ST 3115/1

JUBILÄUMSSCHRIFT 20 JAHRE GEOLOGISCHE ZUSAMMENARBEIT ÖSTERREICH – UNGARN

Teil 1



I. rész

A 20 ÉVES MAGYAR – OSZTRÁK FÖLDTANI EGYÜTTMŰKÖDÉS JUBILEUMI KÖTETE

MAGYAR – OSZTRÁK JUBILEUMI KÖTET I. rész

OSZK

Teil 1 JUBILÄUMSSCHRIFT ÖSTERREICH – UNGARN

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Wien – Bécs 1991

JUBILÄUMSSCHRIFT 20 JAHRE GEOLOGISCHE ZUSAMMENARBEIT ÖSTERREICH–UNGARN

Teil 1

A 20 ÉVES MAGYAR–OSZTRÁK FÖLDTANI EGYÜTTMŰKÖDÉS JUBILEUMI KÖTETE

1. rész

Redaktion/Szerkesztette:
HARALD LOBITZER & GÉZA CSÁSZÁR

ISBN 3-900312-76-1

ST=66
OD 54.396 = 66
ORSZ. SZÉCHÉNYI KÖNYVTÁR
2018

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

ST 3115/1

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Géza Császár, Dr. Albert Daurer, Dr. Harald Lobitzer.
Umschlagentwurf: Monika Ledolter.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Wien.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H., 3580 Horn.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 1–400	Wien, September 1991	1. rész	pp. 1–400	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Inhalt

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

Vorwort der Direktoren 7
Vorwort der Herausgeber 9

Stratigraphie
Fazies
Paläogeographie

Tertiär

FUCHS R. & SÜTÖ-SZENTAI, M.: Organisches Mikroplankton (Phytoplankton) aus dem Pannonien des Wiener Beckens (Österreich) und Korrelationsmöglichkeiten mit dem Zentralen Pannonischen Becken (Ungarn).
Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 9 Tafeln . 19

PASCHER, G.: Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland).
Mit 4 Abbildungen 35

BACHMAYER†, F., RÖGL, F. & SEEMANN, R.: Geologie und Sedimentologie der Fundstelle miozäner Insekten in Weingraben (Burgenland, Österreich).
Mit 1 Abbildung, 2 Tabellen und 4 Tafeln .. 53

DRAXLER, I. & ZETTER, R.: Palynologische Untersuchungen in den mittelmiozänen Hochriegelschichten (Süßwasserschichten) von Weingraben (Gemeinde Kaisersdorf, Burgenland, Österreich).
Mit 1 Abbildung und 8 Tafeln 71

POGÁCSÁS, G. & SEIFERT, P.: Vergleich der neogenen Meeresspiegelschwankungen im Wiener und im Pannonischen Becken.
Mit 7 Abbildungen 93

KÓKAY, J.: Stratigraphische Revision der unter- und mittelmiozänen Bildungen des Beckens von Várpalota (Bakony-Gebirge).
Mit 3 Abbildungen 101

SEIFERT, P., BRAUNSTEIN, R. & BÁLDI, T.: Korrelation der oligozänen Schichtfolgen von Ottenthal (Waschbergzone, Niederösterreich) mit der Region Kiscell (Budapest, Nordungarn).
Mit 12 Abbildungen und 4 Tafeln 109

Mesozoikum

FAUPL, P. & POBER, E.: Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur.
Mit 8 Abbildungen 133

Tartalomjegyzék

Külön jelzés hiányában a munkák német nyelvűek.

Előszó 7
Szerkestői előszó 9

Rétegtan
Fácies
Paleogeográfia

Harmadidőszak

FUCHS R. & SÜTÖ-SZENTAI, M.: Szervesvázú mikroplankton (fitoplankton) a Bécsi-medence (ausztriai) pannóniai képződményeiből és korrelációs lehetőség a Pannon-medence központi (magyarországi) részével.
2 ábrával, 1 táblázattal és 9 táblával 19

PASCHER, G.: A mattersburgi öblözet neogén képződményei (Burgenland).
4 ábrával 35

BACHMAYER†, F., RÖGL, F. & SEEMANN, R.: A burgenlandi Weingraben (Ausztria) miocén rovar lelőhelyének földtani és üledéktani jellemzése.
1 ábrával, 2 táblázattal és 4 táblával 53

DRAXLER, I. & ZETTER, R.: Palynológiai vizsgálatok a burgenlandi Weingraben középső-miocén édesvízi hochriegeli rétegeiből.
1 ábrával és 8 táblával 71

POGÁCSÁS, G. & SEIFERT, P.: A Bécsi- és a Pannon-medence neogén tengerszint változásainak összevetése.
7 ábrával 93

KÓKAY, J.: A várpalotai medence alsó- és középső-miocén képződményeinek rétegtani revíziója.
3 ábrával 101

SEIFERT, P., BRAUNSTEIN, R. & BALDI, T.: Az ottenthali (alsó-ausztriai Waschberg-zóna) és az észak-magyarországi oligocén összlet korrelációja.
12 ábrával és 4 táblával 109

Mesozoikum

FAUPL, P. & FOBER, E.: Adalék a törmelékes krómspinellek Keleti-Alpokban való előfordulásának jelentőségéhez: ofiolit törmelék a Vardar szuturából.
11 ábrával 133

Contents

When there is no other mention the papers are given in German language.

Directors' Preface 7
Editors' Preface 9

Stratigraphy
Facies
Palaeogeography

Tertiary

FUCHS R. & SÜTÖ-SZENTAI, M.: Organic Microplankton (Phytoplankton) from the Pannonian of the Vienna Basin (Austria) and Possibilities of Correlation with the Central Pannonian Basin (Hungary).
With 2 Text-Figures, 1 Table and 9 Plates .. 19

PASCHER, G.: The Neogene of the Mattersburg Basin (Burgenland).
With 4 Text-Figures 35

BACHMAYER†, F., RÖGL, F. & SEEMANN, R.: Geology and Sedimentology of the Discovery Place of Miocene Insects in Weingraben (Burgenland, Austria).
With 1 Text-Figure, 2 Tables and 4 Plates .. 53

DRAXLER, I. & ZETTER, R.: Palynological Investigations of Limnic Middle Miocene Hochriegel Beds of Weingraben (Burgenland, Österreich).
With 1 Textfigure and 8 Plates 71

POGÁCSÁS, G. & SEIFERT, P.: Comparison of Neogene Sea Level Rises and Falls in the Vienna Basin and Pannonian Basin.
With 7 Text-Figures 93

KÓKAY, J.: Stratigraphic Revision of Lower and Middle Miocene Sediments in the Várpalota Basin (Bakony Mountains).
With 3 Text-Figures 101

SEIFERT, P., BRAUNSTEIN, R. & BÁLDI, T.: Correlation of the Oligocene Sequences of Ottenthal (Waschberg Zone, Lower Austria) with the North Hungarian Oligocene.
With 12 Text-Figures and 4 Plates 109

Mesozoic

FAUPL, P. & POBER, E.: Significance of Detrital Chromian Spinels in the Eastern Alps: Ophiolithic Detritus from the Vardar Suture.
With 8 Text-Figures 133

VÖRÖS, A.: Hierlatzkalk – eine typisch österreichisch-ungarische Jura-Fazies.
In englischer Sprache.
Mit 12 Abbildungen 145

KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER, H. & SOLTI, G.: Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm – Steinplatte (Tirol/Salzburg).
Mit 3 Abbildungen, 9 Tabellen und 9 Tafeln . 155

KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J. & KOVÁCS, S.: Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn).
Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 5 Tafeln . 193

OBENHOLZNER J.H. & PFEIFFER, J.: „Pietra verde" – Ein Diskussionsbeitrag zur Geodynamik der Südalpen.
Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln . 221

TATZREITER, F. & VÖRÖS, A.: Vergleich der pelsonischen (Anis, Mitteltrias) Ammonitenfaunen von Großreifling (Nördliche Kalkalpen) und Aszófő (Balaton-Gebiet).
Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln 247

Paläozoikum

EBNER, F., KOVÁCS S. & SCHÖNLAUB, H.P.: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen.
Mit 11 Abbildungen 263

Tektonik

PAHR, A.: Ein Diskussionsbeitrag zur Tektonik des Raumes Alpenostende – Kleine Karpaten – Pannonisches Becken.
Mit 4 Abbildungen 297

Rohstoffgeologie

MINDSZENTY, A., GÁL-SÓLYMOS, K., CSORDÁS-TÓTH, A., IMRE, I., FELVÁRI, G., RUTTNER, A.W., BÖRÖCZKY, T. & KNAUER, J.: Extraklasten aus kretazisch-tertiären Bauxiten des Transdanubischen Zentralgebirges und der Nördlichen Kalkalpen. Verläufige Resultate und Versuch einer geologischen Interpretation.
In englischer Sprache.
Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 14 Tafeln . 309

LADWEIN, W., SCHMIDT, F., SEIFERT, P. & WESSELY, G.: Geodynamik und Entstehung von Kohlenwasserstoffen im Bereich des Wiener Beckens in Österreich.
Eine kurze Zusammenfassung 347

Umweltgeologie
Hydrogeologie
Ingenieurgeologie

BOLDIZSÁR, I., KOLLMANN, W. & SURENIAN, R.: Hydrogeologische Untersuchungen der Leithakalk-Formation im Neusiedlerseegebiet (Österreich/Ungarn).
Mit 5 Abbildungen und 5 Tafeln 351

VÖRÖS, A.: Hierlatzi Mészkő – egy sajátos „osztrák–magyar" jura-fácies.
Angolul.
12 ábrával 145

KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER, H. & SOLTI, G.: A Kammerköhralm – Steinplatte terület kösseni rétegeinek mikropaleonmtológiai es geokémiai vizsgálata (Tirol/Salzburg).
3 ábrával, 9 táblázattal és 9 táblával 155

KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J. & KOVÁCS, S.: Karni Ostracodák és Conodonták a Zsámbék 14. sz. fúrásban.
4 ábrával, 1 táblázattal és 5 táblával 193

OBENHOLZNER J.H. & PFEIFFER, J.: „Pietra verde" – vitacikk a Déli-Alpok geodinamikájához.
2 ábrával, 1 táblázattal és 3 táblával 221

TATZREITER, F. & VÖRÖS, A.: Az Északi-Mészkőalpok és a Balaton-felvidék pelsoi (középső-triász) Ammonites faunáinak összehasonlítása.
2 ábrával és 3 táblával 247

Paleozoikum

EBNER, F., KOVÁCS S. & SCHÖNLAUB, H.P.: A klasszikus karbon képződmények Ausztriában és Magyarországon – ősmaradványtartalmú üledékes előfordulások összahasonlítása.
11 ábrával 263

Tektonika

PAHR, A.: Hozzászólás az Alpok keleti vége – Kis-Kárpátok–Pannon-medence térségének tektonikájához.
4 ábrával 297

Ásványi nyersanyagok

MINDSZENTY, A., GÁL-SÓLYMOS, K., CSORDÁS-TÓTH, A., IMRE, I., FELVÁRI, G., RUTTNER, A.W., BÖRÖCZKY, T. & KNAUER, J.: Extraklasztok a dunántúli-középhegységi és az északi-mészkő alpi kréta–harmadidőszaki bauxitokból. Előzetes eredmények és földtani értelmezés.
Angolul.
4 ábrával, 1 táblázattal és 14 táblával 309

LADWEIN, W., SCHMIDT, F., SEIFERT, P. & WESSELY, G.: Geodinamika és szénhidrogénkeletkezés a Bécsi-medence területén Ausztriában.
Rövid összefoglalás 347

Környezetföldtan
Hidrogeológia
Mérnökgeológia

BOLDIZSÁR, I., KOLLMANN, W. & SURENIAN, R.: A lajtamészkő hidrogeológiai vizsgálata a Fertő- tó környékén.
5 ábrával és 5 táblával 351

VÖRÖS, A.: Hierlatzkalk – a Peculiar Austro-Hungarian Jurassic Facies.
In English language.
With 12 Text-Figures 145

KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER, H. & SOLTI, G.: A Micropalaeontological and Geochemical Study of the Kössen Beds in the Kammerköhralm – Steinplatte Area (Tirol/Salzburg).
With 3 Text-Figures, 9 Tables and 9 Plates . 155

KRISTAN-TOLLMANN, E., HAAS, J. & KOVÁCS, S.: Carnian Ostracods and Conodonts of the Borehole Zsámbék-14 in the Transdanubian Central Range (Hungary).
With 4 Text-Figures, 1 Table and 5 Plates .. 193

OBENHOLZNER J.H. & PFEIFFER, J.: „Pietra verde" – A Contribution to the Geodynamics of the Southern Alps.
With 2 Text-Figures, 1 Table and 3 Plates . 221

TATZREITER, F. & VÖRÖS, A.: Comparison of the Pelsonian (Anisian, Middle Triassic) Ammonite Faunas of Großreifling (Northern Calcareous Alps) and Aszófő (Balaton Area).
With 2 Text-Figures and 3 Plates 247

Palaeozoic

EBNER, F., KOVÁCS S. & SCHÖNLAUB, H.P.: Classical Carboniferous in Austria and Hungary – A Comparison of Sedimentary Fossiliferous Occurrences.
With 11 Text-Figures 263

Tectonics

PAHR, A.: Geological Structures at the Eastern End of the Alps – Little Carpathians – Pannonian Basin – A Discussion of Problems.
With 4 Text-Figures 297

Raw Material Geology

MINDSZENTY, A., GÁL-SÓLYMOS, K., CSORDÁS-TÓTH, A., IMRE, I., FELVÁRI, G., RUTTNER, A.W., BÖRÖCZKY, T. & KNAUER, J.: Extraclasts from Cretaceous/Tertiary Bauxites of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps. Preliminary Results and Tentative Geological Interpretation.
In English language.
With 4 Text-Figures, 1 Table and 14 Plates . 309

LADWEIN, W., SCHMIDT, F., SEIFERT, P. & WESSELY, G.: Geodynamics and Genesis of Hydrocarbons in the Vienna Basin (Austria).
A short summary 347

Environmental Geology
Hydrogeology
Engineering Geology

BOLDIZSÁR, I., KOLLMANN, W. & SURENIAN, R.: Hydrogeological Investigations of the Leithakalk Formation (Lake Neusiedl Area, Austria/Hungary).
With 5 Text-Figures and 5 Plates 351

MARTON, L., MIKÓ, L., RANK, D. & HERTELENDI, E.: Isotopenhydrogeologische Untersuchungen in der Großen Ungarischen Tiefebene.
Mit 8 Abbildungen 369

BIRÓ, T., GOLDNER, F., KOZÁK, K., RAJNER, V., RANK, D. & STAUDNER, F.: Baumringe als Zeugen kurzzeitiger Kontaminationen der Umwelt mit Tritium.
Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle 379

BENCE, G., CSÁSZÁR, G., DARIDA-TICHY, M., DUDKO, A., GÁLOS, M., GANGL, G., KERTÉSZ, P., KORPÁS, L. & ZIER, Ch.: Geologische und ingenieurgeologische Beschreibung der Donaustufe Nagymaros.
Mit 12 Abbildungen und 1 Tabelle 385

MARTON, L., MIKÓ, L., RANK, D. & HERTELENDI, E.: Izotópihidrológiai vizsgálatok a Magyar Alföldön.
8 ábrával 369

BIRÓ, T., GOLDNER, F., KOZÁK, K., RAJNER, V., RANK, D. & STAUDNER, F.: Évgyűrűk, mint a környezet rövid időtartamú tríciumszennyeződésének tanúi.
5 ábrával és 1 táblával 379

BENCE, G., CSÁSZÁR, G., DARIDA-TICHY, M., DUDKO, A., GÁLOS, M., GANGL, G., KERTÉSZ, P., KORPÁS, L. & ZIER, Ch.: A „nagymarosi vízlépcső" építési területének földtani és mérnökgeológiai viszonyai.
12 ábrával és 1 táblával 385

MARTON, L., MIKÓ, L., RANK, D. & HERTELENDI, E.: Isotope Hydrogeological Investigations in the Great Hungarian Plain.
With 8 Text-Figures 369

BIRÓ, T., GOLDNER, F., KOZÁK, K., RAJNER, V., RANK, D. & STAUDNER, F.: Tree Rings as Witnesses for Short-Term Contaminations of the Environment with Tritium.
With 5 Text-Figures and 1 Table 379

BENCE, G., CSÁSZÁR, G., DARIDA-TICHY, M., DUDKO, A., GÁLOS, M., GANGL, G., KERTÉSZ, P., KORPÁS, L. & ZIER, Ch.: The Power Plant Nagymaros – Geology and Problems of Engineering Geology.
With 12 Text-Figures and 1 Table 385

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 7–8	Wien, September 1991	1. rész	pp. 7–8	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Vorwort der Direktoren

Előszó

Die geologische Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn hat eine bis ins 18. Jahrhundert zurückreichende Tradition. Ab 1750 wurde von österreichischen und ungarischen Wissenschaftlern das Naturalienkabinett in Wien geführt und später, von 1835 bis 1848 arbeiteten Angehörige beider Nationalitäten im Montanistischen Museum und nachfolgend in der 1849 gegründeten K.K. Geologischen Reichsanstalt eng zusammen, ebenso in der Bergakademie Schemnitz (Selmecbánya) und der Montanistischen Hochschule Leoben. Mit dieser Zusammenarbeit sind große Namen verknüpft wie Johann BÖCKH, Ignaz von BORN, Ami BOUE, Wilhelm HAIDINGER, Franz von HAUER, Lajos RÓTH von TELEGD, und später Georg GEYER und Hermann VETTERS, um nur einige Beispiele zu nennen.

Zwar war mit dem pólitischen Ausgleich 1867 nahezu zwangsläufig eine gewisse Distanz zwischen der österreichischen und ungarischen Geologie eingetreten, doch wurde diese – insbesondere nach dem II. Weltkrieg – durch gemeinsame Interessen nach und nach aufgehoben.

Einen Markstein für die neue Kooperation bildet die Vereinbarung über die geologische Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt und dem Geologischen Zentralamt Ungarns im Jahre 1968, deren 20-jähriges Bestehen Anlaß der vorliegenden gemeinsamen Publikation ist.

Im Rahmen dieser Vereinbarung werden bei den alternierend in Österreich und in Ungarn stattfindenden jährlichen Austauschsitzungen etwa sechzig Punkte der Zusammenarbeit diskutiert und beschlossen, die sich auf den Austausch von Literatur und geowissenschaftlichen Materialien, insbesondere aber auf die Entsendung von Experten zur Bearbeitung gemeinsamer geowissenschaftlicher Probleme beziehen.

Wichtige Themen betreffen dabei die fazielle, stratigraphische und strukturgeologische Fragestellung ebenso wie solche der geophysikalischen Forschung, der Erdölgeologie und -geophysik, der Ingenieurgeologie und der Hydrogeologie und neuerdings auch des Schwerpunktes der Umweltgeologie. Ergänzt wird das jährliche Kooperationsprogramm durch gegenseitige Gastvorträge und geowissenschaftliche Konsulationen zu aktuellen Problemen der Erdwissenschaften.

Der enorme gegenseitige Nutzen dieser intensiven Zusammenarbeit besteht einerseits in der grenzüberschreitenden Erfassung nicht nur der geologischen Oberflä-

Ausztria és Magyarország földtani együttműködésének hagyományai a 18. századig nyúlnak vissza. Osztrák és magyar tudósok 1750-től vezették a bécsi Természettudományos Gyűjteményt, később 1835–1848 között a Bányászati Múzeumban, majd az 1849-ben alapított Cs. és Kir. Birodalmi Földtani Intézetben; a selmecbányai Bányászati Akadémián (1735), valamint a leobeni Bányászati Főiskolán hasonlóan szoros volt az együttműködés. A teljesség igénye nélkül emeljük ki e közös múltból BÖCKH János, Ignaz von BORN, Ami BOUE, Wilhlem HAIDINGER, Franz von HAUER, TELEGDI-RÓTH Lajos, később pedig Georg GEYER és Hermann VETTERS nagynevű elődeinket.

Az 1867. évi kiegyezéssel szükségszerűen bekövetkezett bizonyos eltávolodás az osztrák és a magyar földtan között, ezt azonban – különösen a II. világháború után – a közös érdekek fokozatosan megszüntették.

Az új együttműködés útján mérföldkőnek tekinthető az osztrák Geologische Bundesanstalt és a magyar Központi Földtani Hivatal között 1968-ban megkötött földtani együttműködési megállapodás, amelynek 20 éves fennállása adta az alkalmat jelen közös kiadvány megjelentetéséhez.

E megállapodás keretében – a váltakozva Ausztriában és Magyarországon évenként megtartott üléseken – az együttműködésnek mintegy hatvan témájában született megállapodás, főként az irodalom és egyéb tudományos anyagok cseréjére és a közös földtudományi problémák megoldását célzó szakember-cserére vonatkozóan.

A témák felölelik a rétegtan, a faciológia, a szerkezetföldtan, valamint a geofizika, a kőolajföldtan, mérnökgeológia és vízföldtan tárgykörét, újabban a környezetföldtani kérdések súlypontjával. Az éves együttműködési programot kölcsönös vendég-előadások, valamint a földtudományok időszerű problémáit érintő konzultációk egészítették ki.

Az intenzív együttműködésnek rendkívül hasznos voltát egyrészt a felszíni földtani viszonyok és – a medence-szerkezet miatt különösen jelentős – a medencealjzatot alkotó, országhatárokat nem ismerő földtani egységek megismerése, másrészt a természeti erőforrások hasznosítására és a munkamódszerekre vonatkozó kölcsönös tapasztalatcsere bizonyítja.

A fenti felismerés alapján az együttműködő felek országaikban a földtani kutatás minőségi és mennyiségi eredményeit egyaránt lényegesen továbbfejlesztették és

chen- und – was angesichts der Beckensituation von besonderer Bedeutung ist – der Untergrundsituation, sondern auch im gegenseitigen Erfahrungsaustausch, was Ressourceneinsatz und Arbeitsmethoden betrifft.

Der Erkenntnis folgend, daß die Geologie nicht an Staatsgrenzen halt macht, konnten beide Seiten nicht nur jeweils für ihr Land durch diese Zusammenarbeit sowohl die Qualität als auch die Quantität der geowissenschaftlichen Forschungsergebnisse substantiell erweitern, sondern auch international beispielhaft in Erscheinung treten.

Aufgrund ihrer positiven Resultate kann als sicher gelten, daß der geowissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn eine äußerst fruchtbringende Zukunft beschieden sein wird. Wesentlich wird dazu der Umstand beitragen, daß die mit der Durchführung dieser Kooperation befaßten Institutionen - die Geologische Bundesanstalt einerseits und das Zentralamt für Geologie und die Ungarische Geologische Landesanstalt andererseits - den Erfordernissen, die an die Geowissenschaften im Wandel der Zeiten gestellt werden, voll Rechnung tragen und bemüht sind, mit den Mitteln moderner geowissenschaftlicher Forschung solide Antworten auf die aktuellen Fragestellungen zu geben, um damit der Entwicklung in beiden Partnerländern zum Wohl der Menschen zu dienen.

nemzetközileg is példaértékű együttműködést alakítottak ki.

Eddigi pozitív tapasztalataink alapján biztosnak tekinthetjük, hogy az Ausztria és Magyarország közötti földtudományi együttműködés a jövőben is rendkívülien eredményes lesz. Meghatározóan segíti ezt elő az a tény, hogy az együttműködésben résztvevő intézetek, a Geologische Bundesanstalt, a Központi Földtani Hivatal és a Magyar Állami Földtani Intézet – teljes mértékben számot vetettek az új idők földtudományokkal szembeni követelményeivel és azon munkálkodnak, hogy a földtani kutatás korszerű eszközeivel megbízható válaszokat adjanak az időszerű kérdésekre s így a fejlődést szolgálják mindkét ország polgárainak javára.

T.E. GATTINGER & G. HÁMOR

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 9–15	Wien, September 1991	1. rész	pp. 9–15	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Vorwort der Herausgeber

Szerkesztői előszó

Vorbemerkungen

Am 15. Jänner 1968 wurde die „Vereinbarung zwischen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, und dem Zentralamt für Geologie der VRU über die wissenschaftliche Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Geologie, Paläontologie und Geophysik" unterzeichnet. Die Initiative zu dieser „Vereinbarung" und die Umsetzung in die Praxis ist den Herren Dir. Heinrich KÜPPER (Wien), dem Präsidenten György KERTAI sowie Prof. József FÜLÖP (beide Budapest) zu danken. Anläßlich der zwanzigsten Wiederkehr der Unterfertigung dieser Vereinbarung wurde als sichtbares Zeichen der erfolgreichen Zusammenarbeit beschlossen, eine Festschrift herauszugeben. Aufgrund der umfangreichen Aktivitäten auf dem geophysikalischen Sektor wurde erstmals im Mai 1983 sowie in der Folge alljährlich ein separates Abkommen über die geophysikalische Zusammenarbeit unter Federführung des Eötvös Loránd Geophysical Institute (ELGI) in Budapest und dem Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung bzw. der Geologischen Bundesanstalt in Wien abgeschlossen. Von dieser ebenso sehr lebendigen und erfolgreichen geophysikalischen Kooperation zeugt ein separater Festband, der parallel zur geologischen Festschrift als Special Volume der Geophysical Transactions in englischer Sprache in Budapest erscheinen wird.

Die Arbeiten in den beiden Teilen dieser Festschrift – Hand in Hand mit dem Geophysik-Festband – vermitteln einen repräsentativen und eindrucksvollen Überblick über die erdwissenschaftliche Zusammenarbeit zwischen unseren beiden Ländern etwa während der vergangenen sechs Jahre. Es muß jedoch festgehalten werden, daß einige wichtige Kooperationsthemen in diesen Festbänden kaum einen Niederschlag finden; dies ist auf verschiedene Ursachen zurückzuführen. Zum einen wurden z.B. die Ergebnisse in der Kohlenwasserstoff-Kooperation sowie in der Paratethys-Forschung bereits anderweitig umfassend dargestellt. Wohl aus Zeitgründen sind einige Themen trotz vergleichsweise reger Kontakte in dieser Festschrift nicht präsent, wie etwa die Kooperation in der bibliographischen Erfassung historischer geologischer Literatur und Kartenwerke im gemeinsamen Grenzbereich, die Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Metamorphite und in der Meteoriten-Forschung, oder auch die Erfassung der paläontologischen Originale und Typen in Sammlungen des jeweiligen Partnerlandes.

Die Autoren sind für Inhalt und Form ihrer Arbeiten verantwortlich. Bei einer Reihe von Manuskripten sah sich

Előzetes megjegyzések

1968. január 15-én írták alá a „bécsi Geologische Bundesanstalt, Wien és a Magyar Népköztársaság Központi Földtani Hivatala közötti megállapodást a földtan, az őslénytan és a geofizika területén folytatandó tudományos együttműködésről." Az együttműködés gondolata és gyakorlati megvalósítása Heinrich KÜPPER igazgató úrnak, valamint KERTAI György és FÜLÖP József elnök uraknak köszönhető. E megállapodás aláírásának huszadik évfordulója alkalmából a két fél úgy határozott, hogy a sikeres együttműködés látható jeleként emlékkötetet ad ki. A geofizikai ágazatban végzett kiterjedt tevékenység alapján első ízben 1983 májusában, majd a továbbiakban évenként külön megállapodást is aláírt a budapesti Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) és a Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, illetve a bécsi Geologische Bundesanstalt. Erről az ugyancsak élénk és eredményes geofizikai együttműködésről egy emlékkötet tanúskodik, amely a földtanival párhuzamosan, a Geofizika Közlemények külön köteteként Budapesten fog megjelenni.

A két részben megjelenő emlékkötet munkái – a geofizikai emlékkötethez hasonlóan – reprezentatív és hatásos áttekintést nyújtanak az országaink között, körülbelül az elmúlt hat évben végzett földtudományi együttműködésről. Nem hagyható azonban említés nélkül, hogy néhány fontos együttműködési téma ezekben az emlékkötetekben alig jut kifejezésre. Ennek okai különbözőek. A szénhidrogén tárgyú együttműködés, valamint a Parathetys-kutatás eredményeit már korábban kiterjedten ismertették. Időhiány miatt bizonyára néhány téma, a viszonylag élénk kapcsolat ellenére sem szerepel ebben az emlékkötetben. Ilyen tárgykör például a történeti földtani irodalom bibliográfiai nyilvántartásával kapcsolatos együttműködés, a határmenti területekről készült atlaszok, a metamorfit- és a meteoritkutatás, vagy akár az őslénytani originálisok és típusok nyilvántartása a társ-ország gyűjteményeiben.

Munkáik tartalmáért és kivitelezéséért a szerzők felelősek. Egy sor kézirattal kapcsolatban azonban az osztrák szerkesztő indíttatva érezte magát, hogy bizonyos egységesítő változtatást eszközöljön a kéziraton. Gondosan kerülték azonban, hogy az anyagot tartalmi veszteség vagy torzulás érje.

Az osztrák társszerkesztőnek a kéziratok szerkesztői feldolgozása alatt bekövetkezett hosszantartó betegsége folytán a Geologische Bundesanstalt igazgatósága, össz-

der österreichische Herausgeber jedoch – vor allem aus sprachlichen Gründen – veranlaßt, in unterschiedlicher Art und Weise mehr oder weniger massiv gestaltend in die Original-Manuskripte einzugreifen. Es bleibt zu hoffen, daß dadurch keine inhaltlichen Einbußen oder Fehlinterpretationen verursacht wurden.

Als Folge einer unerwarteten und längerdauernden Erkrankung des österreichischen Herausgebers während der redaktionellen Überarbeitung der Manuskripte hat sich die Direktion der Geologischen Bundesanstalt mit Zustimmung der ungarischen Partner entschlossen, die Jubiläumsschrift in zwei Teilen herauszugeben. Die jeweilige Zuordnung der Arbeiten zu Teil 1 oder Teil 2 konnte leider nicht immer in „gerechter" Weise – entsprechend dem Einlangen der Manuskripte bei den Herausgebern – gehandhabt werden. So mußten mehrere Arbeiten, die termingerecht bei der Redaktion einlangten, aus Gründen der nicht zu Ende geführten redaktionellen Überarbeitung oder aber beruhend auf Überlegungen der thematischen Schwerpunktsetzung für die Drucklegung in Teil 2 zurückgestellt werden. Die Herausgeber hoffen auf das Verständnis der Autoren und ersuchen Verzögerungen bei der Drucklegung nachzusehen.

Inhaltsüberblick des 1. Teiles der Jubiläumsschrift

Teil 1 dieser Jubiläumsschrift umfaßt 21 Arbeiten, wovon mit sieben Arbeiten das Tertiär zahlenmäßig ein Drittel des Umfanges repräsentiert, was zweifellos die große Bedeutung der jungen Bedeckung im Wiener- und im Pannonischen Becken und deren Randbuchten widerspiegelt.

Einen ersten gelungenen Versuch einer vergleichenden Gliederung des Pannons des Wiener Beckens mit dem Zentralen Donaubecken in Ungarn unternahmen FUCHS & SÜTŐ-SZENTAI mit Hilfe von organischem Mikroplankton, insbesondere mit Dinoflagellaten.

Die neogene Beckenfüllung der Mattersburger Bucht im Burgenland wurde von PASCHER überwiegend mit Mikrofossilien (Foraminiferen und Ostracoden) gegliedert und kartenmäßig dargestellt. Die stratigraphisch ältesten miozänen Sedimente dieses Gebietes werden von den Hochriegelschichten repräsentiert, die PASCHER für karpatisch hält. Mit den Hochriegelschichten von Weingraben unweit Oberpullendorf im Burgenland befassen sich noch zwei weitere Arbeiten aus verschiedenem Blickwinkel.

Nur wenige Wochen vor seinem Tode überbrachte Prof. F. BACHMAYER dem österreichischen Herausgeber ein Manuskript, das sich mit den Fossilfunden beschäftigt – insbesondere mit der reichen und gut erhaltenen Insektenfauna – die dieser bemerkenswerten Fundstelle in kerogenreichen Papierschiefern der Hochriegelschichten von Weingraben entstammen. In der Folge wurde das Manuskript von RÖGL und SEEMANN überarbeitet und durch sedimentologische, geochemische und stratigraphische Untersuchungen ergänzt. BACHMAYER, RÖGL & SEEMANN erachten die Hochriegelschichten der Insektenfundstelle von Weingraben als wahrscheinlich dem Badenien zugehörig.

Mit der reichen und gut erhaltenen Palynoflora dieser limnischen mittelmiozänen Tonlaminite befaßt sich eine exquisit dokumentierte Monographie von DRAXLER & ZETTER. Auf der Auswertung der Pollen- und Sporen-Spektren beruhend, setzen sie sich auch eingehend mit der Standortökologie der Pflanzengemeinschaften auseinander und versuchen eine paläoklimatische Interpretation.

hangban a magyar féllel, elhatározta, hogy a jubileumi kiadványt két részben jelenteti meg. Az egyes munkáknak az 1. vagy a 2. részbe történő besorolása nem történhetett mindig „igazságosan" – a kéziratoknak a szerkesztőséghez történt beérkezésének megfelelően. Így több olyan munka, amely határidőn belül érkezett ugyan a szerkesztőségbe, a be nem fejezett szerkesztés miatt, vagy a tematikai súlypont elhelyezéssel kapcsolatos meggondolásokból, a 2. részbe került. A szerkesztők bíznak a szerzők megértésében és igyekeznek a nyomdábaadási késedelmeket kiküszöbölni.

Az 1. rész tartalma

E jubileumi kiadvány 1. része 21 munkát foglal magában. Közülük hét tercier munka a terjedelem egyharmadát képviseli, ami a fiatal üledéktakarónak a Bécsi- és a Pannon-medencékben, valamint ezek peremi öbleiben játszott kétségtelenül jelentős szerepét tükrözi.

A Bécsi-medence pannóniai képződményeinek a Pannon-medence központi részének hasonló üledékeivel való összehasonlításra a szerves mikroplankton, elsősorban a Dinoflagellaták segítségével elsőként FUCHS & SÜTŐ-SZENTAI vállalkozott, mégpedig sikerrel.

A burgenlandi mattersburgi öböl neogén medencekitöltését túlnyomórészt mikrofosszíliák (foraminiferák és ostracodák) segítségével PASCHER osztotta fel és ábrázolta térképileg. E terület legidősebb miocén üledékeit a hochriegeli rétegek képviselik, amelyeket PASCHER kárpátinak tekint. A burgenlandi Oberpullendorf melletti Weingraben hochriegeli rétegeivel eltérő nézőpontból még további két munka foglalkozik.

Halála előtt csupán néhány héttel nyújtotta át F. BACHMAYER professzor kéziratát az osztrák szerkesztőnek. Ez Weingraben hochriegeli rétegeinek kerogén-gazdag papírpaláiban található fosszíliákkal, főként a gazdag és jó megtartási állapotú rovar faunával foglalkozik. A kéziratot annak átdolgozása során RÖGL és SEEMANN szedimentológiai, geokémiai, valamint rétegtani vizsgálatokkal egészítette ki. BACHMAYER, RÖGL & SEEMANN a hochriegeli rétegek rovargazdag weingrabeni előfordulását a bádeni emeletbe tartozónak valószínűsíti.

E limnikus, középső-miocén agyaglaminitek gazdag és jó megtartású palynoflórájával DRAXLER & ZETTER kitűnően dokumentált monográfiája foglalkozik. A pollen- és spóraspektrum kiértékelésére alapozva behatóan tárgyalják a növényközösségek élőhelyi ökológiáját és kísérlik meg az őséghajlati értelmezést.

POGÁCSÁS & SEIFERT a szeizmosztratigráfia segítségével vizsgálja a Bécsi- és a Pannon-medence neogénjében bekövetkezett tengerszint-ingadozásokat. A két medence System Tractjeinek összevetése nagyfokú egyezést mutat és ez a neogén idején fennállott közvetlen kapcsolatokat igazolja. Az egész Földre kiterjedő tengerszint-ingadozá-

POGÁCSÁS & SEIFERT untersuchen mit Hilfe der seismischen Stratigraphie die Meeresspiegelschwankungen im Neogen des Wiener und des Pannonischen Beckens. Der Vergleich der System Tracts beider Becken zeigt eine weitgehende Übereinstimmung und erbringt den Nachweis ausgeprägter Kommunikation während des Neogens. Im Vergleich mit den globalen Meeresspiegelschwankungen zeigen jene des Karpatischen Beckens jedoch eine Verzögerung von 300.000 bis 1 Million Jahre – ein Phänomen, das noch weiterer Klärung bedarf.

In einer ebenso gefällig illustrierten Arbeit unternehmen SEIFERT, BRAUNSTEIN & BÁLDI den gelungenen Versuch, mit Hilfe von kalkigem Nannoplankton und von Mollusken die oligozänen Schichtfolgen der niederösterreichischen Waschbergzone von Ottenthal mit jenen des Kiscellien in Nordungarn zu korrelieren.

Das Mesozoikum wird in Teil 1 dieser Jubiläumsschrift durch sechs Arbeiten repräsentiert, wobei mit vier Trias-Arbeiten diesen zweifellos eine dominante Rolle zukommt.

Im Gegensatz zu Teil 2 der Jubiläumsschrift, in der Kreide-Themen einen Schwerpunkt bilden, ist in Teil 1 nur die Arbeit von FAUPL & POBER mit Kreide befaßt. Es wird erfolgreich versucht, die Aussagekraft der unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung von detrischen Chromspinellen im Hinblick auf deren Herkunftsgebiet zu bewerten. Dabei zeigt sich, daß der Chromspinelldetritus der unterkretazischen Roßfeldschichten sich überwiegend von Harzburgiten ableiten läßt. Ab der Mittelkreide (Lavanter Schichten der Lienzer Dolomiten) und insbesondere in der Oberkreide (Tiefere Gosau: Santon bis unteres Campan; Flyschentwicklung der Höheren Gosau: Campan bis Paleozän) sind zunehmend auch lherzolithische Ausgangsgesteine im Liefergebiet zu beobachten. Eine derartige Zweigliederung ist aus den Ophiolithzonen der Dinariden bekannt, woraus geschlossen wird, daß sich der Vardarozean paläogeographisch wohl bis in Bereiche südlich der Kalkalpen erstreckt hat.

