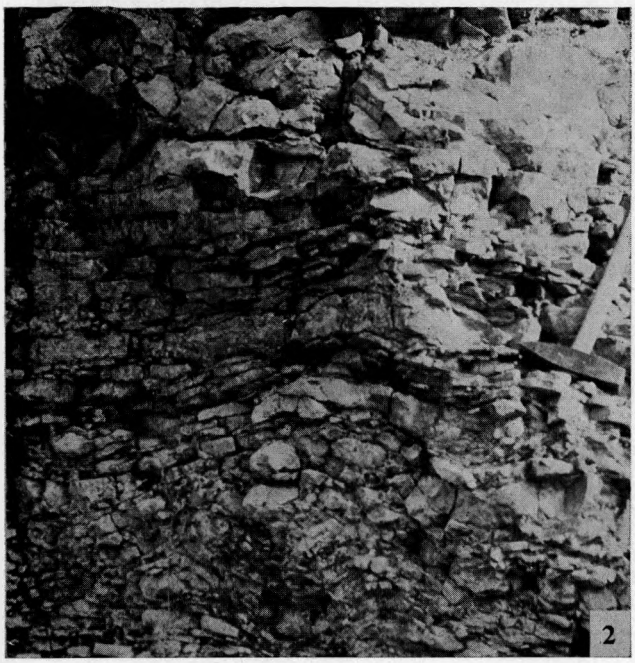
Kalkstein von Szava

1. Pelsonische Kalksteinschichten des Steinbruchs
2. Basisschichten des Details Nr. 4 von Fig. 1
3. Obere Schichten des Details Nr. 4 von Fig. 1

Fotó: Detre Cs.



1



2

3

IV. tábla — Tafel IV

Szavai kőfejtő

1. A III. tábla 1. ábra 2. sz. részlete: budinázs szövetű rétegek
2. A III. tábla 1. ábra 4. sz. részlete: gyűrt és elvetett rétegek

* * *

Steinbruch von Szava

1. Detail Nr. 2 von Tafel III, Fig. 1: Schichten von Boudinage-Struktur
2. Detail Nr. 4 von Tafel III, Fig. 1: gefaltete und verworfene Schichten

Fotó: Detre Cs.

1

2

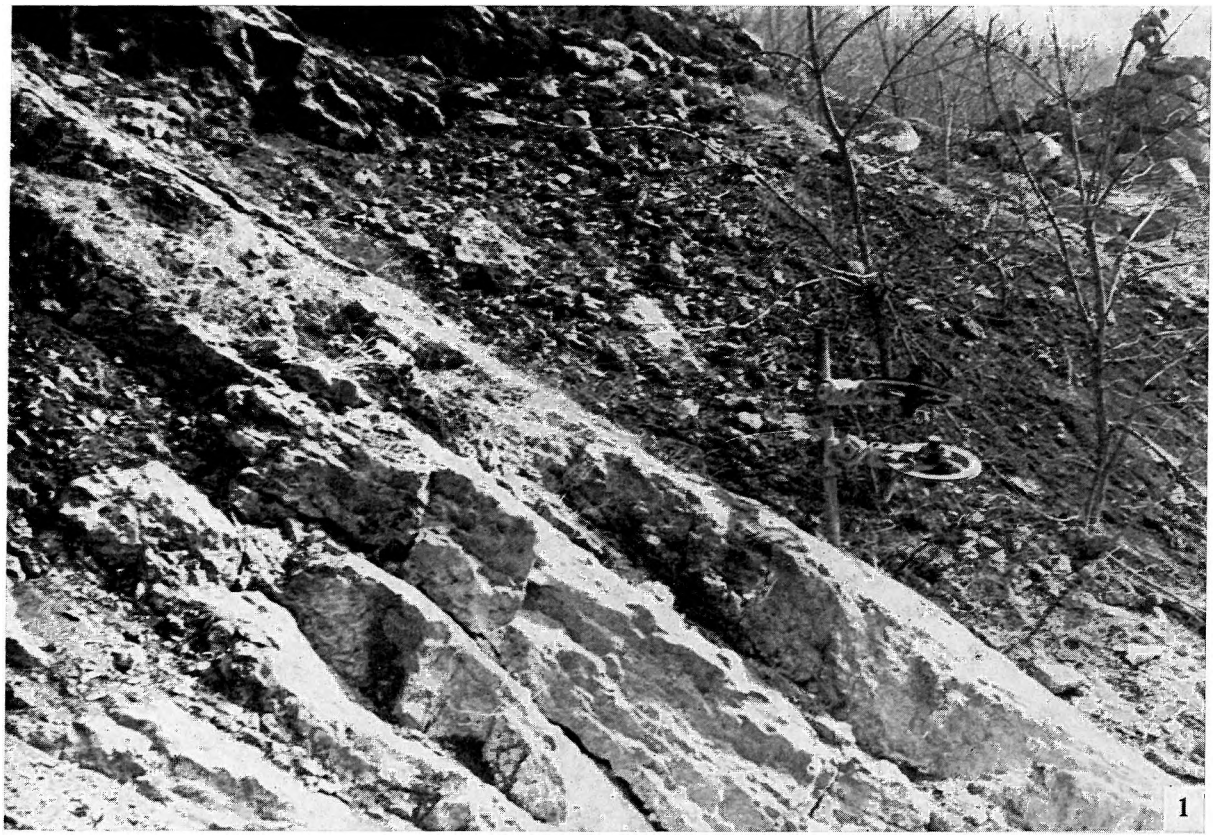
V. tábla — Tafel V

1—2. A siklósi Zuhánya-bánya felső fejtési szintjének D-i oldala (pelsói)

* * *

1—2. Südseite der oberen Abbauetage der Zuhánya-Grube von Siklós (Pelson)

Fotó: Detre Cs.



1

2

VI. tábla — Tafel VI

A templom-hegyi kőfejtő a villányi vasútállomástól D-re
(fassai alemelet)

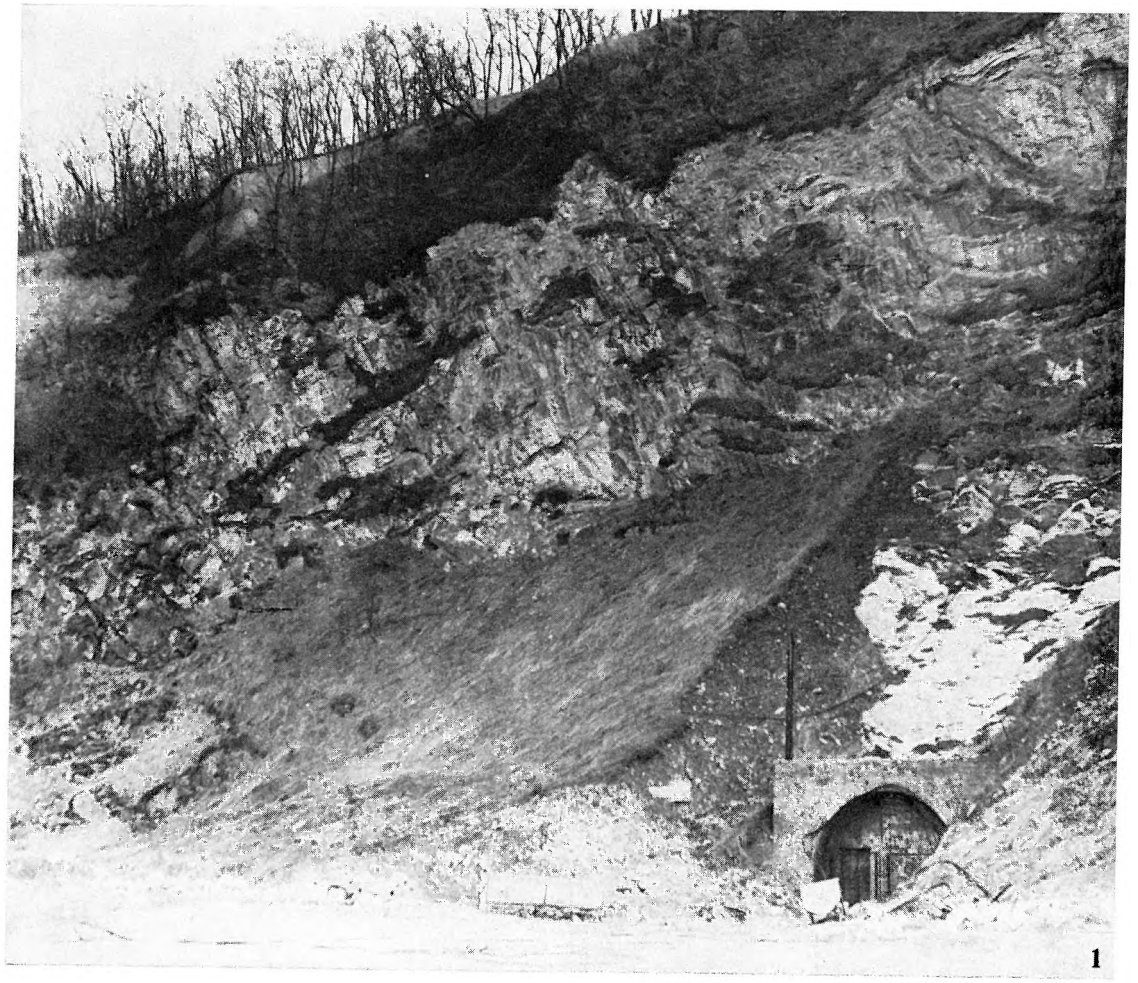
1. A lingulás dolomitmárga enyhén hajlított rétegei a kőfejtő K-i falán
2. A kőfejtő középső szakasza
3. A kőfejtő középső szakaszának dolomitrétegei közelről

* * *

Steinbruch von Templom-hegy, S von der Eisenbahnstation von Villány
(fassanische Unterstufe)

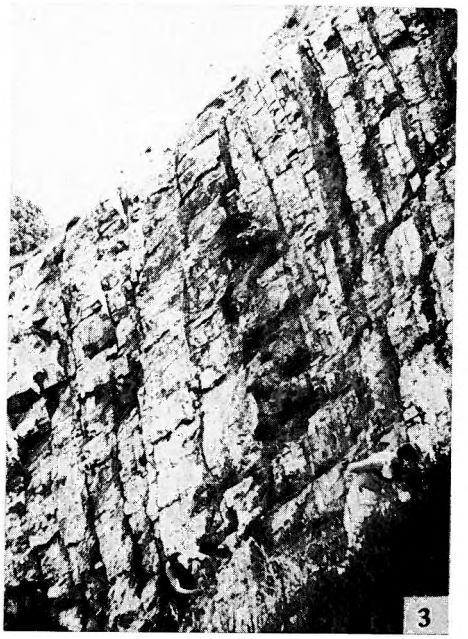
1. Leicht verbogene Schichten des Lingulen-Dolomitmergels an der Ostwand des Steinbruchs
2. Mittlerer Abschnitt des Steinbruchs
3. Dolomitschichten des mittleren Abschnittes des Steinbruchs

Fotó: Detre Cs.



1

2



3

VII. tábla — Tafel VII

50×

1. Agyagos dolomit (dolmicrit). Felsőcampili. — Túrony-1. sz. f. 248,0 m
2. Dolomit. Felsőcampili. — Bisse-1. sz. f. 396,0—396,5 m
3. Agyagos dolomit (dolmicrit). Hydaspesi. — Siklós-XIII. sz. f. 54,0—55,0 m
4. Dolomit. Hydaspesi. — Siklós-XIII. sz. f. 17,0—18,0 m
5. Gyengén sávos, agyagos, meszes dolomit. Hydaspesi. — Siklós-XIII. sz. f. 47,0—48,0 m
6. Sávos dolomit. Hydaspesi. — Siklós-XIII. sz. f. 67,0—68,0 m
7. Ooidos—pszeudo-ooidos dolomit (oömicrit). Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 368,8—369,8 m
8. Szabálytalan-ooidos dolomit (oösparit). Hydaspesi. — Siklós-XIII. sz. f. 24,0—25,0 m

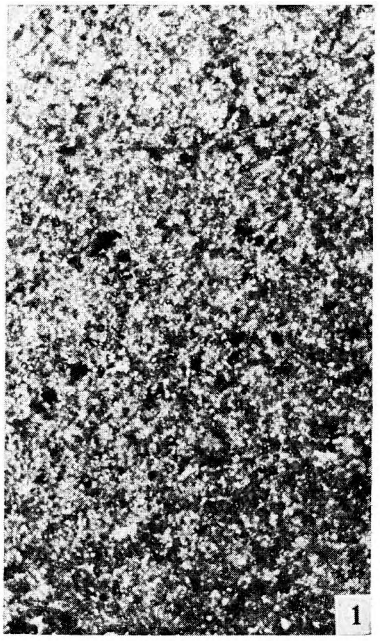
1—2. Vokányi formáció, 3—8. rókahegyi dolomit formáció

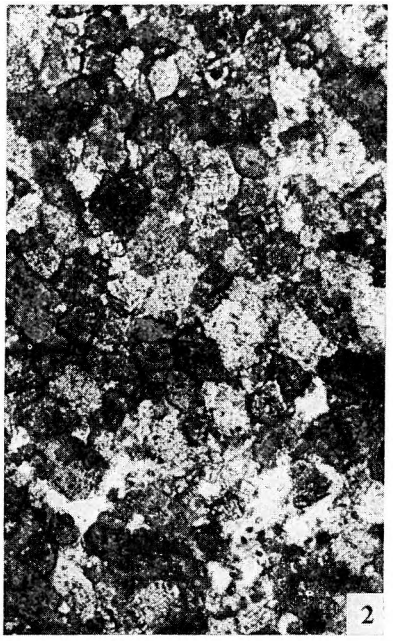
* * *

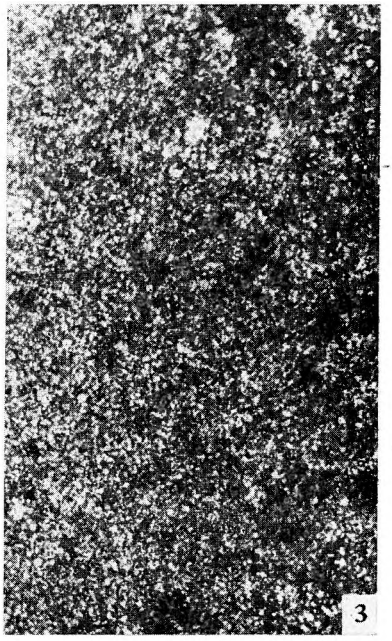
1. Toniger Dolomit (Dolmikrit). Obercampil. — Bohrung Túrony-1, 248,0 m
2. Dolomit. Obercampil. — Bohrung Bisse-1, 396,0—396,5 m
3. Toniger Dolomit (Dolmikrit). Hydasp. — Bohrung Siklós-XIII, 54,0—55,0 m
4. Dolomit. Hydasp. — Bohrung Siklós-XIII, 17,0—18,0 m
5. Leicht gebänderter, toniger, kalkiger Dolomit. Hydasp. — Bohrung Siklós-XIII, 47,0—48,0 m
6. Gebänderter Dolomit. Hydasp. — Bohrung Siklós-XIII, 67,0—68,0 m
7. Ooidischer—pseudo-ooidischer Dolomit (Oömikrit). Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 368,8—369,8 m
8. Unregelmässig ooidischer Dolomit (Oösparit). Hydasp. — Bohrung Siklós-XIII, 24,0—25,0

1—2. Formation von Vokány, 3—8. Dolomitformation von Rókahegy

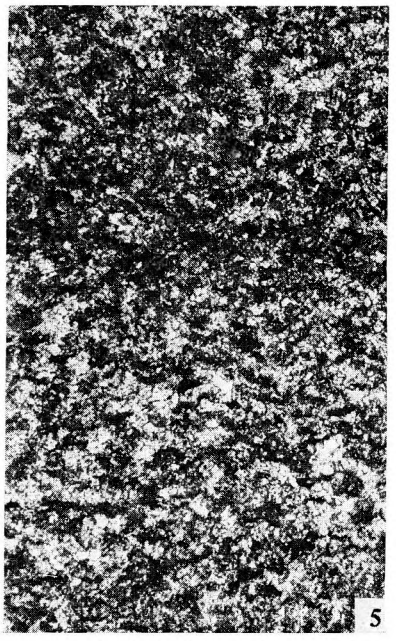
Fotó: Nagy I.