Auch der Jura wird lediglich durch eine Arbeit repräsentiert in der von VÖRÖS am Beispiel des liassischen Hierlatzkalks eindrucksvoll das Dilemma mit den historisch definierten Formationsnamen und ihrem begrifflichen Inhaltswandel im Laufe der Zeit demonstriert wird. Damit wird eine grundlegende Frage berührt, nämlich ob es zwingend oder auch nur zweckmässig ist, die ursprünglichen – und manchmal recht unzureichend definierten – Begriffsfassungen „auf ewige Zeiten" zu respektieren, oder ob es nicht praktikabler erscheint, sich mit den historisch gewachsenen geänderten Begriffsinhalten zu identifizieren. Für den Hierlatzkalk beantwortet VÖRÖS diese Frage eindeutig in Richtung einer konservativen Beibehaltung des historischen Begriffsumfangs.

Im Rahmen des Trias-Schwerpunktes dieser Jubiläumsschrift befassen sich die ersten beiden Arbeiten mit verschiedenen Aspekten von obertriadischen bituminösen Karbonatgesteinen. Eine Arbeit von KRISTAN-TOLLMANN et al. ist den norisch-rhätischen Kössener Schichten des klassischen Gebietes Kammerköhralm/Steinplatte im tirolisch-salzburgischen Grenzgebiet gewidmet und befaßt sich eingehend mit Systematik und paläogeographischen Implikationen der Kössener Ostracoden- und Foraminiferen-Assoziationen sowie auch untergeordnet mit diversen Echinodermen-Elementen. Geochemische Daten, wie z.B. Spurenelement-Verteilung und organisch-geochemische Untersuchungsergebnisse tragen ebenso zu einem sokkal összehasonlítva a Kárpát-medence ingadozásai azonban 300.000-től 1 millió évig terjedő késést mutatnak; olyan jelenség ez, amely még további magyarázatot ígényel.

Egy szintén tetszetősen illusztrált munkában SEIFERT, BRAUNSTEIN & BÁLDI sikeres kísérletet tesz arra, hogy mészvázú nannonplanktonnal és molluszkákkal korrelálja az alsó-ausztriai Waschberg-zóna oligocén rétegsorait (Ottenthal) Észak-Magyarország kiscelli emeletbe tartozó üledékeivel.

A mezozoikumot a jubileumi kiadvány 1. részében hat munka képviseli. Közülük négy a triásszal, egy-egy a jurával és a krétával foglalkozik.

Ellentétben a kiadvány 2. részével, amelyet a kréta témák uralják, az 1. részben csak FAUPL & POBER munkája foglalkozik a krétával. Eredményes kísérletet tesznek arra, hogy az eltérő vegyi összetételű törmelékes krómspinellek származási helyét meghatározzák. Igazolják, hogy az alsó-kréta rossfeldi rétegek krómspinell tartalma túlnyomórészt harzburgitból származik. A középső-krétától kezdve (a Lienzi Dolomitok lavanti rétegei) és különösen a felső-krétában (alsó gosau: santon–alsó-campani; a felső gosau flis kifejlődése: campan–paleocén) fokozódó mértékben figyelhetők meg lherzolites kiinduló kőzetek is a szállítási területen. Hasonló kettős tagolódás ismeretes a Dinaridák ofiolit-zónájából is, tanúsítván, hogy a Vardar-óceán ősföldrajzilag bizonyára a Mészalpoktól délre elterülő tartományokra is kiterjedt.

A jura időszakot képviselő egyetlen munkában a liász Hierlatzi Mészkő példáján VÖRÖS hatásosan mutat rá a történelmi formációnevek és azok fogalmi tartalmának változása között az idők folyamán kialakult dilemmára. Az alapvető kérdés lényege, hogy kötelező-e, vagy csak célszerű az eredeti – és olykor igen hiányosan meghatározott fogalmakat „örök időkre" tiszteletben tartani, vagy nem helyénvalóbb-e, ha a történelmileg kialakult, módosított tartalmú fogalommal azonosulunk. A Hierlatzi Mészkő esetében VÖRÖS egyértelműen a történelmi fogalom konzervatív tartalmának megőrzése mellett foglal állást.

A triász cikkek közül az első kettő foglalkozik a felsőtriász bitumenes karbonátokkal, különböző nézőpontból közelítve. KRISTAN-TOLLMANN et al. egy munkája a tirolisalzburgi határon lévő klasszikus Kammerköhralm Steinplatte terület nóri–raeti Kösseni Formáción belül behatóan tárgyalja annak ostracoda- és foraminifera-társulásait, azok rendszertanát, de kitér az ősföldrajzi helyzetre és érinti a különböző Echinodermata vázelemekkel kapcsolatos kérdéseket is. A plattformközi medenceképződés jobb megértéséhez geokémiai adatokat (pl. nyomelemeloszlás és szervesgeokémiai vizsgálati eredmények) is felhasználnak.

Jó megtartású és viszonylag gazdag ostracoda-faunát, valamint egy szegényes Conodonta-társulást ismertet KRISTAN-TOLLMANN, HAAS és KOVÁCS a Dunántúli-középhegységben mélyített Zsámbék-14. sz. fúrás középső-karni bitumenes mészkövéből. Feltűnő e faunák hasonlósága a korban azonos délalpi fáciestartományéval.

A „Pietra Verde" néven ismert anisusi–ladin délalpi vulkanoklasztikus üledékek genetikai kérdéseit elemzi behatóan OBENHOLZNER és PFEIFFER. Végeredményként arra a következtetésre jutnak, hogy a „Pietra Verde" képződése nagyrészt piroklasztikus fragmentációra és tengeralatti epiklasztikus üledékfelhalmozódásra vezethető vissza és csak alárendelt jelleggel mutathatók ki „fall-out ashes". A regionálisan igen eltérő ásványos összehasonlításokra is

verbesserten Verständnis dieser Intraplattform-Becken-Sedimentationsräume bei.

Eine gut erhaltene und vergleichsweise reiche Ostracodenfauna sowie eine arme Conodonten-Assoziation wird von KRISTAN-TOLLMANN, HAAS & KOVÁCS aus mittelkarnischen bituminösen Kalken der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge bekannt gemacht. Auffallend erscheint eine beträchtliche Ähnlichkeit dieser Faunen zu altersäquivalenten südalpinen Faziesbereichen.

Mit genetischen Aspekten der als „Pietra verde" bezeichneten anisisch-ladinischen vulkanoklastischen Sedimente der Südalpen setzen sich OBENHOLZNER & PFEIFFER eingehend auseinander. Sie kommen zur Schlußfolgerung, daß ein Großteil der Pietra Verde-Vorkommen auf pyroklastische Fragmentation und submarine, epiklastische Sedimentation zurückzuführen ist; nur untergeordnet lassen sich auch „fall-out ashes" nachweisen. Die regional sehr unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung deutet auf sauren Vulkanismus hin. Vergleiche mit ungarischen Vorkommen – insbesondere das Balaton-Gebiet, das Buda- und Bükk-Gebirge sowie Aggtelek betreffend – werden angestellt.

Von TATZREITER & VÖRÖS wird eine vergleichende Bewertung der klassischen Ammonitenfauna des Anis-Stratotypus des Tiefengrabens bzw. Rahnbauerkogels bei Großreifling (Steiermark) mit dem altersgleichen Profil in Aszofő im Balaton-Gebiet durchgeführt. In beiden Profilen werden im oberen Pelson die Gutensteiner- durch die Reiflinger Kalke ersetzt; die faunistischen Gemeinsamkeiten und Unterschiede in den ungarischen und österreichischen Profilen werden mit Akribie herausgearbeitet und bewertet.

Dem Paläozoikum ist lediglich die Arbeit von EBNER, KOVÁCS & SCHÖNLAUB gewidmet, die sich einen Vergleich der sedimentären fossilführenden klassischen Karbon-Vorkommen in Österreich und Ungarn zum Ziele setzt. Beruhend auf einer tektofaziellen Gliederung in Molasse-, flachmarine und pelagische Bildungen und deren Beziehungen zur variszischen Orogenese werden modellhafte paläogeographische Vorstellungen abgeleitet und eingehend diskutiert.

Auch mit dem Themenkomplex Tektonik befaßt sich als einzige Arbeit in dieser Jubiläumsschrift jene von PAHR. Das Problem der Fortsetzung der penninischen Zone und des Unterostalpins mit dem Rechnitzer Fenster bzw. der Wechsel- und Grobgneiseinheit in die angrenzenden Kleinen Karpaten und in den Bereich des Pannonischen Beckens wird erörtert. Außerdem wird ein genetischer Zusammenhang der Subduktionszone im Rechnitzer Pennin mit der Riftzone im Bükk-Gebirge diskutiert.

Zwei Arbeiten in dieser Festschrift werden dem Themenkreis Rohstoffgeologie zugeordnet.

MINDSZENTY et al. dokumentieren und interpretieren die rohstoffgenetische Relevanz der Ergebnisse mineralogisch-petrologischer Untersuchungen von Extraklasten in kretazischen bis alttertiären Bauxiten des Transdanubischen Mittelgebirges und der Nördlichen Kalkalpen. Die drei Bauxit-Hauptbildungshorizonte im Alb, Senon und im Paleozän/Untereozän werden basierend auf der Untersuchung der separierten Extraklasten – wobei den unterschiedlich zusammengesetzten Schwermineralspektren besondere Beachtung zukommt – im Hinblick auf ihre Denudationsgeschichte sowie die Herkunft der exotischen Schüttungen interpretiert.

Den genetischen Zusammenhängen der Kohlenwasserstoff-Bildung und -Anreicherung im österreichischen Ansor kerül a hasonló magyarországi – így a balatonfelvidéki, a budai-hegységi, a bükk-hegységi és az aggteleki-hegységi előforduláso révén.

TATZREITER és VÖRÖS a stájerországi Grossreifling melletti Tiefengrabenben, illetve Rahnbauerkogel anisusi sztratotípus szelvényéből származó klasszikus ammonitesz fauna összehasonlító értékelését végzi el a balatonfelvidéki Aszófőnél található azonos korú szelvény anyagával. A felső-pelsoi alemeletben mindkét szelvény esetében a Gutensteini Formációt a Reiflingi Mészkő helyettesíti. A magyar és az osztrák szelvényekben észlelhető fauna azonosságot és eltérést a legnagyobb gondossággal mutatják be és értékelik ki.

A paleozoikummal csupán EBNER, KOVÁCS és SCHÖNLAUB munkája foglalkozik, amely a Magyarországon és Ausztriában található ősmaradványtartalmú klasszikus üledékes karbon előfordulások összehasonlítását tűzte ki célul. A molasz-, a sekélytengeri és a nyílttengeri képződmények tektofaciális felosztására, valamint ezeknek a variszkuszi orogenezissel fennálló kapcsolataira alapozva modelszerű ősföldrajzi elképzeléseket vezetnek le és tárgyalnak behatóan.

A tektonikai tárgykörrel csupán PAHR munkája foglalkozik. Ebben a pennini zónának és az alsó keletalpi képződményeknek (a rohonci ablakkal együtt), illetve a Wechsel és a Grobgneis egységnek a szomszédos Kis-Kárpátokban és a Pannon-medence területén történő folytatódásának kérdését tárgyalja. A továbbiakban kitér a Bükk-hegységbeli rift-zónával való genetikai összefüggésre.

Két munka foglalkozik ebben az ünnepi kiadványban a nyersanyagföldtan tárgykörével.

MINDSZENTY et al. a Dunántúli-középhegység és az Északi Mészalpok kréta és ótercier bauxitjaiban található extraklasztok ásvány–kőzettani vizsgálati eredményeit hasonlítja össze és értékeli nyersanyaggenetikai szempontból. A három fő bauxitképződési szintet (albai, senon és paleocén/alsó-eocén) a szeparált extraklasztok és mikroásványok vizsgálataira alapozva – denudációs történetük és a kitöltő anyag származása szempontjából értékeli.

A Bécsi-medence osztrák részében megfigyelhető szénhidrogénképződés és -dúsulás genetikai összefüggéseit LADWEIN, SCHMIDT, SEIFERT és WESSELY egy rövid, de alapos áttekintésben tárgyalja. Megállapítják, hogy az autochton malm több, mint 2000 m vastagságot elérő márgája a legjelentősebb szénhidrogén-anyakőzet, amely az olajablakot az utolsó feltolódási szakaszban, a legfiatalabb kora-micénben erté el, és ezt követően indult meg a migráció a kedvező tárolási feltételeket kínáló fiatal medenceüledékekbe. A kőzet a gázképződési fázist a késő-miocén és pliocén idején érte el.

Az osztrák–magyar munkacsoportok élénk és sikeres együttműködését színesíti, a környezet-, víz- és mérnökgeológiai témakörben született négy munka.

A Fertő-tó környéki Lajta Mészkövet, elsősorban a burgenlandi Schützen am Gebirge, valamint a magyar területen található Fertőrákos azonos képződményeit BOLDIZSÁR, KOLLMANN és SURENIAN vizsgálta megfelelő hidrogeológiai paraméterek, mindenekelőtt osztóhézag-áteresztőképesség szempontjából, továbbá – raszter-elektronmikroszkóp segítségével különböző fácies-függő intergranuláris porozitás tekintetében. A kalkarenitfáciesnek kiemelkedő jelentősége van rés- és pórus vízvezetőként a karszt víztelenedési folyamatában. Megtárgyalják továbbá a Fertő-tónak a vízháztartással kapcsolatos,

teil des Wiener Beckens wird von LADWEIN, SCHMIDT, SEIFERT & WESSELY ein kurzer und prägnanter Überblick gewidmet. Sie kommen zur Schlußfolgerung, daß bis zu mehr als 2000 m mächtige Mergelsteine des autochthonen Malms das wichtigste Kohlenwasserstoff-Muttergestein darstellen, wobei das Ölfenster während der letzten Überschiebungsphase im jüngsten Untermiozän erreicht wird und anschließend die Migration in die jungen Bekkensedimente mit günstigen Speichergesteinsbedingungen im hangendsten Stockwerk beginnt. Während des Obermiozäns und Pliozäns wird das Gas-Genesestadium erreicht.

Von reger und erfolgreicher Zusammenarbeit österreichisch-ungarischer Arbeitsteams in der Umwelt-, Hydro- und Ingenieurgeologie zeugen schließlich vier Arbeiten.

Der Leithakalk des Neusiedlerseegebietes, insbesondere jener von Schützen am Gebirge im Burgenland und von Fertörakos auf ungarischem Staatsgebiet wird von BOLDIZSÁR, KOLLMANN & SURENIAN auf hydro(geo)logisch relevante Parameter, insbesondere hinsichtlich seiner Trennfugendurchlässigkeit sowie mit Hilfe des Raster-Elektronenmikroskops auf faziell bedingte unterschiedliche Intergranularporosität untersucht. Der Kalkarenitfazies kommt besondere Bedeutung als Kluft- und Porengrundwasserleiter für die Karstentwässerung zu. Weiters wird die bislang noch strittige Kernfrage für den Wasserhaushalt des Neusiedlersees diskutiert, inwiefern eine unterirdische Einspeisung durch die hangende gering durchlässige Pannonschürze erfolgen kann.

Last but not least kann wohl die auf einer geologischen Detailkartierung im Maßstab 1 : 2000 basierende ingeniergeologische und mineralogische, stratigraphische sowie strukturgeologische Beschreibung der Baugrube des zur Zeit (oder für immer?) unterbrochenen Baus des Donaukraftwerks Nagymaros durch BENCE, CSÁSZÁR, DARIDA-TICHY, DUDKÓ, GÁLOS, GANGL, KERTÉSZ, KORPÁS & ZIER einiges aktuelle Interesse reklamieren. Im Baugelände sind Andesite aufgeschlossen, die von einer geringmächtigen Schicht tonig/siltiger Sedimente des Oligozäns durchzogen werden. Weiters wird die für die Fundamentierungsarbeiten des Kraftwerkbaues kritische Frage nach dem Alter der Störungssysteme bewertet.

Vorausschau auf Teil 2 der Jubiläumsschrift

Den in redaktioneller Vorbereitung befindlichen zweiten Teil der Jubiläumsschrift dominieren zwei Schwerpunkt-Themenkreise, nämlich zum einen Kreide-Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie sowie kerogenreiche bzw. bituminöse Gesteine Österreichs. Die meisten Arbeiten wurden von österreichisch-ungarischen Arbeitsteams verfaßt.

Im Rahmen des Kreide-Schwerpunkts befassen sich mehrere Arbeiten mit einem Vergleich der unterkretazischen Urgonentwicklungen Vorarlbergs mit dem Villany-Gebirge Südungarns. Weiters wird die klassische (hemi)pelagische Unterkreide des Salzburger Raums mit dem Gerecse-Gebirge in Ungarn verglichen. Interessant erscheint auch ein Versuch, die Palynologie von Gosau-Formation Österreichs mit altersäquivalenten Entwicklungen in Ungarn zu korrelieren. Mehrere dieser Kreide-Studien wurden zumindest zum Teil im Rahmen des IGCP-Projects 262 „Tethyan Cretaceous Correlation" durchgeführt.

Interessante Neuergebnisse werden auch in mehreren Arbeiten über kerogenreiche bzw. bituminöse

eddigelé vitatott alapkérdését, nevezetesen, hogy mennyiben történhet a tóba felszínalatti betáplálás, a pannóniai emeletbe tartozó csekély áteresztő képességű üledékeken keresztül.

Végül, de nem utolsósorban, sajátos érdeklődésre tarthat számot BENCE, CSÁSZÁR, DARIDA-TICHY, DUDKÓ, GÁLOS, GANGL, KERTÉSZ, KORPÁS és ZIER szerzőknek egy részletes (1 : 2000 méretarányú) földtani térképezésen alapuló ásványtani, rétegtani, mérnökgeológiai és szerkezetföldtani leírása a jelenleg (vagy végleg?) leállított nagymarosi dunai erőműépítkezés munkagödréről. Az andezitváltozatok és az oligocén agyagos és aleuritos üledékek jellemzése mellett az erőmű alapozási munkálatai szempontjából kritikus törési rendszerek korára vonatkozó adatok és elképzelések is ismertetésre kerülnek.

Előrepillantás a jubileumi kiadvány 2. részébe

A jubileumi kiadványnak a szerkesztés szempontjából előkészítés alatt álló második részét két tárgykör uralja, nevezetesen a kréta rétegtan, fácies és ősföldrajz, valamint Ausztria kerogénben gazdag, illetve bitumenes kőzeteinek témája. A munkák többsége elmélyült osztrák–magyar együttműködés terméke.

A kréta témakörben több munka foglalkozik vorarlbergi alsó-kréta urgon kifejlődésű és a dél-dunántúli Villányi-hegység hasonló képződményeinek összehasonlításával. Egybevetésre kerül továbbá a Salzburg környéki klasszikus (hemi) pelágikus alsó-kréta, valamint a magyarországi Gerecse-hegység törmelékes krétája is. Érdekesnek tűnik az ausztriai gosau kifejlődés palynoflórájának a magyarországi, korban azonos képződményekből előkerült anyagokkal történő összevetése. Ezek a kréta tanulmányok szerves részét képezik egyúttal a „Tethyan Cretaceous Correlation" c. 262. IGCP projektnek is.

Érdekes újabb adatokról adnak hírt az Ausztria kerogénben gazdag, illetve bitumenes kőzeteivel foglalkozó munkák. Itt az ÜLG 19 „Alginitkutatás Ausztriában" c., nyersanyagcélzatú terv keretében született munkák domi-

Gesteine Österreichs berichtet. Dabei stehen die Ergebnisse, die im Rahmen des rohstofforientierten Projekts ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich" gewonnen wurden, im Vordergrund. Neuerdings werden diese Untersuchungen teilweise auch in den thematischen Rahmen des IGCP-Projects 254 „Metalliferous Black Shales" einbezogen. Die Alginit-Indikation in der Tongrube Mataschen-Fehring, Steiermark, zeigt eine reiche und gut erhaltene Palynoflora des Pannons und wurde umfassend dokumentiert sowie die Alginitlage geochemisch bearbeitet. Ebenso wird in Ergänzung zu den überwiegend paläontologisch und faziell orientierten Arbeiten im Teil 1 der Jubiläumsschrift über die mittelmiozänen Tonlaminite (Alginite) in den Hochriegelschichten von Weingraben hier eine rohstoffspezifische Charakterisierung mit Hilfe der anorganischen und organischen Geochemie gegeben. Eine Übersichtsarbeit über kerogenreiche Gesteine Österreichs subsummiert den Kenntnisstand unserer Arbeitsgruppe unter Einbeziehung von Arbeitsergebnissen sowjetischer und tschechischer Kollegen, wobei neue Daten „bituminöser" Gesteine vom Paläozoikum bis ins Tertiär referiert werden.

Für erhebliche Diskussion dürften wohl auch die K/Ar-Altersdaten von südburgenländischen und oststeirischen tertiären basaltischen Vulkaniten sorgen.

Eine schöne Ergänzung zum Wasserhaushalts-Projekt für den Neusiedlersee, über das in Teil 1 eine grundlegende Arbeit erschien, stellt eine mit geophysikalischen und geochemischen Methoden untermauerte Studie dar, die einer Antwort auf die Kernfrage, ob und in welchen Umfang eine unterirdische Einspeisung erfolgt, erheblich näher kommt.

Eine weitere umweltgeologisch relevante Arbeit befaßt sich mit Staubeckensedimenten einer oberösterreichischen Donaukraftwerks-Staustufe, wobei insbesondere auch der Frage von Schwermetall-Anreicherungen und eventuellen lateralen Grundwasserkontaminationen sowie von industriellen Nutzungsoptionen dieser Sedimente besondere Beachtung geschenkt wird.

Mit der Fazies und Stratigraphie Dasycladaceen-führender Triasgesteine des Kalkalpen-Ostabschnitts ist eine Arbeit befaßt, wobei neben der Kalkalgenflora auch erste Daten zu Foraminiferen-Assoziationen insbesondere des "lagunären" Wettersteinkalks dokumentiert werden.

nálnak. Legújabban ezeket a vizsgálatokat részben a 254. IGCP Projekt: „Metalliferous Black Shales" keretében is felhasználják. A stájerországi mataschen-fehringi agyagbányában található alginit indikációból pannóniai emeletbe tartozó gazdag és jó megtartású palynoflórát igazoltak. Megtörtént az alginitrétegek geokémiai feldolgozása is. A jubileumi kiadvány 1. részének túlnyomórészt őslénytani és fácies vonatkozású munkáinak kiegészítéseként a 2. részben a szerves és szervetlen geokémiai vizsgálatokra épülően a weingrabeni hochriegeli rétegek középső-miocén agyaglaminitjeinek (alginitjeinek) nyersanyagspecifikus jellemzésére kerül sor. Áttekintő munka összegzi munkacsoportunk jelenlegi ismereteit Ausztria kerogénben dúsult kőzeteiről. Szovjet és cseh munkatársak munkaeredményei is felhasználásra kerültek a paleozoikumtól a tercierig terjedő „bitumenes" kőzetek jellemzése során.

Külön cikk foglalkozik a dél-burgenlandi és kelet-stájerországi tercier bazaltvulkanitok K/Ar vizsgálatának eredményeivel.

Szép kiegészítése a Fertő-tó vízháztartásáról az 1. részben írott munkának a 2. részbe sorolt, geofizikai és geokémiai módszerekkel is alátámasztott tanulmány, amely választ ad az 1. részben felvetett alapkérdésre: van-e és ha igen, milyen terjedelemben felszínalatti utánpótlása a tónak.

Egy további, környezetföldtani tárgyú munka egy felsőausztriai dunai erőmű tározómedence-üledékeivel foglalkozik. Ebben elsősorban a nehézfém-feldúsulás, valamint esetleges laterális talajvízszennyeződések kérdésének, továbbá ezen üledékek ipari hasznosítási lehetőségének szentelnek a szerzők különleges figyelmet.

A Mészalpok keleti szakasza Dasycladacea-tartalmú triász kőzeteinek fáciesével és rétegtanával egy munka foglalkozik. Ebben a mészalga flóra mellett, dokumentálják a foraminifera társulás első, főként „lagunáris" Wettersteini Mészkő Formációra vonatkozó adatait.

Földtani Intézet Könyvtár

Dank

Unser Dank ergeht vor allem an alle Autoren, die uns Manuskripte für diese Jubiläumsschrift zur Verfügung stellten. Da jedoch die erstgezogene Deadline mit Oktober 1988 weitaus zu optimistisch gewählt wurde, blieb das termingerecht eingelangte Manuskript von FAUPL & POBER auf Monate hinaus der einzige verfügbare Beitrag. Die Herausgeber möchten sich daher bei diesen Autoren ganz besonders bedanken, daß sie ihre Arbeit nicht zurückzogen! Doch auch zahlreiche weitere Verfasser von Manuskripten bewiesen große Geduld, wofür ihnen die Herausgeber ihren Dank aussprechen, verbunden mit der Bitte, die redaktionell bedingten Verzögerungen bei der Drucklegung dieser Festschrift zu entschuldigen.

Dem Leiter der Fachabteilung Redaktionen an der Geologischen Bundesanstalt, Dr. Albert DAURER, sowie seiner Mitarbeiterin, Frau Dido MASSIMO, verdanken wir nicht nur die gefällige Textverarbeitung, sondern auch zahlreiche Verbesserungsvorschläge an die nicht selten bereits „betriebsblinden" Herausgeber. Frau Monika LEDOLTER verdanken wir den Entwurf des Umschlages.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünk elsősorban mindazon szerzőket illeti, akik kéziratot bocsátottak rendelkezésünkre e jubileumi kiadványhoz. Mivel azonban az először megállapított, 1988 októberi határidőt túlságosan optimistán határoztuk meg, így a határidőn belül beérkezett FAUPL és POBER-féle kézirat hónapokon át az egyetlen rendelkezésünkre álló cikk volt. A szerkesztők ezért szeretnének e szerzőknek külön köszönetet mondani, azért, hogy munkájukat nem vonták vissza! Hasonló köszönet illeti mindazon szerzőket, akik megértéssel fogadták azt a kérésünket, hogy a szerkesztéssel kapcsolatos nyomdábaadási késedelmeket nézzék el nekünk.

A Geologische Bundesanstalt keretében működő Szakszerkesztőség vezetőjének, Dr. Albert DAURER-nek és munkatársának Dido MASSIMO asszonynak nemcsak a szíves szövegfeldolgozást köszönjük, hanem a nemritkán már „üzemi vakságban" szenvedő szerkesztőknek szóló számos javítási javaslatot is. Monika LEDOLTER asszonynak a borító kidolgozását köszönjük.

Unser besonderer Dank – den wir auch im Namen der Autoren aussprechen – ergeht auch an alle „stillen" Mitarbeiter, ohne die ein Zustandekommen dieser Jubiläumsschrift unmöglich gewesen wäre, nämlich an die Graphiker, Übersetzer und Schreibkräfte am MÁFI und an der GBA. Den Herren Dr. F.K. BAUER und Dr. M.E. SCHMID (beide GBA) wird für die redaktionelle Durchsicht des Manuskripts von KÓKAY gedankt.

Zu guter letzt möchten wird die Gelegenheit nicht ungenutzt lassen, unseren Freunden, den Herren Direktoren des MÁFI, Prof. Dr. Géza HÁMOR, und der GBA, Prof. Dr. Traugott GATTINGER, für die stete aktive Förderung und Unterstützung der bilateralen Zusammenarbeit zwischen den Erdwissenschaftlern unserer beiden Länder ergebenst zu danken! In diesem Konnex soll auch Herr Prof. Dr. Viktor DANK, Präsident i.R. des Ungarischen Geologischen Zentralamtes, nicht unerwähnt bleiben, dem der Anstoß zu dieser Festschrift zu danken ist! Ad multos annos ...

Különleges köszönetünk illeti – amelyet szerzőink nevében is nyilvánítunk – valamennyi „csendes" munkatársunkat is, akik nélkül lehetetlen lett volna e jubileumi kiadvány létrejötte: nevezetesen a rajzolóknak, a fordítóknak és a gépíróknak és más technikus kollégáknak, mind a MÁFI-nál, mind a GBA-nál. Dr. F.K. BAUER-nak és Dr. M.E. SCHMID-nek (mindketten a GBA-nál) köszönetet mondunk KÓKAY kéziratának szerkesztői átnézéséért.

Végezetül szeretnénk megragadni az alkalmat, hogy a MÁFI igazgatójának, Dr. HÁMOR Géza professzor úrnak, valamint a GBA igazgatójának, Dr. Traugott GTTINGER professzor úrnak az országaink földtudományi szakemberei közötti kétoldalú együttműködés aktív előmozdításáért és támogatásáért őszinte köszönetet mondjunk! Ebben az összefüggésben meg kell említenünk Dr. DANK Viktor professzor urat is, a magyar Központi Földtani Hivatal nyugállományú elnökét, akinek ezen ünnepi kiadvány kezdeményező lépését köszönhetjük! Ad multos annos ....

Harald LOBITZER & Géza CSÁSZÁR

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Stratigraphie
Fazies
Paläogeographie

Rétegtan
Fácies
Paleogeográfia

Stratigraphy
Facies
Palaeogeography

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tertiär
Harmadidőszak
Tertiary

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 19–34	Wien, September 1991	1. rész	pp. 19–34	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Organisches Mikroplankton (Phytoplankton) aus dem Pannonien des Wiener Beckens (Österreich) und Korrelationsmöglichkeiten mit dem Zentralen Pannonischen Becken (Ungarn)

Von REINHARD FUCHS & MÁRIA SÜTŐ-SZENTAI*)

Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 9 Tafeln

Österreich
Ungarn
Wiener Becken
Pannon
Sarmat
Phytoplankton
Dinoflagellaten

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 41, 42, 60

Inhalt

Zusammenfassung 19
Összefoglalás 19
Abstract 20
1. Einleitung 20
2. Untersuchte Bohrungen im Wiener Becken 20
3. Zonierung mit Dinoflagellaten (Mikroplanktonflora) 21
3.1. Obersarmatien 21
3.2. Pannonien 21
3.2.1. *Mecsekia ultima*-Zone 21
3.2.2. *Spiniferites bentorii pannonicus*-Zone 22
3.2.3. *Spiniferites bentorii oblongus*-Zone 22
3.2.4. *Pontiadinium pecsvaradensis*-Zone 22
3.2.5. *Spiniferites bentorii coniunctus – Spiniferites paradoxus*-Zone 22
4. Diskussion 22
5. Systematik (M. SÜTŐ-SZENTAI) 22
Literatur 34

Zusammenfassung

Pannonsedimente aus Bohrungen des Zentralen Wiener Beckens werden erstmals mit Hilfe von organischem Mikroplankton (vorwiegend Dinoflagellaten) in einzelne Biozonen gegliedert. Diese Zonierung ist mit der Bohrung Lajoskomárom 1 in Zentralungarn gut vergleichbar.

Szervesvázú mikroplankton (fitoplankton) a Bécsi-medence (ausztriai) pannóniai képződményeiből és korrelációs lehetőség a Pannon-medence központi (magyarországi) részével

Összefoglalás

Szerzők a Bécsi-medence pannóniai képződményeinek első szervesvázú mikroplankton tagolását adják a medence központi részéből származó fúrások alapján. Ezek a zónák jól azonosíthatók a Dunántúl középső részén levő Lajoskomárom 1. sz. fúrás mikroplankton zónáival.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. REINHARD FUCHS, ÖMV Aktiengesellschaft, Exploration Inland, Gerasdorferstraße 151, A-1210 Wien; Dipl.-Geol. MÁRIA SÜTŐ-SZENTAI, Földtani Kutató és Bányászati Eszközöket Gyártó Vállalat, Földtani Laboratórium, Kossuth út 1., H-7300 Komló.

Organic Microplankton (Phytoplankton) from the Pannonian of the Vienna Basin (Austria) and Possibilities of Correlation with the Central Pannonian Basin (Hungary)

Abstract

Pannonian sediments from deep drillings in the Central Vienna Basin are characterized by organic microplankton (mainly dinoflagellates). Microplankton-biozones, established in the Hungarian borehole Lajoskomárom 1, can also be found in the Vienna Basin.

1. Einleitung

Vorliegende Studie hat die Korrelation von pannonischen Sedimenten des Wiener und des Pannonischen Beckens mit Hilfe des organischen Mikroplanktons zum Ziel. Ausgehend von der Bohrung Lajoskomarom 1, deren pannonische Sedimente mit Mikroplanktonvergesellschaftungen gut zu gliedern sind (A. JAMBOR, M. KORPÁS-HÓDI, M. SZÉLES & M. SÜTÖ-SZENTAI, 1985), werden im Wiener Becken 7 ausgesuchte Bohrungen erstmalig mit diesen Mikroplankton-Biozonen korreliert (siehe Tab. 1).

Für die Überlassung der ungarischen Vergleichsproben sei Herrn Dr. Aron JAMBOR (Magyar Allami Földtani Intezet) herzlich gedankt. Die ÖMV Aktiengesellschaft stellte freundlicherweise zahlreiche Bohrkern- und Spülproben zur Verfügung. Für die Möglichkeit der Veröffentlichung bedanken sich die Autoren bei Herrn Dr. H. W. LADWEIN und Herrn Dr. G. WESSELY (ÖMV-AG, Exploration Inland).

2. Untersuchte Bohrungen im Wiener Becken

Aus dem zentralen Wiener Becken wurden die Bohrungen Aderklaa T 1, Aderklaa 1, Breitenlee K 4, Breitenlee K 5, Breitenlee K 9, Essling K 2 sowie Mannsdorf 1 für Vergleichsproben ausgesucht:

- ○ Aderklaa T 1 (nur Spülproben)
  - 0–344 m Pontien
  - 344–571 m Oberpannonien
  - 571–792 m Unterpannonien
  - 792–920 m Sarmatien
- ○ Aderklaa 1
  Proben aus dem Oberpannonien (früher: Mittelpannonien)
- ○ Breitenlee K 4, K 5 und K 9
  Proben aus dem Oberpannonien
- ○ Essling K 2
  Proben aus dem Pontien und Oberpannonien
- ○ Mannsdorf 1
  Proben aus dem Ober- und Unterpannonien.

Soweit es sich um Obersarmatien und Unter- und Oberpannonien handelt, sind die stratigraphischen Einstufungen auch mikropaläontologisch (mit Foraminiferen und Ostracoden) belegt. Als Unterpannonien werden hier die Zonen A bis C, als Oberpannonien (entspricht dem Mittelpannonien im alten Sinn) die Zonen D und E, nach A. PAPP (1951) verstanden.

Die österreichischen Bohrungen liegen alle E von Wien im Zentralen Wiener Becken. Die Bohrung Lajoskomarom 1 wurde SE des Plattensees abgeteuft (Abb. 1). Da die Bohrung voll durchgekernt ist, dient sie als Faziostratotypus für das Pannonien (siehe Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. VII).

Die Pannonsedimente der Bohrungen im Wiener Bekken setzen sich in der Stillwasserfazies aus Tonmergeln und Sanden im Unterpannonien und aus Sanden und sandigen Tonen im Oberpannonien zusammen.

Am Steinberg NE von Wien zeigen zahlreichen Bohrungen einen konkordanten Übergang von Sarmatien zu Pannonien. Das Sarmatien endet mit einem Sandpaket, in dem noch Rotalien, Elphidien und Otholithen vorkommen (= 12. Sarmathorizont). Die Sandfazies setzt sich – nur durch eine geringmächtige Mergellage unterbrochen – in das Hangende fort und wird hier als Zwischensand bezeichnet, welcher der Zone A nach PAPP entspricht (vgl. A. PAPP, 1985). Der Zwischensand führt nur noch selten kleinwüchsige Foraminiferen. Die Zone B findet sich im darüberliegenden Tonmergel ("Schiefriger Tonmergel" nach A. PAPP, 1985). Der „große unterpannone Sand", an dessen Basis die Zone C liegt, beendet die Sedimentation im Unterpannonien.

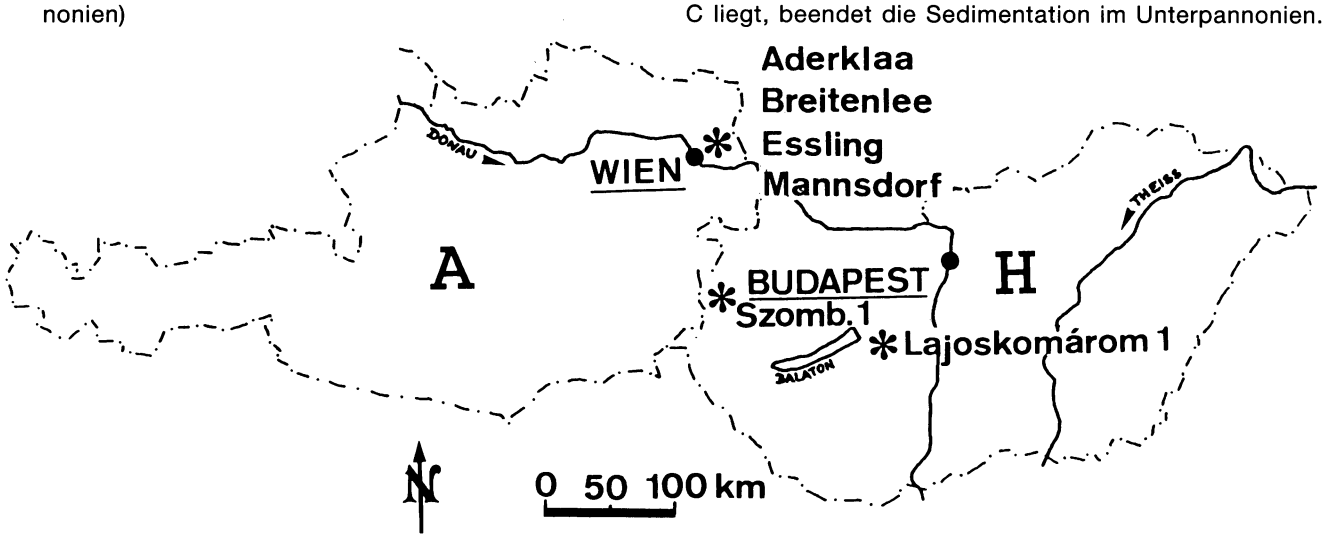


Abb. 1.
Lage der Bohrungen in Österreich und Ungarn.

Tabelle 1.
Korrelation der Bohrungen im Wiener Becken und der Bohrung Lajoskomárom 1 mit den Phytoplanktonzonen.

A BÉCSI MEDENCÉBŐL VIZSGÁLT FÚRÁSOK MINTÁINAK MIKROPLANKTON ZÓNABESOROLÁSA

Korbeosztás mikroplankton alapján		Szervesvázú mikroplankton biozóna		A Bécsi medencében mélyült fúrások							A mikroplankton zónák ill. formációk helyzete a Lajoskomárom-1.sz. fúrás szelvényében	
				Aderklaa		Breitenlee			Mannsdorf.	Essling	Mikroplankton zónák (1988)	Formációk Jámbor Áron után (1987)
				T1.	1.	K4.	K5.	K9.	1	K2.		
PANNONIAI s.l.	BALATONI EMELET	Mougeotia laetevirens zóna									48,0 / 63,5	0,0-13,0 Kvarter; 13,0 Tihanyi F. (Dunántúli Főcsoport)
		Dinoflagellata - Zygnemataceae köztes zóna									86,0 / 334,8	319,4
		Spiniferites balcanica főzóna	Spiniferites validus zóna								336,7 / 428,6	Somlói F.
			Spiniferites bentori coniunctus - Spiniferites paradoxus zóna	370 / 570	450 / 451	437 / 442	375 / 500	375 / 380	530 / 535	330 / 335	472,5 / 517,2	472,5 Drávai F. 519,4
	PANNONIEN s. str. KUNSÁGI EMELET	Spiniferites bentori főzóna	Pontiadinium pécsváradensis zóna								519,4 / 533,5	Zámori F. 559,4
			Spiniferites bentori oblongus zóna	600 / 720							559,4 / 592,0	Nagylengyeli F. 581,6
			Spiniferites bentori pannonicus zóna	730 / 780					820 / 825		592,0 / 663,0	Beleznai F. 626,6
		Mecsekia ultima zóna		790,0							663,0 / 670,4	Zsámbéki F. 665,2
SZARMATA EMELET FELSŐ RÉSZE		Mecsekia incrassata – Spiniferites bentori budajenőensis zóna		800,0							670,4 / 680,5	Zalai Márga F. 671,0 681,4 (Szarmata Peremartoni Főcsoport)

In den Bohrungen bei Aderklaa und Breitenlee scheint sich das Pannonien ebenfalls konkordant aus dem Sarmatien zu entwickeln. Das Unterpannonien ist meistens tonig mit gelegentlichen sandigen Einschaltungen ausgebildet. Das Oberpannonien ist häufig als Wechselfolge von Sanden und Tonen vorzufinden.

In der Mikrofauna dagegen erfolgt der Übergang von Sarmatien zu Pannonien abrupt. Die Spülproben zeigen im Grenzbereich (bei einer Probendichte von max. 5 Metern) einen schlagartigen Wechsel von den schon erwähnten Obersarmatformen zu den Ostracodenvergesellschaftungen des unteren Pannonien.

3. Zonierung mit Dinoflagellaten (Mikroplanktonflora)

3.1. Obersarmatien

3.1.1. *Mecsekia incrassata* – *Spiniferites bentorii budajenöensis*-Zone

Diese im obersten Sarmatien liegende Zone ist in Aderklaa T 1 (800 m) durch folgende Mikrovergesellschaftungen charakterisiert: Am häufigsten findet sich *Mecsekia incrassata*, welche für den Grenzbereich Sarmatien/Pannonien typisch ist. Das Vorhandensein von Sporomorphen (Myriaceae, Taxodiaceae) mit Resten von *Hidasia* sp. und *Chytroeisphaeridia* sp. weist auf Küstennähe hin. Unter den Spiniferiten kommen *Lingulodinium varium* und *Spiniferites* cf. *bentorii* eher selten vor.

Obige Mikrovergesellschaftung ist mit dem unteren Teil der Zala-Formation (Bohrung Lajoskomarom 1) gut zu vergleichen (siehe Tab. 1).

Neben dieser Flora existiert eine typische Mikrofauna des oberen Sarmatien mit vielen Milioliden, untergeordnet *Elphidium granosum*, halbkugeligen Otolithen und die für das oberste Sarmatien typischen Statolithen (*Paramysis mihaii*) (vgl. R. FUCHS, 1979).

3.2. Pannonien

3.2.1. *Mecsekia ultima*-Zone

Die Zone ist ebenfalls in Aderklaa T 1 (790 m) deutlich ausgebildet. Das namengebende Leitfossil *Mecsekia ultima* dominiert. Als Durchläufer treten noch *Mecsekia incrassata, Hidasia* sp., *Cymatiosphaera* sp. und div. Hystrichosphaeriden auf.

Es wurde auch *Mecsekia orientalis* gefunden, die im Obersarmatien Ungarns tpyisch ist (z. B. in der Boh-

rung Pusztazamor 2). *M. orientalis* dürfte über die Sarmatien/Pannonien-Grenze hinaufreichen.

3.2.2. *Spiniferites bentorii pannonicus*-Zone

Sie kommt in Aderklaa T 1 (730–780 m) und Mannsdorf 1 (820–825 m) vor. Typisch sind *Spiniferites bentorii* und *Gonyaulax digitale*. Letztere Art zeigt im liegenden Bereich von Aderklaa T 1 dünnwandige Individuen; diese werden im hangenden Teil dickwandig und zeigen granulierte Varietäten. Der Durchmesser der Zysten schwankt zwischen 50 und 90 µ. Diese Änderung der Zellengröße ist auch in der selben Biozone in den ungarischen Sedimenten zu beobachten. Ein Vergleich der *Spiniferites bentorii pannonicus*-Zone der Bohrung Lajoskomarom 1 (592–622 m) mit obigen Bohrungen des Zentralen Wiener Beckens ist sehr gut möglich.

3.2.3. *Spiniferites bentorii oblongus*-Zone

Für die *Spiniferites bentorii oblongus*-Zone ist in den ungarischen Profilen das Erscheinen von *Chytroisphaeridia, Pontonium, Spiniferites bentorii* (massenhaft) und *Gonyaulax digitale* charakteristisch. Im Wiener Becken treten diese Arten ebenfalls auf, allerdings fehlen charakteristische Formen wie *Spiniferites* oder *Nematosphaeropsis*.

Das Verhältnis von benthonischen zu planktonischen Formen ist innerhalb dieser Zone annähernd ausgeglichen. Die Länge der Anhänge der benthonische Dinoflagellaten soll – im Vergleich mit rezenten Arten – klimatisch bedingt sein. Organismen mit kurzen Fortsätzen, wie sie im Pannonien häufig sind, weisen demnach auf warmes bis gemäßigtes Klima.

3.2.4. *Pontiadinium pecsvaradensis*-Zone

Diese Biozone konnte in den erwähnten Bohrungen des Wiener Beckens nicht gefunden werden. Es scheint allerdings möglich, daß das Fehlen der *P. p*-Zone nur auf den in den Bohrungen zu großen Probenabstand zurückzuführen ist. Weitere Untersuchungen sollen zu einer Klärung beitragen.

3.2.5. *Spiniferites bentorii coniunctus* – *Spiniferites paradoxus*-Zone

Die für diese Biozone typischen Dinoflagellaten wurden in den Bohrungen Aderklaa 1, T 1, Breitenlee K 4, K 5, K 9 und Mannsdorf 1 nur selten gefunden. In obigen Bohrungen wird jener Bereich in das Oberpannonien (= Mittelpannonien nach alter Gliederung) gestellt (siehe Tab. 1).

Nach ungarischer Ansicht gehört die *Spiniferites bentorii coniunctus*-Zone jedoch in den untersten Teil der Balaton-Stufe und sollte demnach in einen „postpannonen" Zeitraum zu stellen sein. Nach Meinung der Autorin zeigt das Phytoplankton eine neue Vergesellschaftung mit transgressivem Charakter.

Auf Grund der Korrelation der österreichischen Bohrungen im Wiener Becken entspricht diese Biozone noch dem Oberpannonien (Oberpannonien nach neuer Definition im Sinne STEVANOVIC [1951] bzw. Mittelpannonien im alten Sinn).

Typische Arten sind *Impagidinium globosum* und *Spiniferites bentorii coniunctus*-ähnliche Formen (siehe Tafel 4/2 und Tafel 5/5), die allerdings nur selten vorkommen. Varianten mit größerem Zellendurchmesser, wie sie in den vorhergehenden Zonen häufiger sind, fehlen völlig. Die hier auftretenden Formen von *Spiniferites bentorii* und *Gonyaulax digitale* sind klein; ihre Größe schwankt zwischen 50 und 60 µ.

Spiniferites ovatus findet sich in den österreichischen Bohrungen nur in der *Spiniferites bentorii coniunctus*-Zone; im Gegensatz dazu reicht in den ungarischen Profilen diese Art von der *Spiniferites bentorii oblongus*- bis zum unteren Teil der *Spiniferites bentorii coniunctus*-Zone.

4. Diskussion

Vorliegende Untersuchungen mit organischem Mikroplankton zeigen, daß es auch im Pannonien des Wiener Beckens möglich ist, eine Detailzonierung mit Dinoflagellaten durchzuführen. Die Korrelation der einzelnen Phytoplankton-Biozonen mit Bohrungen in Zentralungarn gelingt recht gut, wenn auch im Grenzbereich Oberpannonien/Pontien die Abgleichung der Detail-(bio)stratigraphie noch diskutiert wird.

Die „Balaton-Formation" wird von einigen ungarischen Kollegen in das Pontien (Zonen F und G) gestellt, dessen tiefste Phytoplankton-Zone die *Spiniferites bentorii coniunctus*-Zone ist, welche in den österreichischen Bohrungen jedoch in Sedimenten des sicheren Oberpannonien (früher „Mittelpannonien") gefunden wurde (siehe Tab. 1). A. JAMBOR et al. (1985) hingegen stellen die Obergrenze des Pannonien an die Oberkante der *Spiniferites bentorii coniunctus*-Zone, womit sich eine Übereinstimmung mit der Gliederung der ÖMV-Bohrungen ergibt.

Der in Lajoskomarom 1 diesem Bereich äquivalente Abschnitt dürfte nach freundlicher mündlicher Mitteilung von M. KORPÁS-HÓDI der Zone E entsprechen.

Das Fehlen der *Pontiadinium pecsvaradensis*-Zone in den Bohrungen des Wiener Beckens könnte auf einen zu großen Probenabstand zurückzuführen sein. Weitere Untersuchungen sollen diese Frage klären.

Eine Abgleichung der Phytoplanktonzonen mit PAPP's Molluskenzonen müßte in den in dieser Arbeit vorgestellten Bohrungen des Wiener Beckens erst erfolgen. In der Bohrung Lajoskomarom 1 ist das Unterpannonien mit *Limnocardium praeponticum* und – darüber folgend – mit *Paradacna lenzi* und *Congeria banatica* gut belegt. Dieser Bereich korrespondiert mit der *Spiniferites bentorii*-Zone.

Die Phytoplankton-Biozonen stimmen mit den Mikrofaunen (Foraminiferen im Sarmatien, Ostracoden im Pannonien) gut überein und stellen somit eine wertvolle Ergänzung für die Neogenbiostratigraphie dar.

Daß Dinoflagellaten nicht nur in marinem Environment vorkommen, beweist ihr Vorhandensein auch in den brackischen Faziesbereichen der Sedimentbecken in der Zentralen Paratethys.

5. Systematik

(M. SÜTŐ-SZENTAI)

Im Folgenden seien einige Bemerkungen zu den morphologisch unterschiedlichen Arten von *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL) WALL et DALE und *Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID angefügt.

D. WALL (1971) hat gezeigt, daß benthonische und planktonische Formen zu ein und derselben Art gehören. Das Vorkommen zweier verschieden gestalteter Formen innerhalb einer Art (Dimorphismus) ist auch in den Pannonsedimenten zu beobachten, wobei die Häufigkeit der Formen unterschiedlich ist. Da es uns jedoch nicht als sicher erscheint, daß Biozönose und Thanatozönose gleichzusetzen sind, scheinen uns beide Bezeichnungen zweckmäßig.

Die Ähnlichkeit in der Tabulation läßt einen genetischen Zusammenhang erahnen. Nach der Beschreibung von WALL und DALE läßt sich die Tabulation wie folgt beschreiben: 4' Oa, 6'' 6g, 6''' lp l''''. Die Archeopyle ist offen (Platte 3''). An beiden dimorphen Formen ist der apikale Scheitel gut zu erkennen, ebenso eine Pore unter dem Scheitel. Der Verlauf der Furche ist nicht wie bei den rezenten Formen sinusoid.

Wandstruktur

Die äußere sowie die innere individuelle Skulpturänderung der fossilen Formen ist unserer Meinung nach genetisch bedingt. Ebenso zeigt die Form selbst eine Evolution. Der anfangs rundliche bis ovale Körper ähnelt einer deformierten Birne; er wird später länger (Pontiadinium) und kann auch einen quadratischen Umriß erhalten. Die ursprüngliche Tabulation des *Gonyaulax digitale*-Typs bleibt erhalten.

Bei *Spiniferites bentorii* ist die Tabulation im benthonischen ruhigen Sporenstadium mehr oder weniger deutlich entwickelt. Die Länge bzw. Aufspaltung der Dornen sind charakteristische Merkmale.

Die Zerstörung der Hülle scheint bei den planktonischen Formen langsamer vor sich gegangen zu sein als bei den benthonischen. Neben den dimorphen Formen

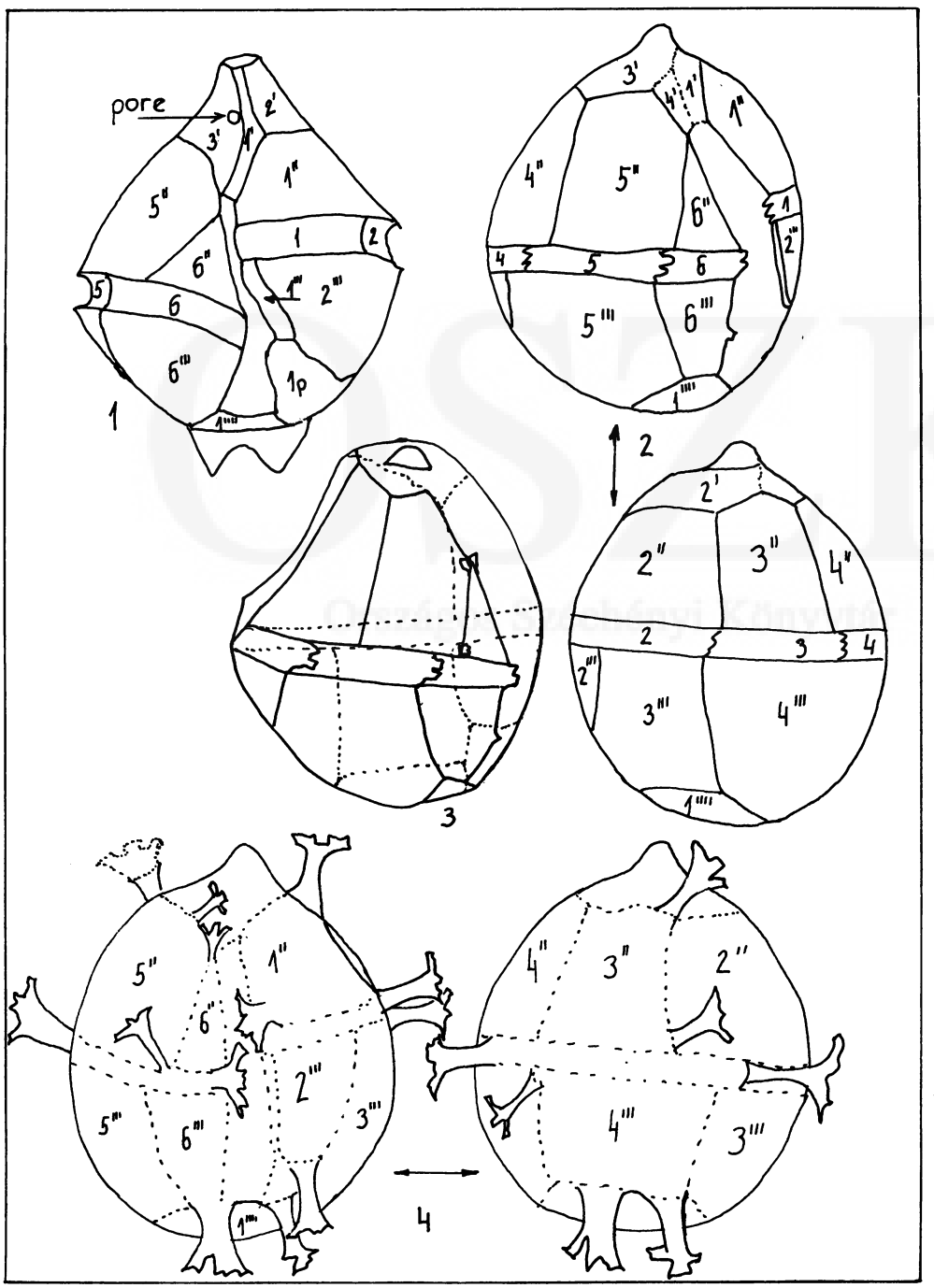


Abb. 2.
Zeichnungen von *Gonyaulax* und *Spiniferites* (nach dem Mikroskop).
1) *Gonyaulax digitale* (POUCHET, 1883) KOFOID 1911.
Faröer Kanal, 0–5 m, August 1907; rezent.
Vergrößerung × 1000.
2–3) *Gonyaulax digitale secundus* nov. ssp.
Bohrung Aderklaa T1, Wiener Becken, 760 m.
1 = Holotypus; 2 = Paratypus.
Vergrößerung × 750.
4) *Spiniferites bentorii granulatus* nov. ssp.
Bohrung Lajoskomárom 1, Ungarn, 592–602 m.
Holotypus.
Vergrößerung × 750.

kommen im Pannon auch Organismen ohne Tabulation und ohne Dornen vor (Chytroeisphaeriden).

Auf Grund der Form, Wandstruktur und Tabulation werden neue Unterarten beschrieben:

Klasse: Dinophyceae FRITSCH, 1929
Ordnung: Perdiniales HAECKEL, 1894
Familie: Gonyaulacaceae LINDEMANN, 1928
Gattung: *Gonyaulax* DIESING 1866

Spinifera Gruppe KOFOID 1911

Gonyaulax digitale (POCHET) 1883 KOFOID 1911 *secundus* nov. ssp.

(Taf. 8, Fig. 1–5; Textabb. 2, Fig. 2–3)

Derivatio nominis: secundus (lat. der Zweite).

Holotypus: Taf. 8, Fig. 5 bzw. Textabb. 2, Fig. 2. Präparat Nr. 5, Kreuztischnummer 20,6/95,6.

Paratypus: Abb. 2, Fig. 3.

Locus typicus: Wiener Becken, Bohrung Aderklaa T 1, 760 m.

Stratum typicum: Unterpannonien.

Beschreibung: Rundliche bis ovale Form; Körper in Richtung der Platten 3' und 3'' aufgeblasen, daher etwas asymmetrisch deformiert. Deutlicher apikaler Scheitel, auf Platte 3' entwickelt. Stümpfe von Dornen sind an den meisten Exemplaren zu beobachten. Die goldgelbe zweischichtige Wand ist von schwammartiger Struktur mit feiner, dicht punktierter Oberfläche.

Größe: Holotypus L = 69,7 µ, B = 59,5 µ.
Die Paratypen sind zwischen 65 und 81 µ lang und zwischen 54–69 µ breit.

Bemerkungen: Etwas kleinere Formen von *Gonyaulax digitale secundus* kommen im Pannon der Bohrung Szombathely 1 (493,8–495,6 m) vor. Die benthonische dimorphe Form davon ist die Unterart *Spiniferites bentorii granulatus* nov. ssp.

Aufbewahrung: Geologisches Institut, Komlo, Nr. W/34 und H/49.

Gattung: *Spiniferites* MANTELL 1850

Spiniferites bentorii (ROSSIGNOL, 1964) WALL et DALE 1970 *granulatus* nov. ssp.

(Taf. 9, Fig. 1–3, Abb. 2, Fig. 4)

Derivatio nominis: granum (lat. Korn).

Holotypus: Bohrung Lajoskomarom 1, 592–601 m, Präparat Nr. 1, Kreuztischnummer 23/91,9; Taf. 9, Fig. 3; Abb. 2, Fig. 4.

Stratum typicum: Kunsager-Stock, *Spiniferites bentorii pannonicus*-, *Spiniferites bentorii oblongus*-Zonen.

Beschreibung: Rundlicher, ovaler Planktonkörper, mit apikalem, hervorragendem Scheitel, Platten und Anhänge tragend. Die Anhänge sind dreifach aufgespaltet bzw. stärker gegliedert als die gonalen Fortsätze. Der Körper ist in der Richtung der Platten 3' und 3'' aufgeblasen. Die Wand ist zweischichtig mit schwammartiger Wandstruktur, die Oberfläche dick punktiert mit „griesartigem" Charakter. Farbe goldgelb. Die Tabulation stimmt mit *Spiniferites bentorii* (ROSSIGNOL 1964) überein. Die Platte 3'' ist im allgemeinen offen.

Größe: Holotyp: L = 76 µ, B = 63 µ.
Die Anhänge sind 15–17 µ lang. Die Paratypen haben ähnliche Maße: 10–68 µ Länge und 48–60 µ Breite in Aderklaa T 1, die Anhänge sind 12–14 µ lang.

Aufbewahrung: Geologisches Institut, Komlo, Nr. W/34 und H/49.

Országos Széchényi Könyvtár

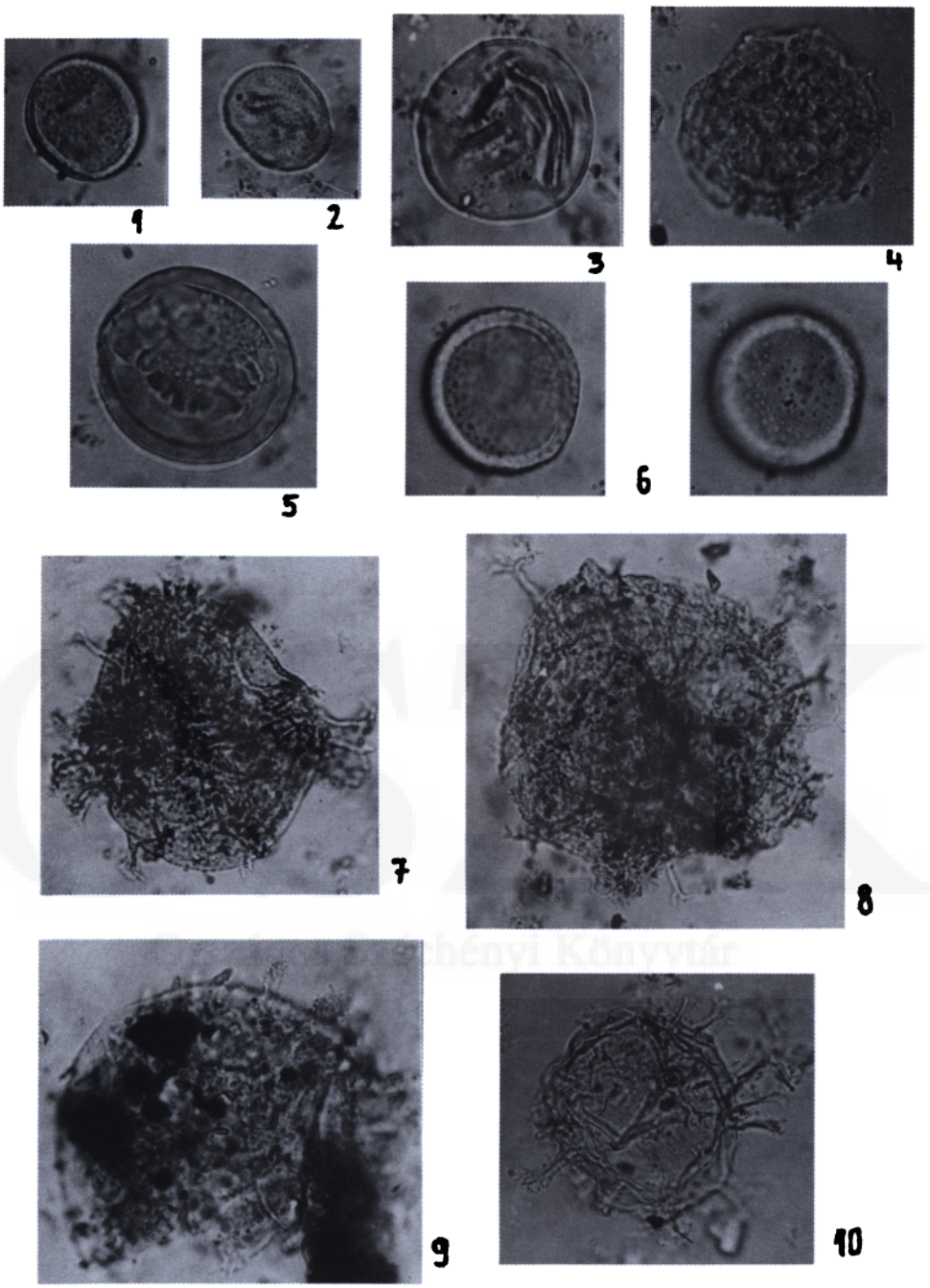


Fig. 1–2: ***Mecsekia incrassata*** **SÜTÖ-SZENTAI.**
Aderklaa T1, 800 m, Obersarmatien.

Fig. 3: ***Hidasia*** **sp.**
Aderklaa T1, 800 m, Obersarmatien.

Fig. 4: ***Cymatiosphaera nuda*** **HAJOS.**
Aderklaa T1, 790 m, Unterpannonien.

Fig. 5: ***Mecsekia ultima*** **SÜTÖ-SZENTAI nov. comb.**
Aderklaa T1, 780 m, Unterpannonien.

Fig. 6: ***Mecsekia*** **sp.**
Aderklaa T1, 780 m, Unterpannonien.

Fig. 7–8: ***Spiniferites*** **cf.** ***bentorii*** **(ROSS.).**
Aderklaa T1, 800 m, Obersarmatien.

Fig. 9: ***Lingulodinum varium*** **SÜTÖ-SZENTAI.**
Aderklaa T1, 780 m, Obersarmatien.

Fig. 10: **Hystrichosphaeridae indet.**
Aderklaa T1, 790 m, Unterpannonien.

Tafel 2

Unterpannonien
Spiniferites bentorii pannonicus-Zone: Fig. 1–4
Spiniferites bentorii oblongus-Zone: Fig. 5–6

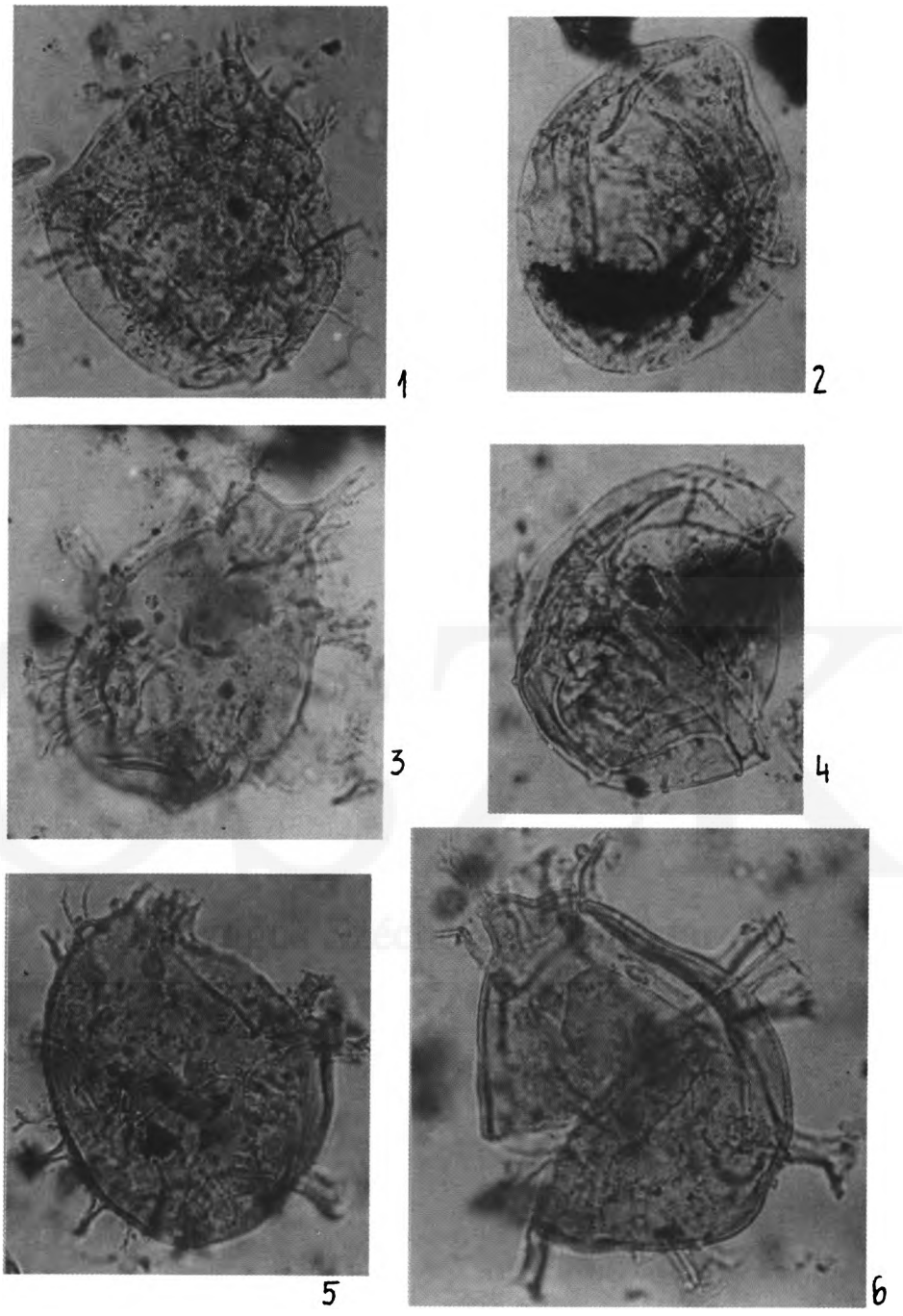


Fig. 1: ***Spiniferites bentorii*** **(Ross) Wall & Dale.**
Aderklaa T1, 780 m.

Fig. 2. ***Gonyaulax digitale*** **(Pouchet) Kofoid.**
Aderklaa T1, 780 m.

Fig. 3. ***Spiniferites bentorii*** **(Ross) Wall & Dale.**
Aderklaa T1, 750 m.

Fig. 4. **Dinoflagellat Form 72.**
Aderklaa T1, 740 m.

Fig. 5–6: ***Spiniferites bentorii*** **(Ross) Wall & Dale.**
Aderklaa T1, 610 und 620 m.

Tafel 3

Unterpannonien
Spiniferites bentorii oblongus-Zone.

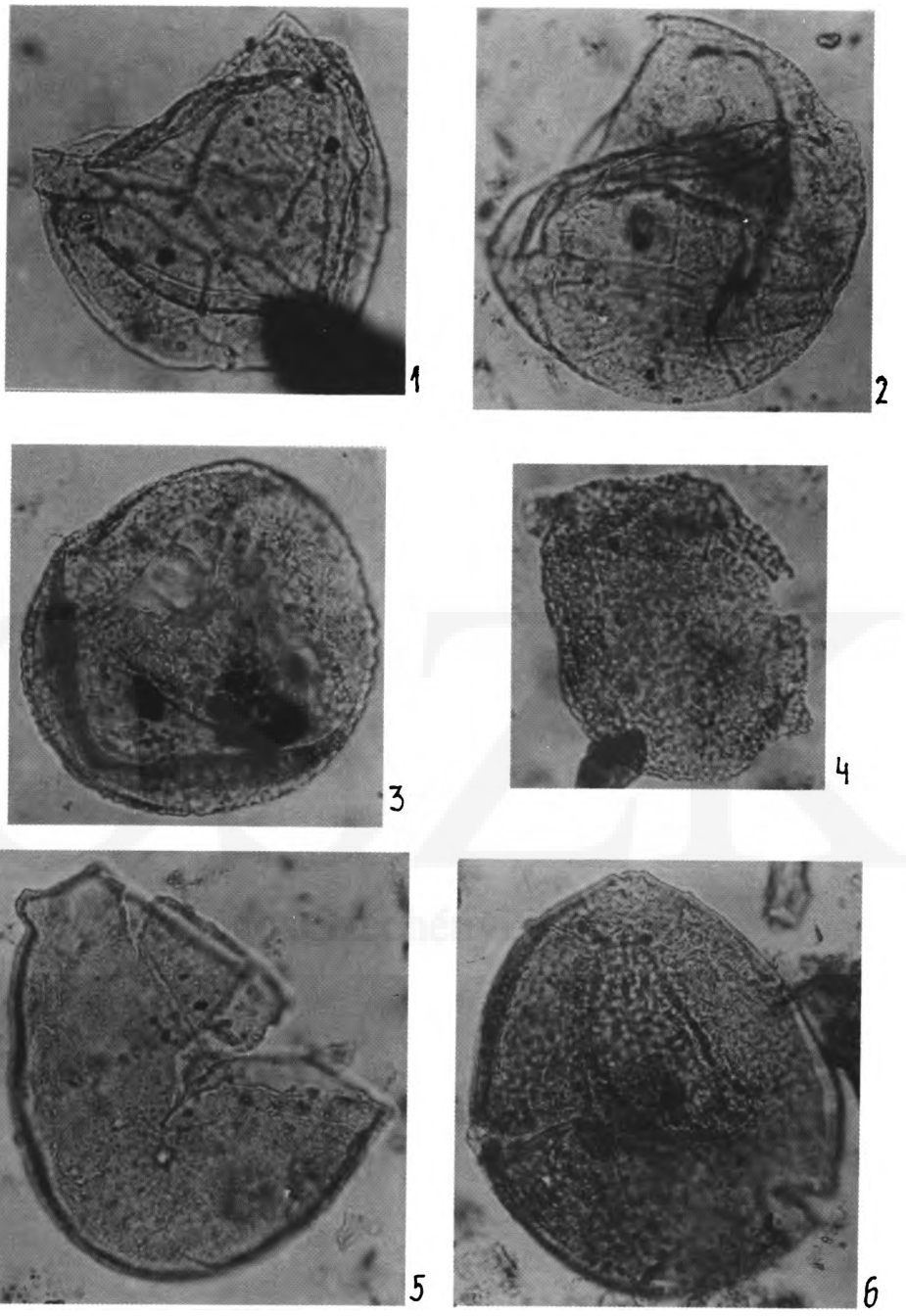


Fig. 1–2: **Dinoflagellat Form 72.**
Aderklaa T1, 610 und 600 m.

Fig. 3. ***Chytroeisphaeridia cariaconensis* WALL.**
Aderklaa T1, 670 m.

Fig. 4. ***Pontiadinium* sp.**
Aderklaa T1, 700 m.

Fig. 5. ***Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID.**
Aderklaa T1, 600 m.

Tafel 4

Unterpannonien
Spiniferites bentorii oblongus-Zone

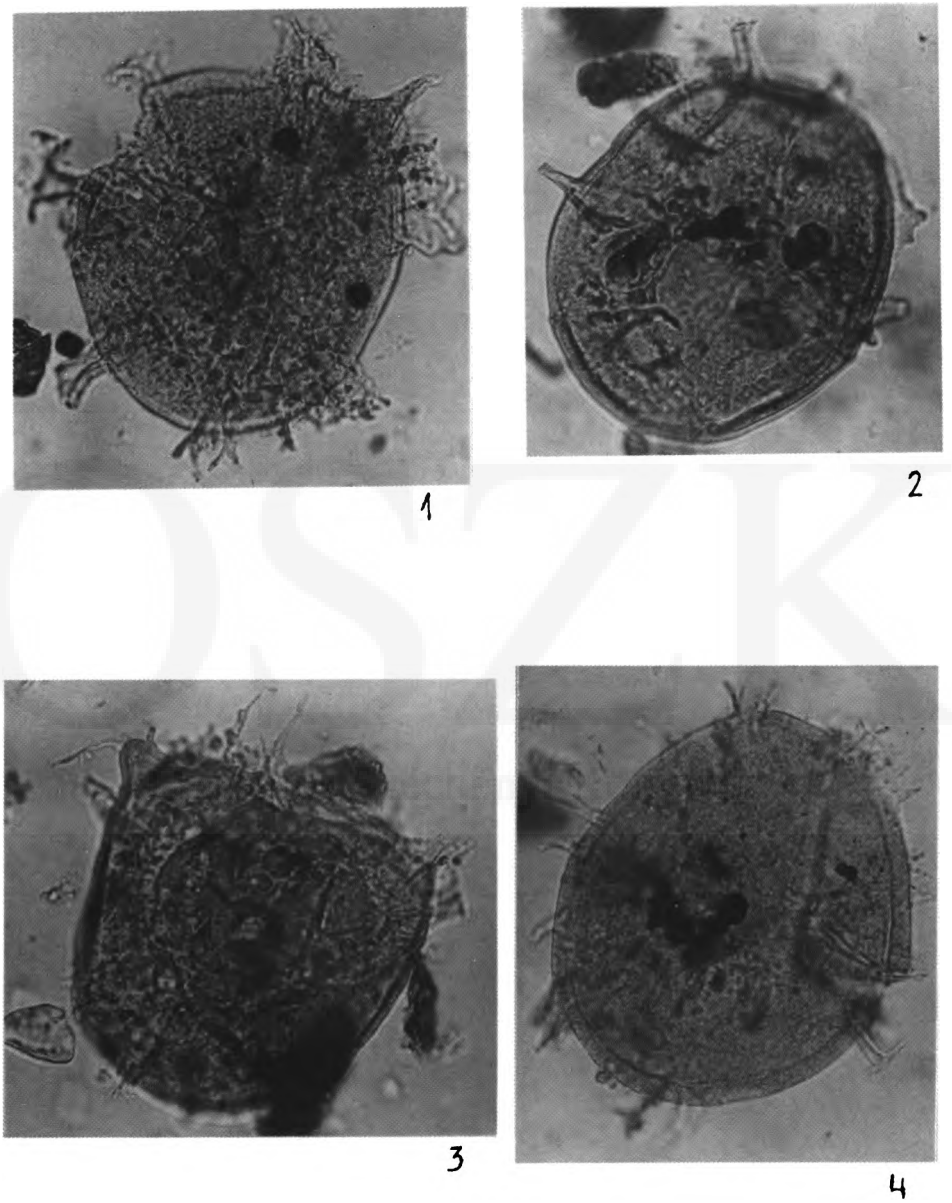


Fig. 1–4: ***Spiniferites bentorii*** **(ROSS) WALL & DALE.**
Aderklaa T1, 640 m [1–3] und 610 m [4].