1

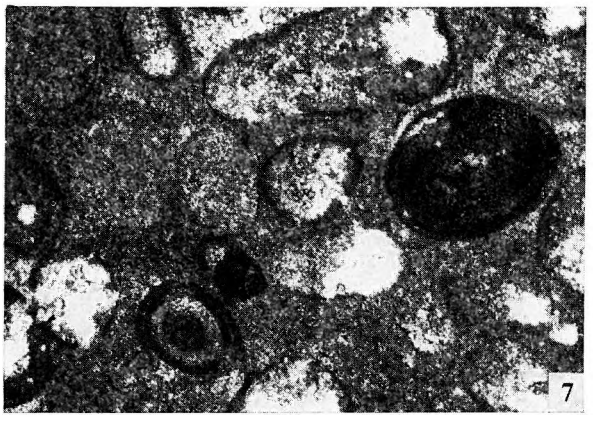

2

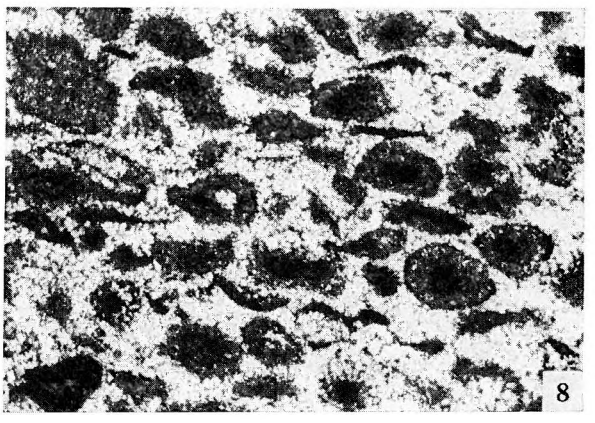

3

4


5

6


7


8

VIII. tábla — Tafel VIII

50×

1. Sávos, intraklasztos, agyagos dolomit (intramicrit). Hydaspesi. — Siklós-XIII. sz. f. 61,5—62,2 m
2. Ősmaradvány-tartalmú dolomit (dolmicrit). Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 369,8—370,8 m
3. Pszeudo-ooidos dolomit, Spongiákkal (oödolmicrit). Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 326,2—327,3 m
4. Likacsos dolomit, Crinoideákkal. Hydaspesi. — Kistótfalu-DNy, Ny-i nagyárok, felső szakasz. Mintaszám: N-46
5. Mészkő (micrit). Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom és Pécsi-lapos közti gerinc. Mintaszám: MG-5/2
6. Dolomitosodott mészkő. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom-DNy. Mintaszám: MG-9/17
7. Erősen dolomitosodott mészkő. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom-DNy
8. Dolomit. Hydaspesi. — Kistótfalu-DNy, K-i árok, középső szakasz. Mintaszám: N-52/1

1—4. Rókahegyi dolomit formáció, 5—8. gyűdi mészkő formáció

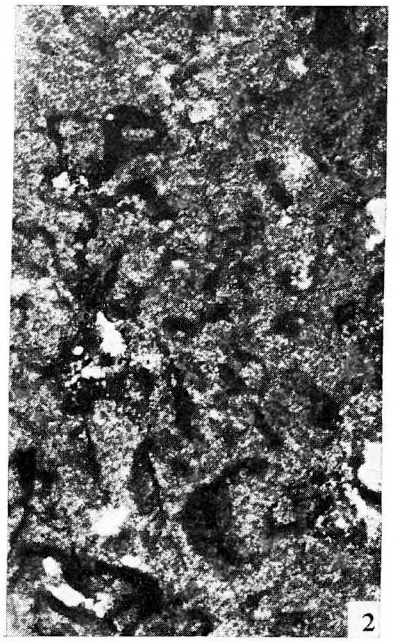
* * *

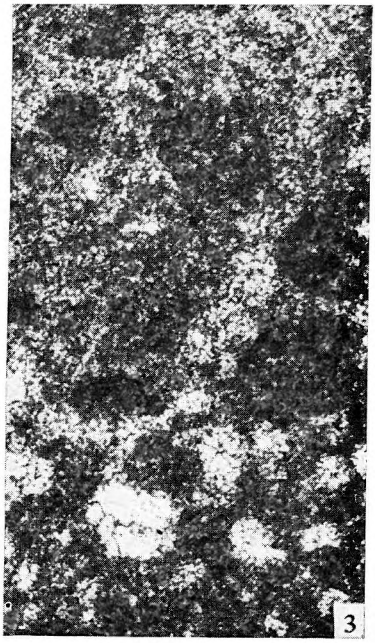
1. Gebänderter, intraklastischer, toniger Dolomit (Intramikrit). Hydasp. — Bohrung Siklós-XIII, 61,5—62,2 m
2. Fossilführender Dolomit (Dolmikrit). Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 369,8—370,8 m
3. Pseudo-ooidischer Dolomit mit Spongien (Oödolmikrit). Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 326,2—327,3 m
4. Poröser Dolomit mit Crinoideen. Hydasp. — Kistótfalu-SW, westlicher Grossgraben, oberer Abschnitt. Probenummer: N-46
5. Kalkstein (Mikrit). Hydasp. — Máriagyűd, Kamm zwischen dem Herceghalom und dem Pécsi-lapos. Probenummer: MG-5/2
6. Dolomitisierter Kalkstein. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom-SW. Probenummer: MG-9/17
7. Stark dolomitisierter Kalkstein. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom-SW
8. Dolomit. Hydasp. — Kistótfalu-SW, östlicher Graben, mittlerer Abschnitt. Probenummer: N-52/1

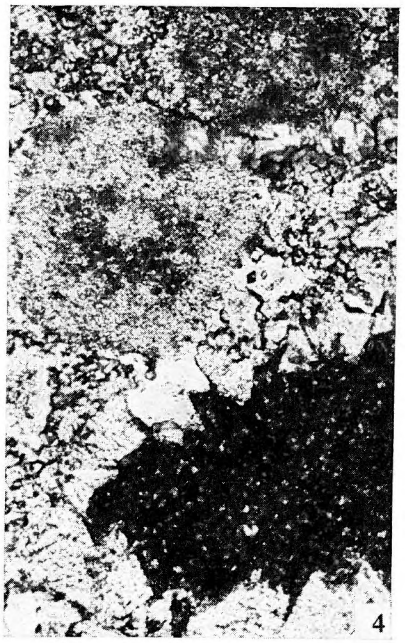
1—4. Dolomitformation von Rókahegy, 5—8. Kalksteinformation von Gyűd

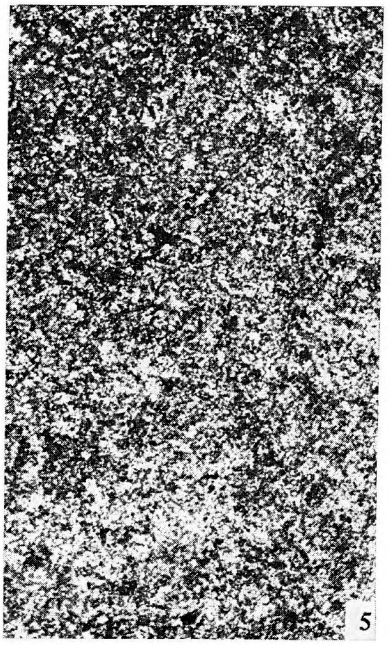
Fotó: Nagy I.

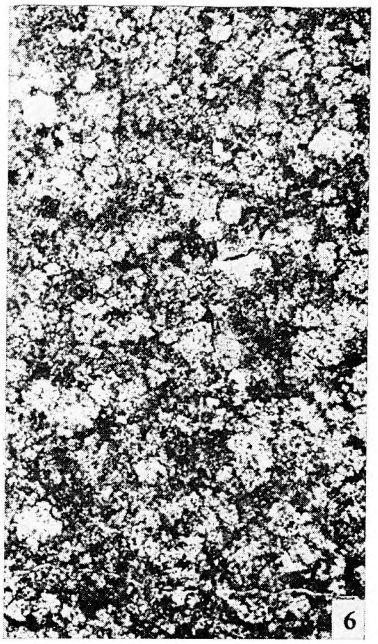
1

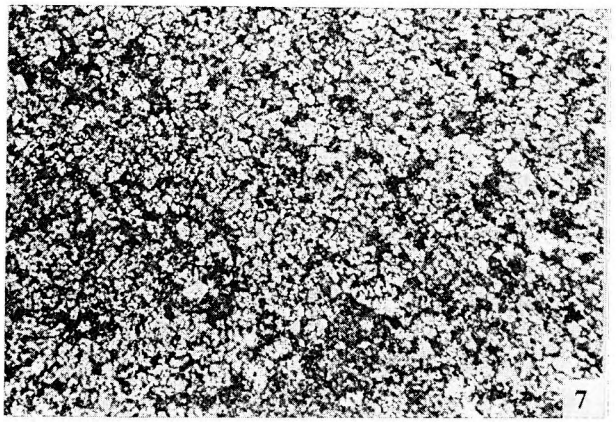

2

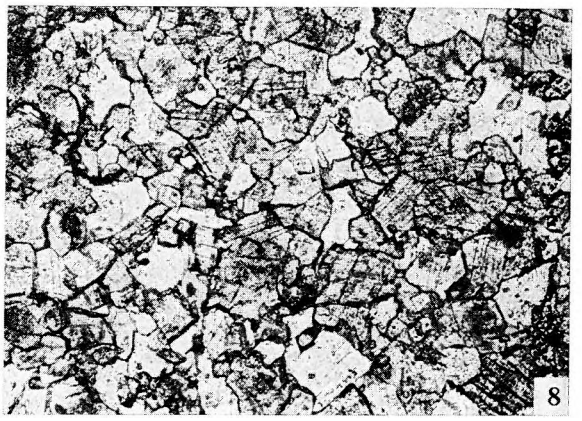

3


4


5


6


7


8

IX. tábla — Tafel IX

50×

1. Sávos meszes dolomit, sztilolitos határfelülettel. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom. Mintaszám: MG-6/8
2. Gyengén dolomitos mészkő sztilolittal, Brachiopoda-metszetekkel. Hydaspesi. — Kistótfalu-DNy, K-i árok, középső szakasz. Mintaszám: N-52/3
3. Sávos, dolomitos mészkő kagylóhéj-metszettel. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom. Mintaszám: MG-6/25
4. Mészkő (pelletes micrit). Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom és Pécsi-lapos közti gerinc. Mintaszám: MG-5/13
5. Sávos mészkő (pelletes micrit). Hydaspesi. — Vokány-2. sz. f. 320,6—321,5 m
6. Pszeudo-ooidos, intraklasztos mészkő (intraklasztos oösparit). Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom és Pécsi-lapos közti gerinc. Mintaszám: MG-5/1
7. Pszeudo-ooidos mészkő (oösparit) Foraminiferákkal. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom és Pécsi-lapos közti gerinc. Mintaszám: MG-5/6
8. Intraklasztos, pszeudo-ooidos mészkő (pszeudo-ooidos intrasparit). Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom D-i oldal. Mintaszám: MG-23

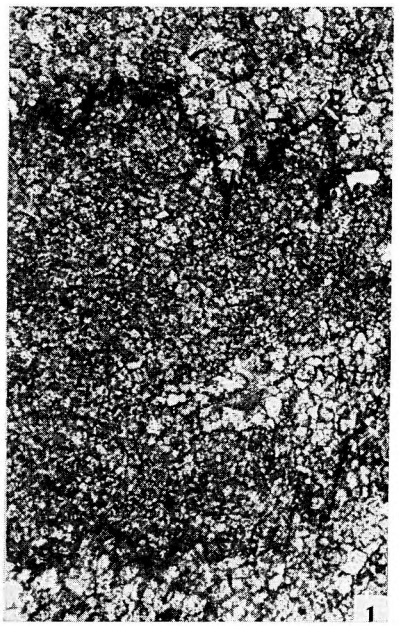
1—8. Gyűdi mészkő formáció

* * *

1. Gebänderter Kalkdolomit mit stylolithischer Grenzfläche. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom. Probenummer: MG-6/8
2. Leicht dolomitischer Kalkstein mit Stylolith, Brachiopoden-Schnitten. Hydasp. — Kistótfalu-SW, östlicher Graben, mittlerer Abschnitt. Probenummer: N-52/3
3. Gebänderter Dolomitkalk mit Muschelschalen-Schnitten. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom. Probenummer: MG-6/25
4. Kalkstein (Mikrit mit Pellets). Hydasp. — Máriagyűd, Kamm zwischen dem Herceghalom und dem Pécsi-lapos. Probenummer: MG-5/13
5. Gebänderter Kalkstein (Mikrit mit Pellets). Hydasp. — Bohrung Vokány-2, 320,6—321,5 m
6. Kalkstein mit Pseudo-Ooiden, Intraklasts (intraklastischer Oösparit). Hydasp. — Máriagyűd, Kamm zwischen dem Herceghalom und dem Pécsi-lapos. Probenummer: MG-5/1
7. Pseudo-ooidischer Kalkstein (Oösparit) mit Foraminiferen. Hydasp. — Máriagyűd, Kamm zwischen dem Herceghalom und dem Pécsi-lapos. Probenummer: MG-5/6
8. Intraklastischer, pseudo-ooidischer Kalkstein (pseudo-ooidischer Intrasparit). Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom, südlicher Hang. Probenummer: MG-23

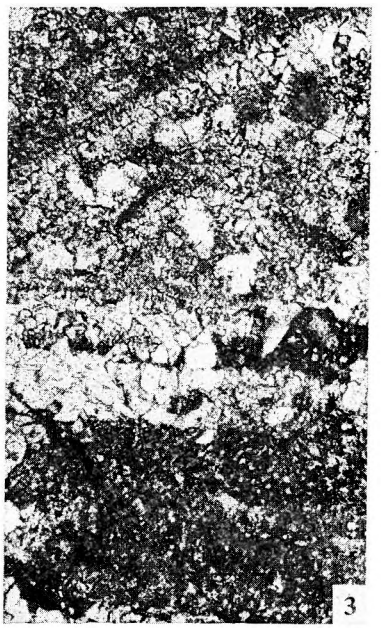
1—8. Kalksteinformation von Gyűd

Fotó: Nagy I.

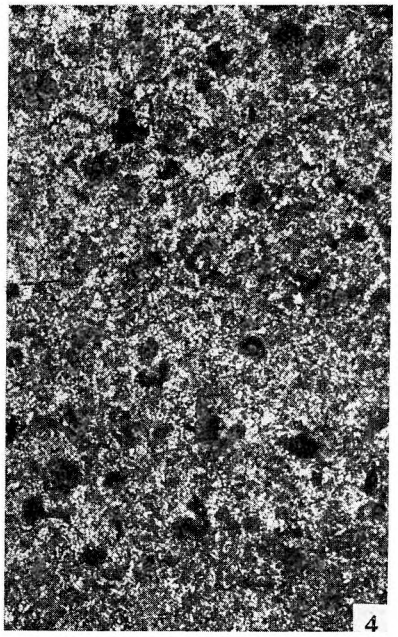


1

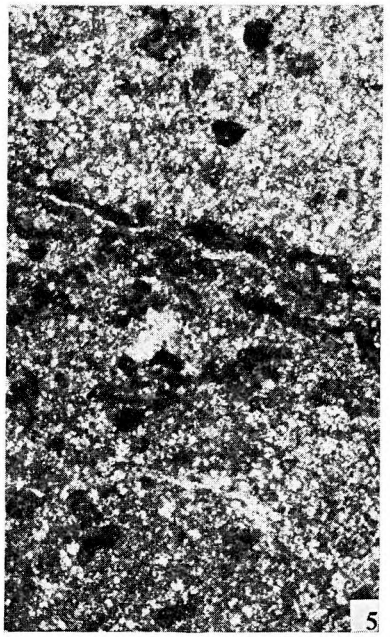
2



3



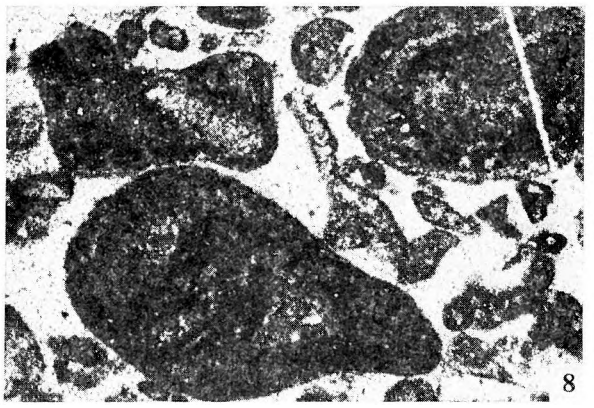
4



5

6

7



8

X. tábla — Tafel X

50×

1. Ooidos, pszeudo-ooidos mészkő (oösparit). Hydaspesi. — Vokány-2. sz. f. 315,6—320,6 m
2. Ooidos, pszeudo-ooidos mészkő (oösparit). Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom. Mintaszám: MG-6/8
3. Intraklasztos mészkő (intramicrit), dolomitosodás nyomaival. Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 308,8—311,4 m
4. Intraklasztos, gyengén dolomitos mészkő (intramicrit). Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom-DNy, a Szabolcsi-árok K-i oldalán. Mintaszám: MG-11
5. Intraklasztos, ooidos, gyengén dolomitos mészkő (ooidos intrasparit) és kriptokristályos mészkő (micrit) érintkezése. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom-DNy, a Szabolcsi-árok K-i oldalán. Mintaszám: MG-13
6. Pszeudo-ooidos mészkő Spongiákkal. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom és Pécsi-lapos közti gerinc. Mintaszám: MG-5/9
7. Gyengén dolomitosodott mészkő Spongiákkal. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom-DNy. Mintaszám: MG-9/1
8. Dolomitosodott mészkő Spongiákkal. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom. Mintaszám: MG-6/19

1—8. Gyűdi mészkő formáció

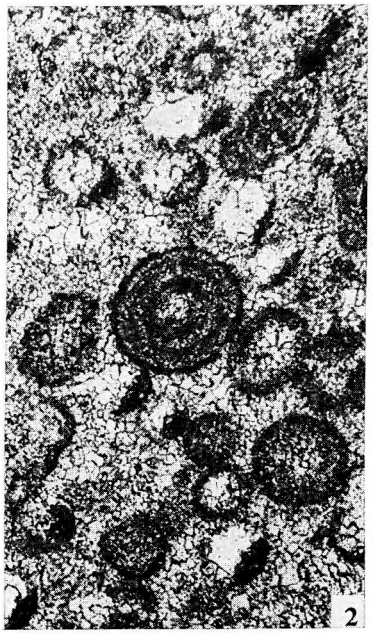
* * *

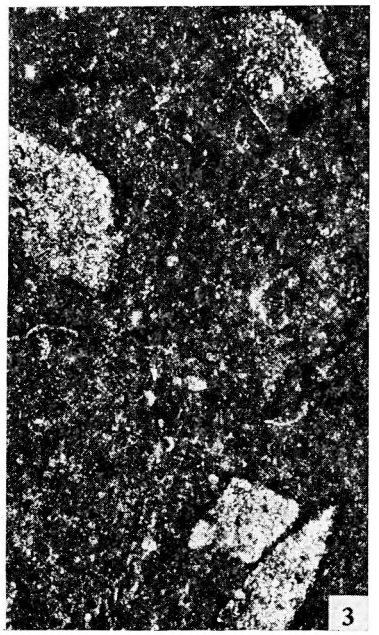
1. Ooidischer, pseudo-ooidischer Kalkstein (Oösparit). Hydasp. — Bohrung Vokány-2, 315,6—320,6 m
2. Ooidischer, pseudo-ooidischer Kalkstein (Oösparit). Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom. Probenummer: MG-6/8
3. Intraklastischer Kalkstein (Intramikrit), mit den Spuren von Dolomitisierung. Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 308,8—311,4 m
4. Intraklastischer, leicht dolomitischer Kalkstein (Intramikrit). Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom-SW, östliche Seite des Grabens von Szabolcs. Probenummer: MG-11
5. Intraklastischer, ooidischer, leicht dolomitischer Kalkstein (ooidischer Intrasparit) und kryptokristalliner Kalkstein (Mikrit) in Kontakt. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom-SW, östliche Seite des Grabens von Szabolcs. Probenummer: MG-13
6. Pseudo-ooidischer Kalkstein mit Spongien. Hydasp. — Máriagyűd, Kamm zwischen dem Herceghalom und dem Pécsi-lapos. Probenummer: MG-5/9
7. Leicht dolomitisierter Kalkstein mit Spongien. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom-SW. Probenummer: MG-9/1
8. Dolomitisierter Kalkstein mit Spongien. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom. Probenummer: MG-6/19

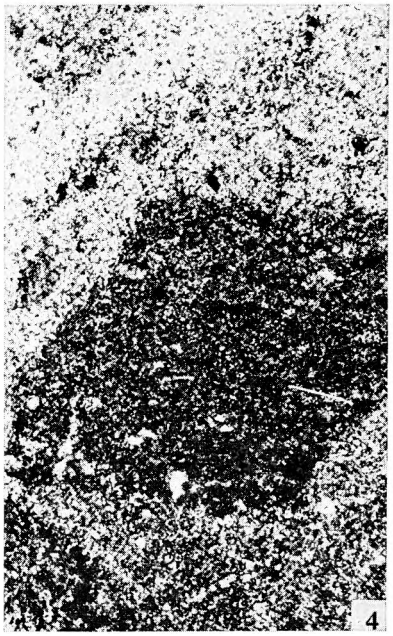
1—8. Kalksteinformation von Gyűd.

Fotó: Nagy I.

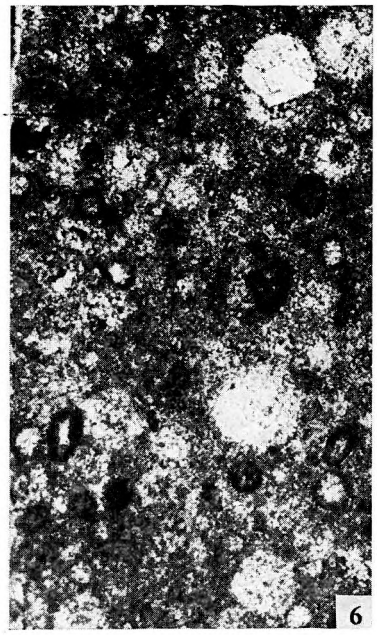
1

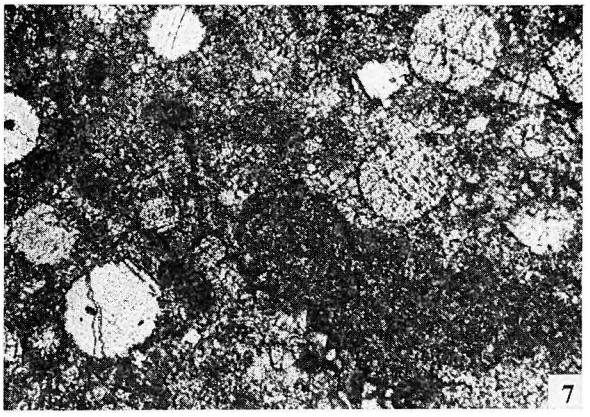

2

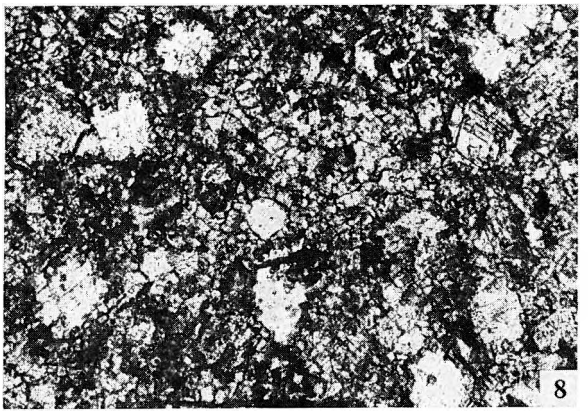

3


4

5


6


7


8

XI. tábla — Tafel XI

50×

1. Mészkő (micrit) Spongiákkal. Hydaspesi. — Kistótfalu-DNy, K-i árok felső szakasz. Mintaszám: N-58
2. Mészkő Brachiopodákkal és Spongiákkal. Hydaspesi. — Máriagyűd, Herceghalom. Mintaszám: MG-6/43
3. Mészkő Spongiákkal, Crinoideákkal, Brachiopodákkal és Gastropodával. Hydaspesi. — Máriagyűd, Pécsi-lapos. Mintaszám: MG-4/10
4. Mészkő Spongiákkal és Brachiopodákkal. Hydaspesi. — Kistótfalu-DNy, K-i árok felső szakasz. Mintaszám: N-57
5. Crinoideás mészkő (croquinit). Hydaspesi. — Bisse, a Pécsi-lapostól É-ra lefutó árok. Mintaszám: MG-10/9
6. Mészkő Spongiákkal és Gastropodával. Hydaspesi. — Kistótfalu-DNy, K-i árok középső szakasz. Mintaszám: N-53
7. Mészkő (micrit). Pelsói. — Túrony-1. sz. f. 137,0 m
8. Mészkő (micrit) Posidonomya-típusú kagylóhéj-metszetekkel. Pelsói. — Szava, Szavai-hegy. Mintaszám: Sz. h. 4/2

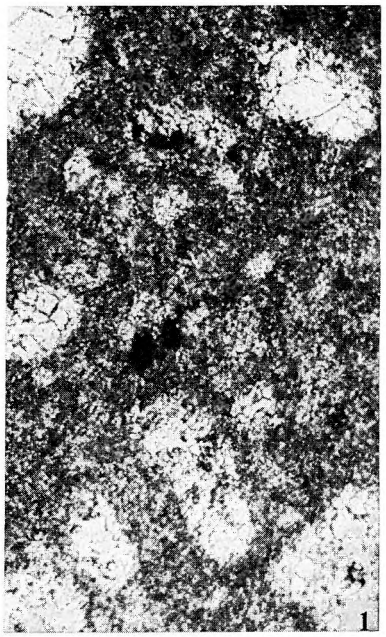
1—6. Gyűdi mészkő formáció, 7—8. zuhányai mészkő formáció

* * *

1. Kalkstein (Mikrit) mit Spongien. Hydasp. — Kistótfalu-SW, östlicher Graben, oberer Abschnitt. Probenummer: N-58
2. Kalkstein mit Brachiopoden und Spongien. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom. Probenummer: MG-6/43.
3. Kalkstein mit Spongien, Crinoideen, Brachiopoden und Gastropoden. Hydasp. — Máriagyűd, Pécsi-lapos. Probenummer: MG-4/10
4. Kalkstein mit Spongien und Brachiopoden. Hydasp. — Kistótfalu-SW, östlicher Graben, oberer Abschnitt. Probenummer: N-57
5. Crinoideenkalk (Croquinit). Hydasp. — Bisse, Graben N vom Pécsi-lapos. Probenummer: MG-10/9
6. Kalkstein mit Spongien und Gastropoden. Hydasp. — Kistótfalu-SW, östlicher Graben, mittlerer Abschnitt. Probenummer: N-53
7. Kalkstein (Mikrit). Pelson. — Bohrung Túrony-1, 137,0 m
8. Kalkstein (Mikrit) mit Muschelschalen-Schnitten von Posidonomya-Typ. Pelson. — Szava, Szavai-hegy. Probenummer: Sz. h. 4/2

1—6. Kalksteinformation von Gyűd, 7—8. Kalksteinformation von Zuhánya

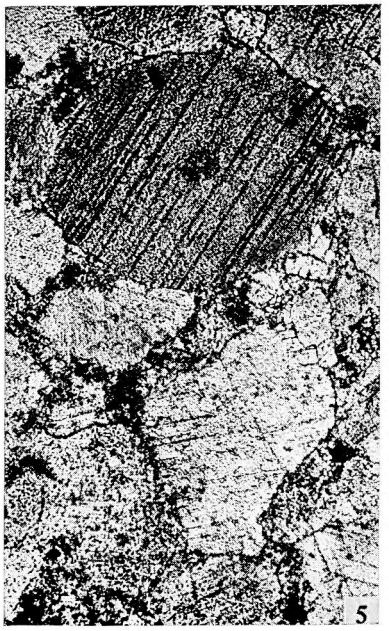
Fotó: Nagy I.


1

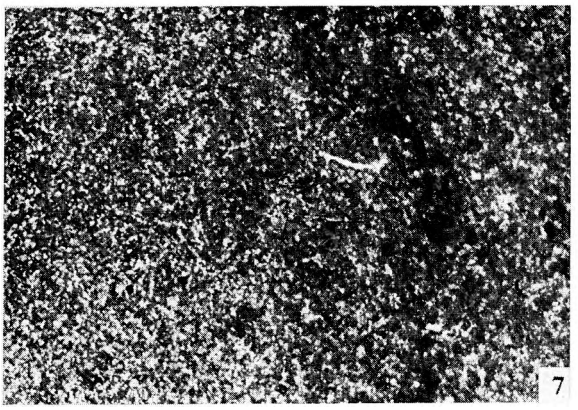
2

3

4


5

6


7

8

XII. tábla — Tafel XII

1—3., 5—8.: 50×, 4.: 80×

1. Gyengén dolomitosodott mészkő (micrit). Pelsói. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-2/4
2. Foltokban dolomitosodott mészkő. Pelsói. — Siklós, Zuhánya-bánya. Mintaszám: Zb. 9
3. Intraklasztos mészkő (intramicrit). Pelsói. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-2/6
4. Mészkő (micrit) kagylóhéj-metszetekkel. Pelsói. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-1/10
5. Mészkő (micrit), *Globochaete alpina* Lombard alga-sporangiummal (középen). Pelsói. — Szava, Szavai-hegy. Mintaszám: Sz. h. 3/2. +N
6. Mészkő (micrit) Posidonomya-típusú kagylóhéj-metszetekkel és Gastropodával. Pelsói. — Siklós, Zuhányai árok. Mintaszám: Z. á. 12
7. Mészkő (micrit) Brachiopoda-metszetekkel. Pelsói. — Máriagyűd, a falutól ÉNy-ra levő árok K-i oldala. Mintaszám: MG-2/3
8. Mészkő (micrit) Brachiopoda-, Gastropoda- és Crinoidea-maradványokkal. Pelsói. — Máriagyűd, a falutól ÉNy-ra levő árok. Mintaszám: MG-3/4

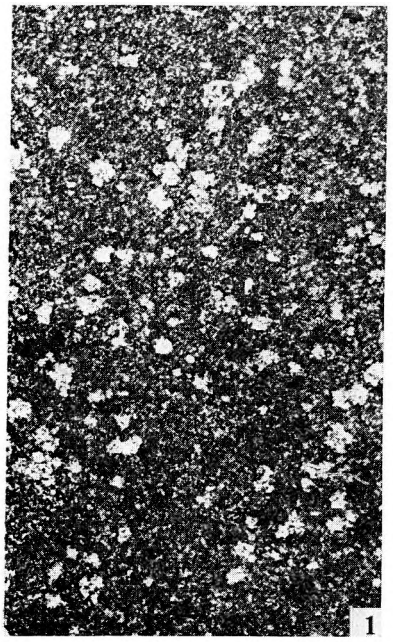
1—8. Zuhányai mészkő formáció

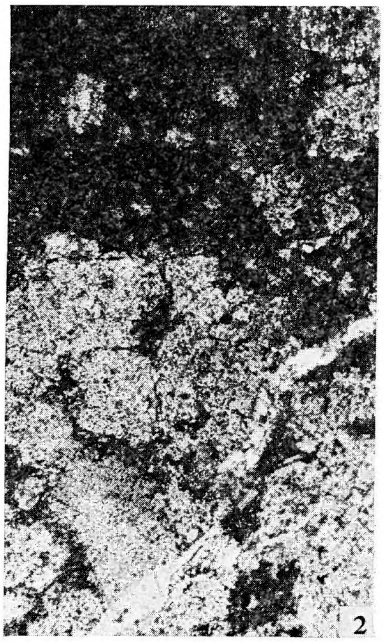
* * *

1. Leicht dolomitisierter Kalkstein (Mikrit). Pelson. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-2/4
2. Kalkstein, in Flecken dolomitisiert. Pelson. — Siklós, Zuhánya-Grube. Probenummer: Zb. 9
3. Intraklastischer Kalkstein (Intramikrit). Pelson. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-2/6
4. Kalkstein (Mikrit) mit Muschelschalen-Schnitten. Pelson. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-1/10
5. Kalkstein (Mikrit), mit dem Sporangium der Alge *Globochaete alpina* Lombard (in der Mitte). Pelson. — Szava, Szavai-hegy. Probenummer: Sz. h. 3/2. +N
6. Kalkstein (Mikrit) mit Muschelschalen-Schnitten von Posidonomya-Typ und Gastropoden. Pelson. — Siklós, Zuhánya-Graben. Probenummer: Z. á. 12
7. Kalkstein (Mikrit) mit Brachiopoden-Schnitten. Pelson. — Máriagyűd, östliche Seite des Grabens NW von Dorf. Probenummer: MG-2/3
8. Kalkstein (Mikrit) mit Brachiopoden-, Gastropoden- und Crinoideen-Resten. Pelson. — Máriagyűd, Graben NW vom Dorf. Probenummer: MG 3/4

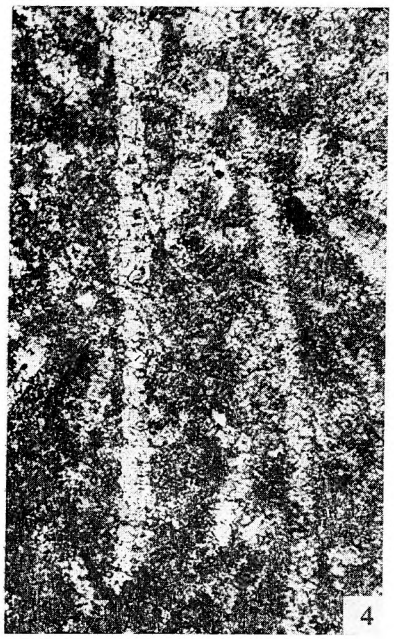
1—8. Kalksteinformation von Zuhánya

Fotó: Nagy I.


1


2

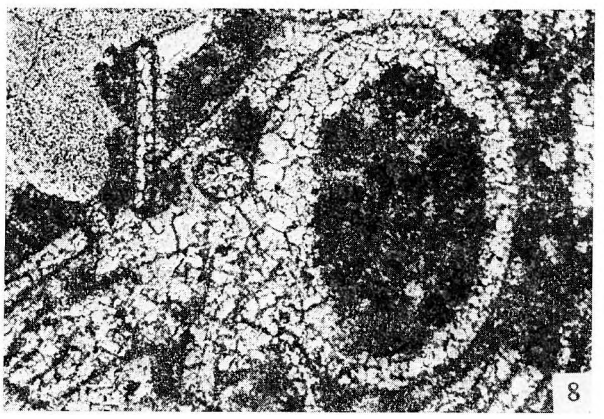
3


4

5

6

7


8

XIII. tábla — Tafel XIII

50×

1. Dolomit (dolmicrit). Illyr. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-1/2
2. Dolomit (dolmicrit). Illyr. — Siklós-XIII. sz. f. 159,3—161,0 m
3. Dolomit (dolsparit). Illyr. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-1/8
4. Másodlagos dolomit az eredeti mészkő (micrit) „árnyékaival". Illyr. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-1/1
5. Másodlagos dolomit az eredeti mészkő (micrit) nagy foltjaival. Illyr. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-1/4
6. Másodlagos, likacsos dolomit az eredeti spongiás mészkő (micrit) nyomaival. Illyr. — Máriagyűd, a falutól ÉÉNy-ra levő hegyoldal. Mintaszám: MG-1/5
7. Másodlagos dolomit, Spongiákkal. Illyr. — Siklós-XIII. sz. f. 178,0—179,0 m
8. Dolomitmárga (dolmicrit). Fassai. — Villány, templomhegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-F-1

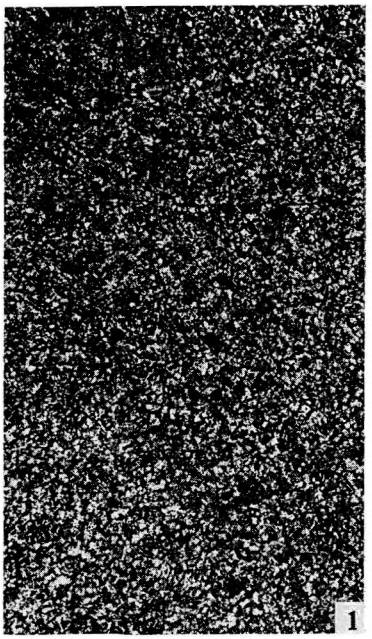
1—7. Csukmai dolomit formáció, 8. templomhegyi dolomit formáció

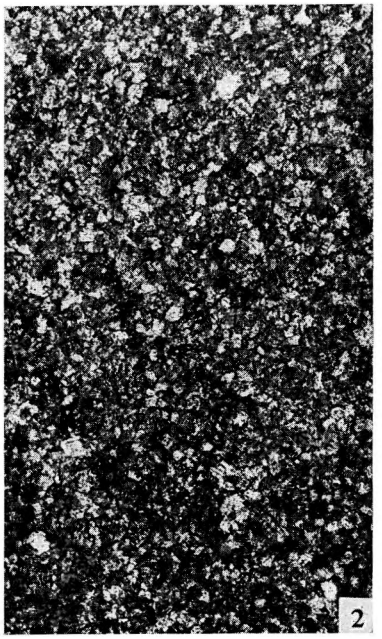
* * *

1. Dolomit (Dolmikrit). Illyr. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-1/2
2. Dolomit (Dolmikrit). Illyr. — Bohrung Siklós-XIII, 159,3—161,0 m
3. Dolomit (Dolsparit). Illyr. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-1/8
4. Sekundärer Dolomit mit „Schatten" des originalen Kalksteins. Illyr. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-1/1
5. Sekundärer Dolomit mit grossen Flecken des originalen Kalksteins (Mikrit). Illyr. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-1/4
6. Sekundärer poröser Dolomit mit Spuren des originalen Spongienkalkes (Mikrit). Illyr. — Máriagyűd, Berghang NNW vom Dorf. Probenummer: MG-1/5
7. Sekundärer Dolomit mit Spongien. Illyr. — Bohrung Siklós-XIII, 178,0—179,0 m
8. Dolomitmergel (Dolmikrit). Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-F-1

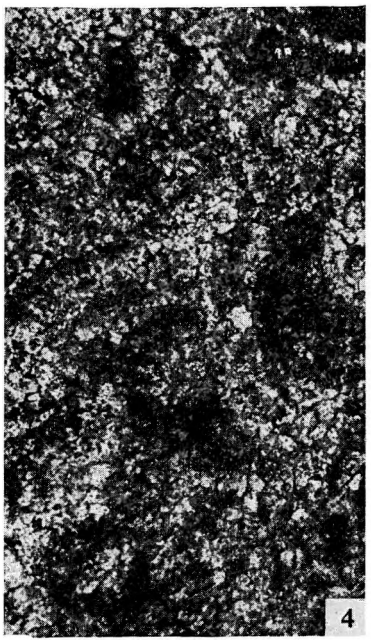
1—7. Dolomitformation von Csukma, 8. Dolomitformation von Templomhegy

Fotó: Nagy I.