Tafel 5

Oberpannonien
Spiniferites bentorii coniunctus – Spiniferites paradoxus-Zone

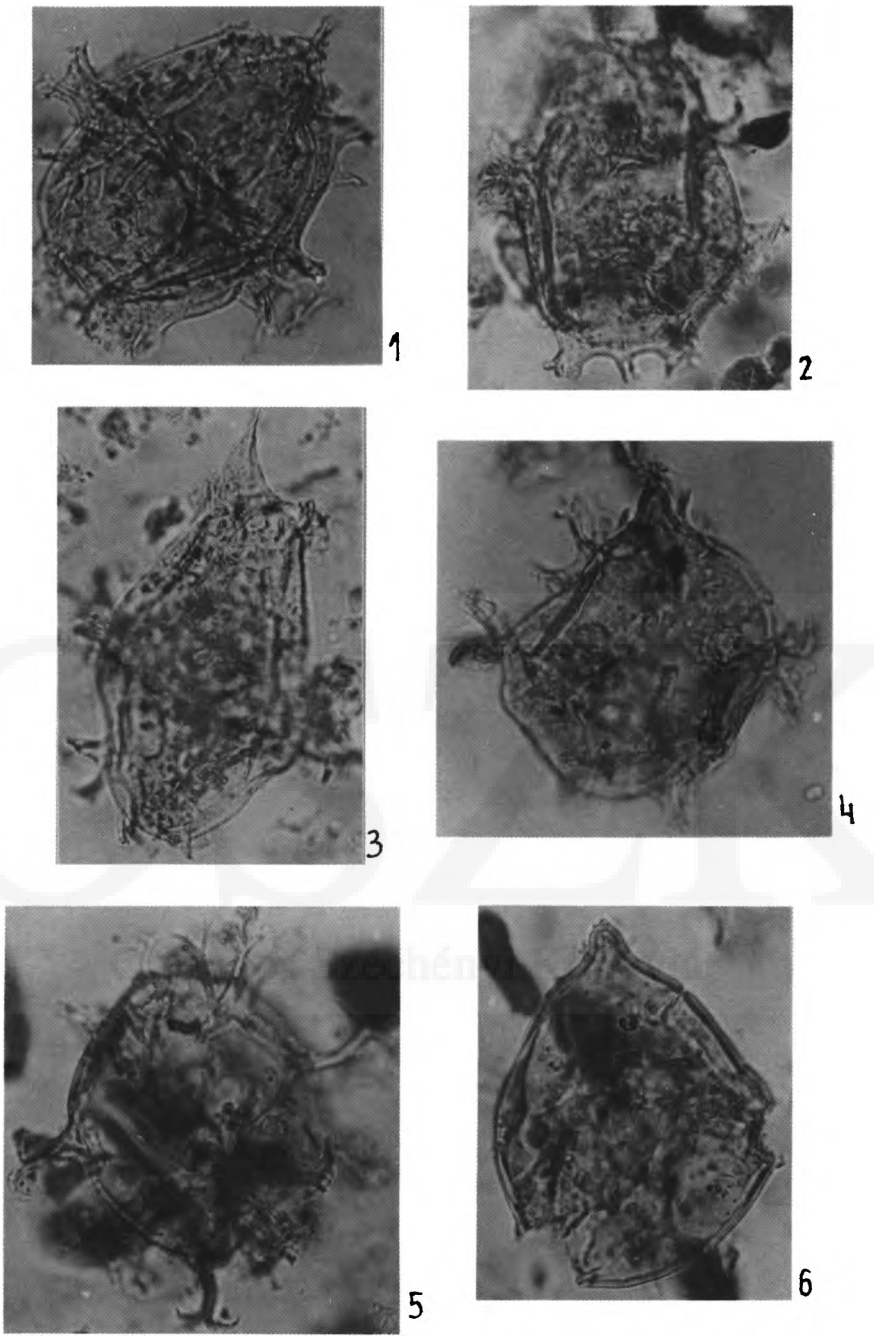


Fig. 1–2: ***Spiniferites ovatus*** **KAZUMI-MATSUOKA.**
Fig. 1 aus Aderklaa T1, 500 m.
Fig. 2 aus Breitenlee K4, 437–442 m

Fig. 3. ***Spiniferites bentorii oblongus*** **SÜTÖ-SZENTAI.**
Aderklaa 1, 450–451 m.

Fig. 4: ***Spiniferites bentorii*** **(ROSS)**
Breitenlee K5, 375–380 m.

Fig. 5. ***Spiniferites bentorii*** **(ROSS) WALL & DALE.**
Aderklaa T1, 400 m.

Fig. 6. **Zwischenform von *Spiniferites bentorii bentorii* und *Gonyaulax digitale tertius*.**
Aderklaa T1, 400 m.

Tafel 6

Unterpannonien

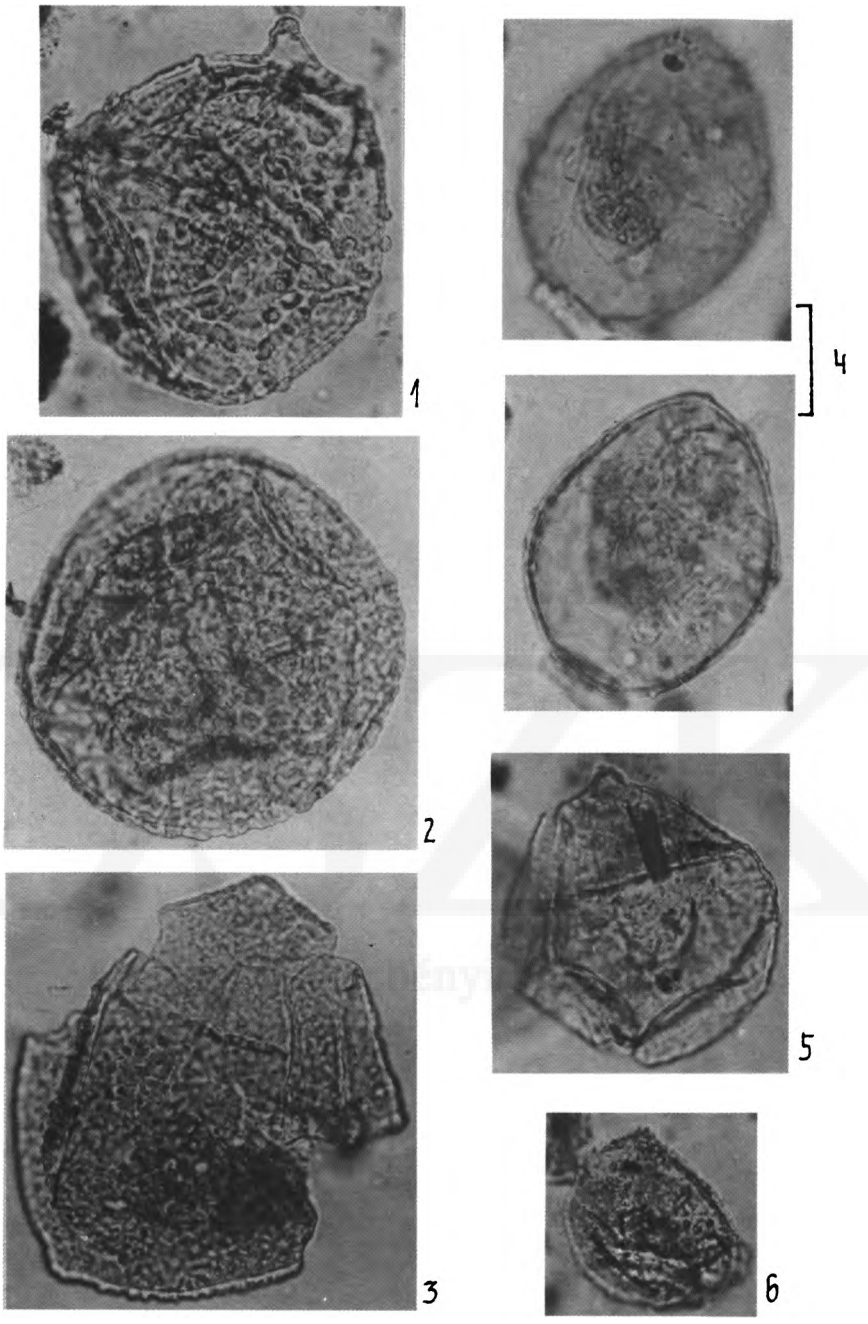


Fig. 1: ***Milioudoinium* sp.**
Aderklaa T1, 450–451 m.

Fig. 2: ***Impagidinium globosum* SÜTÖ-SZENTAI.**
Breitenlee K4, 437–442 m.

Fig. 3: ***Pontiadinium pecsvaradensis* SÜTÖ-SZENTAI.**
Aderklaa T1, 470 m.

Fig. 4: **Dinoflagellat Form 70.**
Breitenlee K5, 425–430 m.

Fig. 5: ***Gonyaulax digitale* (POUCHET) KOFOID.**
Aderklaa 1, 370 m.

Fig. 6: ***Chytroeisphaeridia* sp.**
Aderklaa 1, 450–451 m.

Tafel 7

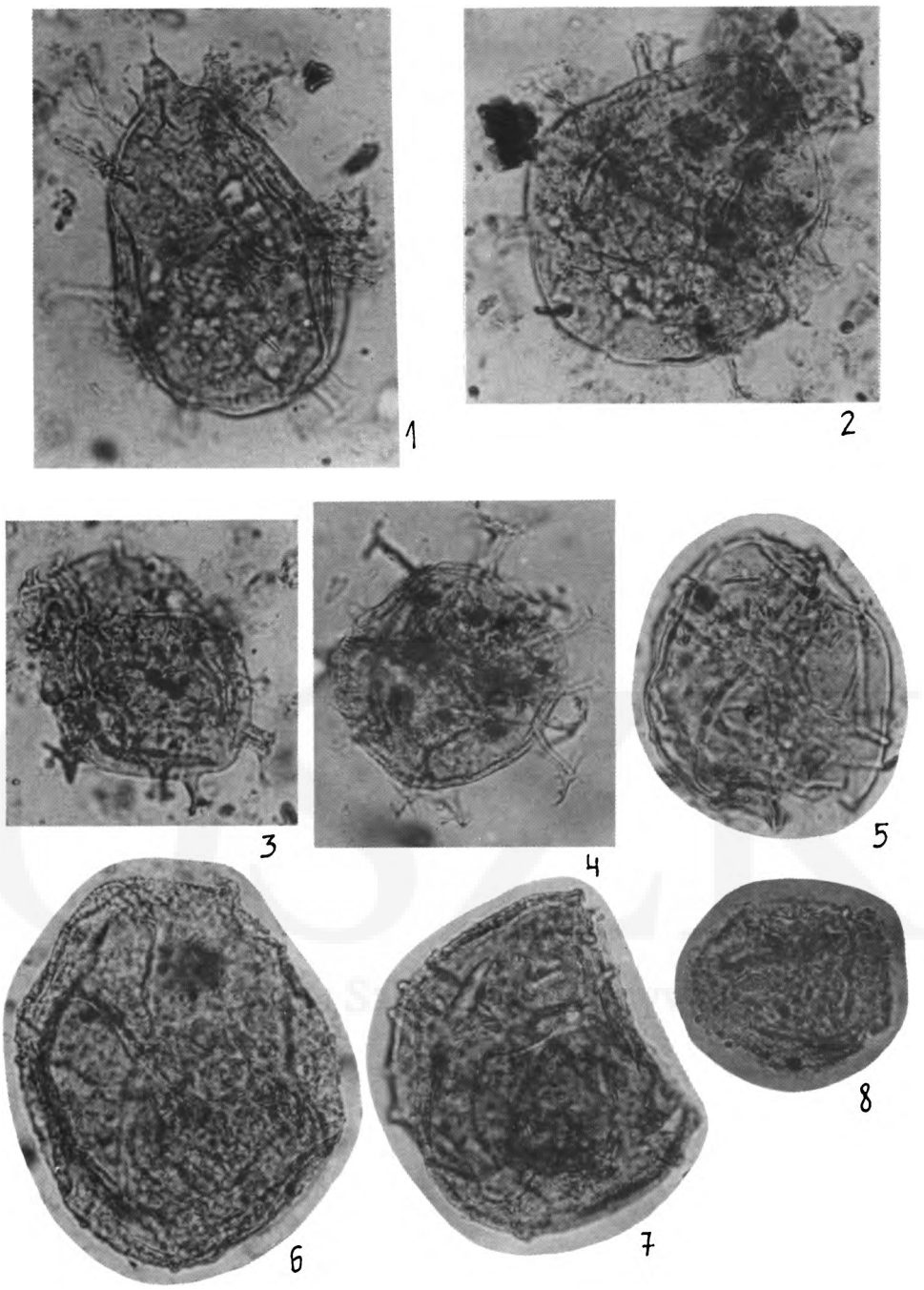


Fig. 1: ***Spiniferites bentorii*** **(Ross) Wall & Dale.**
Fig. 2: ***Spiniferites bentorii*** **(Ross) Wall & Dale.**
Fig. 3: ***Spiniferites*** **cf.** ***bentorii*** **(Ross) Wall & Dale.**
Fig. 4: **Hystrichosphaeridea indet.**
Fig. 5 und 7: **Dinoflagellat Form 72.**
Fig. 6: **Dinoflagellat Form 71.**
Fig. 8: ***Chytroiesphaeridia*** **sp.**

Alle Formen stammen aus der Bohrung Mannsdorf 1.
Fig. 1, 2, 3, 5 und 6 aus 820–825 m (Unterpannonien).
Fig. 4, 7 und 8 aus 530–535 m (Oberpannonien).

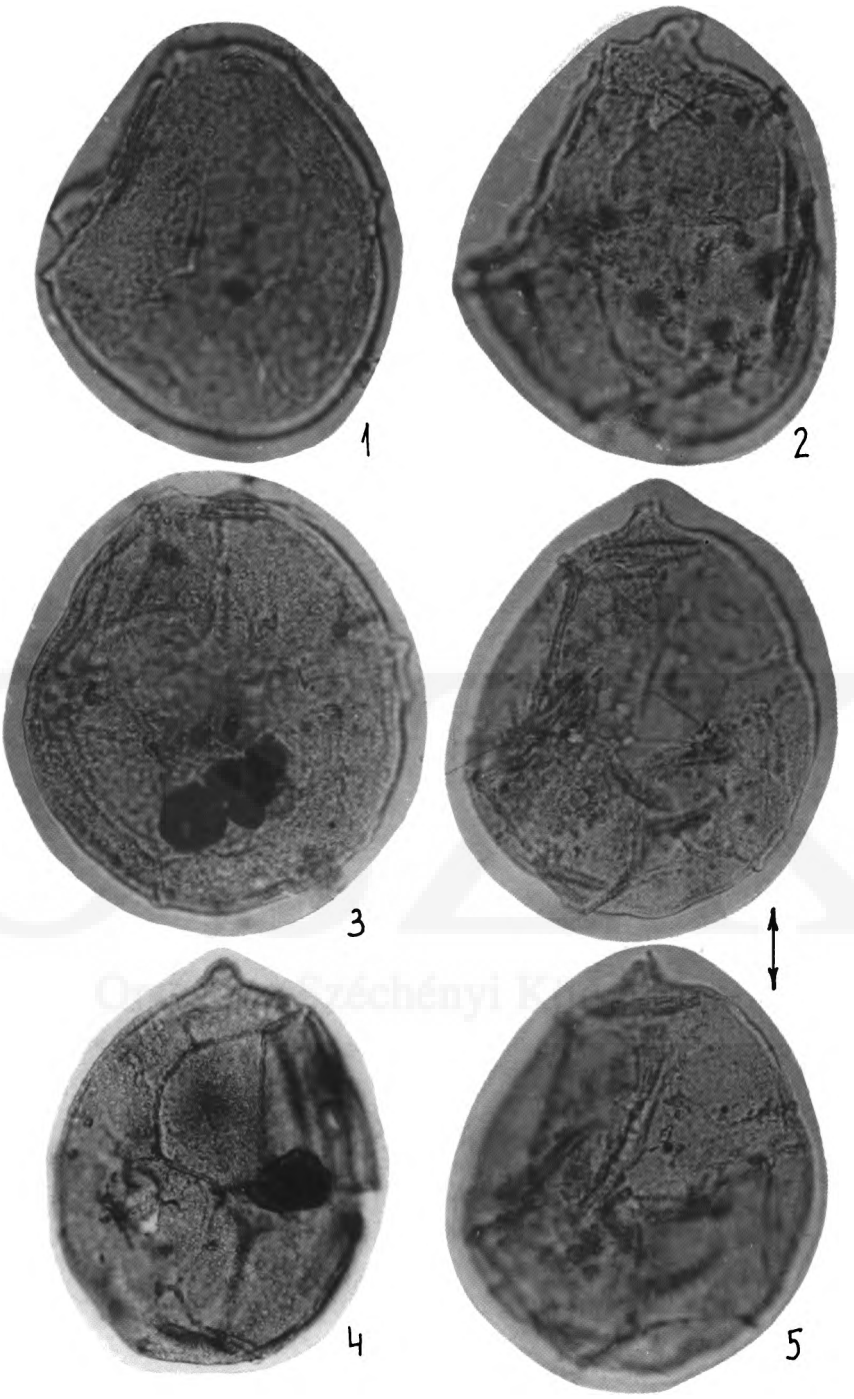


Fig. 1–5: ***Gonyaulax digitale secundus*** **nov. ssp.**
Fig. 1 und 2: Aderklaa T1, 760 m.
Fig. 3: Aderklaa T1, 610 m.
Fig. 4: Szombathely 1, 493,8–495,6 m.
Fig. 5: Holotypus aus Aderklaa T1, 760 m.

Vergrößerung ×750.

Tafel 9

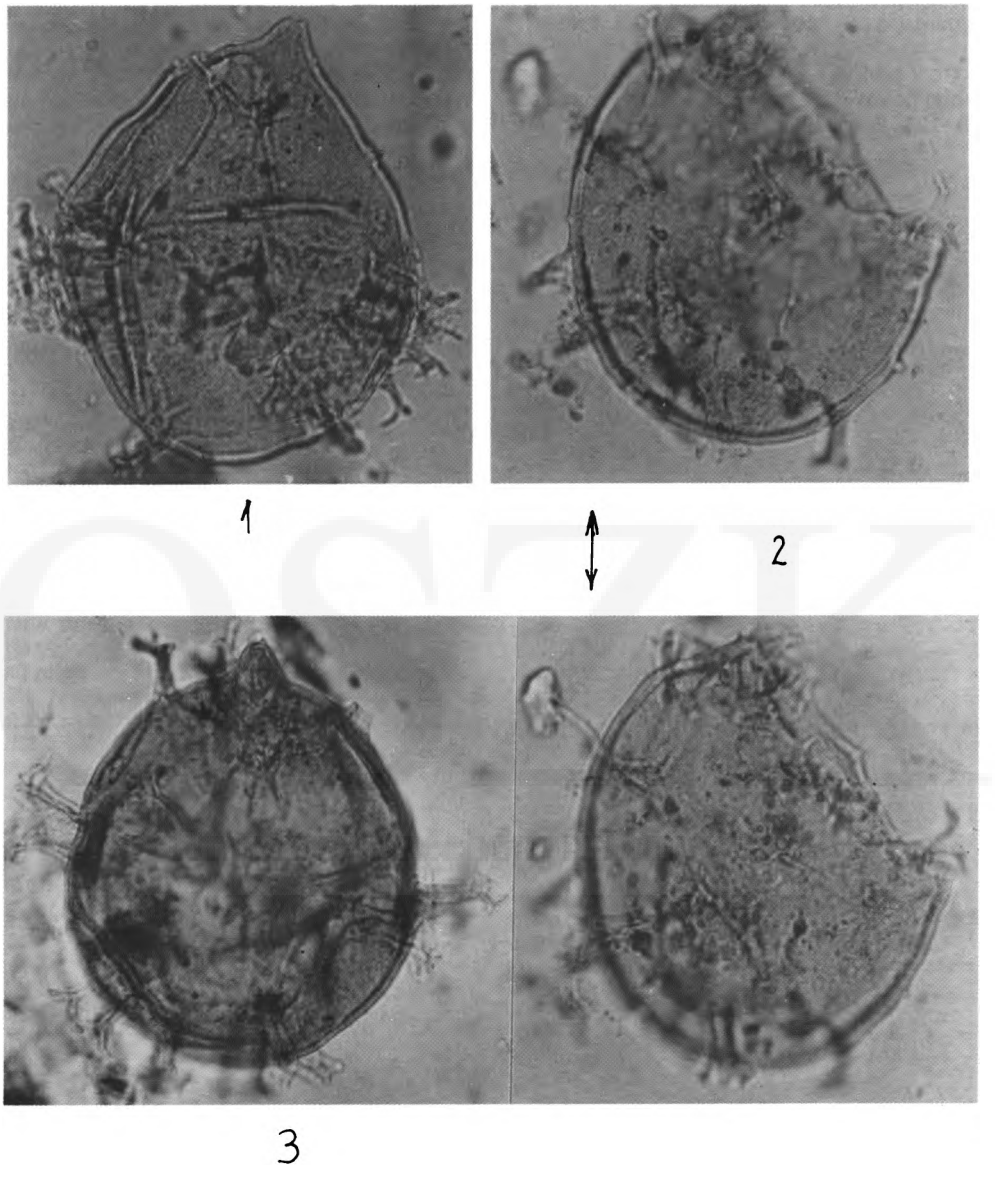


Fig. 1–3: ***Spiniferites bentorii granulatus* nov. ssp.**
Fig. 1: Lajoskomarom 1, 592–602 m.
Fig. 2: Aderklaa T1, 610 m.
Fig. 3: Holotypus aus Lajoskomárom 1, 592–602 m.

Vergrößerung ×750.

FUCHS, R.: Das Vorkommen von Statolithen fossiler Mysiden (Crustacea) im obersten Sarmatien (O-Miozän) der Zentralen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österreich, **6**, 61–69, Wien 1979.

JAMBOR, A., KORPÁS-HÓDI, M., SZÉLES, M. & SÜTÖ-SZENTAI, M.: Zentrales Mittleres Donaubecken: Bohrung Lajoskomarom Lk , S-Balaton. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F. F.: M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), Chronostrat. und Neostratotypen, Bd. **VII**, 204–241, Budapest 1985.

PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Becknes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 39–44, 99–193, Wien 1951.

PAPP, A.: Wiener Becken (Österreich): Bohrungen am Steinbergbruch. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F. F.: M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), Chronostrat. und Neostratotypen, Bd. **VII**, 198–201, Budapest 1985.

STEVANOVIC, P.: Pontische Stufe i. e. S. – Obere Congerienschichten Serbiens und angrenzender Gebiete. – Serb. Akad. Wiss., math-naturwiss. Kl., **187**, 293–352, Beograd 1951.

SÜTÖ-SZENTAI, M.: Organic microplanktonic biozones in the Pannonian complex of Central Transdanubia. – Mag. All. Földt. Int. evi jelentes as 1980, 342–366, Budapest 1982.

WALL, D.: Biological problems concerning fossilizable dinoflagellates. – Geosci. Man. **3**, 1–15, London 1971.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 35–52	Wien, September 1991	1. rész	pp. 35–52	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Das Neogen der Mattersburger Bucht (Burgenland)

Von GÜNTHER PASCHER*)

Mit 4 Abbildungen

Burgenland
Mattersburger Bucht
Tertiär
Stratigraphie
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 107

Inhalt

Zusammenfassung ... 35
Összefoglalás ... 36
Abstract ... 36
1. Einleitung ... 37
2. Stratigraphie ... 37
2.1. Das kristalline Grundgebirge ... 37
2.2. Die neogene Beckenfüllung ... 37
2.2.1. Ottnangien ... 37
2.2.2. Karpatien ... 38
2.2.2.1. Obere Auwaldschotter ... 38
2.2.2.2. Hochriegelschichten ... 38
2.2.2.3. Brennberger Blockschotter ... 39
2.2.3. Badenien ... 39
2.2.3.1. Obere Lagenidenzone ... 39
2.2.3.2. Sandschalerzone ... 40
2.2.3.3. Buliminen-Bolivinen Zone ... 40
2.2.4. Sarmatien ... 42
2.2.4.1. *Elphidium reginum*-Zone ... 43
2.2.4.2. *Elphidium hauerinum*-Zone ... 43
2.2.4.3. *Nonion granosum*-Zone ... 43
2.2.5. Pannonien ... 46
2.2.6. Oberpliozän–Altpleistozän ... 47
2.3. Quartär ... 47
3. Tektonik ... 48
Dank ... 49
Literatur ... 50

Zusammenfassung

Die hauptsächlich auf mikropaläontologischen Methoden basierenden Untersuchungen hatten zum Ziel, eine Aufgliederung der neogenen Beckenfüllung der Mattersburger Bucht durchzuführen. Dabei wurde auf die schon aus dem Wiener Becken bekannte Zonengliederung zurückgegriffen.

Im Zusammenhang mit der kristallinen Umrahmung sei nur erwähnt, daß die bis zu mehrere Meter mächtige Glimmerschieferschuttdecke eine Grenzziehung zum Badenien bzw. Sarmatien erschwerte.

Als älteste anstehende miozäne Sedimente wurden die karpatischen Hochriegelschichten sowie die diskordant darauf liegenden Brennberger Blockschotter im Gebiet des Sieggrabener Sattels gefunden.

Von diesen untermiozänen Schichten – durch eine Diskordanz getrennt – konnten die Sedimente des Badenien (ab der Oberen Lagenidenzone) mittels Foraminiferen und Ostracoden vollständig nachgewiesen werden. Als Charakteristikum der Oberen Lagenidenzone gilt, daß deren Sedimente sowohl in schottrig-sandiger Fazies (in Grundgebirgsnähe) als auch in sandig-toniger Fazies (im Beckenbereich) vorkommen.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. GÜNTHER PASCHER, Eisenstädterstraße 18, A-7062 St. Margarethen/Burgenland.

Der grobklastische Faziesbereich wiederum konnte in einen durch Karbonatgerölle beeinflußten und in einen von Kristallinkomponenten dominierten unterteilt werden. Diese Schotter und Sande wurden aus SW- bzw. W-Richtung geschüttet, d.h. aus dem Gebiet des Rosalien- bzw. des Soproner Gebirges.

Auf den sandig-tonigen Faziesbereich der Oberen Lagenidenzone folgen konkordant die Sandschalerzone sowie die Buliminen-Bolivinen Zone. In letzterer fand ein Faunenumschwung statt, der durch eine Transgression hervorgerufen wurde; die Buliminen-Bolivinen Zonenabfolge ist im Kartierungsgebiet allerdings nur gering-mächtig entwickelt.

Vom Sarmatien, das diskordant transgredierte, ist die *Nonion granosum*-Zone flächenmäßig am größten entwickelt. Es konnte zwar die gesamte Sarmatienschichtfolge nachgewiesen werden, das geringmächtige Mittelsarmatien aber ließ Anzeichen einer Regression sowie zunehmende Verbrackung erkennen.

Als wichtigstes Ergebnis dieser Arbeit kann die geologische Einstufung der Schotter und Konglomerate der Marzer Kogel-Gebietes angesehen werden.

Die Grobklastika dürften im höchsten Sarmatien sedimentiert worden sein, da darauf Unterpannonien nachgewiesen werden konnte. Unterpannonien ist in größerer Ausdehnung nur am nördlichen Rand des Kartierungsgebietes sowie als kleines isoliertes Vorkommen am Schießplatz von Schattendorf zu finden.

Die oberpliozänen bis altpleistozänen Terrassenschotter konnten in ein höheres (360–400 m) und in ein tieferes (250–350 m) Niveau unterteilt werden. Reste eines postglazialen, 50 m(!) tiefen Sees konnten anhand charakteristischer Süßwasserostracoden nachgewiesen werden. Größere tektonische Bewegungen fanden im Grenzbereich Kristallin/Badenenien bzw. Sarmatien und in den Beckenbereichen statt. Das Fehlen von Untersarmatien bei Wiesen ist durch einen annähernd W–E-streichenden Bruch zu erklären, dessen weiterer Verlauf im Wulkatal bis zum Leithagebirgsrand verfolgt werden kann.

Jüngste tektonische Bewegungen wurden im Bereich des Schattendorfer und des Draßburger Waldes sowie südlich von Walbersdorf festgestellt.

Drei Molluskenarten – *Pseudoliotia varpalotensis* (SZALAI), *Monilea crasselirata* (BOETTGER), *Folinia costata minuta* (DOLLFUSS & DAUTZENBERG) – aus dem Badenien von Forchtenstein sind Erstnachweise für Österreich.

Die vielen kleinen illegalen Müllablagerungen, die bei der Kartierung vorgefunden wurden, konnten klassifiziert und kartenmäßig dargestellt werden.

A mattersburgi öblözet neogén képződményei (Burgenland)

Összefoglalás

A főként mikropaleontológiai módszerekből álló vizsgálatok elsődleges célja a Mattersburgi-öböl neogén medenceüledékeinek tagolása, de foglalkozik még a dolgozat a Bécsi-medence zonációjával is.

A kristályos környezettel kapcsolatban a szerző kiemeli, hogy a több méter vastagságú csillámpala törmelék-takaró megnehezítette a bádeni, illetve szarmata határainak megvonását. A legidősebb szálban álló miocén üledék a sieggrabeni nyeregben feltárt kárpáti hochriegeli rétegek, valamint az arra diszkordánsan települő brennenbergi blokkavics.

Az alsó-miocén rétegekkel diszkordánsan érintkező bádeni összletnek a felső Lagenida-zónával (OLZ) kezdődő előfordulását Foraminiferák és Ostracodák alapján igazolja. A felső Lagenida-zóna jelemzője, hogy az alaphegység közelében kavicsos–homokos, míg a medence területén homokos–agyagos kifejlődésekben fordul elő.

A durvatörmelékes fáciestartomány tovább osztható egy karbonátgörgeteges- és egy kristályos komponens dominanciájú tartományra. A kavics és homok szállítási iránya DNY-i, ill. Ny-i, vagyis lehordási területe a Rosalia-hegység, ill. Lajta-hegység.

Az OLZ homokos–agyagos fáciesű rétegsorra konkordánsan a homokos vázú Foraminiferákra alapozott zóna (SZ), valamint a Bulimina–Bolivina-zóna (BBZ) települ. Az utóbbi zóna transzgresszió-okozta faunaváltozást mutat. A BBZ-t képviselő rétegsor csak kis vastagságban fejlődött ki a térképezett területen.

A diszkordanciával transzgresszíve települő szarmatában a Nonion granosum-zóna (NGZ)a legnagyobb területi elterjedésű. Bár a teljes szarmata rétegsor kimutatható, a középső-szarmata regressziós ismérveket mutat és növekvő mértékű sótartalom csökkenéssel kísérten csak kis vastagságban ismert.

A munka igen fontos eredménye a Marzer Kogel terület kavics- és konglomerátum összetételének besorolása.

A késő-szarmata korú durvatörmelékes rétegsor fedőjében bizonyíthatóan alsó-pannóniai képződmények települnek. Az alsó-pannóniai nagyobb elterjedésben a térképezett terület északi peremén, valamint kis izolált foltban a schattendorfi lőtéren ismerhető fel.

A felső-pliocén–ópleisztocén teraszkavics egy felső (300–400 m) és egy alsó szintre (250–350 m) különíthető el. Egy 50 m(!) mélységű tó üledékének poszt-glaciális korát Ostracodák igazolják.

Nagyobb tektonikai mozgások a kristályos képződmények és a bádeni, illetve szarmata határán mutathatók ki, de a medenceterületen is felismerhetők. Az alsó-szarmata hiánya Wiesennél egy közel K–NY-i irányú küszöbbel magyarázható, amely Wulkataltól a Lajta-hegység pereme felé húzódhatott. A legfiatalabb tektonikai mozgások a schattendorfi és drassburgi erdők területén, valamint Walsbersdorftól D-re mutathatók ki. Az alábbi három Mollusca faj – *Pseudoliotia varpalotaensis* (SZALAI), *Monilea crasselirata* (BOETGER), *Folinia costata minuta* (DOLFUSS & DAUTZENBERG) – Ausztriából először a forchtensteini badeni összletből vált ismertté.

A térképezés során föllelt – törvénybe ütköző – szemétlerakó helyek besorolása és a térképi rögzítése is megtörtént.

The Neogene of the Mattersburg Basin (Burgenland)

Abstract

The aim of the present researches, mainly based an micropaleontological methods, was a division of the Neogene of the Mattersburg Basin. For that purpose the zonation of the Vienna Basin has been used.

Concerning the crystalline frame it should be mentioned that a regolith of micaschists up to a thickness of several meters makes the seperation to the Badenian/Sarmatian sediments very difficult.

The lowermost Miocene sediments in the area studied are the Hochriegel Formation (Carpathian) and the Brennberg Blockschotter lying discordantly above them. Seperated by a discordance, sediments of Badenian (Upper Lagenid Zone) are identified by means of foraminifers and ostracods.

It is characteristic for the Upper Lagenid Zone facies, that their sediments are as well gravel and sand (close to the crystalline) as sand and clay (in the basin). The coarse-clastic facies may be divided in one part rich in carbonatic gravel and another one dominated by crystalline pebbles. These gravel and sand derives from SW respectively W, i.e. from the Rosaliengebirge and the Soproner Hügelland.

Lying concordantly upon the argilloarenaceous facies follows the Zone with arenaceous foraminifers (Sandschaler-Zone) and the Bulimina-Bolivina Zone. The later – only little developed in the area studied – is characterized by a typical faunal change due to a transgression.

In the Sarmatian, which is discordantly transgressing, the *Nonion granosum* Zone has a wide distribution.

The complete Sarmatian sequence has been proved, the very poor developed Middle Sarmatian, however, shows indication of a regression and an increase of brackish water.

One of the most important results of the present paper is the dating of the gravels and conglomerates of the Marzerkogel area.

These clastic sediments seem to have been sedimented during the uppermost Sarmatian, since Lower Pannonian sediments are lying on top of them.

The Lower Pannonian has a wider distribution only in the northern part of the area mapped: a small isolated occurence has been found at Schattendorf (Schießplatz).

The terrace gravels (Late Pliocene and Early Pleistocene) occure in two different levels: a higher (360–400 m) and a lower one (250–350 m).

Remainders of a postglacial lake with a depth of about 50 m could be proofed by means of characteristic freshwater ostracodes.

Important tectonic movements took place as well at the crystalline/Badenian resp. Sarmatian border as in the basin itself. The absence of Lower Sarmatian near Wiesen may be explained by an E–W-striking fault-line which could be proved in the Wulka valley up to the rim of the Leithagebirge. The latest tectonic movements have been stated in the Walbersdorf forest and Draßburg forest as well as south of Walbersdorf.

Three species of gastropodes – *Pseudoliotia varpalotensis* (SZALAI), *Monilea crasselirata* (BOETTGER), *Folinia costata minuta* (DOLLFUSS & DAUTZENBERG) – found in the beds (Upper Lagenid Zone) at Forchtenstein are new in Ausstria.

A lot of illegitime smaller waste deposits found in the area mapped have been classified and registered on a seperate map.

1. Einleitung

Das untersuchte Gebiet befindet sich zur Gänze innerhalb der politischen Grenzen des Burgenlandes und ist auf Blatt 107 Mattersburg der Österreichischen Karte 1 : 50.000 zu finden. Der bearbeitete Abschnitt liegt im weiteren Umkreis der Ortschaften Wiesen, Mattersburg, Rohrbach, Schattendorf und Baumgarten. Das Gebiet gehört zum Südteil des Eisenstädter Beckens und wird in der Literatur als Mattersburger Bucht zitiert. Es handelt sich sich um eine Einsenkung, die zwischen dem Rosaliengebirge auf der einen (= westlichen Seite) und dem Ödenburg-Ruster-Bergzug auf der anderen Seite (= östliche Seite) liegt. Mit dem Wiener Becken ist das Eisenstädter Becken bzw. die Mattersburger Bucht zwischen dem Rosaliengebirge und dem Leithagebirge verbunden, während es mit der kleinen Ungarischen Tiefebene durch die Ödenburger Pforte in Verbindung steht.

Das kartierte Gebiet wird im Norden durch den Kartenrand des Blattes 107 Mattersburg begrenzt. Im Süden ist es durch die Höhen des Brentenriegels, im Osten durch den Verlauf der Staatsgrenze gegen Ungarn begrenzt. Die Westbegrenzung bildet der Ostabfall des Rosaliengebirges mit der Linie Wiesen – Forchtenstein – Sieggrabener Sattel (siehe dazu Abb. 1).

2. Stratigraphie

Die Besprechung der verschiedenen Miozänstufen wird z.T. nach regionalen Gegebenheiten durchgeführt.

Da es neben rein geologischen und paläontologischen Problemen Hauptaufgabe dieser Arbeit sein soll, eine stratigraphische Gliederung des Badenien, Sarmatien und Pannonien durchzuführen, wurden die nichtmarinen Ablagerungen (Kristallin, Brennberger Blockschotter, Hochriegelschichten) nur kartierungsmäßig erfaßt.

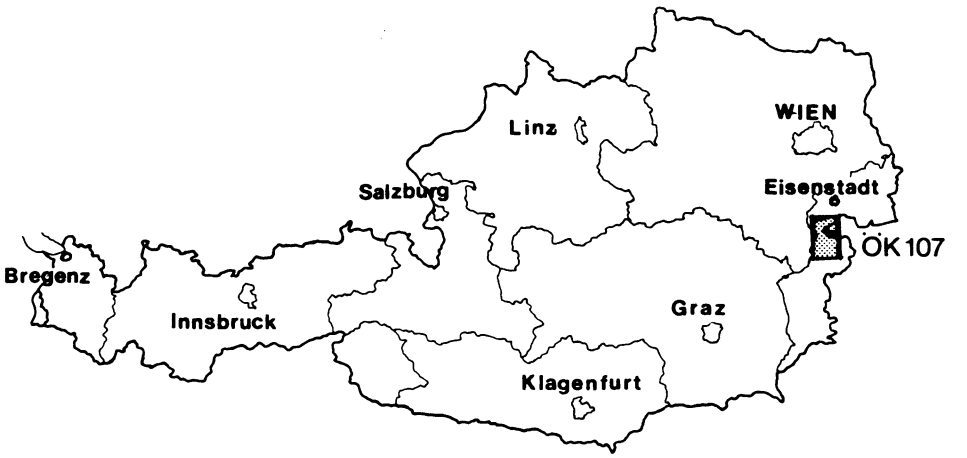
2.1. Das kristalline Grundgebirge

Die Unterostalpinen Einheiten, die den vorneogenen Beckenrand bilden, sind dem Wechsel- und dem Semmeringsystem zuzuordnen. Der Gesteinsbestand setzt sich aus Grauwackenphylliten und Phylliten mit tuffitischer Beimengung zusammen (= Serie der Hangenden Wechselschiefer). Dieser Gesteinsbestand wird durch einen lückenhaften „Permoskyth-Mitteltrias-Gürtel“ (im Raum Forchtenstein und W von Wiesen vorkommend) vom Grobgneiskörper des Semmeringsystems getrennt (A. TOLLMANN, 1977, S. 174). Dieser höhere Anteil des Unterostalpins baut den Beckenrand auf und setzt sich aus eintönigen phyllitischen Glimmerschiefern zusammen. Auf Grund einiger Bohrergebnisse (Brückenbau der Burgenländischen Schnellstraße S31) wurde festgestellt, daß der Glimmerschiefer bis zu einer Tiefe von 30 m verwittert ist. Durch diese mächtige Verwitterungsdecke und bedingt durch die geologische Situation möchte ich hinweisen, das eine Grenzziehung zwischen Kristallin und dem Unterbadenien sehr schwierig ist.

2.2. Die neogene Beckenfüllung

2.2.1. Ottnangien (?)

Fragliches Ottnang konnte nur in Form von schillartig eingelagerten Unioniden sowie gut erhaltenen, jedoch



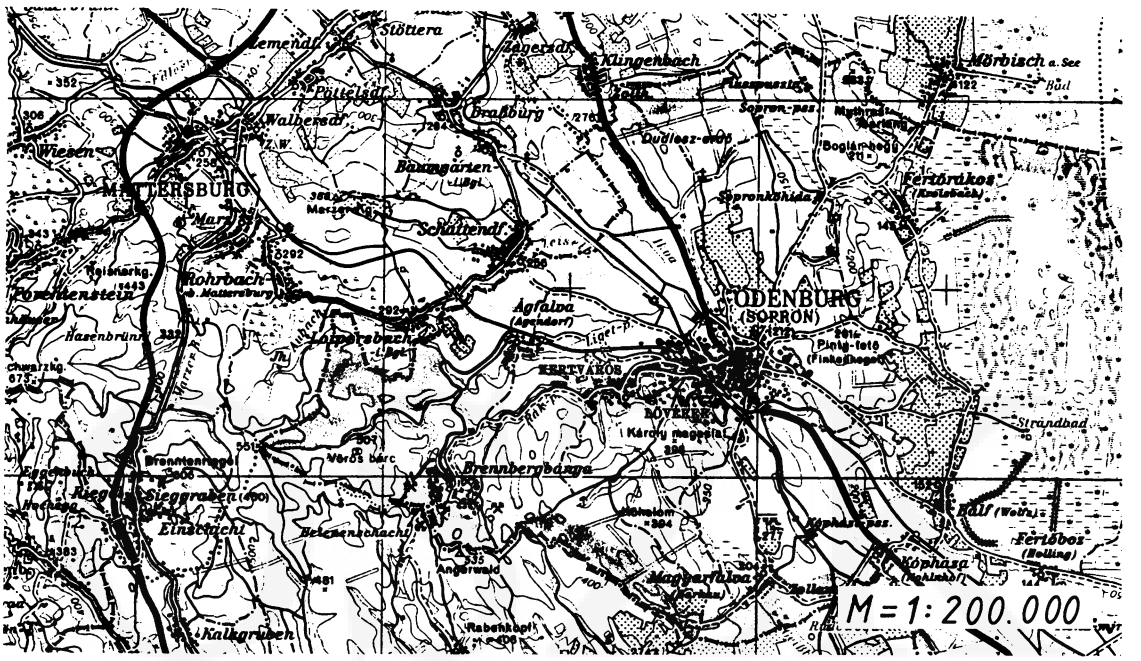


Abb. 1.
Lage des untersuchten Gebietes.

unbestimmbaren Ostracoden festgestellt werden. Diese Fossilien wurden nicht im Anstehenden gefunden, sondern befanden sich im Inneren einer großen Konkretion, welche möglicherweise in die Schotter des Unterbadenien umgelagert wurde.

2.2.2. Karpatien

2.2.2.1. Obere Auwaldschotter

Die Oberen Auwaldschotter sind von den Unteren durch den auffallend hohen Gehalt an kalkalpinen Komponenten zu unterscheiden. In meinem Kartierungsgebiet fand ich diese Schotter nördlich von Sieggraben, wo sie sowohl an die Sieggrabener Deckscholle (im W) als auch gegen die kristallinen Gesteine des Semmeringsystems (im N) angrenzen. Die Grenze gegen E dürften die Hochriegelschichten sein, die von den Brennberger Blockschottern überlagert werden. Auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse konnte ich keinen direkten Kontakt zwischen den Auwaldschottern und den Hochriegelschichten finden. Außerdem werden diese Schotter durch den Sieggrabener Bruch, der annähernd NNE–SSW streicht, tektonisch reduziert. Da die Auwaldschotter nicht der Beckenfüllung angehören, wurden sie keiner näheren Untersuchung unterzogen. R. JANOSCHEK (1931, S. 47) führt eine detaillierte Aufzählung der Gesteinstypen und der Geröllkomponenten an. Auffallend ist, daß neben den kalkalpinen Trias-, Jura- und Oberkreidegeröllen sowie den Grauwackengesteinen und Semmeringkalken auch ein gewisser Anteil an Eozängeröllen festzustellen ist. Ferner sind in den Unterbadenien Sedimenten diese umgelagerten Gerölle ebenfalls zu finden.

2.2.2.2. Hochriegelschichten

Dieser Horizont liegt zwischen den Oberen Auwaldschottern und den Brennberger Blockschottern. Diese Süßwassersedimente stellen einen mächtigen Sand-Tonmergelkomplex mit einem nicht abbauwürdigen Lignitflözchen an der Basis dar. Die Sedimente kommen sowohl im Osten (N Ritzing, S des neuen Helenenschachtes) als auch im Westen (bei Sieggraben) vor (vgl. R. JANOSCHEK, 1931, S. 51). Im Ortsgebiet von Sieggraben sowie nördlich des Sieggrabener Sattels kommen diese zu Rutschungen neigenden Hochriegelschichten ebenfalls vor. Im Südteil des Ortes Sieggra-

ben wurden beim Straßenbau feine Kiese mit blaugrauen sandigen Tegeln sowie Tonlagen, in denen Lignitspuren waren, angefahren. Die genaue kartenmäßige Darstellung dieser Sedimente ist sehr schwierig. Einzig den Rutschungen ist es zu verdanken, daß man die Hochriegelschichten kartierungsmäßig erfassen kann.

2.2.2.3. Brennberger Blockschotter

Die Blockschotter zeichnen sich durch ihre Größe, ihren kristallinen Habitus und durch ihre geringe Abrollung aus. Im ganzen Breich der Brennberger Blockschotter wurde kein einziges Karbonatgeröll gefunden.

Zur Enstehung der Brennberger Blockschotter läßt sich folgendes feststellen: Da die oft riesigen (∅ bis zu 2 m) Gerölle wenig gerundet sind, in einer sandig-lehmigen Matrix stecken und keinerlei Sortierung aufweisen, muß als Ablagerungsvorgang ein rasches Abgleiten des ganzen Sedimentationsverbandes stattgefunden haben.

Die ungerundeten Gerölle bestehen ausschließlich aus den Gesteinen des Rosaliengebirges. Die Brennberger Blockschotter bedecken ein Gebiet (nur der Österr. Anteil) von 35–40 km². Diese große zusammenhängende Masse der Blockschotter dürfte aus mehreren, übereinander geflossenen, Blockschlammströmen entstanden sein. Daraus kann man den Schluß ziehen, daß sich zur Zeit des Karpatiens am Rande des Rosaliengebirges riesige Schuttmassen in einem semi-ariden Klima gebildet haben. Da diese Sedimente nicht mit Vegetation bedeckt waren, kann es u.a. bei Unwettern zu derartigen Blockschlammströmen kommen.Die obertags festgestellte Mächtigkeit der Brennberger Blockschotter beträgt ca. 150 m. In meinem Gebiet befindet sich das nördichste Vorkommen dieser Schotter an der südlichsten Talflanke des Dachsgrabens, der vom Haupttal (= der Verlauf der Bundesstraße) in Richtung Osten abzweigt. An der nördlichen Talflanke befindet sich eine Schottergrube, aus deren tonigen Zwischenlagen Foraminiferen der Oberen Lagenidenzone gewonnen werden konnten. An der Südflanke des Dachsgrabens stehen bei einer Jagdhütte die Brennberger Blockschotter an. In den Gräben, die in weiterer Folge in den Dachsgraben einmünden, sieht man immer wieder Blöcke mit über 1,5 m Durchmesser. Die Textur der kristallinen Grobklastika ist verschieden. Die in einer lehmigen Matrix schwimmenden Gerölle weisen eine chaotische Verteilung auf, was u.a. für gravitative Massenverlagerungen typisch ist. Ferner ist bei diesen matrix-korngestützten Geröllen keinerlei Orientierung festzustellen.

2.2.3. Badenien

2.2.3.1. Obere Lagenidenzone

Die Sedimente der Oberen Lagenidenzone bedecken den überwiegenden Teil meines Kartierungsgebietes. Wie schon vorher erwähnt kann man diese Ablagerungen in eine Sand-Ton- und in eine Sand-Schotter-Fazies untergliedern.

Der erste Faziesbereich repräsentiert den Tiefwasserbereich in der Beckenmitte, der zweite wurde in einem landnahen Milieu des Rosaliengebirges bzw. des Brennberger Hügellandes sedimentiert.

Die Verschiedenheit dieser beiden Faziesbereiche ist im Gelände nur an der Grenze von Wald- zu Wiesen- bzw. Ackerflächen erkennbar. Lediglich beim Bau der Burgenlandschnellstraße (S31) war der Verzahnungsbereich zwischen den beiden Fazies aufgeschlossen.

Sand-Schotter-Faziesbereich

Die Schotter bestehen zum überwiegenden Teil aus kristallinem Material, das keinen sehr hohen Rundungsgrad aufweist. Im Schnitt liegt der Geröllduchmesser bei 10–15 cm, während in Rinnenfüllungen Komponenten mit 50–100 cm Durchmesser vorkommen. Diese großen Klastika stammen mit ziemlicher Sicherheit aus den Brennberger Blockschottern und sind E des Jagdhauses Auwiese (im Rohrbacher Wald) sowie SSW von Loipersbach zu finden. In diesem Bereich des Kartierungsgebietes, wo das ungarische Staatsgebiet keilförmig in das österreichische hineinreicht, wird der Auwald (= Liget erdö) fast zur Gänze von den Brennberger Blockschottern aufgebaut.

Weiters finden sich in dieser Schotterfazies Karbonatgerölle mit hohem Rundungsgrad, die jedoch im Verhältnis zu den Kristallingeröllen relativ selten sind. Diesbezüglich ist auf eine Ausnahme zu verweisen: 750 m NNW der Villa Waldfried überwiegen die Karbonate, wobei das Verhältnis Karbonat zu Kristallingeröllen durchschnittlich 3 : 1 beträgt.

Ferner wurde im Geröllspektrum folgender Gebiete ein erhöhter Karbonatanteil festgestellt: Im Gebiet des Hochkogels und des Bannmaisriegels, im östlichen Rohrbacher Wald sowie südlich von Loipersbach. Die letztgenannte Lokalität hatte ein Karbonat-Kristallinverhältnis von 1 : 2,5. Schließlich fand ich Karbonatgerölle in den Schottergruben E von Forchtenstein und in einer Grube beim Starenbühel. Bereits in diesem Bereich fallen die Schichten relativ steil (27°–20° gegen N bzw. NNE). Auffallend ist auch, daß in diesen Karbonatschotter führenden Bereichen vereinzelt Paleozän- bzw. Eozängerölle (Kambühelkalke) zu finden sind. Diese alttertiären, sehr fossilreichen Gerölle lassen den Schluß zu, daß vor dem Einbruch des Wiener Beckens und seiner Randbuchten noch Teile dieser Riffe vorhanden gewesen sein müssen.

Bezüglich meiner Geröllfunde ist es sehr wahrscheinlich, daß es sich jedoch um Umlagerungen aus den Oberen Auwaldschottern handeln dürfte.

Auf Grund des Vorhanden- bzw. Nichtvorhandenseins von Karbonatgeröllen läßt sich der grobklastische Faziesbereich zweifach untergliedern:

In einen fast ausschließlich Kristallinschotter führenden Bereich und in einen, wo neben dem Kristallinschotter auch Karbonatgerölle auftreten.

Bezüglich der geologischen Postion dieser beiden Bereiche muß darauf verwiesen werden, daß die Karbonat führenden Schotterkomplexe immer unter die hauptsächlich Kristallingerölle führenden Schichten einfallen. Das läßt wiederum den Schluß zu, daß hier begründet durch die Sedimentationsunterbrechung des jeweiligen Liefergebietes dieser „offensichtliche" Wechsel entstanden sein könnte.

Den direkten Übergang zwischen den beiden Bereichen konnte ich durch die schlechten Aufschlußverhältnisse nirgends anstehend finden.

Die Schüttungsrichtung dieser Schotterkomplexe verläuft im Gebiet von Forchtenstein einerseits von Nord nach Süd, andererseits von Nordwest nach Südost. Diese Richtung ändert sich im Gebiet des Hochkogels sowie im Rohrbacher Wald. Hier transportierte ein von SW bzw. W kommendes Flußsystem das Schotter-

material in östliche Richtung. Wie schon erwähnt, wären das Rosaliengebirge sowie die das Gebirge umrahmenden klastischen Sedimente (Brennberger Blockschotter, Auwaldschotter etc.) als Liefergebiet in Betracht zu ziehen.

In den Schottern finden man manchmal aufgearbeitete und wieder einsedimentierte Tongerölle, deren Foraminiferengehalt auf eine „ältere" Obere Lagenidenzone hinweist. An Fossilien, von denen die Foraminiferen meistens spärlich und schlecht erhalten sind, konnte ich des öfteren Ostreenschalen (hauptsächlich Bruchstücke) finden. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang der Fund einer Stockkoralle (*Tabellastrea reussiana* (MILNE-EDWARDS & HAIME)) in den Schottern südlich von Rohrbach.

Sand-Ton-Faziesbereich

Dieser Faziesbereich nimmt den überwiegenden Teil NE von Forchtenstein bzw. WSW von Mattersburg ein und ist vor allem durch Wiesengelände sowie agrarischgenutzte Flächen charakterisierbar. Zwischen Hirschkreuth (dieser Bereich befindet sich in der Sandschalerzone) und Starenbühel beginnend, verläuft die Ton-Sand-Fazies als ein schmales Band Richtung Osten. W von Rohrbach gewinnt dieser Faziesbereich an Breite, bis er schließlich das gesamte Gebiet nördlich von Loipersbach einnimmt. Die nördlich Begrenzung dieses Bereiches folgt in etwa dem Verlauf der Bahntrasse, während die Südbegrenzung mit dem Verlauf des Aubaches (im Ortsgbiet von Loipersbach) zusammenfällt.

Im nordwestlichen Gemeindegebiet von Schattendorf werden diese Tone dann von einer mehreren Meter mächtigen Lößschichte verdeckt.

Von der Erosion freigelegt, findet man die Tone erst in einem Taleinschnitt östlich von Baumgarten wieder, wo sie jedoch keine allzugroße Ausdehnung aufweisen. Im Westen bzw. im Nordwesten (Raum Forchtenstein), wo der Sand- vor dem Tonanteil dominiert, ist – beginnend im Bereich vom Stückelkreuz und der Rohrbrücke (südlich davon) bis zu dem schon erwähnten Taleinschnitt östlich von Baumgarten – ausschließlich ein schokoladebrauner bis olivgrüner, blockig brechender, siltiger Ton bzw. Tonmergel vorzufinden. Aus diesem Sediment konnte ich eine sehr gut erhaltene, vollmarine Mikrofauna gewinnen, die eindeutig der Oberen Lagenidenzone zuzuordnen ist.

2.2.3.2. Sandschalerzone

Die Sedimente der Sandschalerzone bedecken ein Gebiet von ca. 12–15 km². Sie lassen sich nicht durch ihren Mikrofossilgehalt in eine Obere bzw. Untere Lagenidenzone, wohl aber durch ihre lithologische Beschaffenheit differenziern. Eine Unterteilung in verschiedene Faziesbereiche, wie ich sie in den Oberen Lagenidenzone vorgenommen habe, war hier ebenso nicht durchführbar. Lithologisch läßt sich die Sandschalerzone in einen Bereich unterteilen, der sich aus einem dunkelgrauen, plastischen, siltigen Mergel zusammensetzt, während der andere einen eher sandigeren, hellgrauen bis bräunlichen Tonmergel ausweist. Der überwiegende Anteil der oben angegebenen Fläche wird von diesem dunkelgrauen Mergel eingenommen.

Zur Mächtigkeit wäre anzuführen, daß H. KÜPPER (1957, S. 30) auf Grund seiner Berechnungen auf eine Mächtigkeit von ca. 700 m, für den „mittleren und oberen Tortonabschnitt" kommt. Eigene Untersuchungen ergaben Werte um 500 m Mächtigkeit, wovon ca. 100–120 m obertags anstehen. Es ist natürlich schwierig, auf Grund der Aufschlußverhältnisse und der in den Tonen fehlenden Schichtung konkrete Angaben zu machen. H. KÜPPER kam auf 700 m Mächtigkeit, nachdem er bei der Kirche von Rohrbach ein Einfallen von 30° gegen NE ermittelte. Meiner Meinung nach gehören diese Abfolgen (bei der Kirche von Rohrbach) bereits zur Oberen Lagenidenzone. Die oben erwähnten dunkelblauen Mergel findet man (noch) in der ehemaligen Ziegelgrube von Mattersburg (z. Zt. Mülldeponie), in den Abbauen von Walbersdorf (z.T. geböscht, liegt am Betriebsgelände der Fa. KOCH) und in den Tongruben von Rohrbach (beim Bahnhof). Ferner wurden diese dunklen Mergel entlang der Eisenbahntrasse (E von Baumgarten) bei der Elektrifizierung der Strecke angetroffen. Stellenweise waren sie unter der Lößbedekkung, bei Aushubarbeiten in NW-Teil von Schattendorf anstehend sichtbar.

Zur Fauna dieses dunklen Tonmergelbereiches wäre folgendes zu sagen: Die Fossilien, sowohl die Makro- (u.a. auch die Mollusken) als auch die Mikrofauna, deuten auf einen oberen bathyalen Bereich (um 200 m Wassertiefe) hin (vgl. CH. RUPP, 1986, S. 20 und F. RÖGL et. al., 1976, S. 226). Die Bereich den Gehalt an planktonischen Foraminiferen mit bis zu 5000 Individuen pro Gramm Sediment angibt. Die Salinitätsverhältnisse werden als euhalyn (34,5–36 %.) bezeichnet.

Für die Sedimente in der Tongrube beim Bahnhof von Rohrbach kann man eigentlich ähnliche Verhältnisse erwarten. Neben dem ebenfalls reichen Plankton- bzw. Benthosvorkommen, konnte man z.B. bei den Uvigerinen eine Veränderung der Berippung (vom Liegend- zum Hangendbereich) feststellen. Geänderte Salinitäts- und Sauerstoffverhältnisse dürften diese Merkmale hervorgerufen haben. Die beiden Profile (Walbersdorf und Rohrbach) korrelieren nur insofern miteinander, als man in beiden Gruben sowohl den dunklen, als auch den "hellen" Mergel (mit der Kalkmergelbank) finden kann (konnte). Wenn man sich jedoch das Hangende von Walbersdorf näher ansieht, fehlt hier im Gegensatz zu Rohrbach (oberer Grubenabschnitt) die Wechsellagerung zwischen Tonen und Feinsanden. Diese wechselnde Schichtung ist charakteristisch für eine Verlagerung des Sedimentationsbereiches in das äußere Neritikum. Es wurden 6 Gastropoden-, 10 Bivalven-, 8 Ostracoden-, sowie 8 Otolithenarten in den Ablagerungen der Sandschalerzone gefunden. Von der überaus reichen Foraminiferenfauna wurden an die 100 Arten näher bestimmt. Maßgebend für die Einstufung waren neben Pseudotriplasien und diversen Planktonarten (*Globigerina decoraperta* TAKAYANGI & SAITO, *Globigeriniodes trilobus* (REUSS), *Globigerinoides quartrilobatus* (d'ORB.) auch die Uvigerinen (*Uvigerina venusta* FRANZENAU, *Uvigerina grilli* SCHMID, *Uvigerina semiornata* d'ORB.).

2.2.3.3. Buliminen-Bolivinen Zone

Die Sedimente der Buliminen-Bolivinen Zone nehmen nur einen verhältnismäßig kleinen Teil im Kartierungsgebiet ein. G. ZSUTTY (1963) erwähnt ein ca. 250 m mächtigen Schichtpaket, das sich als Streifen entlang des Südhanges des Marzer Kogels gegen den Krippelberg zieht. Im Gebiet von Walbersdorf wurde die Buli-

minen-Bolivinen Zone des öfteren gefunden. Hingegen habe ich am Südhang des Marzer Kogels keinerlei Anzeichen einer Buliminen-Bolivinen-Zone feststellen können.

Nur nördlich von Schattendorf wurde diese Zone auch tatsächlich mittels Handbohrungen nachgewiesen. Ein in etwa N–S-streichender Bruch, der westlich des Krippelberges verläuft, trennt die Buliminen-Bolivinen-Zone von der Sandschalerzone.

In der Stadt Mattersburg und in deren unmittelbarer Umgebung findet man noch an zwei Stellen Sedimente der Buliminen-Bolivinen-Zone und zwar in der dortigen Mülldeponie , die am westlichen Stadtrand liegt und in einer Sandgrube, die sich ca. 500 m NNE vom Hirschkreut (Kote 317 m) befindet.

Auf Grund der Lithologie und der mikropaläontologischen Untersuchungen war es möglich, den hellgelben bis bräunlichen Mergel der Buliminen-Bolivinen-Zone zuzuordnen, während der dunkelblaue Liegendmergel in die Sandschalerzone eingestuft werden konnte. Die Einstufung des Hangendmergels erfolgte durch das Vorkommen von *Uvigerina liesingensis* TOULA, einer relativ großen (bis 2 mm Länge) und durch die lamellartige Berippung typischen Foraminifere.

Eine zweite Lokalität, wo die Buliminen-Bolivinen-Zone vorkommt, befindet sich unmittelbar N vom Hirschkreuth, am südlichen Stadtrand von Mattersburg. Hier bilden das Liegende einer Sandgrube tonige, gelbliche Feinsande mit kleinen Quarz- und Karbonatgeröllen, die durch das massenhafte Auftreten von *Uvigerina liesingensis* TOULA zur Buliminen-Bolivinen-Zone gestellt wurden. Es fanden sich in einer Probe häufig Elemente, die eine Zuordnung zur Sandschalerzone gestatten würden, wenn nicht deutliche Anklänge an die Buliminen-Bolivinen-Zone festgestellt worden wären.

Daraus läßt sich zusammenfassend sagen, daß der Foraminifereninhalt eine Zuordnung zur Sandschalerzo-

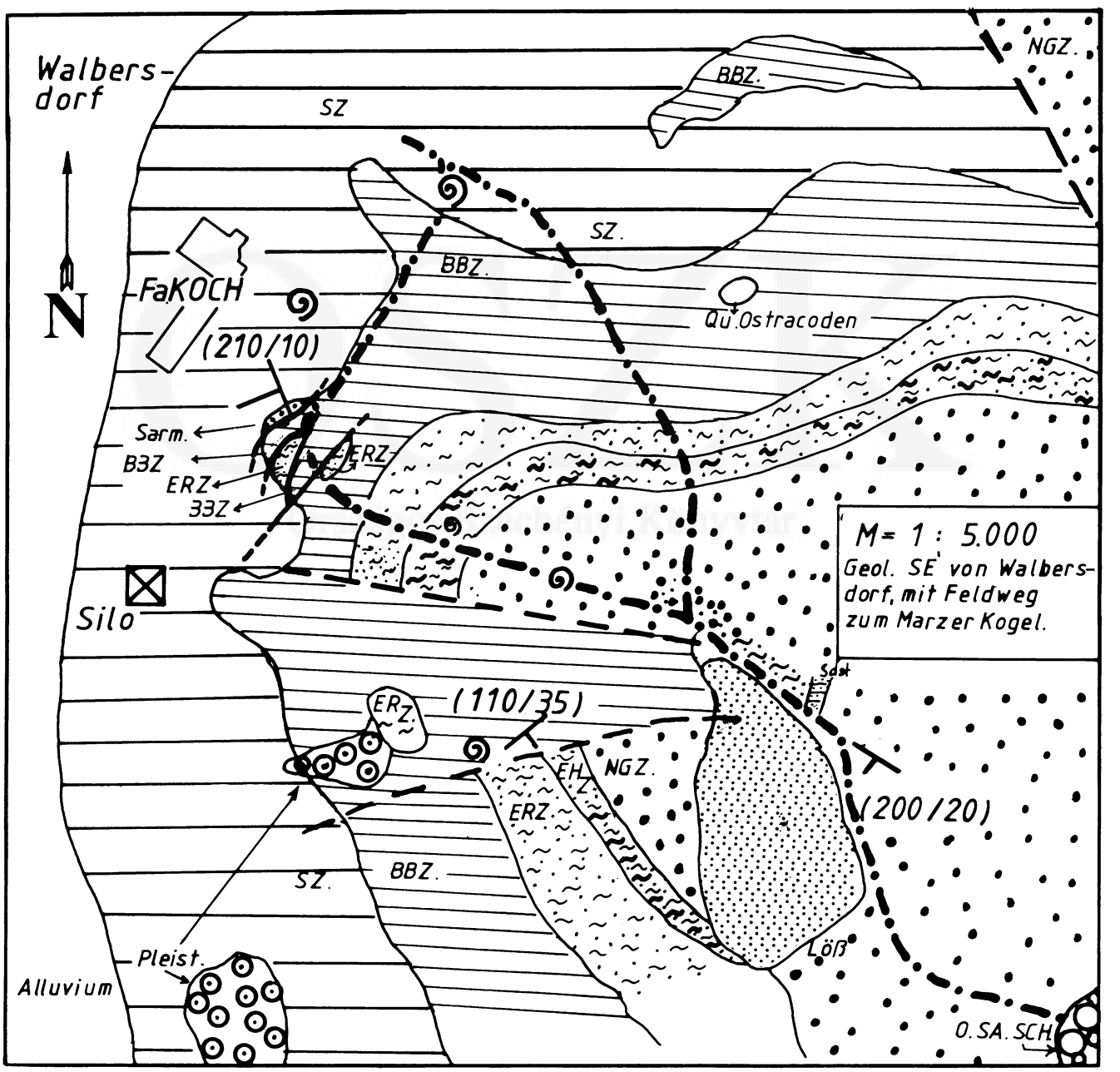


Abb. 2.
Geologische Skizze der südöstlichen Umgebung von Walbersdorf.

ne möglich macht, eine Umlagerung während der Buliminen-Bolivinen-Zone sehr wahrscheinlich ist. Hier wiederholt sich offenbar ein Vorgang, der – wie zur Zeit der Oberen Lagenidenzone – zur großflächigen Erosion von Teilen der Sandschalerzone geführt hat.

Im Kartierungsbereich SE bzw. E von Walbersdorf gelang es, Verrutschungen innerhalb des Badenien bzw. des Sarmats kartierungsmäßig zu erfassen und abzugrenzen. Im Zuge dessen wurde der Feldweg zum Marzer Kogel und die nähere Umgebung desselben einer flächendeckenden Detailbeprobung unterzogen (s. Abb. 2). Wie man an Hand der geologischen Karte bzw. der Abb. 2 erkennen kann, wird der Bereich der Buliminen-Bolivinen-Zone SSE von Walbersdorf (E eines Silos) von W–E-verlaufenden Störungen abgegrenzt.

Da das Sarmatien – bis auf einen kleinen Rest von Untersarmatien – fehlt, ist anzunehmen, daß die Buliminen-Bolivinen-Zone doch eine größere Verbreitung aufweist, als man vorerst annehmen konnte.

Daraus wäre zu folgern, daß diese im Liegenden der Sarmatiensedimente des Marzer Kogels und des Schattendorfer Waldes durchgehend vertreten ist. Diese Hypothese wurde durch kleinere Vorkommen von Buliminen-Bolivinen-Zone rund um den Marzer Kogel bestätigt. Diese kleinen Vorkommen findet man nördlich von Schattendorf und bei Baumgarten (siehe geol. Karte, Abb. 4).

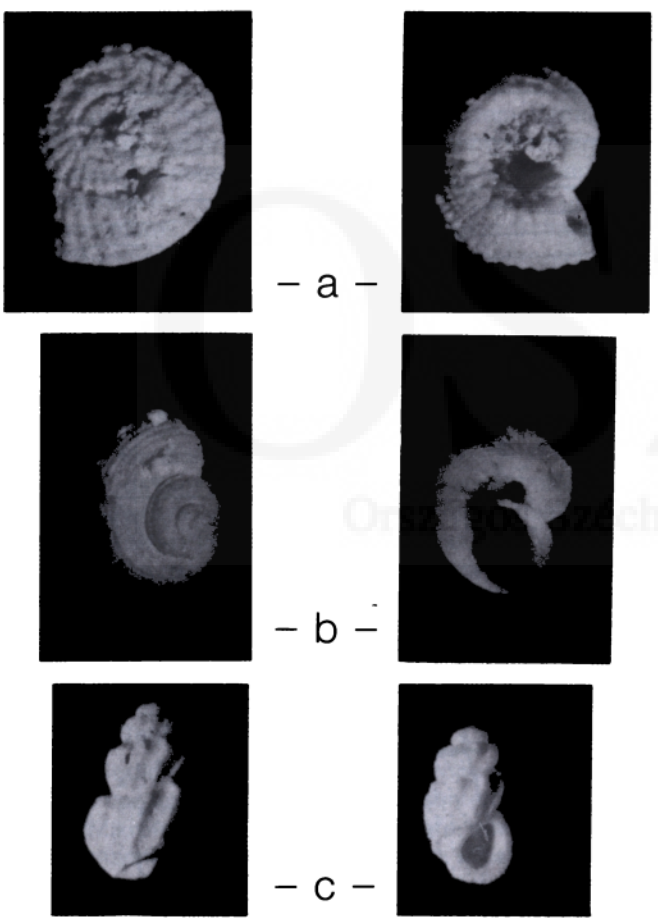


Abb. 3.
Gastropoden aus dem Badenien, die in Österreich erstmals nachgewiesen wurden.
a) *Pseudoliotia varpalotensis* (SZALAI).
∅ = 2,4 mm.
b) *Monilea crasselirata* (BOETTGER).
∅ = 3,1 mm.
c) *Folinia costata minuta* (DOLLFUSS & DAUTZENBERG).
∅ = 3,1 mm.
Fundort: Forchtenstein (Burgenland), 650 m NNW des Antonikreuzes, die genaue Lokalität liegt 120 m westlich dieses Wegkreuzes in einem Hohlweg (an der südlichen Böschung).

Bei den Mikrofossilien dominieren eindeutig namensgebende Gattungen, wobei das Auftreten von *Bolivina dilatata* REUSS in diesem Neogenbereich als leitend anzusehen ist.

Als dritter Verbreitungsbereich, wo man die Buliminen-Bolivinen-Zone findet, wäre der Bereich NNE und S des Krippelberges zu nennen. Hier beschränkt sich das Vorkommen dieser Zone auf einen eher schmalen Streifen nördlich von Schattendorf. Ein von N nach S verlaufender Bruch schneidet die Buliminen-Bolivinen-Zone von der angrenzenden Sandschalerzone ab. Lithologisch ist dieser oberste Bereich des Badenien durch vorwiegend hellgraue bis gelblich-braune siltige Mergel gekennzeichnet.Die Fauna – speziell in diesem Kartierungsabschnitt – ist relativ artenarm. sie zeigt jedoch mit *Uvigerina liesingensis* TOULA und einer Dominanz der Buliminen und Bolivinen, daß eine Einstufung in die Buliminen-Bolivinen-Zone gerechtfertigt erscheint. Ferner gewinnen in diesen Proben die Nonioniden und Elphidien zunehmend an Bedeutung.

Einen wiederum sehr schmalen Streifen der Buliminen-Bolivinen-Zone findet man südlich von Baumgarten, parallel zur Bundesstraße verlaufend. Dieses flächenmäßig kleine Vorkommen, das auf der nördlichen Seite des Krippelberges liegt, läßt vermuten, daß die Buliminen-Bolivinen-Sedimente, die unter den Sarmatienschottern und -sanden liegen, durchgehend vertreten sind. Meine geologischen Untersuchungen bestätigen die Annahme, daß die Buliminen-Bolivinen-Zone gegen Osten zu an Mächtigkeit verliert. Diese zuvor behandelten kleinen Vorkommen zu beiden Seiten des Krippelberges bekräftigen meine Behauptung.

2.2.4. Sarmatien

Die Sedimente des Sarmatien bilden den nördlichen Teil meines Kartierungsgebietes. Sie lassen sich – wie die Badeniensedimente – in einen tonigen-sandigen und in einen sandig- grobklastischen Faziesbereich untergliedern. Stratigraphisch sind alle drei Zonen vertreten. Während das Unter- und Mittelsarmatien vorwiegend in tonig-sandiger Fazies zu finden ist, umfaßt das Obersarmatien alle Korngrößen (von Tonmergeln bis zu Schottern). Letztere bilden die Konglomerat- und Schotterplatte des Marzer Kogels, des Schattendorfer sowie des Draßburger Waldes.

Die *Elphidium reginum*-Zone ist entlang der oben erwähnten Konglomerat- und Schotterplatte fast durchgehend – zumindest auf dessen SW-Seite – vorhanden. Diese Tatsache läßt den Schluß zu, daß diese Zone unter den Obersarmatien-Konglomeraten durchstreicht und westlich von Baumgarten in einem schmalen Streifen wieder zu Tage tritt.

Ergänzend sei noch erwähnt, daß in der Umgebung von Wiesen kein Untersarmatien vorgefunden wurde, wohl aber im Eisenbahneinschnitt bei Mattersburg. Im allgemeinen herrscht bei den sarmatischen Sedimenten ein eher seichtes N bis NNE-Fallen.

Als maßgebliches Einstufungskriterium wurden in der Regel die Foraminifen herangezogen, zusätzlich aber auch Ostracoden. Für die älteren Sarmatiensedimente sind vor allem Assoziationen mit großen Elphidien cha-

rakteristisch, wie z.B. *Elphidium reginum* (d'ORB.). Ferner sind die, für diese Zone so typischen Arten *Elphidium aculeatum* (d'ORB.), *Elphidium josephinum* (d'ORB.), *Elphidium flexuosum grilli* PAPP u.a. erwähnenswert.

Die *Elphidium hauerinum*-Zone, die in meinem Kartierungsgebiet nicht sehr mächtig wird, wurde auf Grund der namensgebenden kleinen Foraminifere (*Elphidium hauerinum* (d'ORB.), sowie wegen der stellenweise auftretenden *Articulina sarmatica* (KARRER) eingestuft.

Im Obersarmatien gehört zu den wichtigsten mikrofaunistischen Kennzeichen das Vorkommen von *Protelphidium granosum* (d'ORB.), sowie *Ammonia beccarii* (LINNÉ). Stellenweise kommen auch Cibiciden (*Cibicides lobatulus* [WALKER & JAKOB]) vor, die typische Eigenschaften einer Kümmerform (kleinwüchsig, dünnschalig) aufweisen.