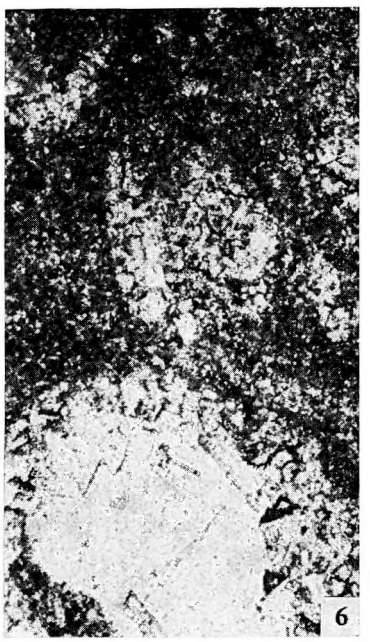

1

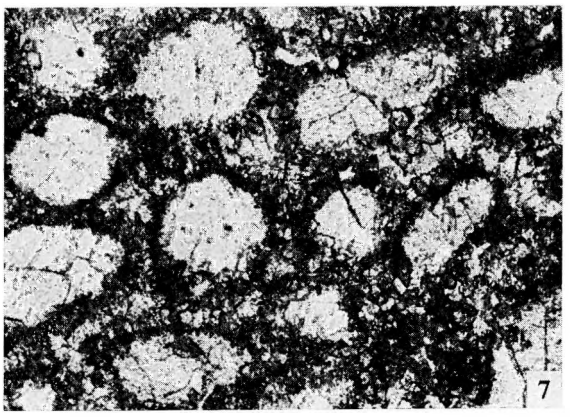

2

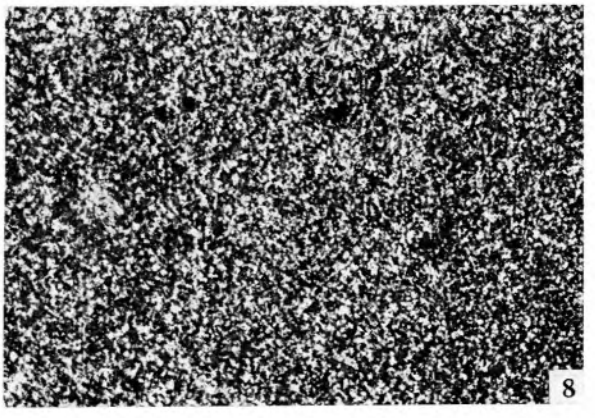
3


4

5


6


7


8

XIV. tábla — Tafel XIV

50×

1. Sávos dolomitmárga (dolmicrit). Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-F-3
2. Dolomit, sztilolitszerű erekkel. Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-19
3. Pszeudo-ooidos, meszes dolomit. Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-25
4. Intraklasztos, limonitos dolomitmárga. Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-k. h. 8
5. Intraklasztos dolomit. Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-36
6. Intraklasztos dolomit. Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-20
7. Dolomit Foraminiferákkal. Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-6
8. Dolomit Spongiákkal. Fassai. — Villány, templom-hegyi kőfejtő. Mintaszám: VIL-13

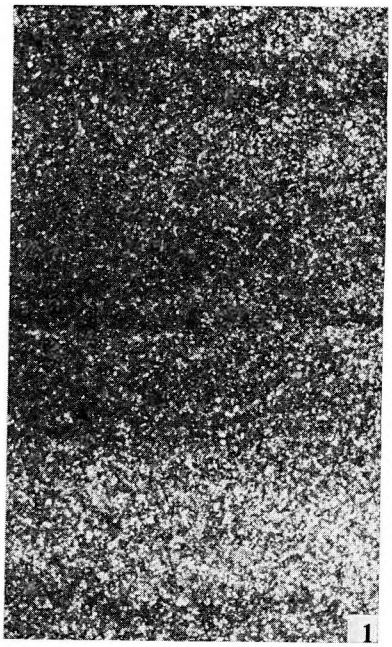
1—8. Templomhegyi dolomit formáció

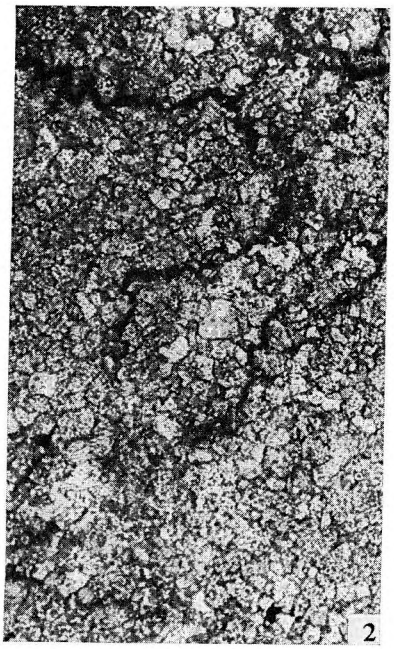
* * *

1. Gebänderter Dolomitmergel (Dolmikrit). Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-F-3
2. Dolomit mit stylolitartigen Adern. Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-19
3. Pseudo-ooidischer Kalkdolomit. Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-25
4. Intraklastischer, limonitführender Dolomitmergel. Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-k. h. 8
5. Intraklastischer Dolomit. Fassan. — Villány, Steinbruch. Probenummer: VIL-36
6. Intraklastischer Dolomit. Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-20
7. Dolomit mit Foraminiferen. Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-6
8. Dolomit mit Spongien. Fassan. — Villány, Steinbruch von Templomhegy. Probenummer: VIL-13

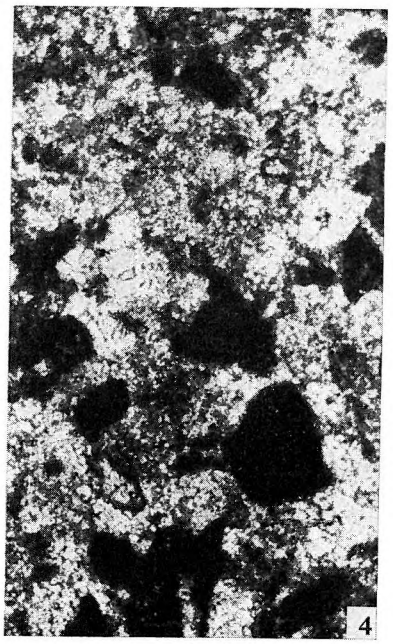
1—8. Dolomitformation von Templomhegy

Fotó: Nagy I.


1

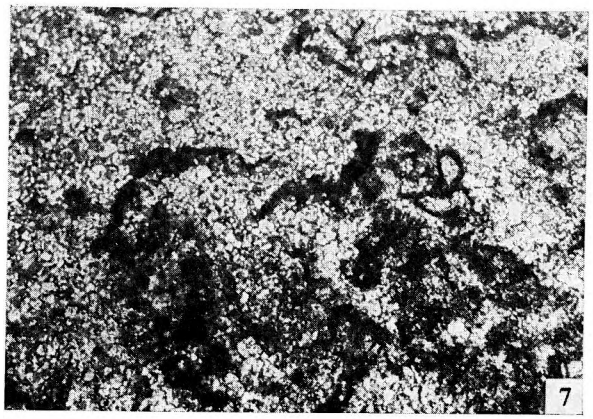

2

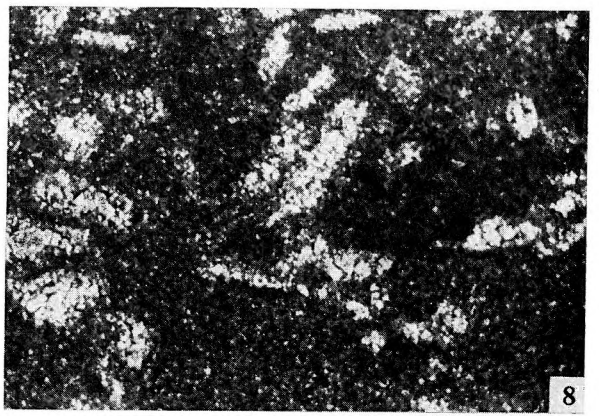
3


4

5

6


7


8

XV. tábla — Tafel XV

1—2., 12—14.: 50×, 3—11.: 130×

1. Crinoideák. Pelsói. — Túrony-1. sz. f. 143,2 m
2. Brachiopodák, Posidonomya-típusú kagylók. Pelsói. — Siklós, Zuhányai árok. Mintaszám: Z. á. 12
3. *Glomospirella spirillinoides* Grozd.—Gleb. Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 335,6—337,2 m
4. *Glomospirella* sp. Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 335,6—337,2 m
5. *Glomospira* cf. *simplex* Harlton. Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 335,6—337,2 m
6. *Ammodiscus* cf. *planus* (Moeller). Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 335,6—337,2 m
7—8. *Calcitornella* sp. Hydaspesi. — Bisse-1. sz. f. 335,6—337,2 m
9. *Frondicularia* cf. *woodwardi* Howchin. Hydaspesi. — Siklós, Olivia-bánya
10. *Meandrospira* sp. Hydaspesi. — Siklós, Olivia-bánya
11. *Meandrospira* cf. *dinarica* Koch.—Pantió. Pelsói. — Siklós, Zuhánya-bánya
12. Crinoidea, Radiolaria és *Globochaete alpina* Lombard. Pelsói. — Kistótfalu I. sz. árok. Mintaszám: KT-I. 4.
13. Gastropoda. Hydaspesi. — Máriagyűd. Herceghalom-DNy. Mintaszám: MG-9/24
14. Gastropoda. Hydaspesi. — Vokány-2. sz. f. 315,6—320,6 m

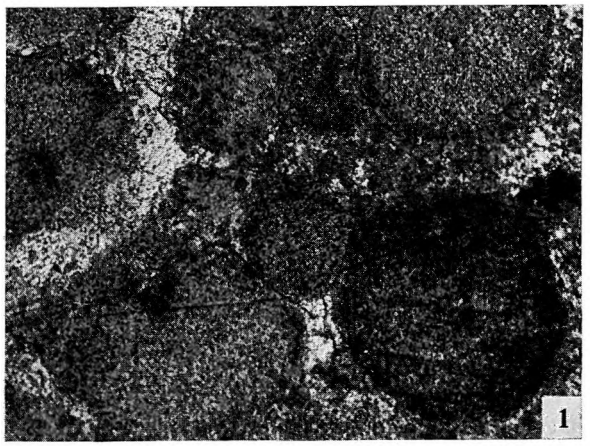
1—2., 9—10., 13—14. Gyűdi mészkő formáció, 3—8. rókahegyi dolomit formáció, 11—12. zuhányai mészkő formáció

* * *

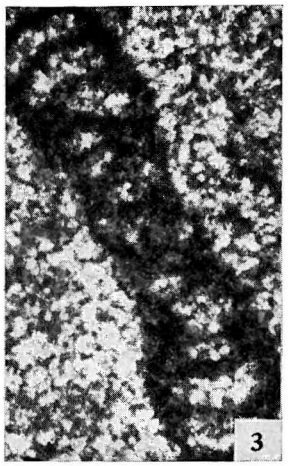
1. Crinoideen. Pelson. — Bohrung Túrony-1, 143,2 m
2. Brachiopoden, Muscheln von Posidonomya-Typ. Pelson. — Siklós, Zuhánya-Graben. Probenummer: Z. á. 12
3. *Glomospirella spirillinoides* Grozd.—Gleb. Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 335,6—337,2 m
4. *Glomospirella* sp. Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 335,6—337,2 m
5. *Glomospira* cf. *simplex* Harlton. Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 335,6—337,2 m
6. *Ammodiscus* cf. *planus* (Moeller). Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 335,6—337,2 m
7—8. *Calcitornella* sp. Hydasp. — Bohrung Bisse-1, 335,6—337,2 m
9. *Frondicularia* cf. *woodwardi* Howchin. Hydasp. — Siklós, Olivia-Grube
10. *Meandrospira* sp. Hydasp. — Siklós, Olivia-Grube.
11. *Meandrospira* cf. *dinarica* Koch.—Pantić. Pelson. — Siklós, Zuhánya-Grube
12. Crinoidea, Radiolaria und *Globochaete alpina* Lombard. Pelson. — Graben Kistótfalu-I. Probenummer: KT-I. 4
13. Gastropoda. Hydasp. — Máriagyűd, Herceghalom-SW. Probenummer: MG-9/24.
14. Gastropoda. Hydasp. — Bohrung Vokány-2, 315,6—320,6 m

1—2., 9—10., 13—14. Kalksteinformation von Gyűd, 3—8. Dolomitformation von Rókahegy, 11—12. Kalksteinformation von Zuhánya

Fotó: 1—2., 12—14.: Nagy I., 3—11.: Oraveczné Scheffer A.

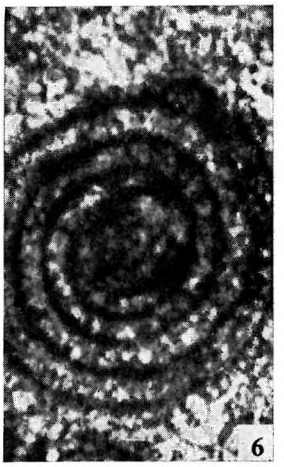

1

2


3

4

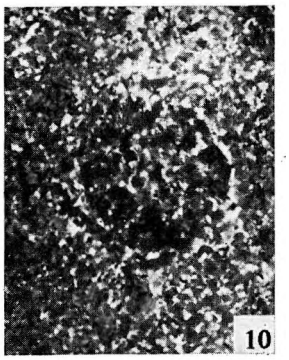
5

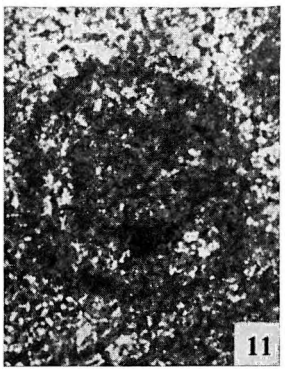

6

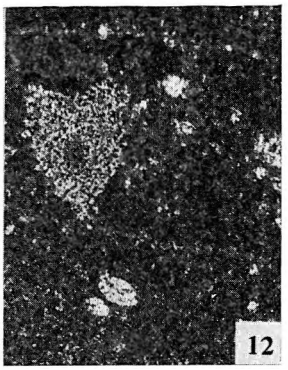
7

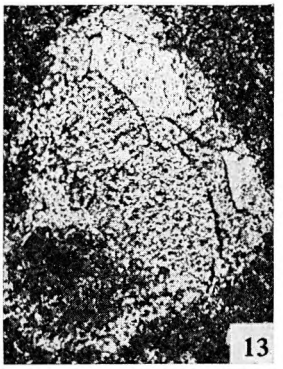
8

9


10


11


12


13

14

Bóna József:

VILLÁNYI-HEGYSÉGI TRIÁSZ CONODONTÁK

J. Bóna:

TRIADISCHE CONODONTEN AUS DEM VILLÁNYER GEBIRGE

A kézirat lezárva 1971-ben.

BEVEZETÉS

Az OFKFV komlói Központi Laboratóriuma részére NAGY ELEMÉR néhány, a Villányi-hegység területéről származó paleozóos és triász kőzetmintát küldött, hogy azokkal kísérleti feltárást végezzünk abból a célból, vajon lehet-e azokból Conodonta vázelemeket kinyerni?

A mintákat monoklór-ecetsavas módszerrel tártuk fel, s a maradékanyagot teljes egészében átvizsgáltuk mikroszkóp alatt. Első feladatunk volt tehát a kőzetminták feltárásának tanulmányozása, kipróbálása és annak megállapítása, hogy egyáltalán tartalmaznak-e Conodonta vázelemeket. Ezt a munkát együtt végeztem KERNERNÉ SÜMEGI K. és TIMÁRNÉ TALÁLT T. geológus technikusokkal, akik az ősmaradvány anyag kiválogatásában és a fényképfelvételek készítésében segítségemre voltak. Kísérleti feltárásunk eredményes volt, mert az ellenőrzésre szolgáló mecseki misinai mintában KERNERNÉ számos Conodontát talált.

Feltárásra és megvizsgálásra kerültek az alábbi villányi-hegységi minták:

1. Peterd-1. sz. fúrás 419,00—840,00 m közötti szakasz — campili és anisusi
2. Villány-6. sz. fúrás 69,30—600,00 m közötti szakasz — anisusi (ladin?)
3. Siklós, Zuhánya-bánya, felszíni gyűjtés — anisusi
4. Szava, Pipis-hegy, felszíni gyűjtés — anisusi
5. Vokány, felszíni gyűjtés — anisusi
6. Villány, lingulás mészkő, felszíni gyűjtés — felsőanisusi (ladin?)
7. Babarcszőlős, felszíni gyűjtés — felsőanisusi

A vizsgálati anyagot részben NAGY E. személyesen gyűjtötte, részben az ő irányításával magam válogattam a villányi és a peterdi fúrások maganyagából. A szavai és vokányi gyűjtést DETRE Cs. geológus végezte. NAGY E. a vizsgálati anyaggal való ellátáson túlmenően rendelkezésemre bocsátotta a nálunk fel nem lelhető, de a MÁFI-ban meglevő külföldi triász Conodonta irodalmi feldolgozások anyagát. Még így sem teljes az európai triász Conodonta irodalmunk, de a lényegeseket be tudtuk szerezni. Különösen nagy hasznunkra voltak POKORNÝ, V., LINDSTRÖM, M., MATTHES, H. W., ZIMMERMANN, E., HIRSCHMANN, C., HUCKRIEDE, R., KOZUR, H., MOSTLER, H., MÜLLER, K. J., PANTIČ, S. munkái. Annál is inkább, mert ide vonatkozó magyar irodalom még alig van. Éppen ezért úgy gondolom, nem lesz felesleges a munkával kapcsolatban magyar nyelven is ismertetni néhány technikai, általános morfológiai, ökológiai és rendszertani vonatkozást is.

A vizsgálati anyag előkészítése

A feltárásra kerülő kőzetek főleg mészkövek, kisebb részben dolomitosodott mészkövek voltak. Ezeket mogyoró nagyságú darabokra törtük és mindegyik mintából 200 grammnyi mennyiséget oldottunk fel. Az oldást 23 százalékos monoklór-ecetsavval vagy ecetsavval végeztük. Mindkét sav alkalmasnak bizonyult a kőzetek oldásához. E gyenge savak két-három napos, esetleg egyhetes kezelés után kioldják a szervetlen eredetű karbonátokat, míg a biogén eredetű Conodonta vázak, valamint az Echinodermata vázelemek és egyéb szerves eredetű mikromaradványok oldatlan állapotban maradnak vissza. E szelektív feloldóképesség teszi alkalmassá e gyenge savakat arra, hogy segítségükkel a tömör karbonátos kőzetekből a savval szemben bizonyos mértékig ellenálló faunát binokuláris sztereomikroszkóppal történő vizsgálatok céljára kiszabadítsuk.

Az oldási műveletet technikailag a következőképpen végezzük: A felaprított kőzetet 1 mm szemnagyságú perlongézbe rakjuk és a gézzel együtt belógatjuk egy 800 ml-es főzőpohárba úgy, hogy a géz széleit visszahajtva körkörösen gumigyűrűvel a pohár széléhez rögzítjük. Ezután a főzőpoharat feltöltjük 23 százalékos monoklór-ecetsavval vagy ecetsavval.