2.2.4.1. *Elphidium reginum*-Zone

Diese Zone findet man an drei Stellen im Kartierungsgebiet und zwar

- im Bereich NW von Mattersburg beim Eisenbahneinschnitt,
- als schmalen Streifen am SW-Abhang des Marzer Kogels
  und
- im N- bzw. NE-Teil des Draßburger Waldes.

Wie schon oben kurz erwähnt, zieht sich das Untersarmatien als schmaler Streifen – E von Walbersdorf beginnend – rund um den SW-Abhang des Marzer Kogels und reicht bis in den NW Ortsbereich von Schattendorf. An Hand der geologischen Karte ist ersichtlich, daß die Begrenzung des Untersarmatien von Störungszonen gebildet wird (s. Abb. 2 und 4). Resumierend kann man feststellen, daß es hier, ebenso wie entlang des ganzen SW-Abhanges des Marzer Kogels, zu submarinen Rutschungen gekommen ist. Diese Rutschungen erfolgten noch während der Sedimentation, d.h. im Badenien bzw. im Sarmatien. Hangkriechen bzw. staffelförmiges Absacken sowie Ausgleichsbewegungen der Hänge haben wahrscheinlich zur Zeit des Glazials eingesetzt und dauern gegenwärtig noch an.

Das erosive, diskordante Einsetzen des Untersarmatien in Form von Sanden und Schottern konnte man noch vor dem Böschen der Ziegelgrube von Walbersdorf sehen. Das über dieser ehemaligen Ziegelgrube folgende Profil – in Richtung zum Marzer Kogel – wurde bereits von F. RÖGL et. al. (1976, S. 229, Tab. 2) und vom Verfasser genau beprobt. Dabei konnte festgestellt werden, daß über dem Diatomit, der die Oberkante dieser Ziegelgrube aufbaut(e) und auch am Beginn des Feldweges von mir gefunden wurde, eine Wechsellagerung von teilweise braunen, feinlamellierten Mergeln und Feinsanden folgt. Ab hier setzt nun der Bereich der Verrutschung ein, der bei näherer Untersuchung wechselweise Badenien- und Sarmatienalter ergab. Das weitere Einfallen der zunächst flach lagernden Schichten erfolgte weiter im Hangenden gegen Südosten. Wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, wird die miozäne Schichtfolge von einem rechtwinkelig zum Feldweg verlaufenden W–E-streichenden Bruchsystem abgeschnitten. Die paläontologischen Einstufungen in die *Elphidium reginum*-Zone stützten sich, zumindest für diesen Bereich, auf eine nicht sehr gut erhaltene Mikrofauna, in der das Leitfossil eher spärlich und schlecht erhalten vorgefunden wurde. Die Mächtigkeit beträgt für diese Zone für diesen Bereich ca. 20–30 m, wobei gesagt werden muß, daß, bedingt durch die Verrutschungen, diese Angaben nur für einen kleinen Abschnitt gelten.

Weiters konnte in einem ehemals gut aufgeschlossenen Profil ca. 350 m ESE des großen, weithin sichtbaren Silos, der sich SE von Walbersdorf befindet, die komplette Sarmatienschichtfolge nachgewiesen werden. Hier fallen die Mergel und Sande des Unteren Sarmatien eher flach (mit ca. 10°–12°) gegen den Hang ein; weiter in Hangenden kommt es zu einer deutlichen Änderung der Lagerungsverhältnisse. Verrutschungen, Umlagerungen sowie pleistozäne Auswirkungen erschwerten die Einstufungen immens. Daraus resultierte, daß die Abgrenzungen der *Elphidium reginum*-Zone gegen das Mittelsarmatien nur durch das Mitberücksichtigen sowohl mikropaläontologischer als auch lithologischer Merkmale vorgenommen werden konnten.

In der Sand- und Tongrube, die sich unterhalb des Marzer Kogels befindet, wurden in der NW-Ecke des Abbaues Foraminiferen gefunden, die eine eindeutige Zuordnung zur *Elphidium reginum*-Zone zuließen (*Elphidium reginum* (d'ORB.), *E. aculeatum* (d'ORB.), *E. antoninum* (d'ORB.), *E. flexuosum grilli* PAPP). In diesem Bereich lassen sich bezüglich der Mächtigkeit des Untersarmatien nur ungenaue Angaben machen; diese beträgt im Aufschluß ca. 4 m. Ferner wurde das Untersarmatien in zwei Schottergruben im Draßburger Wald und zwischen den Orten Baumgarten und Draßburg nachgewiesen.

Zwischen den beiden genannten Ortschaften wurde das Untersarmatien durch das Auftreten von *Elphidium aculeatum* (d'ORB.), *E. flexuosum grilli* PAPP, *E. hauerinum* (d'ORB.), sowie durch die Ostracoden *Aurila mehesi* (ZALANYI) und *Aurila merita* (ZALANYI) bestätigt.

In der Folge konnte das Untersarmatien bis zum Bahndamm der Raab-Ödenburg-Bahn verfolgt werden, wo nochmals eine eindeutige Zuordnung zur *Elphidium reginum*-Zone getroffen werden konnte. Auffällig ist, daß die lithologische Beschaffenheit des Materials dem aus Walbersdorf (ehemalige Ziegeleioberkannte, bzw. am Beginn des Feldweges bis zum Marzer Kogel) sehr ähnlich ist.

2.2.4.2. *Elphidium hauerinum*-Zone

Das Mittelsarmatien nimmt im Kartierungsgebiet einen sehr schmalen Streifen ein, der sich SE von Walbersdorf entlang des N- bzw. W-Abhanges des Marzer Kogels erstreckt.

Zum einen Teil von Brüchen begrenzt, zum anderen Teil unter dem Obersarmatien "auskeilend" – so könnte man mit wenigen Worten das Mittelsarmatien charakterisieren. Seine Sedimente repräsentieren einen eher tieferen, mergeligen Faziesbereich.

Die Mikrofauna dieses stark reduzierten Mittelsarmatien wird charakterisiert durch das Auftreten von *Ariculina sarmatica* (KARRER), sowie durch das Vorkommen von *Elphidium hauerinum* (d'ORB.).

Die Mächtigkeit dieser grünlichen bis ockerfarbenen Tonmergel, in der auch Mollusken und Pflanzenabdrükke zu finden sind, beträgt ca. 10–15 m.

2.2.4.3. *Nonion granosum*-Zone

Das Obersarmatien bildet den Nord- bzw. Nordwestrand des Kartierungsgebietes. Es kommt im wesentlichen um die Ortschaften Wiesen – Mattersburg – Marzer Kogel – Schattendorf – Draßburg vor.

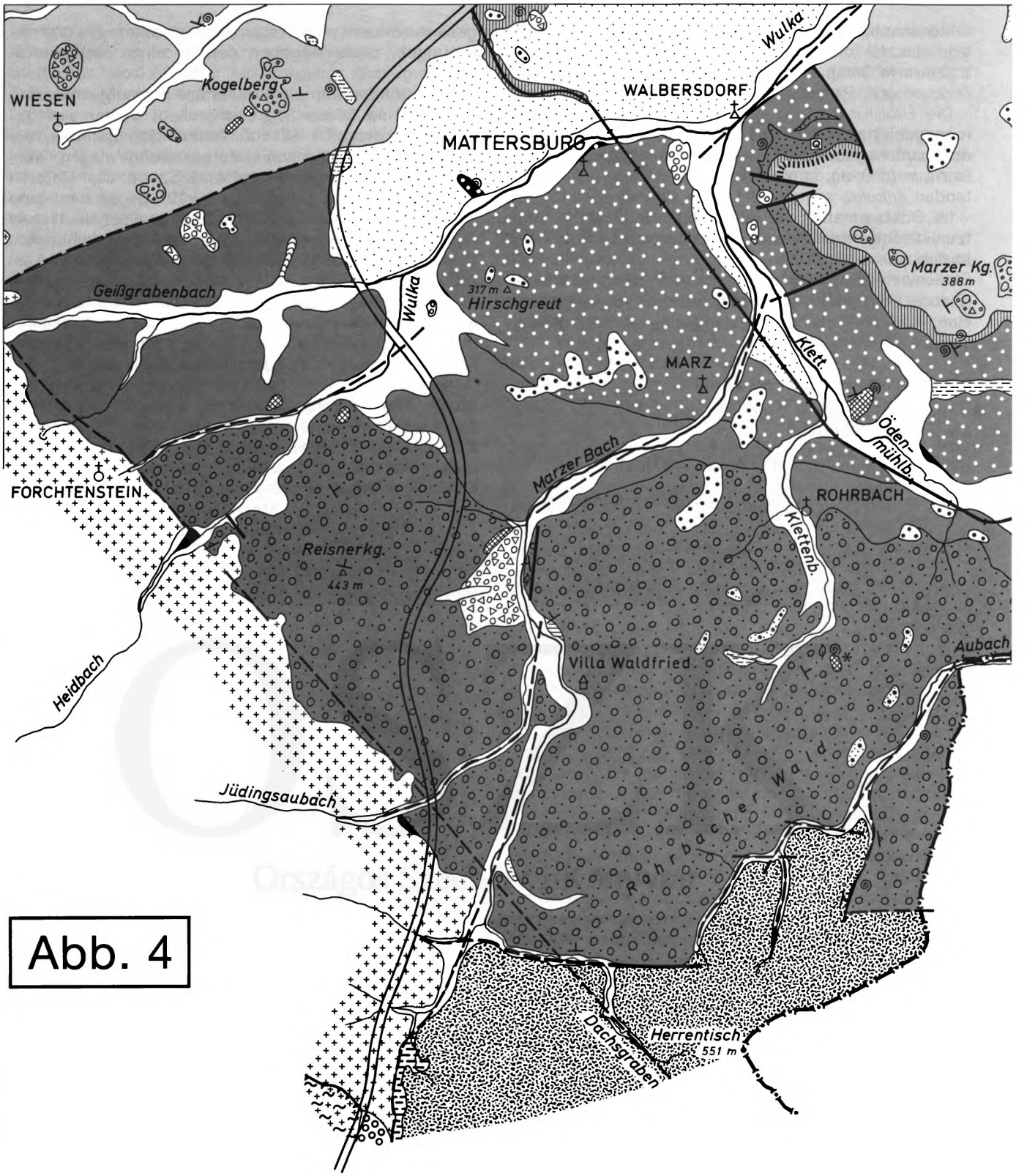
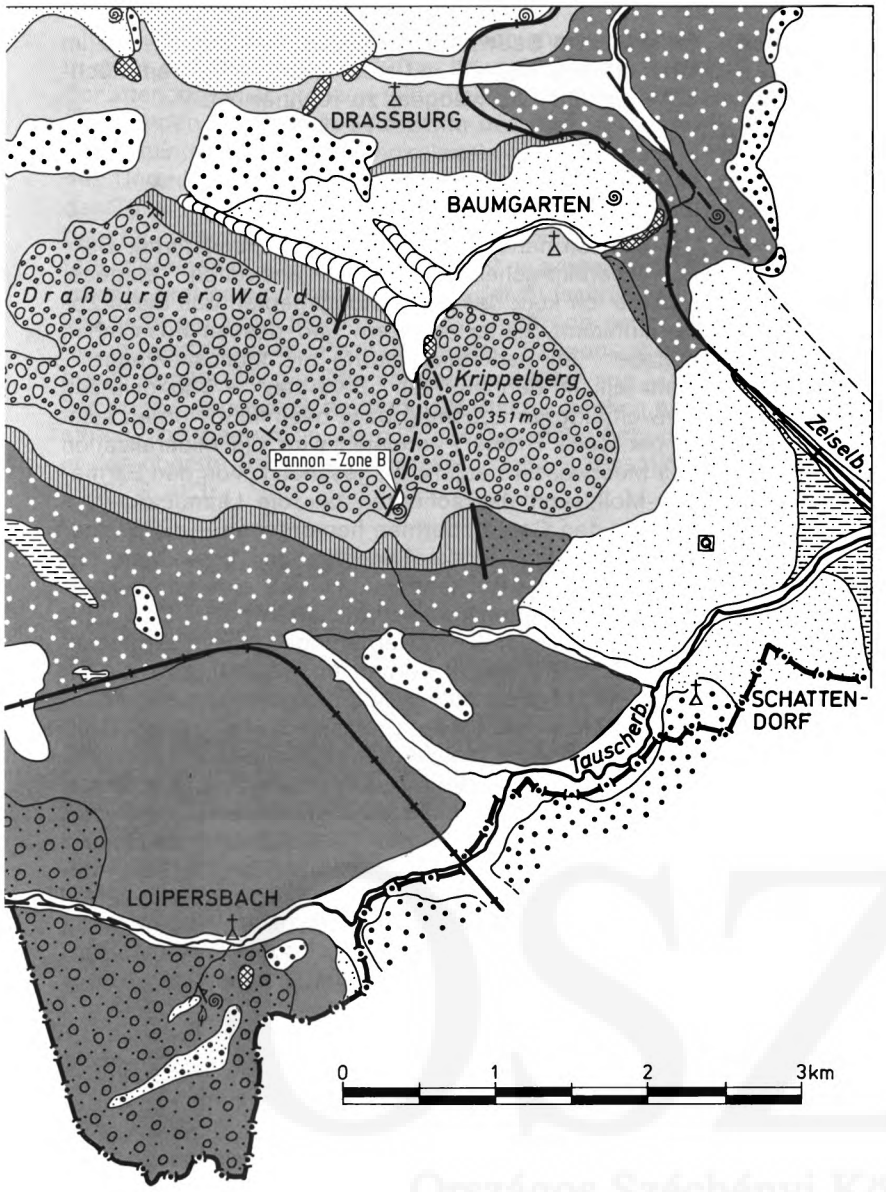


Abb. 4

Das Neogen der Mattersburger Bucht

Günther PASCHER (1988)



JUNGE BEDECKUNG

- Abraumhalde, Müll- und Bauschuttdeponie, z.T. mit Humus abgedeckt
- Alluvionen i.a.
- Trockengelegter Sumpf
- Sumpfige Bereiche, anmoorige Böden

POSTGLAZIAL

- Lokale Terrasse
- Quartärostracoden

GLAZIAL
Würm

- Löß, z.T. bis zu 2 m mächtig
- Trockental
- Terrassenschotter (im Talniveau)
- Lokaler Kristallinschutt (Glimmerschiefer- und Neogengerölle)

Jungpleistozän – Oberpliozän

- Terrassenschotter, tieferes Niveau
- Terrassenschotter, höheres Niveau

NEOGEN
Pannon

- Pannon, nicht näher untergliederbar, wahrscheinlich Unter-Pannon
- Pannon-Zone B

Sarmat

- Jungsarmat-Schotter (z.B. Marzer Kogel)
- Nonion granosum-Zone
- Elphidium hauerinum-Zone
- Elphidium reginum-Zone

Baden

- Buliminen-Bolivinen-Zone
- Sandschaler-Zone
- Obere Lageniden-Zone, Ton-Sand-Fazies
- Obere Lageniden-Zone, Sand-Schotter-Fazies

Karpat

- Brennberger Blockschotter
- Hochriegel-Schichten

Ottnang

- Obere Auwald-Schotter

MITTELOSTALPIN

- Deckscholle von Sieggraben

UNTEROSTALPIN

- Gesteine des Semmering- und Wechselsystems

Diverse Zeichen

- bis 40°
- über 40°
- Störung (gesichert/vermutet)
- Überschiebung
- Fossilfundpunkt
- Blattabdrücke
- Korallenfundpunkt

ÖSZK
Országos Széchényi Könyvtár

J. Ruthner

Die obersarmatischen Sedimente lassen sich in einen tonig-sandigen und in einen grobklastischen Faziesbereich untergliedern. Allgemein repräsentiert das Obersarmatien einen küstennahen Ablagerungbereich. Außerdem sind die Ablagerungen des Sarmatien durch starke Schwankungen der Küstenlinie gekennzeichnet; was bei der Zuordnung der Sedimente zu den diversen Biozonen manchmal Probleme bereitete.

Biostratigraphisch sind alle drei Sarmatienzonen vertreten. Das Unter- und Mittelsarmatien ist vorwiegend tonig, während das Obersarmatien alle Korngrößen – vor allem aber Sande und Schotter – umfassen kann. Dieser grobklastische Faziesbereich baut vor allem das Gebiet um den Marzer Kogel – Schattendorfer Wald etc. auf. Reste dieser Sedimente bilden die höchsten Erhebungen zwischen den Orten Wiesen und Mattersburg.

Zum Herkunftsproblem bzw. der Genese dieser Schotter wäre folgendes zu bemerken: Sie wurden mit großer Wahrscheinlichkeit von einem Flußsystem geschüttet, das aus südlicher bis südwestlicher Richtung gekommen sein muß oder zumindest das Gebiet des heutigen Brenntenriegels bzw. des Sieggrabener Sattels durchströmt haben muß. Das Material, das dieses Flußsystem im Mattersburger Becken ablagerte, dürfte aus den Auwald- und den Brennberger Blockschottern und dem Rosaliengebirge stammen.

Deltaschüttung, das Geröllspektrum bzw. die Orientierung der Gerölle bestätigen die oben angeführten Argumente. Das Alter dieser Schotter und Konglomerate konnte aufgrund von Mikrofossilfunden, die aus Liegendtonen bzw. -sanden stammen, eindeutig festgelegt werden. Außerdem zeugt ein geringer Rest von Unterpannonien, welcher auf den Schottern liegt bzw. an diese tektonisch angrenzt, von einem „jungsarmatischen Alter" dieser Schotter. Es dienten die Mikrofossilien – wie Foraminiferen und Ostracoden – neben den Mollusken- und Otolithenfaunen- als maßgebliches Einstufungskriterium. Da das gesamte Sarmatien, exclusive der Schotter, reich an Mikrofossilien ist, konnten die Einstufungen – trotz der Randfaziesbedingungen – doch ohne größere stratigraphische Schwierigkeiten vorgenommen werden.

Es wurden 19 Elphidienarten festgestellt, wobei in den einzelnen Foraminiferenvergesellschaftungen relativ häufig umgelagerte Badenienarten vorkommen. Im Obersarmatien fanden sich außerdem Kümmerformen von *Cibicides lobatulus* (WALKER & JACOB). Bei den Gastropoden konnten 22 Arten, bei den Bivalven 15 Arten bestimmt werden. Von den Perciden, von denen 5 Taxa – inkusive der Buliminen-Bolivinen-Zone – festgestellt wurden, waren 3 den Meergrundeln (= Gobiiden) zuzurechnen. Diese Fischart lebt ebenfalls in einem seichteren, brackischen Milieu. Die Ostracoden umfassen an die 30 Arten, wobei die fraglichen an der Sarmatien/Pannonien-Grenze hinzugerechnet wurden.

Mächtigkeitsangaben, wie sie H. KÜPPER (1957, Taf. 2), der für das „obere Sarmat" ±150 m angibt, sind meines Erachtens etwas übertrieben. Ich konnte für die komplette Sarmatienschichtfolge eine Mächtigkeit von ca. 100–200 m und zwar für den Bereich des Marzer Kogels berechnen. Im Gebiet zwischen Zillingtal und Großhöflein wurde bei einer 1941 durchgeführten Cf-Bohrung (Nr. 20) das Sarmatien nach 220 m Bohrtiefe noch nicht durchteuft. Badenien-Sarmatien-Mächtigkeiten wie sie R. FUCHS & O.S. SCHREIBER (1985, S. 68 u. Taf. 9) im Seewinkel vorfanden, bestätigen, daß im Eisenstädter Becken, mit wesentlich geringeren Mächtigkeiten (für das Neogen) zu rechnen ist.

2.2.5. Pannonien

Bevor ich näher auf den aus dem Eisenstädter Bekken hereinreichenden Pannonienstreifen eingehe, möchte ich kurz das Verbreitungsgebiet, das diese Zone einnimmt, näher erläutern und dessen Fossilinhalt angeben. Im Pannonien dürfte die Molluskenfauna – mehr als in den anderen „Perioden" – von diversen Umweltfaktoren abhängig bzw. beeinflußt worden sein. In der Zone B des Pannonien wird die Mineralisation des Meerwassers auf 12 ‰ geschätzt. Von den Sarmatien-Mollusken überschreiten nur die Limnocardien – die aus den Cerastodermen hervorgehen – die Sarmatien/Pannonien-Grenze. Tiefbohrungen bestätigen, zumindest für die Beckenbereiche, daß eine kontinuierliche Sedimentation geherrscht haben muß.

In den wenigen – im Kartierungsgebiet makrofossilführenden – Proben, wurden im wesentlichen die für die Zone B typischen Familien vorgefunden: Micromelaniide, Thiaridae sowie Dreissenidae u. Limnocardiidae. Diese Fauna, sowie die vorgefundenen Sedimente deuten auf eine Randfazies, mit beginnender Transgression hin (kleinwüchsige Congerien u. Limnocardien). Die Ostracoden, die der „Wiener Entwicklung" (R. JIRICEK in A. PAPP, 1985, S. 378) entsprechen, weisen ebenfalls auf einen Seichtwasserbereich hin. Ergänzend sei noch festzuhalten, daß ich in dieser Arbeit die Zonengliederung, wie sie A. PAPP (1951, S. 186-189) vorgeschlagen hat, verwendet habe.

Unterpannonien-Zone B

Wie schon oben kurz erwähnt, reicht ein schmaler Pannonienstreifen aus dem Eisenstädter Becken in das Kartierungsgebiet. Ein weiteres kleines, aber geologisch sehr wichtiges Pannonienvorkommen befindet sich beim Schießplatz von Schattendorf.

Zuerst werde ich den Pannonienstreifen, der sich zwischen Pöttelsdorf (auf ÖK 1 : 50.000, Bl. 78 Eisenstadt) und Draßburg befindet, näher besprechen.

Neben einem alten Gutshof – ca. 300 m W von Draßburg – findet man an einer Hohlwegböschung ein Profil, welches schon bei R. HOERNES (1900, S. 818, Fig. 1) Erwähnung findet. Im wesentlichen besteht das Hangende des Aufschlusses aus durchmischten Löß mit den typischen Lößkindeln, während im Liegenden gelbliche Feinsande mit cm-mächtigen grauen Toneinlagerungen zu finden sind.

Daraus konnte folgende Fauna bestimmt werden:

Mollusken: *Caspia soceni turislavica* JEKELIUS
Limnocardium spinosum (LÖRENTHEY)
Congeria sp. (cf. *partschi* CZJZEK)

Ostracoden: *Amplocypris recta* (REUSS)
Cyprideis tuberculata (MEHES)
Hemicytheria omphalodes omphalodes (REUSS)
Aurila notata (REUSS)

Der Bereich um Pöttelsdorf , bzw. Zemendorf gilt als eine der „klassischen" Lokalitäten des Pannoniens im Eisenstädter Becken (R. HOERNES, 1897, S. 58, Fig. 1; A. PAPP, 1951, S. 186, Tab. 1). Auch heute noch findet man in den Weingärten und auf den Äckern um das Zemendorfer Wasserreservoir reichlich Makrofossilien.

Den am höchsten gelegenen Pannonienrest fand ich in einer Seehöhe von ca. 320 m beim Schießplatz von Schattendorf. Hier grenzen tektonisch an die gegen NE einfallenden klastischen Sedimente des oberen Sarmatiens feingeschichtete schokoladebraune Tonmergel des Unterpannoniens (Zone B). Die Schichtmächtigkeit der Tone beträgt im Aufschluß ca. 1–1,5 m, während die kreuzgeschichteten Sedimente pannonischenen Alters mit einer Mächtigkeit von ca. 10 m anstehen. Die laterale Erstreckung konnte wegen der Aufschlußlosigkeit nicht genau abgegrenzt werden. Aufgrund der geologisch-tektonischen Position dieser Pannoniensedimente konnte ich die Obersarmatienschotter des Marzer Kogels und des Schattendorfer Waldes zeitlich einstufen bzw. begrenzen. Demnach wären diese Schotter in das oberste Sarmatien zu stellen (siehe G. PASCHER, 1986, S. 423).

2.2.6. Oberpliozän–Altpleistozän

Prinzipiell kann man die in meinem Gebiet gefundenen Terrassenreste in zwei Niveaus untergliedern: in ein höheres (360–400 m hoch gelegenes) und in ein tieferes (250–350 m) Niveau.

360–400 m-Terrassenniveau (? Oberpliozän)

Diese Schotterreste findet man bei folgenden Lokalitäten:

- Südlich von Loipersbach, gegen die ungarische Grenze (SH. ca. 350–360 m).
- Westliche Seite des Aubachtales (SH. 360–400 m).
- Reste sind noch südlich von Rohrbach, bei Kote 350 m zu sehen.
- Am Schöllingberg (!), nördlich von Wiesen (SH. ca. 380 m).

Die Schotterkomponenten, die z.T. bis zu ¾ m im Durchmesser erreichen können, bestehen ausschließlich aus kristallinem Material und stecken im wesentlichen in einer sandig-tonigen rötlichen Matrix.

Bezüglich der Mächtigkeit dieser Terrassenreste kann ich bestenfalls Vermutungen anstellen, da diese nirgends „aufgeschlossen" sind. Erhalten geblieben sind dünne, 1,5 bis max. 4 m mächtige Schotterschleier.

Resumierend möchte ich nun feststellen, daß diese Schotter, die näher zum Grundgebirge liegen, altersmäßig zusammengehören und somit in Anlehnung an M. VENDEL (1930, S. 142ff.) in das (!)Oberpliozän zu stellen sind. Als Kritik bezüglich der Lage und Zusammensetzung dieser Schotterkörper muß ich folgenen Einwand gelten lassen: nämlich, daß es sich bei den (!)Oberpliozänschottern (zumindest in meinem Gebiet) eventuell um alte Wildbachschüttungen handeln könnte. Denn bedingt durch die Aufschlußlosigkeit konnte ich keinen sicheren Beweis, außer die Höhenlage, für ein oberpliozänes Alter erbringen.

250–350 m-Terrassennivau (Altpleistozän)
(= Harkauer Terrasse sensu M. VENDEL, 1930)

An folgenden Lokalitäten sind diese Schotterreste zu finden:

- Schreindlberg-Draßburger Kogel (SH. 300–350 m).
- Östlich von Draßburg und Baumgarten (SH. ca. 260 m).
- Nördlich von Loipersbach, nördlich der Kote 287 m.
- Westlich von Schattendorf bei Kote 287 m.
- Im Ort Loipersbach (oberhalb des Bades, SH. 300 m).
- Schattendorf-Friedhof bzw. bei der Ortskirche (SH. 256 m).
- Nördlich und östlich von Rohrbach (SH. 270–318 m).
- Im Bereich der Hubertuskapelle und der Ausreitkapelle (SH. 303 m).
- Südlich von Mattersburg, bei der Lokalität Hirschkreut (SH. 317 m).

Die Schotter übertreffen flächenmäßig bei weitem die höher liegenden Terrassen. Ein ähnliches flächenmäßiges Verteilungsverhältnis wurde auch in der Umgebung von Sopron beobachtet. Die Geröllzusammensetzung und der Rundungsgrad unterscheiden sich ebenso, wie die Position dieser Terrassenreste von der höheren (!)oberpliozänen Terrasse. Die Höhenlage dieser Schotter beträgt im Schnitt um die 300 m, abgesehen von denen, die am Schreindlberg bzw. am Schattendorfer Kogel vorkommen; diese weisen eine deutlich höhere Lage auf. Die zuletzt erwähnte Terrasse (Schreindlberg etc.) möchte ich nicht zu dem höheren Niveau zählen; u.zw., weil die Gerölle eine andere Morphologie sowie andere Durchmesser aufweisen. Möglicherweise nimmt diese Terrasse eine Art „Zwischenstellung" zwischen dem höheren und dem Harkauer Niveau ein. Das Geröllspektrum besteht wiederum nur aus kristallinen Gesteinen, wobei rötlich gefärbte Quarze bzw. Quarzite vorherrschen.

2.3. Quartär

Terrassenschotter im Talniveau

Diese Schotter bestehen hauptsächlich aus kristallinem Material, doch findet man darin bereits Karbonatgerölle, die höchstwahrscheinlich aus den Sarmatienschottern stammen. An folgenden Stellen wurden Reste dieser Tesrrasse gefunden:

- Beim Bahnhof Mattersburg (ca. in 240 m SH.).
- Zwischen Walbersdorf und dem Donatuskreuz (SH. 230 m).
- Östlich von Rohrbach, beim Bahndamm (ca. 260 m SH.).
- SSW von Mattersburg im Wulkatal (SH. 260 m).

In diesen 10–15 cm großen Geröllen – mit sandiger Matrix – kann man umgelagerte Sarmatienfossilien sowie eingeschwemmte Pleistozänmollusken finden. Bezüglich der Höhenlage und der Geröllzusammensetzung dieser Schotterreste wäre zu sagen, daß diese bedeutend jünger sein müssen als die beiden höher gelegenen Terrassenreste. Dieser Geröllbestand sowie die umgelagerten Pleistozänmollusken deuten auf ein eher postglaziales Alter dieser am tiefsten liegenden Terrassenschotter hin.

Kristalliner Nahschutt

Dieser Schutt setzt sich aus eckigen bis ungerundeten Glimmerschiefer-Komponenten zusammen. Diese Schotterflächen bedecken größere Teile der westlichen Talflanke des Marzerbach-Tales, sowie beim Sebastiankreuz und beim Mattersburger Wasserreservoir. Der Nahschutt liegt direkt dem Badenien bzw. dem Sarmatien auf. Darüber folgt – wie derzeit noch in der Mattersburger Mülldeponie zu sehen ist – mehrere Meter mächtige Lößbedeckung. Den großen Nahschutt-

komplex, den man an den linken Talflanken des Marzer Baches findet, konnte ich in einen nur aus Glimmerschiefer bestehenden und in einen mit Neogengeröllen durchmischten Bereich unterteilen. Das Alter dieser beiden Bereiche, von denen der hangende aus Glimmerschiefer besteht, dürfte meiner Meinung nur sehr wenig differieren.

Pleistozäne Süßwasserablagerungen (Quartärostracoden-Fundstellen)

Süßwassertone wurden nur an drei Stellen – die allesamt künstliche Aufschlüsse waren – gefunden. In den meisten Fällen war der Ton mit den umgebenden Sedimenten so stark durchmischt, daß man seine ursprüngliche lithologische Beschaffenheit nicht mehr eruieren konnte. Die Alterseinstufung erfolgte mittels einer darin vorkommenden individuenreichen charakteristischen Ostracodenfauna des Quartärs. Die Schlämmproben enthielten Cypridopsiden, Candonen und Ilyocypriden. An folgenden drei Lokalitäten waren diese Fossilien in den Schlämmproben enthalten:.

- In Schattendorf (Kelleraushub, siehe geologische Karte, Abb. 4).
- ESE von Walbersdorf, bei einer Brunnengrabung; es war nur eine Beprobung des Aushubmaterials möglich.
- Im Taleinschnitt östlich von Baumgarten.

Aufgrund meiner Recherchen dürfte ein ca. 50 m tiefer nachpliozäner See diesen Bereich des Mattersburger Beckens eingenommen heben.

Löß-eiszeitliche Spuren

Im Bereich des Mattersburger Beckens kommen nach J. FINK (1957, S. 38ff.) die typischen Lösse vor:

„ ... kalkreich, mit starker Auskleidung der Kapillaren durch Kalzit, hellgelb, ohne Beimischung gröberer Komponenten. Die Mächtigkeit kann mehrere Meter betragen."

Dieser Beschreibung von J. FINK möchte ich eigentlich nichts hinzufügen und nur zu den Aufschlüssen, den Mächtigkeiten der diversen Lößvorkommen sowie zu den darin enthaltenen Lößgastropoden Stellung nehmen. Große Teile der Stadt Mattersburg liegen – wie auf der geologischen Karte ersichtlich ist – auf einem Lößboden, der durchschnittlich 2 m, aber auch bis zu 4 m mächtig werden kann (G. PASCHER, 1987, S. 311). In der derzeitigen Mülldeponie von Mattersburg kommen die typischen Lößgastropoden wie *Succinea oblonga* DRAPARNAUD und *Trichia hispida* LINNÉ vor. Weitere lößbedeckte Flächen findet man in bzw. westlich von Baumgarten, deren Mächtigkeiten mit 1–1,5 m bei weitem nicht an die in der Mattersburger Deponie festgestellten heranreichen. Ferner findet man Lößflächen in den Niederungen u.zw. hauptsächlich in und um Schattendorf. Hier konnte, bedingt durch die rege Bautätigkeit, eine Mächtigkeit von 2 m festgestellt werden. Auch fanden sich hier wiederum die typischen Lößmollusken. Geringe, nicht abzugrenzende Reste einer Lößdecke findet man entlang der Ortschaft Rohrbach, beim Bahnhof Mattersburg sowie in weiterer Fortsetzung längs der Bahntrasse in Richtung Mattersburg.

Trockentäler sind SE von Baumgarten, sowie SE von Mattersburg und in den Seitentälern des Gaisgraben- und des Wulkabaches zu finden.

Pleistozäne Strukturböden sieht man schön aufgeschlossen in der oberen Tongrube (unterhalb des Marzer Kogels) beim Bahnhof Marz-Rohrbach. Weiters kamen „Brodelböden" bei diversen Kelleraushüben, so z.B. südlich von Marz, zum Vorschein.

Sumpfige Bereiche, die z.T. Naturschutzgebiete sind, liegen in einer abflußlosen Wanne unterhalb des Marzer Kogels. Ferner kommt es durch die Badeniontone zu Rückstauungen, so daß sich darin abflußlose Mulden befinden, die dann durch Sümpfe und anmoorige Böden gekennzeichnet sind. Die Drainagierung des Tauscherbaches E bzw. NE von Schattendorf legte die ehemals sumpfigen Bereiche der „Zeiseln" trocken, um die dunkelbraune bis schwarze Moorerde – zum Schaden der dort beheimateten Flora und Fauna – agrarisch zu nutzen.

3. Tektonik

Im Zuge dieser Kartierung konnten im Arbeitsgebiet Störungszonen sowie deren weiterführender Verlauf festgestellt werden.

Unter Zuhilfenahme der Landsat-Bildlineamentkarte von M.F. BUCHROITHNER (1984), der geologischen Karten von R. JANOSCHEK (1932), G. ZSUTTY (1963). M.R. CHAHIDA (1970) und unter Berücksichtigung der Arbeiten von A. TOLLMANN (1955) und G. FUCHS (1965) sowie die der ungarischen Geologen, nämlich P. KISHAZI und J. IVANSCICS (1977), konnte das folgende tektonische „Bild" der Mattersburger Bucht erstellt werden. Tektonische Vorgänge hatten sowohl das Eisenstädter Beken als auch das Mattersburger Becken und die Gegend um Sopron bis zu 2000 m tief abgesenkt. Diese Vorgänge, die nach der Sedimentation der Karpatienschotter erfolgten, spielten sich im wesentlichen zu Beginn des Badenien ab. Heute weiß man, daß – ähnlich wie im Wiener Becken – gewaltige Bruchlinien angelegt wurden. Bruchlinien – allerdings älteren Datums – wurden auch schon im Untermiozän angelegt. Diese betreffen hauptsächlich die kristallinen Anteile, sowohl das Rosalien-, als auch das Soproner Kristallin.

Prinzipiell lassen sich im Kartierungsgebiet die Bruchlinien in zwei Gruppen unterteilen:

Untermiozäne bzw. früher angelegte Bruchlinien

Erstere bewirkten nur in den Ottnangien-Karpatien-Sedimenten intensive Verstellungen oder Faltungen. Das bedeutet, nur die auf dem Kristallin liegenden Schichten (Süßwasserschichten, Auwaldschotter, Hochriegelschichten, Brennberger Blockschotter) wurden in die intensive Tektonik miteinbezogen.

Im Gegensatz dazu erfolgte im Mittelmiozän die Einsenkung an Brüchen, und diese beeinflußte sowohl die Badenien- als auch die Sarmatiensedimente. Diese Sedimente zeigen eine eigene Tektonik, die sich von jener, welche die ottnangischen bzw. die karpatischen Ablagerungen erfaßte, etwas unterscheidet. Während die mittelmiozänen Ablagerungen in der Mattersburger Bucht nach Norden, die der Landseer nach Süden einfallen, weisen die untermiozänen Sedimente ein nach Westen gerichtetes Einfallen auf. Dazu kann man generell sagen, daß die Sedimente vom Badenien aufwärts deutlich weniger gestört sind als jene, die direkt dem Kristallin auflagern.

Die beiden Beckenbereiche – die Mattersburger Bucht im Norden und die Landseer Bucht im Süden – sind ab dem Badenien voneinander getrennte Sedimentationsbereiche. Demnach wäre der Rücken, der die beiden Becken voneinander trennt, keine postsar-

matische Aufwölbung, sondern stellt einen als Horst der Zentralalpen erhalten gebliebenen Rest dar, der außerdem eine intensive tektonische Zerstückelung aufweist.

Mit diesen tektonischen Verhältnissen im Brennberger Bereich befaßte sich M. VENDEL (1930, S. 22ff.) ziemlich eingehend. Demnach hat einerseits ein Bruchsystem mit annähernd N–S-gerichteter Streichrichtung, andererseits eines mit E–W-Streichrichtung das Gebiet in Schollen aufgeteilt. Diese schachbrettartig angelegten Bruchlinien ergaben für das Brennberger Gebiet eine „besondere" Tektonik, die von M. VENDEL (1930, S. 24) als „Sattelgraben" (ähnlich einem militärischen Bocksattel) benannt wurde. Resümierend meint M. VENDEL, daß das Brennberger Kohlenrevier ein außerordentlich stark zusammengebrochenes Gebiet mit grabenbruchartiger Lagerung der kohleführenden Schichten darstellt. Mit dieser treffenden Erklärung charakterisiert der Autor die tektonischen Verhältnisse im Sieggrabener Bereich.

Im Zuge einer Neukartierung des Brennberger Gebietes durch P. KISHAZI & J. IVANCSICS 1977 wurden sechs Hauptverwerfungen mit N–S-Streichrichtung erkannt.