Ha a sav kimerült vagy a pezsgés megszűnt, a kőzetanyagot kiemeljük, a fáradt savat vízsugárszivattyú segítségével óvatosan leszívatjuk az üveg fenekére leülepedett anyagrészecskékről, majd a kőzettel töltött gézt újra visszahelyezzük az edénybe és újra felöntjük 23 százalékos savval. Ezt a savazást addig végezzük, amíg a gézben levő anyag fel nem oldódik, illetve pezsgést tapasztalunk. A kőzetanyag általában 1—3 nap alatt feloldódik, de előfordulhat, hogy egy hét múlva sem oldódik fel tökéletesen. A gézben maradt oldhatatlan maradékot soha nem dobjuk el, hanem semlegesre mossuk, infralámpa alatt megszárítjuk és binokuláris mikroszkóp alatt átvizsgáljuk. A kiszabadított mikrofauna a főzőpohár alján a perlongéz alatt gyűlik össze. Az itt összegyűlt iszapot 0,1 mm ∅-jű szitán csapvízzel átmossuk. Az átfolyó frakciót eldobjuk, a szitán fennmaradt részt pedig infralámpa alatt, vagy 60 °C-ra beállított szárítószekrényben beszárítjuk. Ez a rész tartalmazza a Conodonta és egyéb mikrofauna anyagot, amelyet Franke-féle cellákba kiválogatunk meghatározás céljára.

A Conodonták morfológiája

A Conodonták parányi, 4—0,14 mm-es fogszerű képződmények. Lupéval már jól észrevehetők, de a meghatározásukhoz szükséges diagnosztikai bélyegeik csak mikroszkóp alatt vizsgálhatók. Elnevezésük Pander, C. H.-től származik (1856), aki a Baltikum alsó ordoviciumából származó kőzetekben elsőként talált apró, fog alakú képződményeket. Ezeket Conodontáknak nevezte el, conus (lat.) = kúp és odon (görög) = fog szóösszetétel alapján. Többnyire izoláltan, mint elszórt vázelemek fordulnak elő, de megfigyeltek csontszerű szövedéken elhelyezkedő példányokat is. Néhány ritka lelet fényt derített arra is, hogy a gazdaállatban sajátságos apparátussá elrendeződve fordultak elő, melyben az egyes vázelemek többnyire párosával és szimmetrikusan rendeződnek el. Anyagukat tekintve foszforsavas mészből álló képződmények. Keménységük a Mohs-féle skála szerint 3—5. Minden Conodonta úszik a 3,10 g/cm³-es sűrűségű folyadékban és alámerül a 2,84 g/cm³-es sűrűségben. Ezt a tulajdonságukat lehet felhasználni nehéz fajsúlyú folyadékban történő dúsításra olyan esetekben, amikor igen sok a maradékanyag és ehhez viszonyítva kevés a benne előforduló Conodonta. Rendes körülmények között a Conodonták áttetszőek, borostyánszínűek, barnák vagy szürkésbarnák.

Színükre döntő hatással van az az üledék, illetve annak színező hatása, amelyben eredetileg betemetődtek. Itt kialakult színüket azután általában egy későbbi áthalmozódás során is megtartják. Alakjukat tekintve lehetnek egyszerű kúp alakúak — ezek az ősi típusok —, levél formájúak, a levéllapra merőleges kezdetleges vagy jól fejlett fogsorral, és lehetnek egyenes, görbe, vagy elágazó, többnyire fogsorhoz vagy állkapocshoz hasonló gazdagon fogazott képződmények. Beható vizsgá-

latok azt is kimutatták, hogy a fogak anyaga nem dentinből épül fel. Nem azonos, csak hasonló a fogak és csontok anyagához. Ellentétben a fogakkal, a Conodontáknak nincsenek dentin csövei és pulpa üregei. Nem centripetálisan, hanem centrifugálisan növekednek, s az elveszett részeket regenerálni tudják.

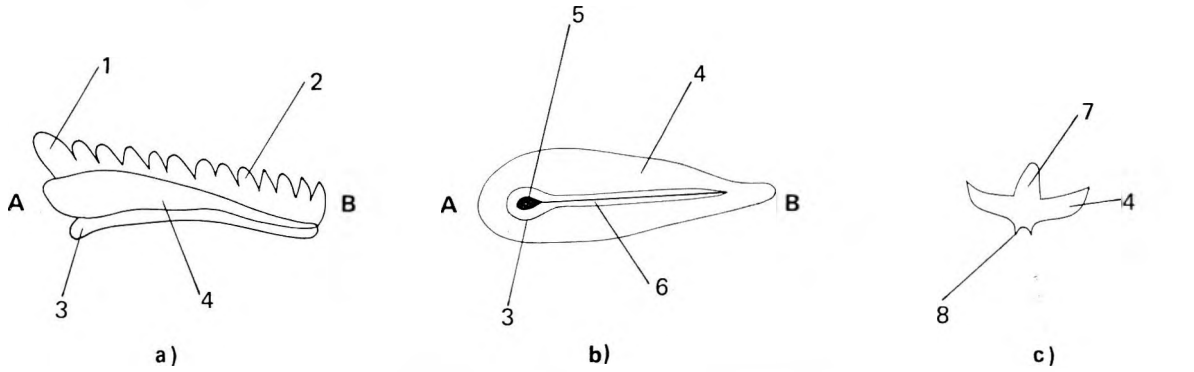
Terminológia és orientáció

Mint minden ősmaradványanyag vizsgálatához, osztályozásához és meghatározásához szükség van speciális szakkifejezésekre, így ez a Conodonta vizsgálatokkal kapcsolatban is kialakult. Azt is szükséges eldönteni, hogy egy ősmaradványnak pl. melyik az alsó része, felső része, jobb oldala, bal oldala stb. Tehát szükség van egy lehetőleg minden kutató által egyértelműen használt orientációra.

Az alábbiakban a triász Conodontákra vonatkozólag szeretném a legfontosabb morfológiai szakkifejezéseket ismertetni, valamint azokat a szimbolikus jellemzőket, amelyeket MÜLLER, K. J. vezetett be (1956) és amelyekkel a korábban használatos, de nem kielégítő topográfiai terminológiát és orientációt pótolta. A Conodontáknál felismerhető egy bazális oldal, illetve bazális lap (amely lapos vagy konkáv) és egy disztális oldal (amely foghegyekkel van ellátva). A bazális oldal helyett szoktak aborális oldalról, a disztális oldal helyett pedig orálisról beszélni, mivel feltételezhető, hogy a lapos oldal a hámrétegbe volt beágyazva, a fogakkal ellátott oldal pedig szabadon érintkezett a szájüreggel. A gazdagon fogazott Conodontáknak az a hátulsó vége, amerre a fogacskák görbülnek. A levél alakú ún. platform típusú Conodontáknak pedig (pl. Gondolella) fogai általában az elülső vég felé hajlanak. Mivel eredeti összefüggésben a Conodonták általában párosával fordulnak elő, megkülönböztethetők jobb és bal formák. Az irodalomban az *elülső* és *hátulsó vég* fogalmakat a különböző szerzők különböző értelemben definiálták — sőt nemzetségenként is változott az elülső és hátulsó vég fogalma — ezért vezette be MÜLLER, K. J. az *A* és *B*, valamint *C* és *D* szimbolikus jeleket, amelyek lehetővé teszik a hasonló Conodonta részek jellemzését, tekintet nélkül arra, hogy azok eredetileg a testben hogyan helyezkedtek el. Az elülső vég és hátulsó vég szakkifejezések nála *A* és *B* szimbólumokkal jellemzettek. A belső oldal fogalmat a *C* szimbólummal, a külsőt a *D* szimbólummal pótolta. Belső oldalnak a konkáv oldalt nevezzük (1. és 2. ábra).

A triász Conodontákra vonatkozó fontosabb szakkifejezések a következők:

Platform	— a platform típusú Conodontáknál a carina horizontálisan erősen kiszélesedett bázisa.
Carina	— a platform típusú Conodonták fogsora.
Ág	— az ágívnek egy része, amelyet egyik oldalról többnyire főfog határol.
Főfog	— a bazális árok fölött elhelyezkedő legnagyobb fog.
Gerinc	— alsó él a platform típusú Conodontáknál.
Bázislamella	— az ágboltozat alsó része.
Ágboltozat	— a fogsorok összessége az egy- és kétágú Conodontáknál.
Gödör	— (köldök-gödör) a középbarázda kiszélesedése a főfog alatt (= bazális gödör)
Oldalágak	— a háromágú formáknál a középső ágra merőlegesen futó ágak.
Középső ág	— két oldalág között álló ág a háromágú Conodontáknál.
Növekedési vonalak	— a bázislamellán kiemelkedő vonalak, amelyek a Conodonták lemezes felépítése folytán keletkeztek.
Középbarázda	— a gerincbe vagy az ágboltozat alsó szegélyébe bemélyedő mély barázda.

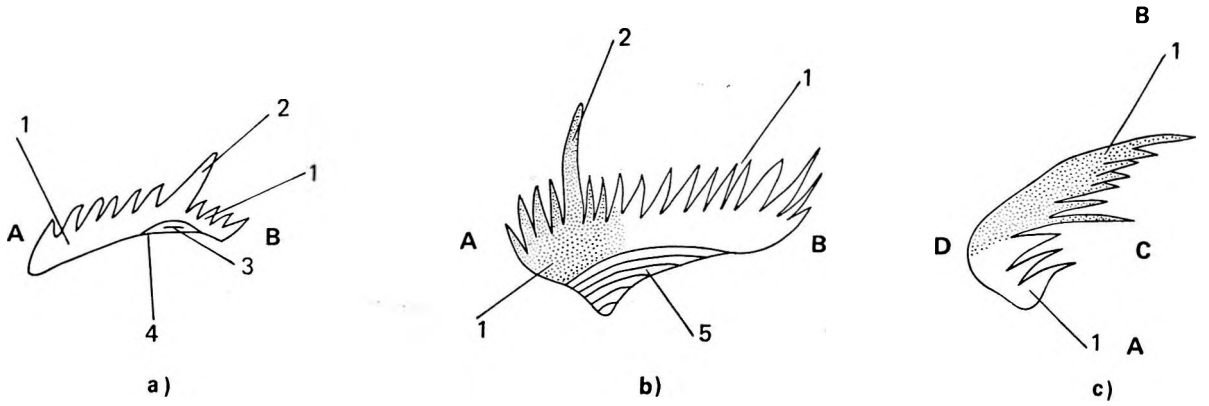


1. ábra. Platform típusú Conodonta (Gondolella)

a) Oldalnézet, *b)* alulnézet, *c)* keresztmetszet. — *1.* Főfog, *2.* carina fogakkal, *3.* gerinc, *4.* platform, *5.* gödör, *6.* középbarázda, *7.* carina, *8.* gerinc barázdával

Abb. 1. Eine Conodonte von Plattform-Typ (Gondolella)

a) Seitenansicht, *b)* Unteransicht, *c)* Querschnitt. — *1.* Hauptzahn, *2.* Carina mit Zähnen, *3.* Kiel, *4.* Plattform, *5.* Grube, *6.* mittlere Furche, *7.* Carina, *8.* Kiel mit Furche



2. ábra. Gazdagon fogazott Conodonták
a) Ozarkodina, *b—c)* Neohindeodella. — *1.* Ág, *2.* főfog, *3.* gödör, *4.* ágboltozat, *5.* növekedési vonalak
Abb. 2. Mit Zähnen reichlich versehene Conodonten
a) Ozarkodina, *b—c)* Neohindeodella. — *1.* Ast, *2.* Hauptzahn, *3.* Grube, *4.* Astwölbung, *5.* Wachstumslinien

A Conodonták rendszertani hovatartozása

Mivel régen kihalt állatok szétszórt maradványairól van szó, és maguknak a Conodontáknak funkciója sincs megállapítva, így az állatvilágban elfoglalt helyzetüket illetően mind a mai napig csak hipotézisek léteznek. Ezek között két fő hipotézis létezik már az első megfigyelések óta: a hal- és a gyűrűsféreg-hipotézis. Előbbinek van a legtöbb követője. PANDER halfogaknak gondolta őket, míg ZITTEL és ROHON gyűrűsféreg-állkapocsnak vélte. E két legelterjedtebb elképzelésen kívül más, így mollusca-, arthropoda-, sőt algahipotézis is létezik, amelyekkel azonban komolyabban nem foglalkoznak. Mindenesetre a legtöbben a Conodontákat halmaradványoknak gondolják. Az 1. táblázatban HIRSCHMANN, C. (1959) összeállítását közöljük az egyes hipotézisek felállítóiról, illetve a hipotézisek támogatóiról.

A leginkább elfogadott, hal- és gyűrűsféreg-hipotézis hívei igen sok hasonlóságot mutattak ki a Conodonták és azon állatcsoportok részei és maradványai között, amelyekhez a Conodontákat tartozóknak vélik, a behatóbb vizsgálatok mégis mindeddig kiderítették, hogy a hasonlóságok felszínesek, és az ismert, ma is élő állatok maradványaitól a Conodonták alapvetően különböznek.

A h a l - hipotézis ellen szólnak a következő megállapítások:

1. a Conodonták centrifugálisan növekednek és a letört részeket regenerálni tudják
2. nincsenek bennük dentin csatornák és pulpa üregek
3. nem rendelkeznek ércsatornákkal

1. táblázat

Conodonták, mint a különböző állatcsoportok valószínű részei

Hal	Gyűrűsféreg	Puhatestű	Ízeltlábú
1856. PANDER, C. H.			
1879. HINDE, G. J.	1886. ZITTEL, K. A. et ROHON, J. U.		1861. HARLEY
	1887. CLARKE, J. M.		
	1921. BRYANT, W. L.		1897. MILLER, S. A.
1926. ULRICH et BASSLER, R. S.			
1933. GUNNEL, F. H.			
1934. BRANSON, E. B. et MEHL, M. G.	1934. SCOTT, W.		
1935. COOPER, S. L.		1936. LOOMIS	
1938. STAUFFER, C. R.			
1941. HAAS, W. H.			
	1943. DU BOIS		
1949. BECKMANN, H.			
1952. YOUNQUIST, W. L.			
1954. GROSS, W.			
1956. TATGE, U.			

Bár a Conodonták morfológiailag igen hasonlítanak az Annelida állkapocsszerkezet vázelemeihez, ahol a fogazott részek szintén jobb oldali és bal oldali elemekből állnak, mégsem tartják valószínűnek, hogy a Conodonták a ma élő gyűrűsférgek fejlődési vonalában lennének. Annelida állkapocsszerkezeteket (Scolecodonta) még a legidősebb ordoviciumban is találtak. Az elemek morfológiai evolúciója azonban annyira lassú, hogy még az ordoviciumi formák is igen hasonlítanak recens formákhoz. Ez a tényező, ha nem is zárja ki, de nagyon csökkenti a rokoni kapcsolatok lehetőségét. A gyűrűsféreg-hipotézis ellen szóló érvek továbbá, hogy a gyűrűsféreg-állkapcsok kitinből állanak, míg a Conodonták foszfátosak. Növekedés tekintetében a gyűrűsféreg-állkapcsok hasonlítanak a fogzománcéhoz, míg a Conodonták nem. Végül a Conodonták fogazottsága legtöbb esetben vékony és igen törékeny nyúlványokból áll, amely nem valószínű, hogy a rágás vagy a zsákmány megragadásának a szolgálatában állott. Ezt a tényt mint fontos ellenérvet teszik fel egyébként Loomis radula-hipotézisével szemben is.

A Conodonták földtani elterjedése és rétegtani jelentősége

E témának az európai triászra vonatkozó részét később részletesebben tárgyaljuk. Itt röviden és általánosságban annyit szeretnénk megemlíteni, hogy a Conodonták a kambriumtól a triászig találhatók. Ezen belüli földtörténeti időszakokból több mint 100 érvényes nemzetséget és több mint 1000 fajt írtak le. Fejlődésük tetőfokát a felsődevonban és az alsókarbonban érték el. Leginkább mészkövekben találhatók, de kovapalákban vagy agyagpala- és homokkő-lencsékben is előfordulnak. Dolomitosodás, átkristályosodás, kontaktmetamorfózis, erős tektonikai igénybevétel korrodálólag hat a Conodontákra. Bizonyos esetekben teljesen széttöredezhetnek vagy feloldódhatnak.

A gyakorlat bebizonyította, hogy biosztratigráfiailag igen jól használhatók. Ezt elsősorban egyes vázrészek rövid fajöltője és nagyszámú előfordulásuk teszi lehetővé. Több ezer példány egy kilogramm mennyiségű kőzetben nem tartozik a ritka jelenségek közé. Fácies tekintetében megállapított tény, hogy a legtöbb conodontás réteg tengeri jellegű, sekélyvízi illetve partközeli képződmény. Némely faj földrajzi elterjedése igen nagy, több kontinensre is kiterjed. Ez a jelenség kifejezetten nektonikus életmódra utal.

Triásznál fiatalabb képződményekből ez ideig csak egy helyről ismerünk Conodontákat. Ezt a faunát, mely igen hasonlít a triász faunához, Diebel, K. írta le Kamerun felsőkrétájából. E fauna autochon voltát azonban erősen vitatják, annál is inkább, mert a mikropaleontológiailag legbehatóbban megvizsgált európai és észak-amerikai jura és kréta rétegekben sehol nem lehetett eddig Conodontákat találni.

Eddigi hazai Conodonta vizsgálatok

Az első hazai Conodonta feltárásokat néhány évvel ezelőtt az ELTE Őslénytani Intézetében Gömöry I. végezte. Vizsgálatai azonban tudomásunk szerint félbemaradtak és ez ideig azok lelőhelyek szerinti publikációjára sem került sor. 1966. évi dolgozatában csupán annyit említ meg a hazai lelőhelyekkel kapcsolatban, hogy Kiss János Darnó-hegyi gyűjtéséből származó kőzetanyagból perm időszaki Conodonták kerültek elő. A Balaton-felvidéki, főleg középsőtriász korú képződményekben pedig kitűnő megtartású és gazdag Conodonta faunát talált. Jelenleg a MÁFI-ban, a JATE Földtani és Őslénytani Tanszékén és az OFKFV komlói Központi Laboratóriumában folynak Conodonta vizsgálatok. Kozur, H. és Mostler, H. (1970) a 2. táblázatban szereplő új fajokat írja le a hazai triászból.

2. táblázat

Faj	Előfordulás
Enantiognathus latus Kozur et Mostler	Pelsói — Balaton-felvidék, Mecsek
Lonchodina hungarica Kozur et Mostler	Ladin — Balaton-felvidék
Neohindeodella triassica aequidentata Kozur et Mostler	Ladin (felsőfassai) — Balaton-felvidék
Spathognathodus hungaricus Kozur et Mostler	Alsócampili — Balaton-felvidék

Peterdi szelvény

Conodonta-tartalom szempontjából ezt a szelvényt vizsgáltuk meg a legrészletesebben. A vizsgálati anyagot a Peterd-1. sz. fúrás szolgáltatta. A fúrás 402,50 m-től 984,50 m-ig harántolt triász rétegeket. A 782,00 m és 800,00 m közötti réteget tektonikusan becsípett, 18 m vastag pannon homok, agyagos homok töltötte ki. A pannon homok alatt felsőcampili, fölötte anisusi képződmények vannak. Az anisusi képződményekben megvannak az ,,alsó dolomit csoport'', ,,gutensteini mészkő'', ,,recoaro mészkő'' és ,,felső dolomit'' csoport képződményei (3. ábra). A felsőcampili rétegekből 5 db mintát tártunk fel, amelyek közül a 812,70—814,70 méter mélységközből származó mészkőből néhány halfogat és igen sok Crinoideát lehetett kiszabadítani. Ezeken kívül a felsőcampili mintákban sem Conodontát, sem egyéb faunát nem találtunk.

Hasonló volt a helyzet a gutensteini mészkő anyagával is, amelyben szintén elvétve fordul elő néhány halfog és Crinoidea. Egyetlen mintában (737,00—742,30) Ostracoda is volt.

A Conodonta fauna hirtelen és tömegesen jelentkezik a recoaro mészkőben (610,00—612,20 m között). Mintegy 6 m vastagságú mészkőrétegben gazdag Conodonta fauna van, amelyet sok halfog és egyéb halmaradvány kísér. A gazdagon conodontás rétegek fölött még 97 méter átfúrt vastagságban lehetett Conodontákat megfigyelni. A rétegekben fölfelé haladva számuk egyre csökken, méretük is kisebbedik, végül alig észrevehető törékeny, apró, csökevényes példányok fordulnak csak elő. Ez a kép teljesen azonos a mecseki képpel, ahol a recoaro mészkőbeli gyors és tömeges megjelenését szintén igen gyorsan számbeli csökkenés, majd végleges kipusztulás követte. A két medence tehát ezen idő alatt szoros kapcsolatban állott egymással és a tengervíz környezeti viszonyai is azonosak voltak. A pelsói végén és az illyr elején itt is megváltoztak, és egyben kedvezőtlenné váltak bizonyos ökológiai tényezők, amelyek a conodontás állatok kipusztulásához vezettek. Megfigyeléseim szerint a halfogak is arányosan csökkennek a Conodontákkal, mind számszerű megjelenésüket, mind méreteiket tekintve. A fajok számszerű megoszlását és a kísérő faunát a 3. ábrán tüntettük fel.

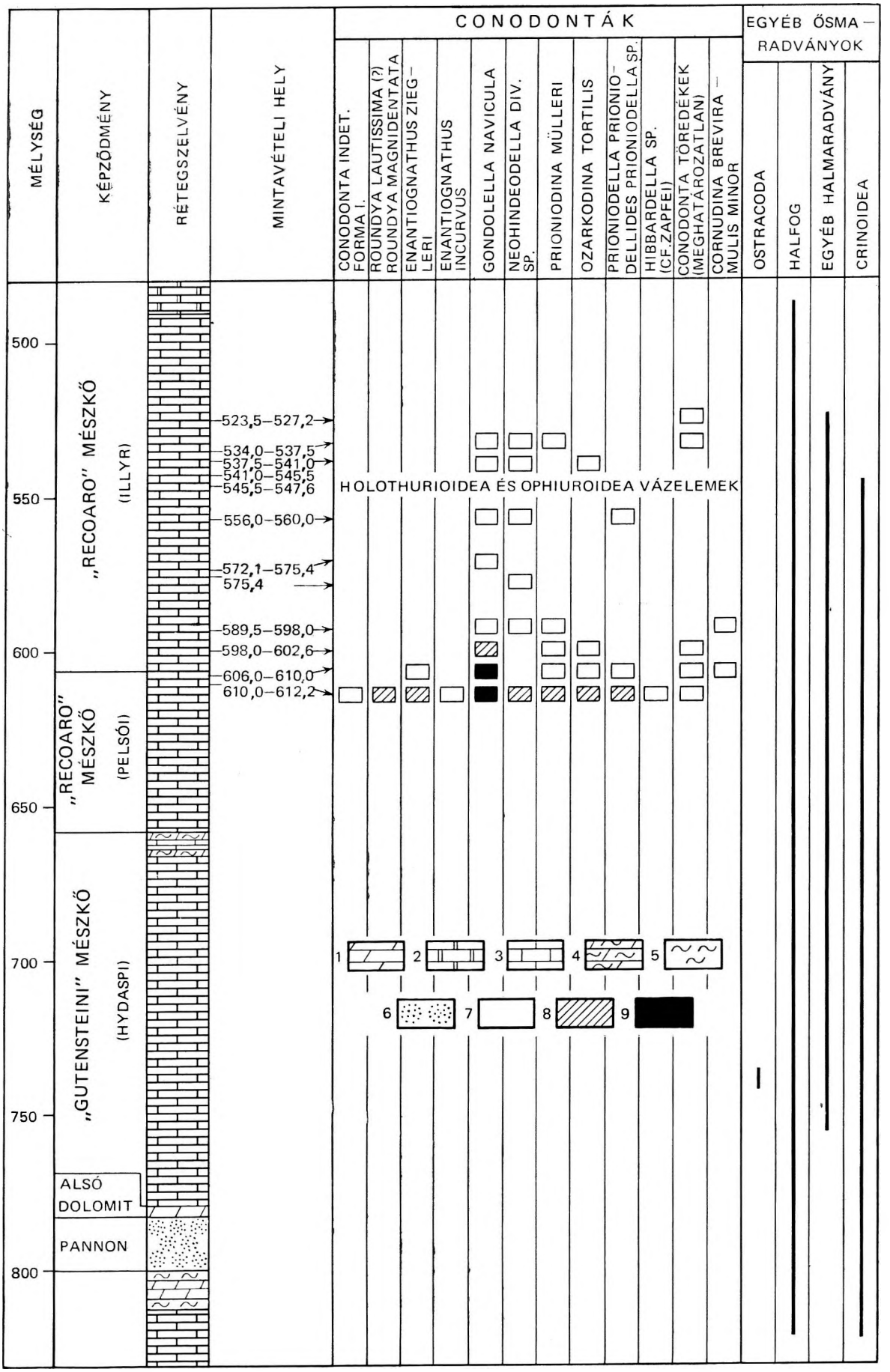
A peterdi szelvényből az alábbi Conodonta faunát határoztuk meg:

Gondolella navicula Huckriede
Enantiognathus ziegleri (Diebel)
Enantiognathus incurvus Kozur
Conodonta indet. Forma I.
Cornudina breviramulis minor Kozur
Ozarkodina tortilis Tatge
Roundya magnidentata Tatge
Roundya lautissima (?) Huckriede
Neohindeodella sp.
Prioniodina mülleri (Tatge)
Hibbardella sp. (cf. *zapfei* Kozur)
Fésűszerű Conodonta töredék

A kevés Conodontát tartalmazó rétegek között az 545,50—547,60 méterközben Echinodermata tüskéket, Holothurioidea vázelemeket és Ophiuroidea csigolyákat találtunk elég nagy számban. Ezek közül a Holothurioidea maradványok igen fontosak, mert rétegtanilag is jelentősek. A Holothurioidea maradványok feldolgozását későbbi időpontra terveztük. Néhány ábrát azonban közlünk az itteni leletekből. A maradványok között Theelia és Achistrum nemzetségbe tartozó vázelemeket biztosan el lehetett különíteni. A III. tábla 2., 3. és 5. ábráján feltüntetett *Theelia* sp.-k valószínűleg a *Theelia planata* Mostler fajhoz tartoznak. A Theelia nemzetség az anisusi emeletben lép fel. Eddigi megfigyelések szerint először a felsőanisusiban válnak gyakorivá. Egy részük kihal az anisusiban, viszont a ladinban újabb fajok lépnek fel. A *Theelia planata* az anisusi emeletre korlátozódik.

A Villány-6. sz. fúrás Conodonta faunája

Ez a 600 méteres fúrás *Lingula cristomani* tartalmú (felsőanisusi—ladin) dolomitmárgában indult, és 576,20 méterben ért bele a kevés Conodontát tartalmazó meszes dolomit rétegbe. 586,20 métertől a talpig terjedő meszes dolomit és mészkő rétegek apró csökevényes Conodonta vázak mellett Holothurioidea vázelemeket is tartalmaznak. Ezek között a Theelia genusba tartozó, küllős tárcsára emlékeztető elemek is vannak. Az 586,20—588,00 méterből származó minta Ophiuroidea csigolyákat is tartalmazott. A holothurioideás, ophiuroideás és ugyanakkor csökevényes Conodontákat tartalmazó rétegeket a peterdi szelvénnyel párhuzamosítva valószínűsíthetjük, hogy ha még 50—60 méterrel tovább fúrtak volna, elérték volna a Conodonta-gazdag felsőpelsói rétegeket.



3. ábra. Peterd-1. sz. fúrás Conodonta vizsgálatai

1. Dolomit, *2.* dolomitos mészkő, *3.* mészkő, *4.* dolomitmárga, *5.* márga, *6.* homok. — *7.* 1—4 példány, *8.* 5—10 példány, *9.* több mint 40 példány

Abb. 3. Conodonten-Untersuchung der Bohrung Peterd-1

1. Dolomit, *2.* dolomitischer Kalkstein, *3.* Kalkstein, *4.* Dolomitmergel, *5.* Mergel, *6.* Sand. — *7.* 1—4 Stücke, *8.* 5—10 Stücke, *9.* mehr als 40 Stücke

A Villány-6. sz. fúrás alsó szakaszán kimutatott csökevényes Conodonta fauna az alábbi vázelemeket tartalmazta:

Gondolella sp. töredék	2 db
Neohindeodella sp.	1 db
Enantiognathus ziegleri	1 db

Kísérő faunája kevés Crinoidea, halfog és a fent említett rétegekben Holothurioidea, Ophiuroidea és az 586,20 m-ben Ostracoda is. A 69,30 és 571,30 m közötti szakaszból mikrofaunát nem sikerült megfigyelnünk.

Siklós, Zuhánya-bányai minták

A kőbányából 5 db mintát tártunk fel. Mind az öt egy rétegből, éspedig a felső fejtés 2. padjából származik. Közülük kettő faunamentesnek bizonyult, háromban pedig kevés és csökevényes Conodonta volt. Az egyik minta Holothurioidea vázelemeket is tartalmazott Achistrum és Theelia genusok maradványaival. Kísérő faunaként még Crinoideát és halfogat figyeltünk meg. A bányaszelvényben tehát biztosan benne van az a csökevényes Conodonta faunát tartalmazó holothurioideás réteg, amelyet a peterdi és a villányi szelvényben is megfigyeltünk. Érdemes volna itt rendszeres és szelvény szerinti gyűjtést végezni, mert itt a conodontás rétegek felszínen vannak.

A bányaminták eddig kimutatott gyér Conodonta faunája *Gondolella navicula*, *Gondolella* sp. töredék és *Neohindeodella* sp. elemekből áll.

A fenti lelőhelyeken kívül még egy-egy mintát vizsgáltunk az alábbi helyekről:

1. Szava, Pipis-hegy (pelsói)
2. Vokány, vasúti híddal szemközti oldal, mészkőkibúvás az erdő szélén (anisusi, pelsói)
3. Villány, *Lingula cristomani* tartalmú mészkő (felsőanisusi, ladin)
4. Babarcszőlős, diabáztelér feletti felsőanisusi mészkő

Ezek közül a minták közül csak a Szava, Pipis-hegyi mintában találtunk Conodontát. Sajnos nagyon keveset, csupán egy Gondolella töredéket és egy jó megtartású egész példányt, amely kevésbé boltozott, mint a többi lelőhelyekről származó *Gondolella navicula*. Átmeneti forma a *G. mombergensis* felé. Két elkülönült főfoga is van, amelyek közül az egyik kissé oldalra tolódott a carina vonalától. Ebben a tekintetben ez a példány átmenetet képez a *G. mombergensis* faj felé, amelyből a pelsói folyamán a *G. navicula* kifejlődött.

A Conodonta fauna kora és összehasonlítása más területek triász Conodonta együtteseivel

A triász rétegtani tagolása szempontjából legfontosabb két nemzetség a Gondolella és Polygnathus. Huckriede, R. 1958-ban közzétett cikkében, melyben a mediterrán triász Conodontákkal és azok rétegtani értékével foglalkozik, úgy véli, hogy az európai triászban két Gondolella faj van. Ezt számos minta vizsgálata alapján állapította meg. Vizsgálatai kiterjedtek az egész triász rétegsorra Németországtól Pakisztánig. Szerinte az alsótriászban és a középsőtriász alsó részén csak egyetlen Gondolella faj fordul elő, éspedig a *Gondolella mombergensis* Tatge faj. A középsőanisusiban (pelsói) ebből fejlődik ki a *Gondolella navicula* Huckriede faj. Ezt a fajt ő választotta le, diagnosztizálta és különítette el a *Gondolella mombergensis*-től. A pelsóiban még együtt található a két faj. A pelsói—illyr határon a *G. mombergensis* faj kihal és az illyrben, valamint tovább a felsőtriászban egészen a raeti emeletig csak a *G. navicula* faj él tovább. Közben a felsőillyrben kifejlődnek belőle a *Polygnathus tethydis* és a *P. abneptis* fajok. Előbbi a karniban, utóbbi a nóriban tűnik el véglegesen.

A villányi-hegységi Conodonta-gazdag triász rétegekben az említett Polygnathus fajok nincsenek. Uralkodó faj a *Gondolella navicula*. Én csak a szavai és Zuhánya-bányai mintában találtam egy-egy *G. mombergensis—G. navicula* átmeneti formát. Ezeket figyelembe véve a villányi-hegységi Conodonta-gazdag rétegeket mindenképpen a legfelső pelsóiba, pontosabban a pelsói—illyr határra kell tennünk. A fölötte települt Conodonta-szegény rétegek már az illyrbe tartozhatnak. Az Ophiuroidea vázelemek között előforduló, Holothurioideához tartozó Theelia fajok is ezt bizonyítják. Ha a német beltengeri triász felső kagylósmészkő Conodonta faunájával hasonlítjuk össze a mi együttesünket, szintén igen nagy hasonlóságot tapasztalunk. Kozur, H. (1968b, c) kimutatta, hogy a német beltengeri kagylósmészkő pelsói—alsóillyr Conodonta faunája nem az alsó kagylósmészkőben levő formákból fejlődött ki, hanem a pelsóiban egy új tengeri összeköttetés kialakulása révén új faunainvázió következett be. A tengeri összeköttetés azonban nem tartott sokáig, mert a pelsói—illyr határon faunaváltozás történt, olyan értelemben, hogy a *Gondolella mombergensis* kipusztult, ill. számban erősen megfogyatkozott.

Ezzel párhuzamosan az egész Conodonta fauna csökevényesedésnek indult. A felső kagylósmészkő alsó szakaszának (mo_1) Conodonta faunája Kozur szerint teljesen megfelel azoknak, amelyek a pelsóitól az alsóillyrig éltek Dél-Európában és — a megfelelő rétegekben — Észak-Amerikában. Ez a fauna — amely nála a felső kagylósmészkő alsó szakaszán jelentkezett, az ottani 1. és 2. Conodonta-zónában — azonos a mi Conodonta-gazdag rétegeink együttesével. A fölötte levő Conodonta-zónák (3—7. zóna) együtteseiről azt írja, hogy azokban csökevényes fauna van, helyi jellegű, speciálisan fejlődött és a Tethys-formákkal nem egyeztethető. Lényegében ugyanez a kép nálunk is, de a Conodonta-szegény rétegekben oly kevés a Conodonta és egyelőre a vizsgálatok száma is kevés ahhoz, hogy ezek alapján zónabeosztást kíséreljünk meg. Sokkal használhatóbbnak ígérkezik a rétegekben a Holothurioideák és Ophiuroideák alapján egy vezető réteget elkülöníteni. Pantić, S. (1971) jugoszláviai triász anyagon végzett vizsgálatai is azt mutatják, hogy az anisusi Conodonta fauna nem az ottani campili Conodonta faunájából fejlődött ki. Az anisusiban ott is merőben új fauna jelentkezik *Gondolella mombergensis*-szel és *G. navicula*-val. A Gondolellákat kísérő, gazdagon fogazott anisusi Conodonta faunájuk lényegében azonos a miénkkel.

Hasonlóan a Tethys-beli Conodonta együttesekhez, a *Gondolella mombergensis* náluk is kipusztul az anisusiban. A *G. navicula* viszont tovább él. Bosznia, Szerbia és Hercegovina triászában a ladin és a carni emeletben is kimutatható. Együtt fordul elő a *G. navicula*-ból kifejlődött *Polygnathus tethydis* és *P. abneptis* fajokkal.

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a Villányi-hegységben az anisusi tenger kulminációja idején, amely nálunk a középsőanisusi (pelsói) végére esik, az üledékgyűjtő a Tethys tenger részét képezte. A kapcsolat folytán conodontás állatok beözönlésére került sor. Ezek az állatok a számukra kedvező környezeti viszonyok mellett nagyon elszaporodtak és az üledékben nagy mennyiségű Conodonta vázat hagytak vissza. A fauna más területek felsőpelsói—alsóillyr Conodonta faunáival azonos. Mintegy 6 méter vastagságú, gazdagon conodontás réteg lerakódása után 90—100 m Conodonta-szegény rétegsor keletkezett, csökevényes faunával. A hirtelen elszegényedés a pelsói—illyr határra esik. Ebből arra következtetünk, hogy a környezeti viszonyok a conodontás állatokra ismét kedvezőtlenné váltak. Szaporodásuk lecsökkent, majd leállt. Az illyr felső szakaszán és a ladin emeletben már csökevényes Conodonta fauna sem nyomozható.

A Villányi-hegységben a Conodonta-szegény illyr rétegekben vékony holothurioideás, ophiuroideás rétegek figyelhetők meg. Az eddigi vizsgálatokból úgy tűnik, hogy ezek a rétegek ugyanúgy, mint a Conodonta-gazdag rétegek, párhuzamosíthatók egymással a hegység területén.

A Conodonta vizsgálatok új elemet jelentenek a hazai mikropaleontológiában. Mint első ilyen irányú próbálkozás, csupán nagy vonásaiban mutatja be azt a lehetőséget, amelyet ezekből a vizsgálatokból a rétegtan, az ősföldrajz és egyéb földtani szaktudományok hasznosítani tudnak.