W. PETRASCHECK (1925, S. 182) erwähnt ebenfalls ein N–S- bzw. E–W-gerichtetes Störungssystem. Die Verwerfungen sind stark geneigt und nur im Bergwerk nachgewiesen. D.h., daß die Störungen wohl das Kristallin und die untermiozäne Beckenfüllung erfaßten, nicht aber die mittelmiozänen Sedimente. Diese Auffassungen von PETRASCHECK und von KISHAZI et. al. sind – wie ich später darlegen werde – nur bedingt aufrecht zu erhalten.

Ein sehr wichtiger Bruch bzw. ein Bruchsystem ist im Ort Sieggraben selbst sowie N davon zu erkennen. Dieser Verwurf, der N–S streicht, scheint für den geologischen Werdegang dieses Gebietes von großer Bedeutung zu sein. Schon R. JANOSCHEK (1932, S. 113) erwähnt diesen Bruch und verfolgte ihn – beginnend vom Reisnergraben beim Holzstadel – über eine Strecke von 7 km bis zur Oberger Mühle (= Mühlviertel S von Sieggraben). Bei seinen Berechnungen kam er auf eine Sprunghöhe von mindestens 350 m; d.h. der E-Teil – mit den Hochriegelschichten und den Brennberger Blockschottern – ist um diesen Betrag gegenüber dem W Kristallinteil abgesunken. Dieses Sieggrabener Bruchsystem findet seine Fortsetzung auch in den Badeniensedimenten, wie man in einem Schotterabbau beim Bannmaisriegel (N Holzstadel) deutlich sehen kann.

Schließlich möchte ich den eigentlichen Beckenrandbruch erwähnen, von dem man – außer in einer Sandgrube beim Campingplatz Forchtenstein – im Gelände nichts sehen kann. Die Streichrichtung dieses Bruches ist NW–SE, er grenzt das Rosalienkristallin gegen die neogene Beckenfüllung ab. Seine Fortsetzung könnte man sich im oberen Bereich des Dachsgrabens vorstellen. Dieser Bruch dürfte von Badenien- bzw. Sarmatiensedimenten verdeckt werden, da ihn G. FUCHS (1962) ebenfalls nicht gefunden hat (freundl. mündl. Mitt. G. FUCHS, Geol. B.-A., 1987).

Das vermutlich untermiozäne Bruchsystem, welches das Kristallin des Brennberg-Soproner Gebietes schachbrettartig zerlegte und das später reaktiviert wurde, bewirkte, daß der Aubach „treppenförmig" angelegt wurde. Dieses Bruchsystem, zu dem auch die Störung im Dachsgraben gehört – und die im Kristallin „entspringt" – läßt sich auch an der Oberfläche verfolgen. Dieser Meinung widersprechen die Untersuchungen von P. KISHAZI et. al. (1977, S. 118), die die Ansicht vertreten, daß die in den Bergbauen genau eingemessenen Hauptverwerfungen meistens keine unmittelbare Verbindung mit den Geländerelief aufweisen.

Die Autoren gestehen aber ein, daß der Verlauf der Gräben und Wasserrinnen den vorherrschenden Bruchlinien entspricht. Dazu wäre noch ergänzend zu sagen, daß das von ihnen untersuchte Gebiet im Bereich des Hohen Riegels–Angerwald und um Brennbergbanya (= nördlicher Teil der Landseer Bucht) liegt.

Mittel-(Ober-)miozäne Bruchlinien

Erst mit der Oberen Lagenidenzone – also im höheren Unterbadenien – setzt die eigentliche Bildung der diversen Becken (Wiener, Eisenstädter und Mattersburger Becken) ein. An zum Teil gewaltigen, über lange Strecken, auch in meinem Gebiet, verfolgbaren Bruchlinien beginnt das alpin-karpatische Deckengebäude abzusinken. Die in dieser Zeit angelegten Störungen verlaufen annähernd in WSW–ENE-(bzw. SW–NE-)Richtung.

Die wichtigste, mit relativer Sicherheit festgestellte Störung, schneidet die Zonen des Sarmatien von der Oberen Lagenidenzone normal zur Streichrichtung ab. Dieser Verwurf streicht, beginnend bei der Schreinermühle, bis nach Mattersburg, wo er unter der Lößbedeckung verschwindet. Wenn man zum Vergleich die Bildlineamentkarte von M.F. BUCHROITHNER (1984) ansieht, dürfte dieser Bruch den Verlauf des Wulkabaches kennzeichen, und in weiterer Folge den Beckenrandbruch an SE-Fuß des Leithagebirges darstellen. Eine weitere Bruchlinie die ebenfalls SW–NE-Streichen aufweist, dürfte im Marzerbachtal und durch die Ortschaft Marz selbst verlaufen. Diese Störung ist u.a. verantwortlich für die scharfe Abtrennung der Buliminen-Bolivinen-Zone gegen die Sandschalerzone.

Störungslinien, die im Bereich SE von Walbersdorf sowie im Schattendorfer Wald angetroffen wurden, konnten nur durch eine intensive Handbohrtätigkeit nachgewiesen werden. So trennen zwei annähernd parallel verlaufende Störungen die komplette Sarmatienschichtfolge von der Buliminen-Bolivinen-Zone ab. Eine weitere Bruchlinie schneidet das Obersarmatien von den Badenien- bzw. den Unter- und Mittelsarmatiensedimenten ab. Diese befindet sich in einem fast geradlinig verlaufenden Graben, welcher sich E von Walbersdorf in NNW–SSE-Richtung erstreckt. Zur selben Kategorie von Brüchen möchte ich jenen zählen, der ebenfalls annähernd N–S verläuft und wiederum die Obersarmatiensedimente von der Buliminen-Bolivinen-Zone abschneidet. Bei diesen zuletzt angeführten Brüchen dürfte es sich meiner Meinung nach um sehr junge Störungen handeln. Auf jeden Fall haben sie ein postsarmatisches Alter; da aber in diesem Kartierungsbereich keine geeigneten Aufschlüsse liegen und auch keine Pannoniensedimente vorkommen, ist diese oben gemachte Einstufung doch gerechtfertigt.

Dank

Im Sommersemster 1983/84 stellte mir Prof. Dr. A. TOLLMANN – auf meine Anregung – die Aufgabe, die jungtertiäre Beckenfüllung der Mattersburger Bucht neu zu bearbeiten. An dieser Stelle möchte ich mich für die fachliche Betreuung und für die Bestimmung der Korallen bedanken.

Die geologische Kartierung erfolgte in den Jahren 1984-87. Es sei an dieser Stelle erwähnt, daß in dieser Arbeit die geologischen Aspekte im Vordergrund standen und daher von einer paläontologischen Anführung der Foraminiferenarten Abstand genommen wurde. Dazu wäre noch zu sagen, daß die Dissertation in vollem Umfang in der Serie „Wissenschaftliche Arbeiten aus den Burgenland" erscheinen wird.

Von der Geologischen Bundesanstalt in Wien möchte ich folgenden Kollegen, die mir bei der Fossilbestimmung halfen, danken: OR Dr. Ilse DRAXLER, OR Dr. Franz STOJASPAL, OR Dr. Paul HERRMANN, Dr. Christian RUPP u. OR Dr. Manfred. E. SCHMID. Drei Jahre hindurch wurden mir von Vizedirektor HR Dr. Werner JANOSCHEK Kartierungstage für mein Dissertationsgebiet bewilligt, wofür ich mich ebenfalls bedanken möchte.

Die Ostracodenuntersuchungen wurden vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (P 4458) unterstützt.

Dank gebührt ferner für die Bestimmung der Otolithen Dr. Rostislav BRZOBOHATY (UUG Brünn), sowie Dr. Imre LESKO vom Amt der Burgenländischen Landesregierung (Abt. Brücken- u. Straßenbau), der mir in diverse Unterlagen über die Burgenlandschnellstraße (S31) Einsicht gewährte.

Ein Dankeschön auch an meine Studienkolleginnen Mag. Anita SCHMALER und Dr. Adi PACHER für die Durchsicht des Manuskriptes.

Schließlich möchte ich meiner Frau Christl und meinen Eltern für ihre materielle und psychologische Unterstützung danken.

Literatur

BACHMANN, A.: Silicoflagellaten aus dem oberen Badenien von Walbersdorf, Burgenland. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **179**, 55–72, Wien 1971.

BACHMAYER, F. & TOLLMANN, A.: Die Crustaceenfauna aus dem tortonen Leithakalk bei Großhöflein im Burgenland. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde (L. KOBER-Festschrift). – 308–314, 1 Taf., Wien (Hollinek) 1953.

BACHMAYER, F. & WEINFURTER, E.: *Bregmaceros*-Skelette (Pisces) mit in situ erhaltenen Otolithen aus den tortonischen Ablagerungen von Walbersdorf, Burgenland. – Senkenberg. lethaea, **46**a, 19–33, 3 Taf., Frankfurt/M. 1965.

BENDEFY, L.: Angaben zur Kenntnis der Tiefenstruktur des Pannonischen Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 1–21, 9 Abb., Wien 1970.

BRESTENSKA, E.: Die Foraminiferen des Sarmatien s.str. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (Hrsg.): M5 Sarmatien, 243–293, 11 Taf., Bratislava (VEDA) 1974.

BRZOBOHATY, R & SCHULZ, O.: Die Fischfauna des Badenien. – In: PAPP, A., SENES, J. & STEININGER, F.F.: M4 Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien), 441–454, 5 Taf., Bratislava (VEDA) 1978.

BUCHROITHNER, M. F.: Karte der Landsat Bildlineamente von Österreich 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1984.

BUDA, G.: Zur Geologie des Neogens der Friedberg–Pinkafelder Bucht zwischen Pinkafeld und Oberschützen (Burgenland). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 123 Bl., 63 Abb., 10 Tab., 10 Beil., Wien 1979.

FINK, J.: Das Quartär zwischen Wiener Neustädter Pforte und Rechnitzer Schieferinsel. – In: KÜPPER, H. (Hrsg.): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg Deutschkreuz, 36–48, 2 Taf., 1 Kt., Wien (Geol. B.-A.) 1957.

FINK, J.: Palaeomagnetic research in the northern foothills of the Alps and the Vienna Basin. – Acta. Geol. Acad. Sci. Hung., 111–124, 7 Abb., Budapest 1979.

FUCHS, R. & SCHREIBER, O.: Das Pannonien im östlichen Burgenland (Seewinkel). – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.F. (Hrsg.): M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 68–72, 2 Abb., Budapest (Akademiai Kiado) 1985.

FUCHS, R. & STRADNER, H.: Über Nannofossilien im Badenien (Mittelmiozän) der Zentralen Paratethys. – Beitr. Paläont. Österr., **2**, 1–58, 8 Taf., 5 Abb., Wien 1977.

FUCHS, W.: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. Geol. B.-A., **108**, 155–194, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1965.

FUCHS, W.: Das inneralpine Tertiär. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 452–483, 5 Abb., Wien–New York (Springer) 1980.

FUCHS, W. & GRILL, R.: Geologische Karte von Wien und Umgebung 1 : 200.000, Wien (Geol. B.-A.) 1984.

GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und in den benachbarten Molasseanteilen. – Oel und Kohle, **37**, 595–602, 18 Abb., 1 Tab., Berlin 1941.

GRILL, R.: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **52**, 125–132, 1 Tab., 1 Kt., Wien 1960.

GRILL, R.: Bericht 1981–1984 über geologische Aufnahmen von Großaufschlüssen in den tertiären Ablagerungen auf Blatt 107 Mattersburg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, S. 422, Wien 1986.

HILBER, V.: Über die obersten sarmatischen Schichten des Steinbruchs bei der Bahnstation Wiesen im Oedenburger Comitate. – Verh. Geol. R.-A., **1883**, 28–30, Wien 1883.

HOCHSTETTER, H.E.: Die Fauna des Walbersdorfer Tegels. – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 183 Bl., 8 Tab., Wien 1933.

HOCHSTETTER, H.E.: Die Fauna des Walbersdorfer Tegels. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **71**, 155–156, Wien 1934.

HOERNES, R.: Versteinerungen aus dem miocenen Tegel von Walbersdorf. – Verh. Geol. R.-A., **1890**, 129–131, Wien 1890.

HOERNES, R.: Die vorpontische Erosion. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **109**, 811–859, 5 Abb, 2 Tab., Wien 1900.

HOERNES, R. & AUINGER, M.: Gastropoden der ersten und zweiten miocänen Mediterranstufe der österreichisch-ungarischen Monarchie. – Abh. Geol. R.-A., **12**, Hft. 1, 1–382, 2 Abb., 50 Taf., Wien 1879.

HOFFMANN, F.: Bericht über die geologische Detailaufnahme in dem nordwestlichen Theile des Oedenburger Comitates. – Verh. Geol. R.-A., **1877**, 14–23, Wien 1877.

HÖRNES, M.: Tertiäre Gebirgsschichten bei Mattersdorf etc. – Ber. Freunde Naturwiss. Wien, **1**, 139–141, Wien 1847.

JANOSCHEK, R.: Jungtertiäre Blockschlammströme am Ostfuß des Rosaliengebirges. – Anz. Akad. Wiss., Wien, math.-naturwiss. Kl., **68**, 115–116, Wien 1931a.

JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (mittleres Burgenland). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **24** (1931), 38–133,. 1 Abb., 1 Kt., Wien 1931b.

JANOSCHEK, R.: Zur Geologie der Brennberger Hügellandes. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math. – naturwiss. Kl., **69**, 2–4, Wien 1932.

JANOSCHEK, R.: Das inneralpine Wiener Becken. – In: F.X. SCHAFFER (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl. – 525–693, Wien 1951.

JIRICEK, R.: Die Ostracoden des Pannonien. – In: PAPP, A. JAMBOR, A. & STEININGER, F. F. (Hrsg.): M6 Pannonien (Slavonien und Serbien), 378–408, 8 Taf., 1 Tab., Budapest (Akademiai Kiado) 1985.

KISHAZI, P.: Petrographische Untersuchungen über den nach Österreich hineinragenden Serienteil des Soproner kristallinen Schiefers. – Köz. Fanyaszati Fejlesztesi Intezet, 32 S., 1 Kt., Sopron 1979.

KISHAZI, P. & IVANSCICS, J.: Rekonstruktion der geologisch- lagerstättenkundlichen Verhältnisse des Braunkohlenbeckens von Brennberg. – Mitt. ungar. Forsch. Inst. Bergbau, **20**, 103–108, 3 Abb., Budapest 1977.

KISHAZI, P. et. al.: Geologische und petrographische Verhältnisse der sandig-kiesigen Deckschichtserie der helvetischen kohleführenden Schichten von Brennberg. – Mitt. ungar. Forsch. Inst. Bergbau, **20**, 109–120, 9 Abb., Budapest 1977.

KITTL, E.: Über den miocänen Tegel von Walbersdorf. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **1**, 19–23, 3 Tab., Wien 1886.

ORSZ. SZÉCHÉNYI KÖNYVTÁR

KÖBER, L.: Die tektonische Stellung des Semmering-Wechselgebietes. – Tschermaks. mineral. petrogr. Mitt., **38**, 268–276, 1 Abb., Wien 1925.

KÜMEL, F.: Die Sieggrabener Deckenscholle im Rosaliengebirge (NÖ., Bgld.). – Miner. Petr. Mitt., **47**, 141–184, 6 Abb., 1 Kt., Leipzig 1935.

KÜMEL, F.: Der Auftakt zur geologischen Erforschung des Burgenlandes. – Burgenländ. Heimatbl., **16**, 150–159, 1 Kt., Eisenstadt 1954.

KÜMEL, F.: Eiszeitliche Brodelböden in Niederösterreich und im Burgenland. – Verh. Geol. B.-A., **1937**, 108–113, 1 Abb., Wien 1937.

KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg –Deutschkreuz 1 : 50.000, 67 S., 12 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1957.

KÜPPER, H. (Hrsg.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt Mattersburg–Deutschkreuz. – Wien (Geol. B.-A.) 1957.

MÜLLER, C.: Nannoplankton aus dem Mittel-Miozän von Walbersdorf (Burgenland). – Senkenbergiana Lethaea, **55**, 389–405, Taf. 1–4, Frankfurt/M. 1974.

OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs. – XIX + 701 S., 164 Abb., 2 Kt., Wien-New York (Springer) 1980.

PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Spornes der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 274–283, Wien 1960.

PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostspornes der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 23–33, Wien 1977.

PAHR, A.: Das Rosalien- und Leithagebirge, sowie die Hainburger Berge. – In: R. OBERHAUSER (Red.) Der geologische Aufbau Österreichs, 326–332, 1 Abb., Wien (Springer) 1980.

PAPP, A.: Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. – Jb. Reichsst. f. Bodenforsch (= Geol. B.-A.), **89**, 315–355, 3 Abb., 4 Tab., Taf. 9–10, Wien 1939.

PAPP, A.: Das Pannon des Wiener Beckens. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **39–41** (1946–1948), 99–193, 7 Abb., 4 Tab., Wien 1951.

PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Bekken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **47** (1954), 35–98, 3 Tab., Wien 1956.

PAPP, A.: Morphologisch-genetische Studien an Mollusken des Sarmats von Wiesen (Burgenland). – Wiss. Arb. Bgld., **22**, 39 S., 11 Abb., Eisenstadt 1958.

PAPP, A.: Die Entwicklung des Sarmats in Österreich. – In: PAPP, A., MARINESCU, F. & SENES, J. (Hrsg.): M5 Sarmatien, 75–77, Bratislava (VEDA) 1974.

PAPP, A. & SCHMID, M. E.: Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von ALCIDE d'ORBIGNY's (1846). – Abh. Geol. B.-A., **37**, 311 S., 16 Abb., 1 Tab., 102 Taf., Wien 1985.

PAPP, A. & STEININGER, F. F.: Die stratigraphischen Grundlagen des Miozäns der zentralen Paratethys und die Korrelationsmöglichkeiten mit dem Neogen Europas. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 1, 59–65, 2 Tab., Wien 1973.

PASCHER, G.: Bericht über geologische Aufnahmen im Neogen der Mattersburger Bucht auf Blatt 107 Mattersburg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 280–281, Wien 1985.

PASCHER, G.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 107 Mattersburg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 422–423, Wien 1986.

PASCHER, G.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 107 Mattersburg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 309–311, Wien 1987.

PETRASCHECK, W. E.: Die Gegend von Sauerbrunn im Burgenland. – Verh. Geol. B.-A., **1945**, 173–184, Wien 1945.

RUPP, CH.: Paläoökologie der Foraminiferen in der Sandschalerzone (Badenien, Miozän) des Wiener Beckens. – Beitr. Paläont. Österr., **12**, 1–180, 30 Abb., 41 Taf., Wien 1986.

RÖGL, F. & MÜLLER, C.: Das Mittelmiozän und die Baden-Sarmat Grenze in Walbersdorf (Burgenland). – Ann. Nat. Mus. Wien, **80**, 221–232, 1 Abb., 2 Tab., Wien 1976.

RÖGL, F. & FRANZ, E.: *Bachmayerella* – ein neues problematisches Mikrofossil aus dem marinen Mittelmiozän von Walbersdorf, Burgenland. – Ann. Nat. Mus. Wien, **82**, 83–98, 3 Abb., 5 Taf., Wien 1979.

RÖGL, F. & STEININGER, F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – Ann. Nat. Mus. Wien, **85**/A, 135– 163, 2 Abb., 14 Taf., Wien 1983.

SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. – (2 Aufl.), 810 S., 1 Kt., Wien (Deuticke) 1951.

SIEBER, R.: Die Tortonfauna von Mattersburg und Forchtenau (BGLD.). – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 236–249, Wien 1956.

SIEBER, R.: Bericht 1955 über paläontologisch-stratigraphische Untersuchungen in Tertiär von Mattersburg und Ritzing (Bgld.). – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 119–120, Wien 1956a.

STRADNER, H. & FUCHS, R.: Über Nannoplanktonvorkommen im Sarmatien (Ober-Miozän) der Zentralen Paratethys in Niederösterreich und im Burgenland. – Beitr, Paläont. Österr., **7**, 251–279,10 Taf., 2 Abb., Wien 1980.

SUESS, E.: Erratische Vorkommnisse am östlichen Abhange des Rosaliengebirges. – Jb. Geol. R.-A., **9**, S. 101, Wien 1858.

SUESS, E.: Das Antlitz der Erde. 1 Bd. – 778 S., 48 Abb., 2 Taf., 4 Kt., Prag-Wien-Leipzig (Tempsky-Freytag) 1885.

TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie von Burgenland. – In: Bgld. Landesreg. (Hrsg.) Burgenland Landeskunde. – 39–86, 4 Taf., 1 Tab., 3 Kt., Wien 1952.

TOLLMANN, A.: Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. – Wiss. Arb. Burgenland, **10**, 75 S., 7 Abb., 8 Tab., 2 Prof.-Taf., 1 Kt., Eisenstadt 1955.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. 1, 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.

TOLLMANN, A.: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, (1975), 129–142, 2 Abb., Wien 1978.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. 3, Gesamtübersicht, 718 S., 145 Abb., 8 Tab., 3 Falttaf., Wien (Deuticke) 1986.

VENDEL, M.: Geologische Karte der Umgebung von Sopron, 1 : 25.000. – Sopron 1928.

VENDEL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. II. Teil: Die Sedimentgesteine des Neogen und des Quartär. – Erdeszeti Kiserletek, **32**, 157–236, 355–437, 23 Abb., 2 Taf., Sopron 1930.

VENDEL, M.: Daten zur Geologie von Brennberg und Sopron. – Banyamern. Erdömern. Föiskola. Bany. koh. öszt. közl. (Mitt. Berg. – hüttenm. Abt. Hochsch. Berg. – Forstwesen), **5**, 386–412, 1 Profil, Sopron 1933.

WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaumes. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **142**, 81–102, 1 Abb., Wien 1933.

WINKLER-HERMADEN, A: Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. – Zbl. Min. etc., **1940**, Abt. B, 217–190, Wien 1940.

WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: F.X. SCHAFFER (Hrsg.) Geologie von Österreich, 2 Aufl., 414–524, 20 Abb., Wien (Deuticke) 1951.

WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum etc. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **110**, 1 Abh., VIII, 180 S., 26 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien 1955.

WINKLER-HERMADEN, A.: Ergebnisse über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrand der Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **83**, 233–274, Taf. 7, Wien 1933a.

ZSUTTY, G.: Stratigraphische Studien im Neogen der Mattersburger Bucht. – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 138 Bl., 2 Tab., 8 Abb., 9 Taf., 1 geol. Kt., 1 Probenkt., Wien 1963.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 53–70	Wien, September 1991	1. rész	pp. 53–70	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Geologie und Sedimentologie der Fundstelle miozäner Insekten in Weingraben (Burgenland, Österreich)

Von FRIEDRICH BACHMAYER†, FRED RÖGL & ROBERT SEEMANN*)

Mit 1 Abbildung, 2 Tabellen und 4 Tafeln

Burgenland
Weingraben
Hochriegelschichten
Miozän
Karpatien
Badenien
Süßwassertone
Rhythmite
Sedimentpetrographie
Chemismus
Fossile Insekten

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 107

Inhalt

Zusammenfassung . . . 53
Összefoglalás . . . 54
Abstract . . . 54
1. Einleitung . . . 54
2. Geologische Verhältnisse im Neogen der Landseer Bucht . . . 54
2.1. Beckenbildung . . . 54
2.2. Neogene Sedimentationszyklen . . . 54
3. Fundstelle und Schichtfolge . . . 56
3.1. Fundstelle fossiler Insekten . . . 56
3.2. Profil der Süßwasserschichten . . . 56
4. Sedimentologie und Mineralogie der Süßwassertone . . . 56
4.1. Petrologische Charakterisierung . . . 56
4.2. Mineralbestand . . . 57
4.3. Chemismus . . . 58
5. Stratigraphische Diskussion . . . 58
6. Vorläufige Fossilliste . . . 59
Literatur . . . 70

Zusammenfassung

In einer kurzen Übersicht werden die geologischen, sedimentologischen und biostratigraphischen Verhältnisse der miozänen Fossilfundstelle Weingraben dargestellt. Bei den Süßwasserablagerungen handelt es sich um einen sehr feinschichtigen Rhythmit mit hohem Anteil an organischer Substanz (bis 10 Gew.-%). Die Schwermineraluntersuchung ergab ein metamorphes Liefergebiet, entsprechend den Gesteinen der Sieggrabener Serie oder des unterostalpinen Kristallins. In der Tonfraktion herrschen Illit und Montmorillonit vor. Zum Teil dürften sie als Verwitterungsprodukte vulkanischer Tuffe eingebracht worden sein. An Neubildungen sind Pyrit und Vivianit vertreten. Der Inhalt an Fossilien besteht vorwiegend aus Blattresten und Insekten, aber auch Würmer, Spinnen, Fische, Vogelfedern und der Rest einer Eidechse wurden nachgewiesen. Die fossile Insektenfauna ist durch das häufige Vorkommen von Odonata, Hymenoptera (vor allem Formicidae) und Diptera gekennzeichnet. Isoptera (Termiten) und die fossile Pollenflora weisen auf subtropisches Klima hin. Eine Alterseinstufung ist nur durch indirekte Korrelationen möglich und spricht für mittleres Miozän (Karpatien bis Badenien), wahrscheinlich Badenien.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. FRIEDRICH BACHMAYER†, Dr. FRED RÖGL, Dr. ROBERT SEEMANN, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien.

A burgenlandi Weingraben (Ausztria) miocén rovar lelőhelyének földtani és üledéktani jellemzése

Összefoglalás

A szerzők rövid áttekintésben mutatják be a weingrabeni miocén ősmaradványlelőhely földtani, üledéktani és biosztratigráfiai viszonyait. Az édesvízi rétegsor igen finoman (ritmikusan) rétegezett, magas (10 súlyszázalékig terjedő) szervesanyagtartalmú üledékekből áll. A nehézásvány összetétel a sieggrabeni sorozathoz, illetve az alsó-keletalpi Krisztallinikumhoz hasonló anyagú lehordási területre utal. Az agyagfrakció uralkodó ásványa az illit és a montmorillonit, melyek részben áthalmozott vulkáni tufák mállási termékei. Másodlagos ásvány a pirit és a vivianit. Az ősmaradványtartalom jobbára levélmaradványokból és rovarokból áll, de kimutattak férgeket, pókokat, halakat, madártollakat és egy gyík maradványait is. A fosszilis rovarfaunát Odonata, Hymenoptera (elsősorban Formicidae) és Diptera jellemzi. Az Isoptera (termeszek), valamint a fosszilis pollenflóra szubtrópusi éghajlatra utal. A csupán litológiai korrelációval végzett kormeghatározás szerint a képződmény kora középsőmiocén (kárpáti–bádeni), valószínleg bádeni.

Geology and Sedimentology of the Discovery Place of Miocene Insects in Weingraben (Burgenland, Austria)

Abstract

A brief review of the geological, sedimentological and biostratigraphical environment of the Miocene fossil occurence at Weingraben (Burgenland, Austria) is presented. A sequence of about 3 m thickness consists of rhythmic thin layers of clayey sediments with a high content of organic matter (up to 10 weight %). The heavy mineral assemblage (garnet, green hornblende, zoisite) suggests a metamorphic source area as it exists in the nearby Lower Austroalpine crystalline complex. Illite and montmorillonite are the predominant clay minerals; they may represent partially redeposited weathering products of volcanic tuffs. Pyrite and vivianite are of secondary origin. The fossil assemblage consists of leaves, insects, worms, spiders, fishes, bird's feathers and a fragment of a lizard. The insect fauna is dominated by Odonata, Hymenoptera (Formicidae) and Diptera. Isoptera and the pollen flora indicate a subtropical climate. Age (Karpathian to Badenian; probably Badenian) was determined by lithologic correlation to neighbouring fossiliferous localities.

1. Einleitung

Bei Kartierungsarbeiten im Burgenland wurden durch F. KÜMEL einige Fundstellen fossiler Pflanzenreste entdeckt. Bei gemeinsamen Begehungen wurden durch einen der Autoren (F. BACHMAYER) diese Stellen nach fossilen Insekten untersucht. Dabei konnten 1951 bei Weingraben in den Hochriegelschichten die ersten spärlichen Reste von Libellenlarven gefunden werden (BACHMAYER, 1952).

Unter Mithilfe von Herrn Peter ULRICH wurde 1965 die erste größere Grabung durchgeführt und es gelang aus den sogenannten Papierschiefern zahlreiche fossile Pflanzen und Insekten zu bergen. Für weitere Grabungen, die im Rahmen der Forschungstätigkeit des Naturhistorischen Museums ausgeführt wurden, hat man das Gelände in Pacht genommen. Die Grabungen in den Jahren 1980 und 1981 wurden durch die „Freunde des Naturhistorischen Museums" und von 1982 bis 1987 durch den „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung" unterstützt.

Die bei den ersten Grabungen geborgenen Pflanzenreste wurden von W. BERGER (1952, 1953) bearbeitet. Für die Bearbeitung der Pollenfloren und pflanzlichen Mikrofossilien konnte 1986 Frau I. DRAXLER (Geologische Bundesanstalt) gewonnen werden, die aus dem damals aufgeschlossenen Profil Proben im Abstand von 10 cm entnahm. Eine palynologische Vergleichsuntersuchung von zwei Proben aus der Fundstelle und der alten Ziegelei in Weingraben wurde dankenswerterweise durch P. HOCHULI (ETH Zürich) bereits 1975 durchgeführt.

Für die Mitarbeit bei den einzelnen Grabungen sei den Präparatoren des Naturhistorischen Museums E. BLOCH, E. ISOPP†, A. TRUMER und J. PREIS und ganz besonders dem freien Mitarbeiter Herrn R. WEIXLER gedankt, die mit großem Interesse an den Ausgrabungen mitgeholfen haben. Auch Frau Ch. PRENNER, die fast an allen Ausgrabungen beteiligt war, sei hier gedankt.

2. Geologische Verhältnisse im Neogen der Landseer Bucht

(Abb. 1)

2.1. Beckenbildung

Im Untermiozän kam es im Bereich der Ostalpen zur tektonischen Anlage intramontaner Becken. Dazu zählen sowohl das Steirische Becken und das Wiener Bekken als auch die kleinen Becken der Norischen Senke, die sich bis an den Ostrand der Zentralalpen fortsetzen. Die Landseer Bucht gehört zu diesen alpinen Randsenken, die ab dem Karpat durch die Schuttzufuhr aus den aufsteigenden Alpen stark beeinflußt wurden. Die Landseer Bucht oder das Oberpullendorfer Becken ist vom zentralalpinen, kristallinen Grundgebirge umrandet, im W von der Buckligen Welt, im NE vom Brennberger Rücken begrenzt. Im Süden bildet der Günser Sporn eine deutliche Begrenzung. Ein begrabener Kristallinrücken zwischen Günser Sporn und Brennberg trennt das Draßmarkter Teilbecken, in dem die Fundstelle Weingraben liegt, vom Pannonischen Bekken im Osten ab. Ausführliche Literaturhinweise finden sich bei KÜPPER (1957), NEBERT & al. (1980) und TOLLMANN (1985).

2.2. Neogene Sedimentationszyklen

In einer kohlengeologischen Untersuchung der Ostabdachung der Alpen konnten NEBERT & al. (1980) und NEBERT (1985), aufbauend auf die Arbeiten von v.a. JANOSCHEK (1932), KÜMEL (1936, 1957), WINKLER-HERMADEN (1951, 1962) eine Gliederung der limnofluviatil beeinflußten Sedimentationszyklen durchführen. Die Sedi-

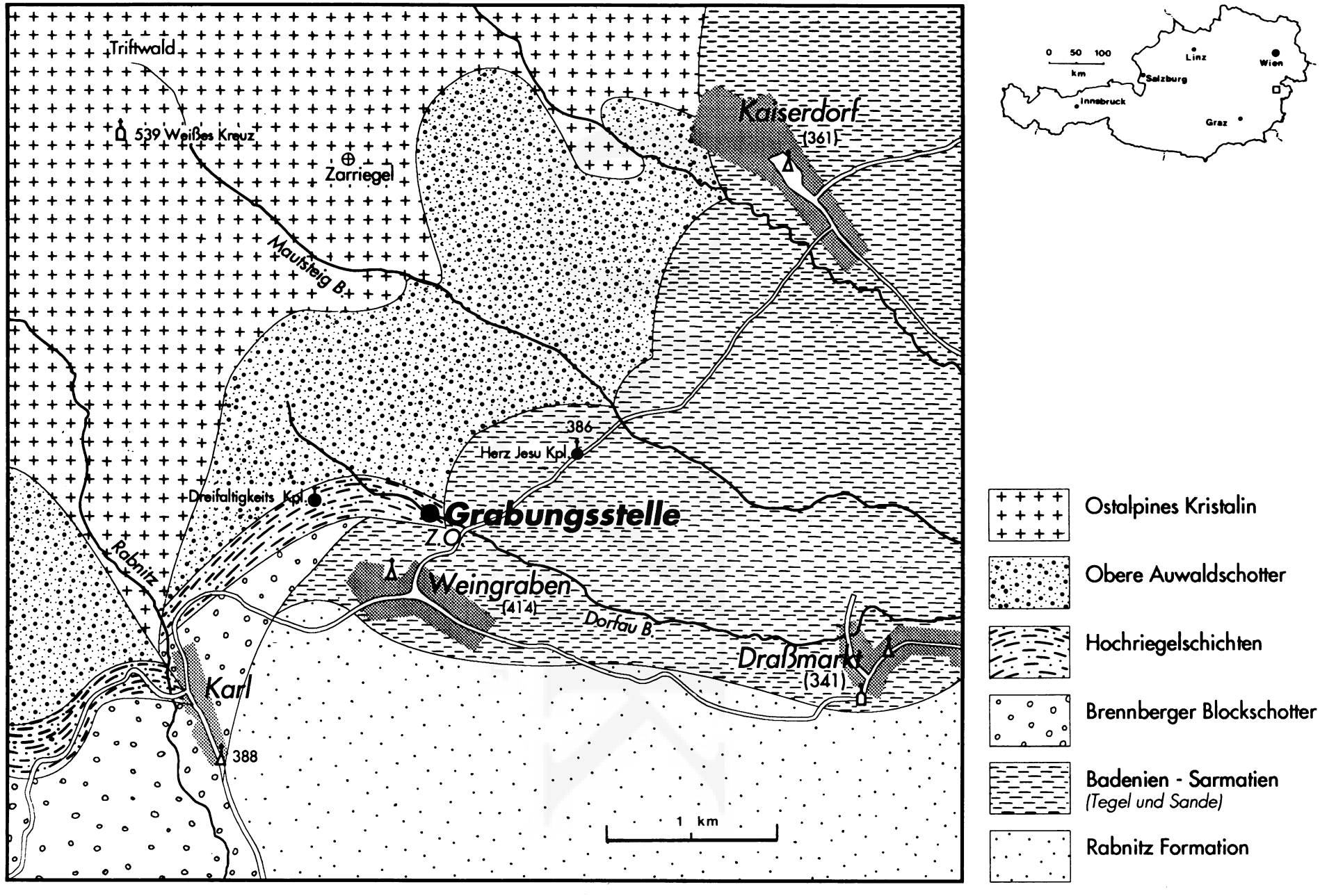


Abb. 1.
Geologische Skizze der Umgebung von Weingraben in der Landseer Bucht, Burgenland.
Nach F. KÜMEL (1957) und K. NEBERT (1979).

mentation beginnt über dem Kristallin mit den Süßwasserschichten von Brennberg, sandigen Tegeln und Sanden mit einem mächtigen Grundflöz von Glanzkohle.

Der zweite Zyklus beginnt mit den Auwaldschottern. Es sind dies gut gerundete Schotter mit Kristallin und wechselnden kalkalpinen Anteilen. Nach JANOSCHEK (1932) zeigen sie keine gute Sortierung, sondern die einzelnen Gerölle liegen in einer sandig-kiesigen Grundmasse. Außerdem konnten nicht selten Gerölle mit organischen Kalkkrusten von Lithothamnien, Bryozoen und Korallen gefunden werden, die in Verbindung mit der Sedimentologie als marin beeinflußte Ablagerungen gedeutet wurden. Spätere Autoren nahmen dazu keine Stellung, sondern interpretierten die Abfolge als fluviatil. Die Auwaldschotter bilden im Draßmarkter Teilbecken einen breiten Streifen entlang des westlichen Beckenrandes. Darüber liegen, zum gleichen, zweiten Sedimentationszyklus gehörend, die Süßwasserablagerungen der Hochriegelschichten. Es sind Sande, Tegel und Tone mit einem basalen Lignitflöz im Gebiet des Brennberger Kohlereviers. Die limnischen Tone von Weingraben gehören in diesen Ablagerungszyklus.

Einen dritten Zyklus leiten die darüber liegenden fluviatil-terrestrischen Grobschüttungen des Brennberger Blockschotters ein. Es handelt sich um eine reine Kristallinablagerung von teilweise Riesenblöcken in einer sandig-lehmigen Grundmasse. Fossilien fehlen. Gegen S setzen sich diese Ablagerungen in der Sinnersdorf-Formation fort. Diese Grobschüttungen beginnen mit Kristallinschutt mit roter Matrix und gehen nach oben in eine rhythmische Sedimentation von Blockschutt, Schotter und Sand über. Bei Karl (siehe Kartenskizze, Abb. 1) wurde durch NEBERT & al. (1980, Abb. 8–10) ein deutliches graded bedding der Sinnersdorfer Formation festgestellt. Eine derartige Ablagerung muß subaquatisch gebildet sein und könnte mit der marinen Transgression des unteren Badenien in Verbindung stehen. Dafür würden auch die marinen Grobschüttungen im N, am Reisnerkogel bei Marz und bei Forchtenau sprechen (KÜPPER, 1957). Marine Sedimente der Oberen Lagenidenzone sind am Nordrand der Landseer Bucht (MOSTAVAVI, 1978) und in der Tauchener Bucht (NEBERT, 1985) nachgewiesen. Die Grenze zwischen Sinnersdorf- und Tauchen-Formation ist undeutlich; im unteren Teil der Tauchen-Formation ist eine mächtige Lignitbildung entwickelt, die auch in der Landseer Bucht bei Ritzing auftritt. Im mittleren Badenien greift die marine Transgression bei Ritzing in sandiger Entwicklung bis auf die Auwaldschotter über; im oberen Badenien sind regressive Tendenzen mit sandig-schotterigen Seichtwasserbildungen zu beobachten. Marines Mittelbadenien konnte in der alten Ziegelei Weingraben nachgewiesen werden.