IRODALOM — SCHRIFTTUM

Bartenstein, H. *et al.* 1962: Leitfossilien der Mikropaläontologie. — Berlin-Nikolassee.

Clark, D. L. 1959: Conodonts from the Triassic of Newada and Utah. — J. Paleont. 33. pp. 305—312.

Eicher, D. B. 1964: Conodonts from the Triassic of Sina (Egypt.). — Bull. Ann. Assic. Petrol. Geol. 30. pp. 613—616.

Gömöry I. 1966: A Conodonta vizsgálatok hazai eredményei. — Őslénytani Viták, 6. pp. 36—42.

Hirschmann, C. 1959: Über Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk des Thüringer Beckens. — Freib. Forschungsh. C 76.

Huckriede, R. 1955: Conodonten in der mediterranen Trias. — Verhandl. Geol. Bundesanst. 4. pp. 260—264. Wien.

Huckriede, R. 1958: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — Paleont. Z. 32. pp. 141—175.

Kozur, H. 1968a: Neue Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens. — Monatsber. 10. 2. Tafel 1, pp. 130—142. Berlin.

Kozur, H. 1968b: Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil I. Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem oberen Muschelkalk. — Geologie, 17. 8. pp. 930—946. Berlin.

Kozur, H. 1968c: Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil II. Zahnreiche Conodonten. — Geologie 17. 9. pp. 1070—1085. Berlin.

Kozur, H.—Mostler, H. 1970: Neue Conodonten aus der Trias. — Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck. 58. pp. 429—446.

Lindström, M. 1964: Conodonts. — Elsevier Publishing Co. pp. 1—196, Fig. 1—64. Amsterdam—London—New York.

Mathes, H. W. 1956: Einführung in die Mikropaläontologie. — Leipzig.

Mostler, H. 1967: Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Halstätter-Kalken von Hernstein (Niederösterreich). — Verh. Geol. Bundesanst. (1) 2. Abb. 3. Fig. 3. pp. 177—187. Wien.

Mostler, H. 1968a: Holothuriensklerite aus oberanisischen Hallstätterkalken (Ostalpen, Bosnien, Türkei). — Veröff. Univ. Innsbruck, 2.

Mostler, H. 1968b: Holothurien-Sclerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). — Verh. Geol. Bundesanst. 1/2.

Mostler, H. 1968c: Neue Holothurien-Sclerite aus norischen Halstätterkalken (Nördliche Kalkalpen). — Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck.

Mostler, H. 1969: Entwicklungsreihen triasischer Holothurien-Sclerite. — Veröff. Univ. Innsbruck, 18.

Müller, K. J. 1956: Triassic Conodonts from Newada. — J. Paleont. 30. pp. 818—830.

Nagy E. 1969: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 51. 1.

Pantić, S. 1971: Conodontes triasiques d'une partie des Dinarides et des Carpates Jugoslaves. — Acta Geol. Hung. 15. pp. 231—242.

Pokorny, V. 1958: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. II. — Berlin.

Reichstein, M. 1961: Parallelisierung eines Teiles des bisherigen Hauptquarzites vom Unterharz mit der Schichtfolge des Acker-Bruchberg-Systems. — Geologie, 10. 3. pp. 302—315.

Zimmermann, E. 1960: Conodonten aus dem Oberdevon von Wildenfels (Sachsen). — Freib. Forschungsh. C. 88. Pal.

EINLEITUNG

Elemér Nagy hat dem Komlóer Zentrallaboratorium der Landesunternehmung für Geologische Erkundung und Bohrung einige paläozoische und mesozoische Gesteinsproben aus dem Gebiete des Villányer Gebirges eingesandt. Sie sollten aufbereitet und nach allfälligen Conodonten-Resten untersucht werden.

Es wurden aus dem Villányer Gebiet folgende Proben aufbereitet und untersucht:

1. Abschnitt zwischen 419,00 und 840,00 m der Bohrung Peterd-1 — Campil und Anis.
2. Abschnitt zwischen 69,30 und 600,00 m der Bohrung Villány-6 — Anis (Ladin?).
3. Gesammelte Stücke von der Bodenoberfläche, Zuhánya-Steinbruch (=Zuhánya-bánya), Siklós — Anis.
4. Von Ausbissen gesammelte Proben, Pipis-Berg (=Pipis-hegy), Szava — Anis.
5. Von Ausbissen gesammelte Proben bei Vokány — Anis.
6. Von der Oberfläche des lingulenführenden Kalksteins gesammelte Proben, Villány — Oberanis (Ladin?).
7. Gesammelte Stücke von der Erdoberfläche, Babarcszőlős — Oberanis.

Das untersuchte Material wurde teilweise von E. Nagy persönlich, teilweise nach seinen Anweisungen von mir selbst aus den Proben der Bohrungen von Villány und Peterd ausgewählt. Die Sammlung von Szava und Vokány ist Kollegen Cs. Detre zu verdanken. Ausser dem Material übergab mir E. Nagy freundlicherweise die in unserem Laboratorium nicht vorhandene ausländische Conodonten-Literatur aus der Bibliothek der Ungarischen Geologischen Anstalt. Die zur Verfügung stehende Literatur über die europäischen triadischen Conodonten ist trotz dieser freundlichen Hilfe noch bei weitem nicht vollständig. Die wichtigsten Arbeiten konnten jedoch herangeschafft werden. Besonders wertvolle Angaben fanden wir in den Arbeiten von V. Pokorný, M. Lindström, H. W. Matthes, E. Zimmermann, C. Hirschmann, R. Huckriede, H. Kozur, H. Mostler, K. J. Müller und S. Pantić. Diese Literatur war umso wichtiger, da wir kaum ungarische Literatur über diesen Themenkreis besitzen.

Das Profil von Peterd

Vom Gesichtspunkt der Conodonten-Führung wurde dieses Profil am ausführlichsten untersucht. Das Material der Untersuchung wurde von der Bohrung Peterd-1 geliefert. Die Bohrung durchquerte zwischen 402,50 und 984,50 m triadische Schichten. Zwischen 782,00 m und 800,00 m befand sich in einer Mächtigkeit von 18 m der tektonisch eingezwickte pannonische Sand und tonige Sand. Unterhalb des pannonischen Sandes findet man obercampiler, oberhalb des Sandes anisische Bildungen. In den anisischen Bildungen können die „untere Dolomitgruppe", der „Gutensteiner Kalkstein", der „Recoaro-Kalkstein", sowie die „obere Dolomitgruppe" nachgewiesen werden (Abb. 3). Von den obercampiler Schichten wurden 5 Proben zwecks Conodonten-Untersuchung aufbereitet. Von diesen lieferte der Kalkstein des Abschnittes zwischen 812,70 m und 814,70 m etliche Fischzähne und sehr viele Crinoideen-Reste. Ausser diesen konnten aber in den Proben der obercampiler Bildungen weder Conodonten, noch sonstige Fossilien gefunden werden.

Ähnliche Verhältnisse ergaben sich auch im Falle vom Material des Gutensteiner Kalksteines. Auch darin sind einige Fischzähne und Crinoideen-Plättchen und in einer einzigen Probe (aus der Tiefe 737,00—742,30 m) auch Ostracoden gefunden worden.

Die Conodonten-Fauna tritt im Recoaro-Kalkstein (610,00—612,20 m) plötzlich und massenhaft auf. Hier befindet sich in einer etwa 6 m mächtigen Kalksteinschicht eine reiche Conodonten-Fauna zusammen mit vielen Fischzähnen und sonstigen Fischresten. Über diesen an Conodonten sehr reichen Schichten konnten die Conodonten noch in einer in 97 m Mächtigkeit durchquerten Schichtfolge beobachtet werden. Nach oben zu nahm ihre Häufigkeit allmählich ab und auch ihre Masse wurde kleiner. Zum Schluss kommen dann nur noch kaum erkennbare, zerbrechliche, kleine, rudimentäre Exemplare vor. Diese Verhältnisse stimmen vollkommen mit denen des Mecsek-Gebirges, wo dem plötzlichen und massenhaften Auftreten der Conodonten im Recoaro-Kalkstein ebenfalls eine schnelle zahlenmässige Abnahme und dann ein endgültiges Verschwinden folgt, überein. Am Ende des Pelsons und am Anfang des Illyrs veränderten sich auch hier die ökologischen Verhältnisse, manche Faktoren sind ungünstig geworden und führten dadurch zum Aussterben der Conodonten-besitzenden Tiere. Meinen Beobachtungen nach nehmen im Verhältnis zu den Conodonten auch die Fischzähne ab, u. zw. sowohl in der Exemplarenzahl, wie auch in ihren Massen.

Aus dem Profil von Peterd wurde folgende Conodonten-Fauna bestimmt:

Gondolella navicula Huckriede
Enantiognathus ziegleri (Diebel)
Enantiognathus incurvus Kozur
Conodonta indet. Forma I.
Cornudina breviramulis minor Kozur
Ozarkodina tortilis Tatge
Roundya magnidentata Tatge
Roundya lautissima (?) Huckriede
Neohindeodella sp.
Prioniodina mülleri (Tatge)
Hibbardella sp. (cf. *zapfei* Kozur)
Kammartiges Conodonten-Bruchstück

Die zahlenmässige Verteilung der Arten sowie der Begleitfauna wird in Abb. 3 angeführt.

Im Abschnitt 545,50—547,60 m fanden wir unter den Schichten, die nur wenig Conodonten führen, in einer ziemlich grossen Anzahl Stacheln von Echinodermaten, Sklerite von Holothurioideen, sowie „Wirbel" von Ophiuroideen. Von diesen sind die Siebplatten der Holothurioideen sehr wichtig, weil sie auch stratigraphisch eine grosse Bedeutung besitzen. Die Bearbeitung der Holothurioideen-Reste ist für später geplant. Doch werden einige Abbildungen von diesen Funden hier

schon veröffentlicht. Unter den Skleriten konnten die Reste von Theelia und Achistrum sicher festgestellt werden. Die auf Taf. III, in den Fig. 2, 3 und 5 dargestellten Theelien-Reste gehören wahrscheinlich der Art *Theelia planata* MOSTLER an. Die Gattung Theelia tritt im Anis auf. Nach den bisherigen Beobachtungen werden sie erst im oberen Anis häufig. Ein Teil von ihnen stirbt im Anis aus, aber im Ladin treten neuere Arten auf. Die Art *Theelia planata* ist auf die anisische Stufe beschränkt.

Die Conodonten-Fauna der Bohrung Villány-6

Diese 600 m tiefe Bohrung wurde im *Lingula cristomani*-führenden (oberanisisch-ladinischen) Dolomitmergel angesetzt und in 576,20 m Tiefe erreichte sie die kalkige Dolomitschicht, die einige Conodonten führte. Die kalkigen Dolomit- und Kalksteinschichten, die von 586,20 m Tiefe bis zur Sohle vorkommen, führen ausser kleinen, verkümmerten Conodonten auch Holothurioideen-Sklerite. Unter diesen sind auch solche, die in die Gattung Theelia gehören und an Scheiben mit Speichen erinnern. Die Probe aus der Tiefe 586,20—588,00 m lieferte auch „Wirbel" von Ophiuroideen. Wenn wir die Holothurioideen, Ophiuroideen und gleichzeitig auch verkümmerte Conodonten führenden Schichten mit dem Profil von Peterd parallelisieren, dürften wir wohl annehmen, dass durch eine Abteufung der Bohrung um weitere 50—60 m auch die an Conodonten reichen Schichten des Oberpelsons hätten erreicht werden können.

Die im unteren Abschnitt der Bohrung Villány-6 nachgewiesene verkümmerte Conodonten-Fauna enthielt folgende Reste:

Gondolella sp. Bruchstück	2 Stücke
Neohindeodella sp.	1 Stück
Enantiognathus ziegleri	1 Stück

Die Begleitfauna wies einige Crinoideen-Reste, Fischzähne und in den oben erwähnten Schichten Holothurioideen, Ophiuroideen und in 586,20 m Tiefe auch Ostracoden auf. Der Abschnitt zwischen 69,30 m und 571,30 m liess keine Mikrofaunaelemente erkennen.

Proben aus dem Zuhánya-Steinbruch von Siklós

Aus dem Steinbruch wurden 5 Proben aufbereitet. Sie alle sind derselben Schicht, u. zw. der 2. Bank des oberen Bruches entnommen worden. Zwei Proben waren fossilleer, aus drei Proben kamen in einer geringen Anzahl verkümmerte Conodonten zum Vorschein. In einer Probe waren auch Holothurioideen-Sklerite, die Reste der Gattungen Achistrum und Theelia zu finden. Die Begleitfauna bestand aus Crinoideen und Fischzähne. Im Profil des Steinbruches ist also zweifelsohne jene holothurioideenführende Schicht mit der rudimentären Conodonten-Fauna, die auch im Profil von Peterd und Villány beobachtet werden konnte, anzutreffen. Es würde sich bestimmt lohnen, hier eine systematische und feinstratigraphische Sammelarbeit durchzuführen, da sich die conodontenführenden Schichten hier in einem Tagebau befinden.

Die bis jetzt nachgewiesene ärmliche Conodonten-Fauna aus dem Steinbruch besteht aus folgenden Formen: *Gondolella navicula*, das Bruchstück von *Gondolella* sp. und *Neohindeodella*.

Ausser den oben erwähnten Fundorten wurde noch je eine Probe von folgenden Fundstellen untersucht:

1. Szava, Pipis-Berg (Pelson)
2. Vokány, Abhang gegenüber der Eisenbahnbrücke, Kalksteinausbiss am Rande des Waldes (Anis, Pelson)
3. Villány, *Lingula cristomani*-führender Kalkstein (Oberanis, Ladin)
4. Babarcszőlős, oberanisischer Kalkstein über dem Diabasgang

Von diesen Proben konnten wir nur in der von Szava, Pipis-Berg Conodonten finden. Leider, auch hier sehr wenig: nur ein Bruchstück von einer Gondolella, sowie ein gut erhaltenes Exemplar, das weniger gewölbt ist, als die *Gondolella navicula*-Exemplare von den übrigen Fundorten. Die Form scheint einen Übergang zu *G. mombergensis* zu vertreten. Das Stück besitzt sogar zwei Hauptzähne, von denen der eine von der Linie der Carina etwas nach der Seite verschoben ist. Wegen dieses Merkmales ist die Form als ein Übergang zur Art *G. mombergensis* zu betrachten, aus der dann sich im Laufe des Pelsons *G. navicula* entwickelte.

Alter und Vergleich der Conodonten-Fauna mit den triadischen Conodonten-Vergesellschaftungen anderer Gebiete

Vom Gesichtspunkt der stratigraphischen Gliederung der Trias aus vertreten Gondolella und Polygnathus die beiden wichtigsten Gattungen. In seinem 1958 erschienenen Aufsatz, der die mediterranen triadischen Conodonten und ihren stratigraphischen Wert behandelt, meint R. Huckriede — aufgrund Untersuchungen von zahlreichen Proben — dass in der europäischen Trias zwei Gondolella-Arten vorhanden sind. Seine Untersuchungen bezogen sich auf die gesamte triadische Serie von Deutschland bis Pakistan. Seiner Meinung nach kommt in der unteren Trias sowie im unteren Teil der mittleren Trias nur eine einzige Gondolella-Art, u. zw. *Gondolella mombergensis* Tatge vor. Aus dieser entwickelt sich im mittleren Anis (Pelson) die Art *Gondolella navicula* Huckriede. Diese Art wurde durch Huckriede von der Art *Gondolella mombergensis* abgesondert, diagnostiziert und abgeschrieben. Im Pelson sind die beiden Arten noch zusammen anzutreffen. An der Grenze Pelson/Illyr verschwindet die Art *G. mombergensis* und im Illyr, sowie weiter in der Obertrias bis zum Rhät lebt nur noch die Art *G. navicula* weiter. Im Illyr inzwischen entwickeln sich aus ihr die Arten *Polygnathus tethydis* und *P. abneptis*. Die erstere stirbt im Karn, die letztere im Nor endgültig aus.

In den an Conodonten reichen triadischen Schichten des Villányer Gebirges kommen die beiden erwähnten Polygnathus-Arten nicht vor. Vorherrschend ist hier *Gondolella navicula*. Meinerseits habe ich nur in der Probe von Szava und dem Steinbruch Zuhánya je eine Übergangsform zwischen *G. mombergensis* und *G. navicula* gefunden. Wenn wir diese in Betracht ziehen, müssen die an Conodonten reichen Schichten des Villányer Gebirges jedenfalls in das oberste Pelson, genau an die Grenze Pelson/Illyr gestellt werden. Die darüber folgenden, an Conodonten armen Schichten gehören wohl bereits ins Illyr. Auch das Vorhandensein der zu den Holothurioideen gehörenden Theelia-Arten, die zusammen mit den Resten von Ophiuroideen vorkommen, zeugen für dieses Alter. Ein Vergleich unserer Vergesellschaftungen mit der Conodonten-Fauna des oberen Muschelkalkes in der germanischen Trias, zeigt ebenfalls eine grosse Übereinstimmung. H. Kozur (1968b, c) wies darauf hin, dass sich die pelsonisch—unterillyrische Conodonten-Fauna des Muschelkalkes in der Trias des germanischen Binnenbeckens nicht aus den Formen des unteren Muschelkalkes entwickelt hat. Im Laufe des Pelsons kam eine neue marine Verbindung zustande, die eine neue Faunainvasion ermöglichte. Diese marine Verbindung existierte aber nicht lange, weil an der Grenze Pelson/Illyr eine Faunaveränderung vor sich ging u. zw. in dem Sinne, das *Gondolella mombergensis* zuerst zahlenmässig sehr zurückging und dann endgültig ausstarb.

Damit im Zusammenhang begann sich die ganze Conodonten-Fauna zu verkümmern. Im unteren Abschnitt des oberen Muschelkalkes (mo_1) stimmt nach Kozur die Conodonten-Fauna völlig mit jenen überein, die vom Pelson bis zum Unterillyr in Süd-Europa und in den entsprechenden Schichten auch in Nord-Amerika gelebt haben. Diese Fauna — die bei ihm im unteren Abschnitt des oberen Muschelkalkes, in den Conodontenzonen 1 und 2 auftrat — entspricht der Vergesellschaftung unserer an Conodonten reichen Schichten. Von den darüber folgenden Conodontenzonen 3—7 schreibt Kozur, dass sie eine rudimentäre Fauna mit endemischen Merkmalen führen, die sich unter speziellen Verhältnissen entwickelte und deren Formen mit denen der Tethys nicht identifiziert werden können. Im wesentlichen zeigt sich auch bei uns dasselbe Bild: die an Conodonten armen Schichten führen sehr selten Conodonten und auch die Zahl der bis jetzt durchgeführten Untersuchungen ist vorläufig so gering, dass wir nicht im Stande sind aufgrund der bisherigen Angaben eine Zonierung zu unternehmen. Es scheint viel brauchbarer zu sein, aufgrund der Holothurioideen und der Ophiuroideen unter den Schichten eine Leitschicht abzusondern. Auch die Untersuchungen von S. Pantić (1971), die er an einem jugoslawischen Triasmaterial durchführte, haben gezeigt, dass sich die anisische Conodonten-Fauna auch dort nicht aus der Conodonten-Fauna des Campils entwickelte. Auch dort tritt im Anis eine durchaus neue Fauna mit *Gondolella mombergensis* und *G. navicula* auf. Die die Gondolellen begleitende anisische Conodonten-Fauna, die aus reich bezähnelten Formen besteht, ist im wesentlichen mit unserer Conodonten-Fauna identisch.

Wie im Fall der Conodonten-Vergesellschaftungen in der Tethys, löscht auch dort im Anis die Art *Gondolella mombergensis* aus. Dafür lebt *G. navicula* weiter. In der Trias Bosniens, Serbiens und der Herzegowina ist sie auch in der ladinischen und der karnischen Stufe nachzuweisen. Sie kommt mit den aus der *G. navicula* abstammenden Arten *Polygnathus tethydis* und *P. abneptis* zusammen vor.

Zusammenfassend kann also festgestellt werden, dass im Villányer Gebirge zur Zeit der Kulmination des anisischen Meeres, die bei uns am Ende des Mittelanis (Pelson) stattfand, das Ablagerungsbecken einen Teil der Tethys darstellte. Durch die vorhandene Verbindung war die Einwanderung der Tiere mit Conodonten ermöglicht, sie vermehrten sich unter den für sie günstigen ökologischen Verhältnissen in grossem Masse, sodass in der Ablagerung sich viele Conodonten anhäufen konnten. Die Fauna zeigt eine Ähnlichkeit mit den oberpelsonisch-unterillyrischen Conodon-

ten-Faunen von anderen Gebieten. Nach der Ablagerung einer conodontenreichen Schicht in einer Mächtigkeit von etwa 6 m, folgte eine an Conodonten arme Schichtfolge in 90—100 m Mächtigkeit, deren Faunaelemente verkümmert sind. Die plötzliche Verarmung fällt auf die Grenze Pelson/Illyr. Daraus folgt, dass die ökologischen Verhältnisse für die Tiere mit Conodonten wieder ungünstig geworden sind. Ihre Fortpflanzung nahm zuerst ab, und hörte dann ganz auf. Im oberen Abschnitt des Illyrs, sowie in der ladinischen Stufe sind nicht einmal verkümmerte Conodonten nachzuweisen.

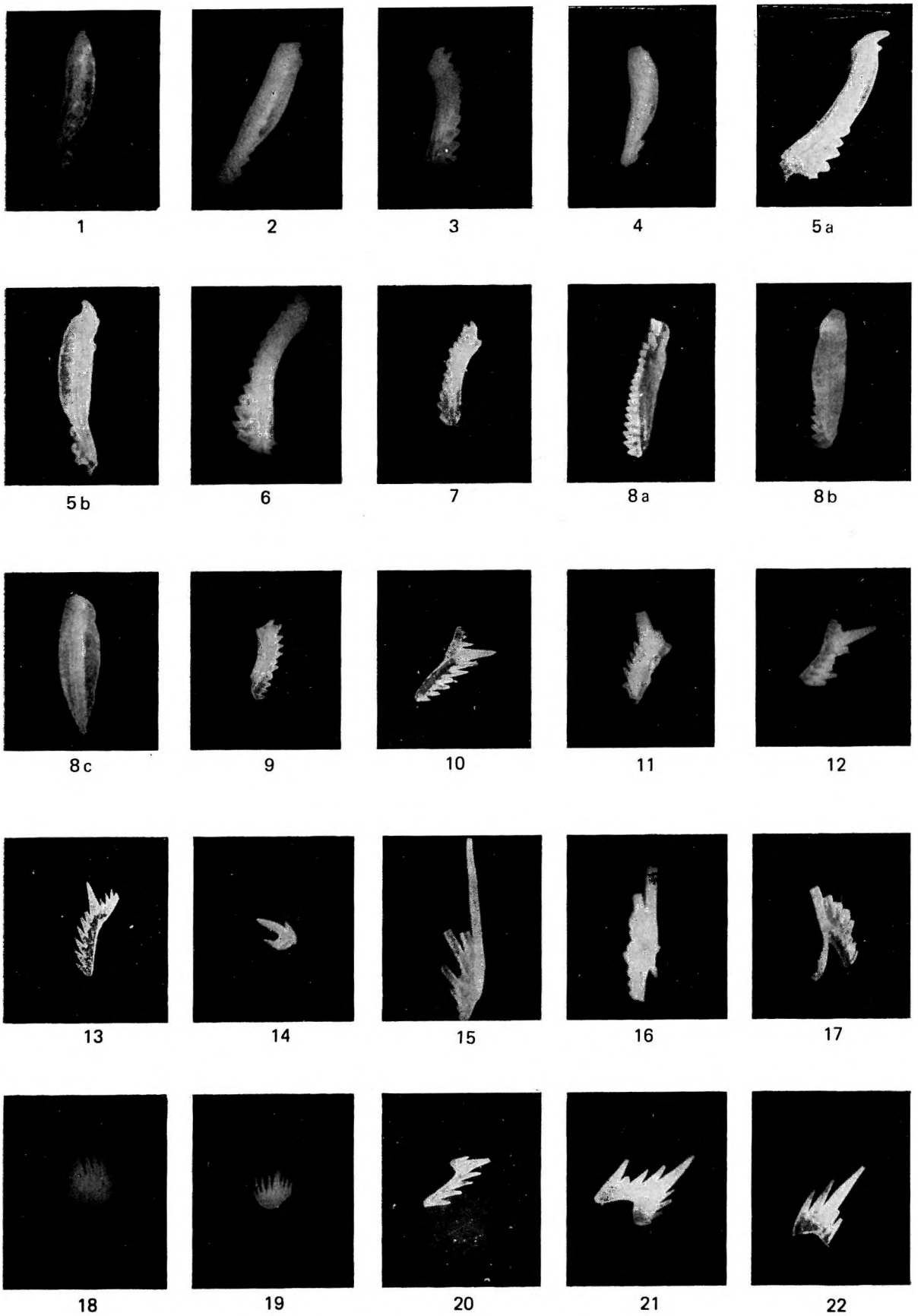
Im an Conodonten armen illyrischen Schichtkomplex des Villányer Gebirges sind dünne Schichten mit Resten von Holothurioideen und Ophiuroideen zu beobachten. Die bisherigen Untersuchungen lassen die Annahme zu, dass diese Schichten, ebenso wie auch die an Conodonten reichen Schichten innerhalb des Gebietes vom Villányer Gebirge miteinander parallelisiert werden können.

Die Conodonten-Untersuchungen bedeuten für die ungarische Mikropaläontologie einen neuen Charakterzug. Als ein erster Versuch in diesem Gebiet konnten jetzt hier nur in grossen Zügen die Möglichkeiten gezeigt werden, die von den Conodonten-Untersuchungen in der Stratigraphie, in der Paläobiographie und in anderen Gebieten der Geowissenschaften angewandt werden können.

TÁBLÁK — TAFELN

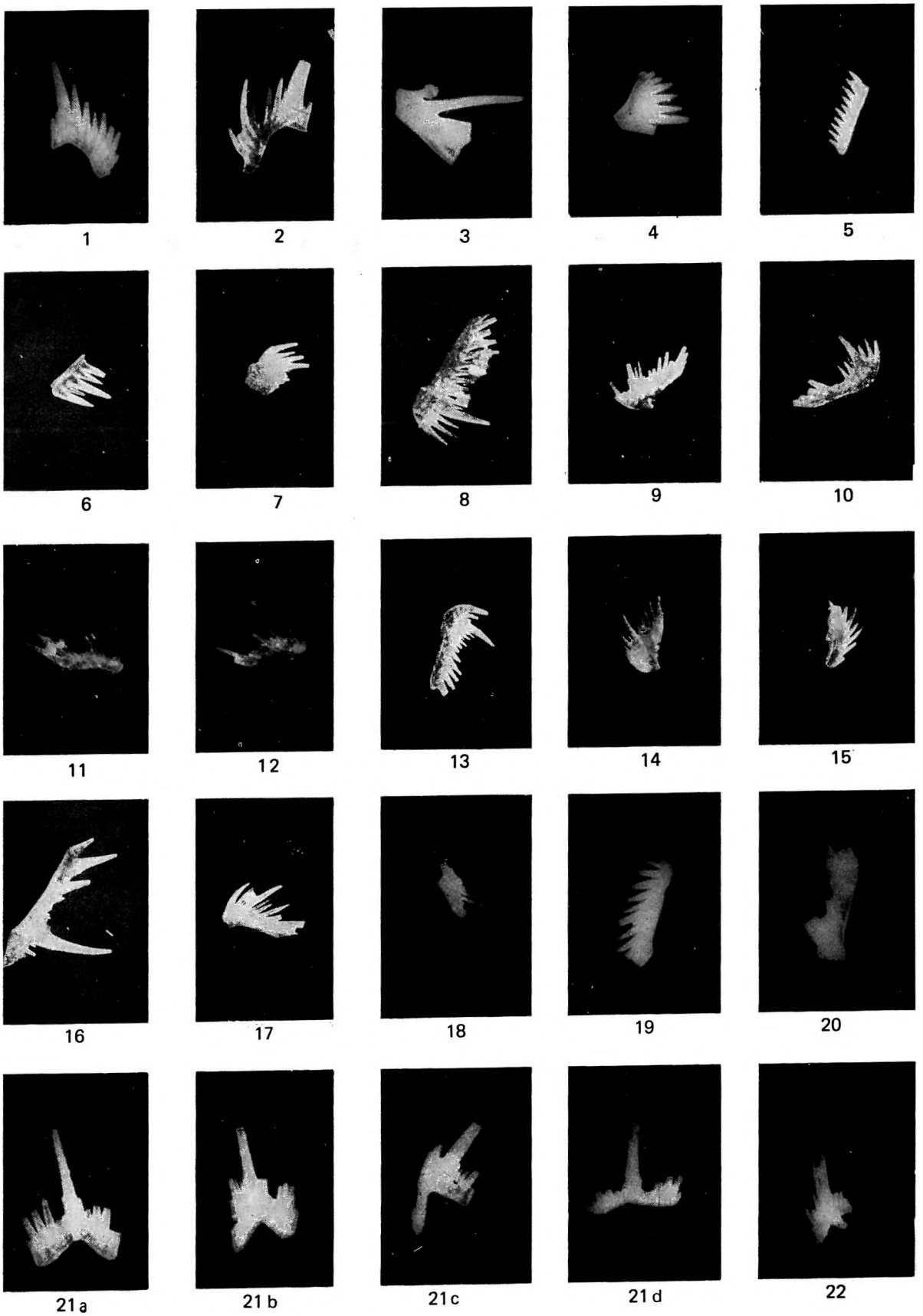
I. tábla — Tafel I

1—7. *Gondolella navicula* Huckriede — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
8. *Gondolella navicula* Huckriede, átmenet a *G. mombergensis* Tatge faj felé. (Übergang zu *G. mombergensis* Tatge) — Zuhánya-bánya, 5. minta
9. *Gondolella navicula* Huckriede — Szava, Pipis-hegy
10—12. *Ozarkodina tortilis* Tatge — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
13. *Ozarkodina tortilis* Tatge — Peterd-1. sz. f. 537,5—541,0 m
14. *Cornudina breviramulis minor* Kozur — Peterd-1. sz. f. 589,5—598,0 m
15—16. *Enantiognathus ziegleri* (Diebel) — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
17. *Enantiognathus incurvus* Kozur — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
18. *Conodonta* indet. — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
19. *Conodonta* indet. Forma I. — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
20. *Prioniodina mülleri* (Tatge) — Peterd-1. sz. f. 534,0—537,5 m
21—22. *Prioniodina mülleri* (Tatge) — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m


1
2
3
4
5a
5b
6
7
8a
8b
8c
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
150 mikron

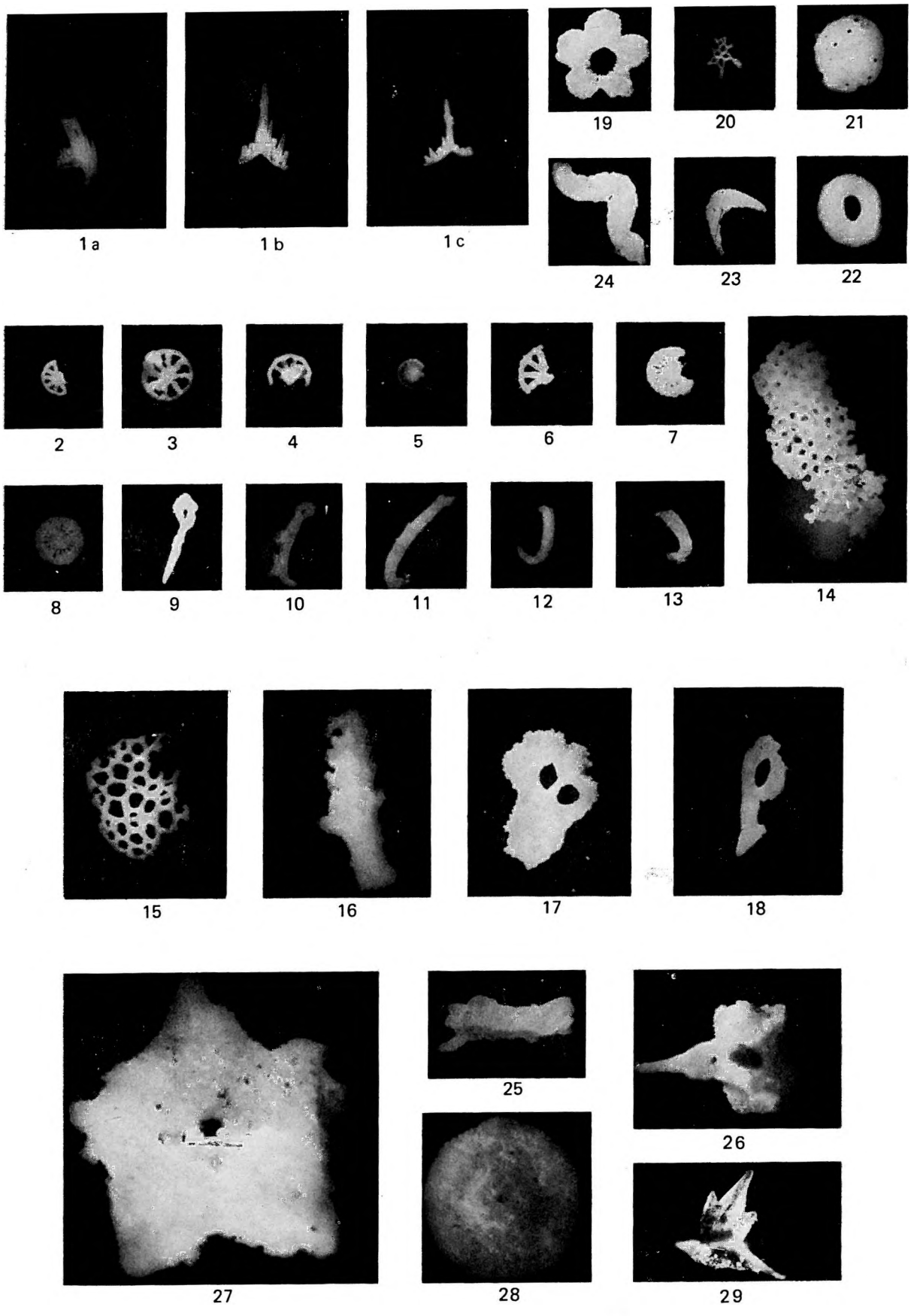
II. tábla — Tafel II

1. *Prioniodina mülleri* (Tatge) — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
2. *Hibbardella* sp. (cf. *zapfei*) — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
3—5. *Conodonta* indet. töredékek (Bruchstücke) — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
6. *Conodonta* indet. töredék (Bruchstück) — Szava, Pipis-hegy
7. *Neohindeodella* sp. töredék (Bruchstück) — Zuhánya-bánya 5. minta
8—17. *Neohindeodella* sp. — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
18. *Conodonta* indet. töredék (Bruchstück) — Peterd-1. sz. f. 509,0—513,0 m
19—20. *Conodonta* indet. töredékek (Bruchstücke) — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
21a—d. *Roundya magnidentata* Tatge — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
22. *Roundya lautissima* (?) Huckriede


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21a
21b
21c
21d
22
150 mikron

III. tábla — Tafel III

1a—c. *Roundya lautissima* (?) Huckriede, a II. tábla 22. ábráján bemutatott forma pozíciói. (Positionen der auf Taf. II. Fig. 22. dargestellten Form.)
2—5. *Theelia* sp. — Villány-6. sz. f. 582,2 m
6. *Theelia* sp. — Zuhánya-bánya, 5. minta
7—8. *Theelia* sp. — Peterd-1. sz. f. 545,5—547,6 m
9. *Achistrum* sp. — Zuhánya-bánya, 4. minta
10—13. *Achistrum* sp. — Peterd-1. sz. f. 545,5—547,6 m
14—16. Holothurioidea vázelemek (Sklerite) — Peterd-1. sz. f. 545,5—547,6 m
17—19. Holothurioidea vázelemek (Sklerite) — Zuhánya-bánya
20. Holothurioidea vázelem (Sklerite) — Villány-6. sz. f. 582,2 m
21. Holothurioidea vázelem (Sklerite) — Peterd-1. sz. f. 545,5—547,6 m
22. Meghatározhatatlan vázelem (mészalga?). (Unbestimmbare Sklerite — Kalkalge?) — Peterd-1. sz. f. 545,5—547,6 m
23. Holothurioidea (?) vázelem (Sklerite) — Zuhánya-bánya 5. minta
24. Holothurioidea (?) vázelem (Sklerite) — Peterd-1. sz. f. 545,5—547,6 m
25—26. Ophiuroidea csigolyák (Wirbeln) — Villány-6. sz. f. 586,2—588,0 m
27. Crinoidea — Peterd-1. sz. f. 610,0—612,2 m
28. Crinoidea — Peterd-1. sz. f. 606,0—610,0 m
29. Halmaradvány (Pisces) — Peterd-1. sz. f. 606,0—610,0 m


1a
1b
1c
19
20
21
24
23
22
2
3
4
5
6
7
14
8
9
10
11
12
13
15
16
17
18
25
26
27
28
29
150 mikron