Die Ablagerungen des Sarmatien sind im Draßmarkter Teilbecken nicht in der flächenhaften Verbreitung vorhanden, wie sie in der geologischen Karte von KÜMEL (1957) aufscheinen. Eine größere Fläche entlang der Rabnitz wird von der bereits von WINKLER-HERMADEN (1962) als Pliozän (Daz) abgetrennten Rabnitz-Formation gebildete (NEBERT & al. 1980). Es sind feinsandige bis grobschotterige, fluviatile Sedimente, die in ihrer Fortsetzung bei Stoob und Oberpullendorf den Basaltdecken auflagern und in Ungarn über Sanden mit *„Unio wetzleri"* liegen.

3. Fundstelle und Schichtfolge

3.1. Fundstelle fossiler Insekten

Die Grabungsstelle liegt im Ortsgebiet von Weingraben, Gemeinde Kaisersdorf, Parzelle 1911, im Graben des Dorfaubaches, 407 m NW von der Brücke Weingraben nach Kaisersdorf, ca. 10 m W des Baches. Im Laufe der Jahre konnte ein Areal von 12 m² mit einer Grabungstiefe von 3 m aufgeschlossen werden.

Im Gelände der aufgelassenen Ziegelei, etwa 100 m W dieser Brücke, wurde im verwachsenen Gelände mit einem Peilstangengerät in 3 m Tiefe ein toniges, marines Sediment angetroffen.

3.2. Profil der Süßwasserschichten

(Taf. 1)

An der Grabungsstelle beginnt die Schichtfolge mit einer dünnen Humusdecke, unter der eine über 15 cm mächtige Lage von Geröllen, meist Quarzgeröllen, folgt. Darunter liegt eine dünnschichtige, lamellierte, sandig-tonige, dunkelgraue bis dunkelbraune Abfolge, die bis zu einer Tiefe von fast 3 Metern aufgeschlossen wurden. Die Schichten fallen flach nach E ein. Das Sediment wurde als „Papierschiefer" oder „Blätterton" bezeichnet, da einzelne Lagen hauchdünn abgezogen werden können. Die dunklen Schichten sind sehr reich an organischem Material, vor allem an der ölhaltigen Grünalge *Botryococcus braunii* KÜTZING (LOBITZER et al. 1988; DRAXLER & ZETTER, dieser Band). Wegen dieses Gehaltes an organischen Substanzen sind die Schichten fast brennbar, sie glosen, und werden als Alginit bezeichnet. In einzelnen Lagen treten gut erhaltene Blattfloren und Reste fossiler Insekten auf. Auch Fischreste und Vogelfedern wurden gefunden. Reste von Fossilien sind vor allem in den montmorillonitreichen Lagen gut erhalten, obwohl sie auch in sandigen Lagen vorkommen. Die Feinschichtung zeigt unterschiedliche Färbung von hell-ocker bis dunkelbraun; in grünlichen Lagen kommen vor allem Insekten ausgezeichnet erhalten vor. Nach der Mikroflora handelt es sich um eine reine Süßwasserablagerung (DRAXLER & ZETTER, dieser Band).

4. Sedimentologie und Mineralogie der Süßwassertone

4.1. Petrologische Charakterisierung

Die als „Papierschiefer" oder „Blättertton" bezeichneten Sedimente bestehen aus äußerst feingeschichteten, rhythmischen Wechsellagerungen (Rhythmite) von feinsandig-siltigen und tonigen Lagen. An den Trennflächen treten sehr hohe Anreicherungen organischer Substanz auf. Die im Aufschlußbereich relativ ungestörten Ablagerungen weisen in den feinkörnigen Bereichen eine Schichtdicke von 1–10 µ auf (Taf. 2, Fig. 1–2).

Die grobkörnigen, sandig-siltigen Lagen befinden sich im Untermillimeterbereich. An den Grenzflächen sind markante Hellglimmeranreicherungen zu beobachten.

Die im feuchten Zustand plastischen, hellocker bis grau gefärbten Sedimente werden nach dem Trocknen

auffallend leicht, kompakt und hart. Durch die Vernetzung mit organischer Substanz in der Schichtebene treten dabei kaum die für Tone charakteristischen Schrumpfungsrisse quer zur Schichtung auf. Es erfolgt bestenfalls eine Auffächerung und Verkrümmung der einzelnen Lagen.

Der Wassergehalt der bergfeuchten Probe ergab Werte bis 45 Gew.-%. Die Bestimmung des Anteiles an organischer Substanz, ausgehend von der getrockneten Durchschnittsprobe, erbrachte ca. 9 Gew.-%.

Die für die Korngrößenanalyse notwendigen Aufschlußarbeiten an dem feinverfilzten Sediment gestalteten sich, speziell in der Tonfraktion, sehr schwierig. Die organischen Reliktsubstanzen verhindern zum Teil die vollständige Auflösung des Kornverbandes. Die Untersuchungen erbrachten daher nur Richtwerte. Es wurden zwei korngrößenmäßig unterschiedliche, aber in sich möglichst homogene Schichtpakete ausgewählt. Die grobkörnigere Abfolge mit einer durchschnittlichen Schichtdicke über 60 µ hat ihren Schwerpunkt in der Siltfraktion, mit einem Maximum bei ca. 50 µ. Die Tonfraktion unter 2 µ ist mit ca. 10–20 % vertreten. Feinsandanteile über 60 µ sind nur in Mengen von ca. 5 % vorhanden. Die feinkörnigere Probe mit Schichtdicken unter 60 µ hat ihren Schwerpunkt in der Tonfraktion, als Nebenmenge tritt Feinsilt auf.

Die selbst auf engem Raum feststellbaren unterschiedlichen Korngrößenverteilungen deuten auf rhythmische, in relativ kurzen Zeitabständen sich wiederholende Absatzmechanismen hin, wobei nur Ausmaß (Schichtdicke) und Korngrößenspektrum (Gehalt an grobkörnigeren Fraktionen) etwas schwanken.

Trotz der starken Vernetzung und des hohen Feinanteils wurde eine Schwermineralseparation im Bereich zwischen 30 und 125 µ versucht. Der Einsatz von 500 g Durchschnittsprobe erbrachte nur 10–20 mg Schwermineralanteil. Es wurden 3 Proben im Korngrößenbereich über 60 µ, zwischen 30 und 60 µ und unter 30 µ ausgearbeitet. Die Auszählung, für die wir Kollegen G. NIEDERMAYR herzlich danken, zeigt ein relativ einheitliches Bild (Tab. 1). Die Hauptmengen Granat (hell), Hornblende (grün) und Zoisit deuten auf ein metamorphes Liefergebiet hin. Die Beschaffenheit der Mineralkomponenten (splittrig, scharfkantig, wenig Ätzerscheinungen) läßt auf relativ kurze Transportstrecken und konservierende, einmalige Lagerung schließen.

Tabelle 1.
Schwermineralverteilung der Weingrabener Süßwassertone. 1, 3 = Fraktion über 60 µ; 2 = 30–60 µ; 4 = <30 µ.

	1 (+3)	2	4
Erz	23	30	24
Biotit + Chlorit	42	31	44
Durchsichtige Minerale	35	39	32
Granat	31	30	40
Hornblende, grün	51	26	33
Zoisit	14	32	14
Epidot	+		
Zirkon	1	7	7
Monazit	+		
Rutil	2	2	2
Turmalin	1	+	2
Brookit	+		
Anatas		1	
Titanit		2	2
Apatit			+

Dem Mineralspektrum entsprechend kommen die naheliegenden metamorphen Abfolgen der mittelostalpinen Sieggrabener Serie, wie auch die Serien des unterostalpinen Kristallins (Grobgneisserie, Wechselserie) in Frage (TOLLMANN, 1977). Granat, Hornblenden und Zoisit sind eventuell den Hüllschiefern der Sieggrabener Serie, die leicht gerundeten Zirkone eher der Grobgneisserie zuzuordnen. Erze sind zum Teil sedimentäre Neubildungen (Pyrit) beziehungsweise Abkömmlinge der metamorphen Serien. Relikte, die auf vulkanische Aktivitäten hindeuten, konnten zumindest im beprobten Teilabschnitt, weder in der Leicht- noch in der Schwermineralfraktion festgestellt werden.

4.2. Mineralbestand

Der siltige Anteil der Sedimentmatrix besteht auf Grund röntgenographischer Untersuchungen aus vorwiegend Illit (Muskovit), Quarz, Chlorit, daneben Montmorillonit und Feldspat sowie geringe Mengen an Kaolinit und Limonit. Nur örtlich tritt, vermutlich als Neubildung, auch Calcit und Dolomit auf. In der Tonfraktion herrschen Illit und Montmorillonit vor. Nach LOBITZER et al. (1988) sind daneben noch amorphe Phasen (Aluminiumoxide/-hydroxide, Kieselgele) festzustellen.

Als subrezente bis rezente makroskopiche Mineralneubildungen fallen große Pyritplättchen mit Durchmessern bis zu 4 oder 5 cm auf. Sie kristallisieren durchwegs unorientiert und durchschlagen dabei unter beliebigem Winkel die Schichtungen. Die im Schnitt 0,5–2 mm dicken goldglänzenden Plättchen kommen als Einzelindividuen oder als aufgefächerte Gebilde vor, die sternförmig um eine gemeinsame Durchdringungsachse angeordnet sind. Sie bestehen jeweils aus einer dünnen Basis und Deckfläche und sind dazwischen zum Teil hohl, beziehungsweise mit Resten des ursprünglich gelartigen, schwarzen Pyrits gefüllt. In der Plättchenebene befinden sich kleine, gut orientierte dreieckige Löcher (<1 mm), die zu „Hohlkristallformen" (Kuboktaeder) des Pyrits gehören.

Neben den Pyriten sind auch feinnadelige radialstrahlige, hellblaue Vivianitrosetten mit Durchmesser bis 1 cm zu beobachten. Deren Ausbildung fand durchwegs streng eingeregelt in die Schichtung statt. Das Vorkommen der Pyrite ist auf die unterste Zone des Sedimentprofiles beschränkt. Die Vivianite treten hingegen verteilt im ganzen Profil auf.

Die Pyritneubildung ist vermutlich auf eine Zufuhr sulfidischer oder sulfatischer Wässer vom Untergrund her in das nach wie vor reduzierende Milieu des Sedimentkörpers zurückzuführen. Im Aufschlußbereich wurde in 6 m Tiefe tatsächlich eine Quelle erbohrt, die erdalkalisches, Bikarbonat- und Sulfat-hältiges Wasser führt.

Das für die Vivianitbildung notwendige Phosphat und Eisen ist im gesamten Sediment vorgegeben. In den oberflächennahen oxydierenden Bereichen treten Limonit und Gips auf.

4.3. Chemismus

Die chemische Pauschalzusammensetzung wurde mittels Röntgenfluoreszenz aus einer repräsentativen Durchschnittsprobe bestimmt. Die Berechnung (Tab. 2) erfolgte nach Abzug des Gehaltes an organischer Substanz (ca. 9 Gew-% der getrockneten Probe).

Tabelle 2.
Chemische Analyse einer Durchschnittsprobe der Weingrabener Süßwassertone [Gew.-%].

SiO2	49,5
TiO_2	0,9
Al_2O_3	20,8
Fe_2O_3	6,7
MnO	0,03
MgO	3,0
CaO	1,1
Na_2O	0,8
K_2O	3,6
P_2O_5	0,33
H_2O^+	13,1
Σ	99,86

Die Analyse zeigt für ein Sediment, das in der Nebenmenge freien Quarz enthält, relativ wenig Gehalt an SiO_2. Die Werte für Al_2O_3, K_2O und MgO liegen dafür verhältnismäßig hoch. Kalium ist vorwiegend im Illit, das Magnesium hauptsächlich im Montmorillonit und Chlorit gebunden. Dem Gehalt an K_2O entsprechend, ergibt sich für die Gesamtprobe ein Anteil von ca. 40 % Illit (mittlerer Zusammensetzung). Der hohe P_2O_5-Wert ist auf den großen Anteil an organischer Substanz zurückzuführen. Der an sich geringe Eisengehalt ist auf die Tonmineralien und Chlorit, in geringem Maß auch auf die Sekundär-Mineralisationen verteilt.

Entsprechend den Relationen: Al_2O_3 + TiO_2/SiO_2 + K_2O/CaO + MgO + Fe_2O_3 + Na_2O in diesem tonigen Sediment, ergibt sich nach RONOV & KHLEBNIKOVA (1957) ein Verwitterungsmilieu im gemäßigt bis humid-subtropischen Klimabereich.

Der zumindest bereichsweise hohe Gehalt an feinkörnigen Tonmineralien Illit und speziell Montmorillonit läßt auch auf vulkanische Beeinflussung (Tuffe) während der Sedimentation schließen. Als Herkunft kann der zeitlich entsprechende Vulkanismus im Steirischen Neogenbecken herangezogen werden (TOLLMANN, 1985).

Die Verwitterung der vulkanischen Tuffe (Bentonitbildung) dürfte aber nicht an Ort und Stelle, sondern eher im nahen Hinterland stattgefunden haben. Auf der kurzen Transportstrecke sind die "Bentonite" in schwankenden Gehalten den Verwitterungsanteilen der im Hinterland anstehenden, metamorphen Gesteinsserien beigemengt worden. Durch eine ausgeprägte Grob/Fein-Fraktionierung erfolgte eine unverhältnismäßig hohe Anreicherung der Ton-Fraktion.

5. Stratigraphische Diskussion

Bereits von JANOSCHEK (1932) wurden die Süßwasserablagerungen zwischen Auwaldschottern und Brennberger Blockschotter ins „Helvet" gestellt. Zur gleichen Einstufung kam W. BERGER (1952, 1953) bei der Bearbeitung der Blattfloren aus den Süßwasserablagerungen von Weingraben. TOLLMANN (1985) stuft die Schichtfolge von Auwaldschottern bis Brennberger Blockschotter ins Karpat (ehemals Oberhelvet).

Um zu einer gesicherten, biostratigraphischen Einstufung der Fundstelle Weingraben zu kommen, wurde von P. HOCHULI (1975, pers. Mitt.) je eine Probe der Süßwasserschichten und der marinen Tegel der Weingrabener Ziegelei verglichen. Die reiche und gut erhaltene Pollenflora zeigt zwischen beiden Proben große Ähnlichkeiten und weist auf ein warmes bis subtropisches Klima hin. In späterer Folge wurden detailierte Untersuchungen der Pollenflora der Süßwasserschichten durch I. DRAXLER (LOBITZER et al. 1988; DRAXLER & ZETTER, dieser Band) durchgeführt. Auch diese Arbeiten kamen zu einer Interpretation eines warmgemäßigten bis subtropischen Klimas, mit hoher Luftfeuchtigkeit und reichlich Niederschlägen. Auwaldelemente sind reichlich vertreten, ebenso Pinus, während Taxodiaceen nur geringe Anteile aufweisen.

Von besonderer Bedeutung sind palynologische Vergleichsuntersuchungen, die enge Beziehungen der Pollenflora von Weingraben mit den Tonen von Walbersdorf (mitteleres bis oberes Badenien) und den Kohleschichten von Grillenberg (Badenien s.l.) zeigen (I. DRAXLER, pers. Mitt.).

Einen weiteren Hinweis für eine biostratigraphische Interpretation liefert die marine Mikrofauna aus den Tegeln der alten Ziegelei von Weingraben. Es ist eine spärliche, kleinwüchsige Fauna von vorwiegend benthonischen und einigen planktonischen Foraminiferen, die aus der gleichen Probe stammt wie die von P. HOCHULI untersuchte Pollenflora.

Planktonische Foraminiferen
Globigerina bulloides d'ORB.
Globigerina cf. *diplostoma* REUSS
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina cf. *tarchanensis* SUBBOTINA & CHUTZIEVA

Benthonische Foraminiferen
Uvigerina venusta venusta FRANZENAU
Uvigerina semiornata d'ORB.
Uvigerina cf. *pygmoides* PAPP & TURNOVSKY
Bolivina dilatata REUSS
Bolivina plicatella mera CUSHMAN & PONTON
Bolivina pokornyi CICHA & ZAPLETALOVA
Bulimina elongata d'ORB.
Cassidulina laevigata d'ORB.
Cassidulinoides oblonga (REUSS)
Asterigerinata planorbis (d'ORB.)
Oridorsalis umbonatus (REUSS)
Gyroidinoides sp.
Hanzawaia boueana (d'ORB.)

Durch die Uvigerinen läßt sich die untersuchte Probe eindeutig in das mittlere Badenien, Sandschalerzone, einstufen.

Faßt man diese Ergebnisse zusammen und vergleicht sie mit der regionalen, lithologischen Entwicklung, so ist eine Einstufung der Sinnersdorf-Formation bzw. der Brennberger Blockschichten in der Umgebung von Weingraben in das Badenien wahrscheinlich. Es dürften aber auch noch die darunterliegenden Blättertone der Hochriegelschichten ins Badenien zu stellen sein. Ein Maximalalter von Karpatien wäre möglich, da eine detailierte, palynologische Zonierung des österreichischen Miozäns bisher fehlt.

6. Vorläufige Fossilliste

(Taf. 3–4)

Bei den Ausgrabungen konnte eine große Anzahl fossiler Tier- und Pflanzenreste geborgen werden. Eine Bearbeitung der Blattflora steht noch aus. Den Hauptanteil tierischer Fossilien nimmt die umfangreiche Insektenfauna ein. Der Erhaltungszustand ist ausgezeichnet.

Folgende Gruppen konnten bisher nachgewiesen werden:

Odonata (Libellen)
Palaeogrion, Trameobasilius, zahlreiche Libellenlarven.

Isoptera (Termiten)
Termes, Termeopsis.

Thysanoptera (Fransenflügler)
Platythrips, Phloeothrips.

Heteroptera (Land- und Wasserwanzen)
Corixa, Micronecta, Soevenia, Miridae.

Coleoptera (Käfer)
Ampedus, Platystethus.

Hymenoptera (Hautflügler)
Braconidae, Formicidae (Ameisen).

Diptera
Pipunculidae (Augenfliegen)
Dorylas cf. *ater* MEIG
Sciaridae (Trauermücken)
Lycoria cf. *laticornis* STATZ
Polyxena calcarata STATZ
Boletina sp.
Mycomyia cf. *reisinger* STATZ
Bibionidae (Haarmücken)
Bibio röhli STATZ
Penthetria sp.
Dolichopodidae (Langbeinfliegen)
Dolichopus sp.
Limoniidae (Wiesenschnaken)
Limnobia sp.
Eulalia (Larven)
Chironomidae (Zuckmücken)
Chironomus sp.

Ameisen und Fliegen bilden einen großen Bestandteil der Fauna.

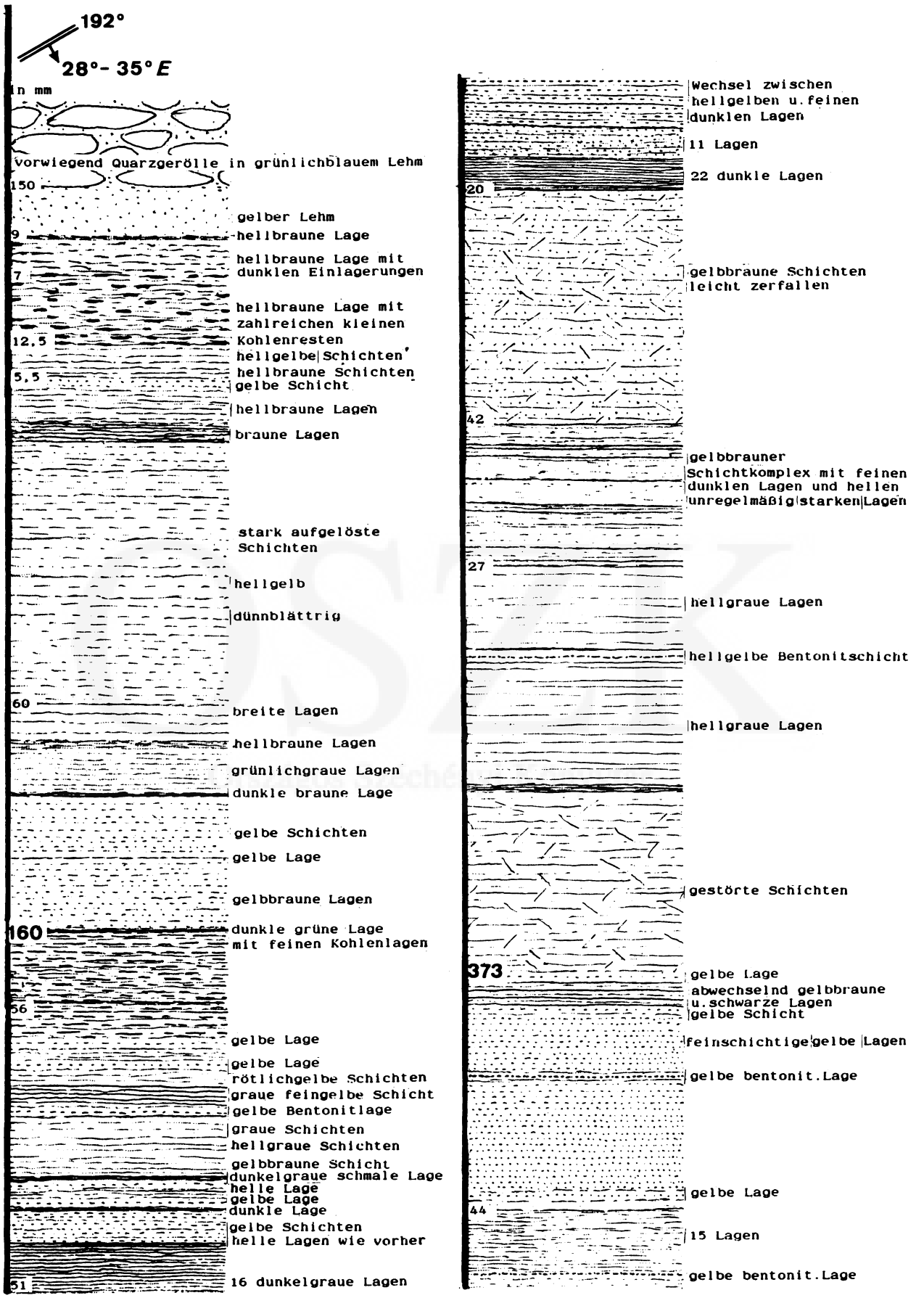
Wiederkehrend treten in bestimmten Schichten häufig Eier, Puppen und getrennt davon die Imago von Zuckmücken auf. Dies könnte durch Rhythmen in den klimatischen Bedingungen verursacht sein. Die zahlreichen Puppen von Zuckmücken scheinen auch für Sauerstoffmangel im Wasser zu sprechen. Das Auftreten von Termiten zeigt ein warmes, subtropisches Klima an.

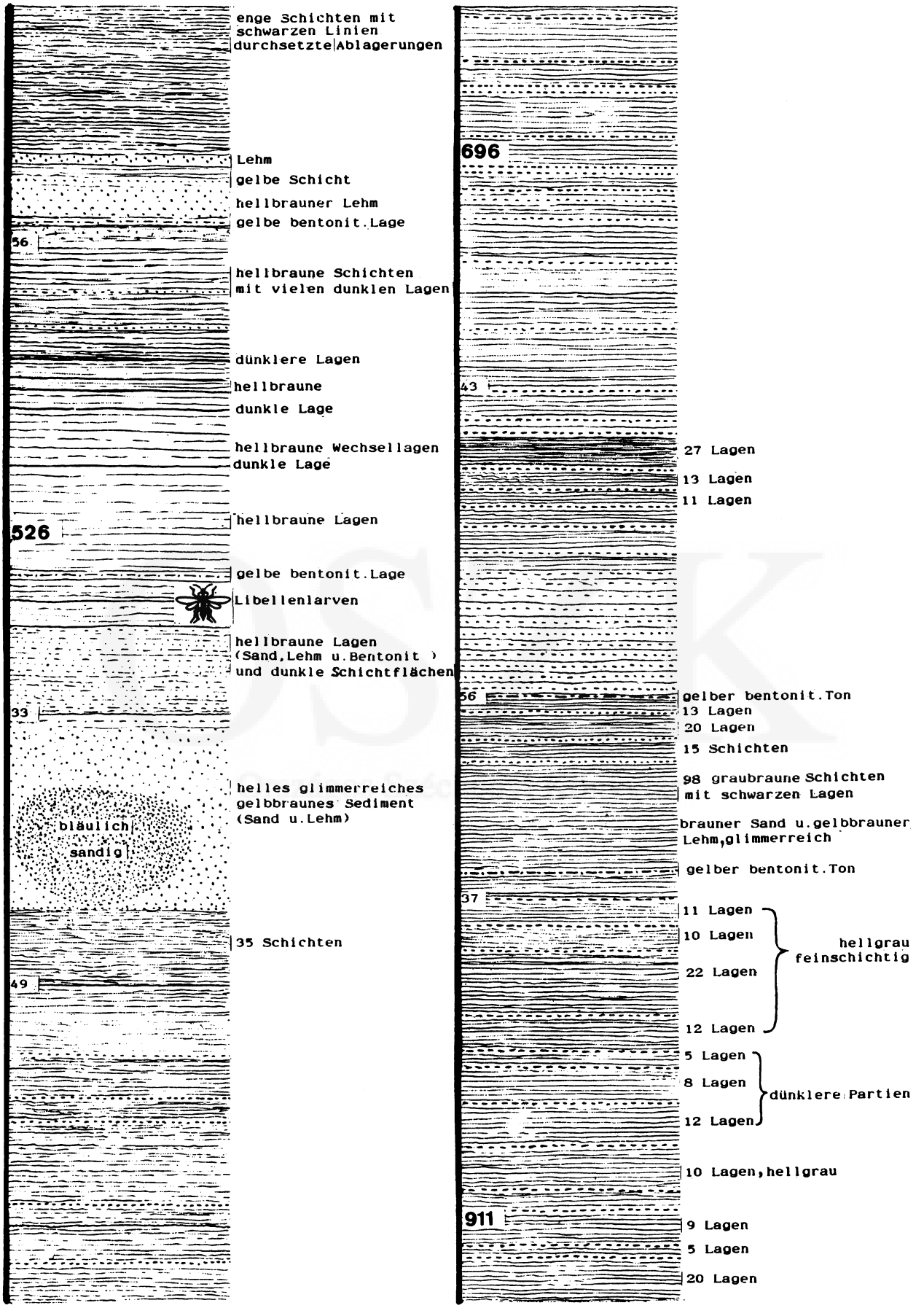
Neben den Insekten wurden in den laminierten Süßwasserablagerungen die Spuren von Würmern, verschiedene Spinnen, Süßwasserfische (Cypriniden), ein Eidechsenrest und Federn von Vögeln mehrerer Arten (BACHMAYER, 1964) nachgewiesen.

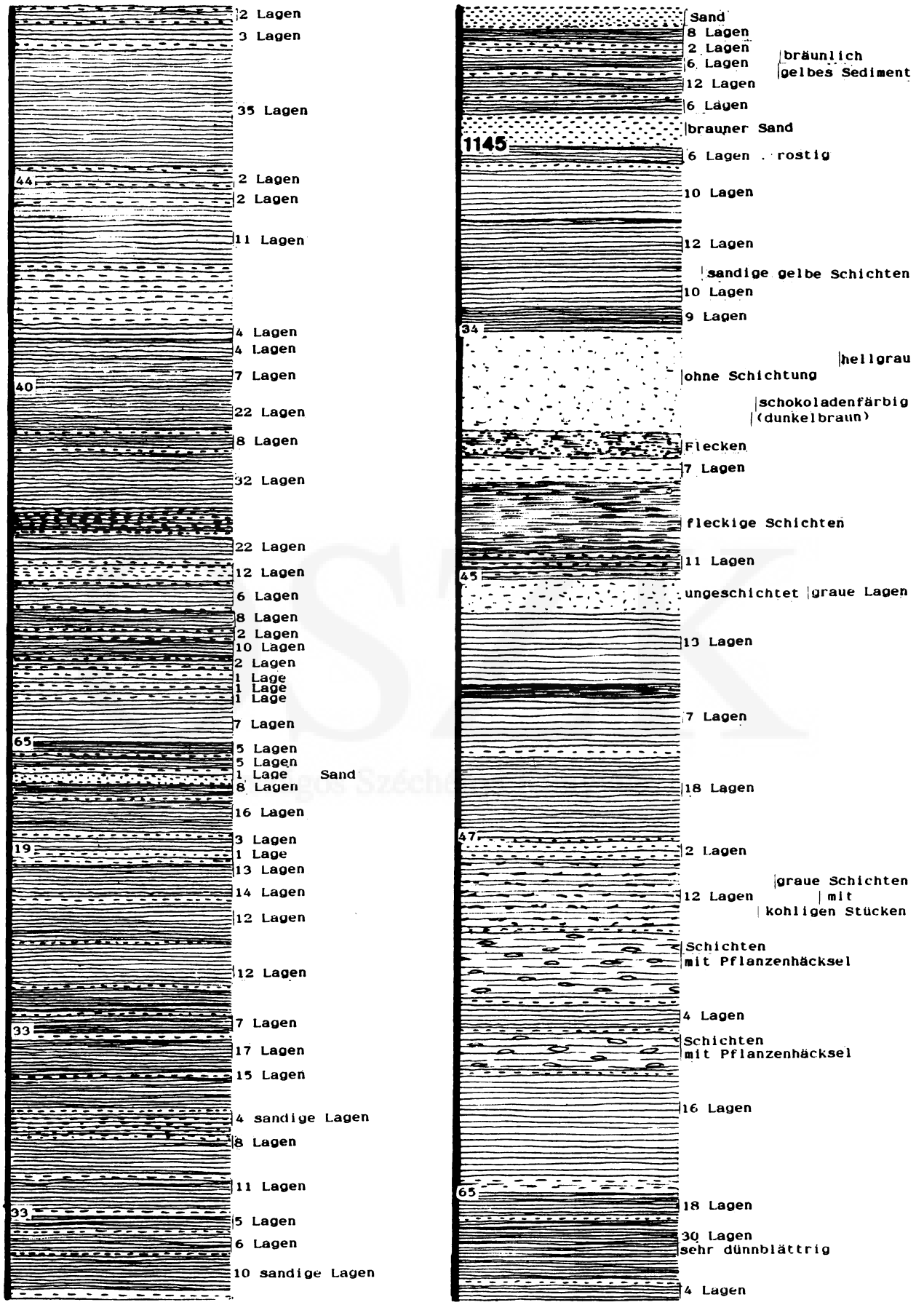
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

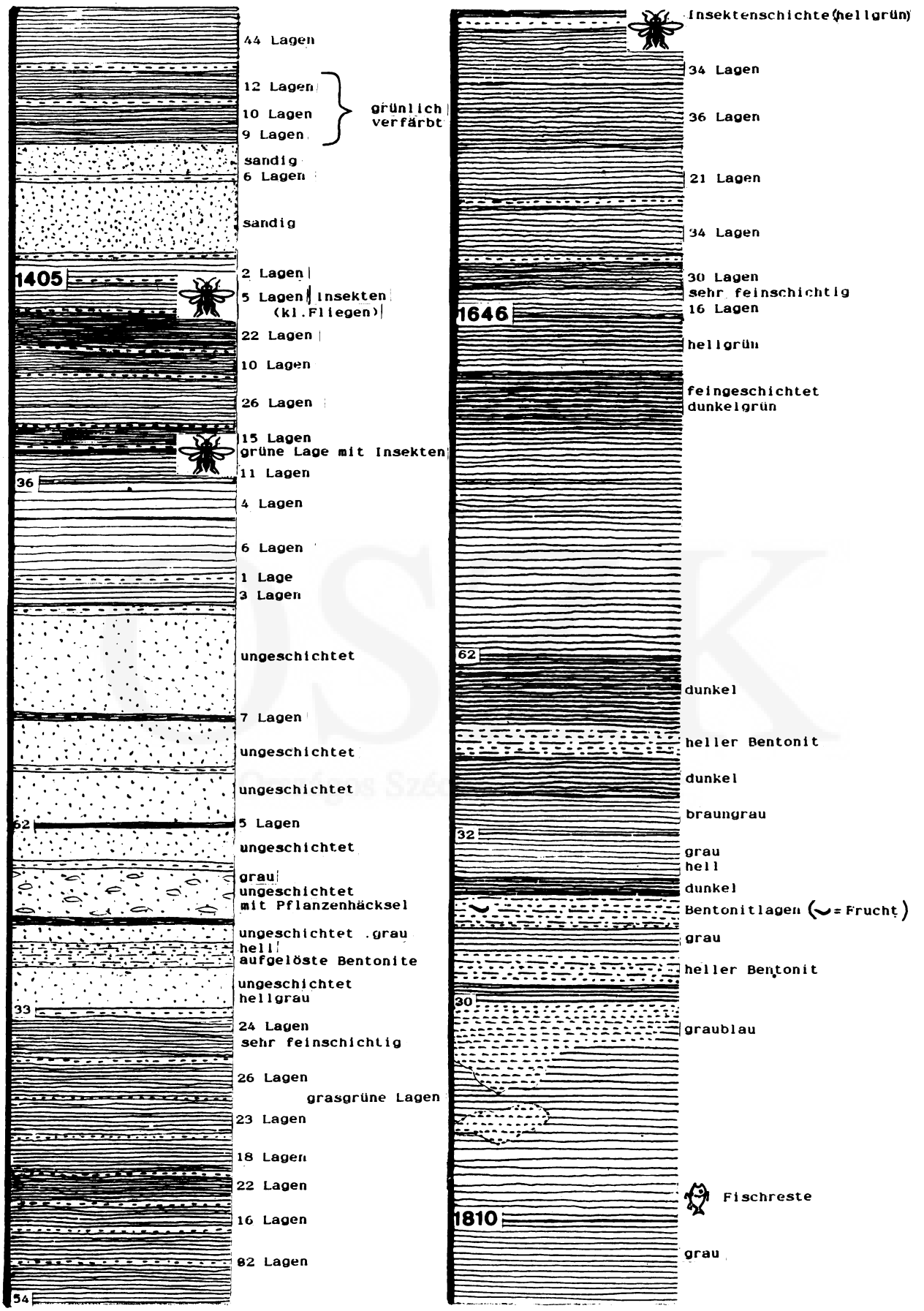
Tafel 1

Detailprofil der Süßwasserschichten von Weingraben.




enge Schichten mit
schwarzen Linien
durchsetzte Ablagerungen
Lehm
gelbe Schicht
hellbrauner Lehm
gelbe bentonit.Lage
56
hellbraune Schichten
mit vielen dunklen Lagen
dünklere Lagen
hellbraune
dunkle Lage
hellbraune Wechsellagen
dunkle Lage
hellbraune Lagen
526
gelbe bentonit.Lage
Libellenlarven
hellbraune Lagen
(Sand,Lehm u.Bentonit)
und dunkle Schichtflächen
33
helles glimmerreiches
gelbbraunes Sediment
(Sand u.Lehm)
bläulich
sandig
35 Schichten
49
696
43
27 Lagen
13 Lagen
11 Lagen
56
gelber bentonit.Ton
13 Lagen
20 Lagen
15 Schichten
98 graubraune Schichten
mit schwarzen Lagen
brauner Sand u.gelbbrauner
Lehm,glimmerreich
gelber bentonit.Ton
37
11 Lagen
10 Lagen
22 Lagen
12 Lagen
hellgrau
feinschichtig
5 Lagen
8 Lagen
12 Lagen
dünklere Partien
10 Lagen,hellgrau
911
9 Lagen
5 Lagen
20 Lagen


2 Lagen
3 Lagen
35 Lagen
44
2 Lagen
2 Lagen
11 Lagen
4 Lagen
4 Lagen
7 Lagen
40
22 Lagen
8 Lagen
32 Lagen
22 Lagen
12 Lagen
6 Lagen
8 Lagen
2 Lagen
10 Lagen
2 Lagen
1 Lage
1 Lage
1 Lage
7 Lagen
65
5 Lagen
5 Lagen
1 Lage
Sand
8 Lagen
16 Lagen
3 Lagen
19
1 Lage
13 Lagen
14 Lagen
12 Lagen
12 Lagen
7 Lagen
33
17 Lagen
15 Lagen
4 sandige Lagen
8 Lagen
11 Lagen
33
5 Lagen
6 Lagen
10 sandige Lagen
Sand
8 Lagen
2 Lagen
6 Lagen
bräunlich
gelbes Sediment
12 Lagen
6 Lagen
brauner Sand
1145
6 Lagen . rostig
10 Lagen
12 Lagen
sandige gelbe Schichten
10 Lagen
9 Lagen
34
hellgrau
ohne Schichtung
schokoladenfärbig
(dunkelbraun)
Flecken
7 Lagen
fleckige Schichten
11 Lagen
45
ungeschichtet
graue Lagen
13 Lagen
7 Lagen
18 Lagen
47
2 Lagen
graue Schichten
12 Lagen
mit
kohligen Stücken
Schichten
mit Pflanzenhäcksel
4 Lagen
Schichten
mit Pflanzenhäcksel
16 Lagen
65
18 Lagen
30 Lagen
sehr dünnblättrig
4 Lagen


44 Lagen
12 Lagen
10 Lagen
9 Lagen
grünlich verfärbt
sandig
6 Lagen
sandig
1405
2 Lagen
5 Lagen Insekten (kl.Fliegen)
22 Lagen
10 Lagen
26 Lagen
15 Lagen
grüne Lage mit Insekten
11 Lagen
36
4 Lagen
6 Lagen
1 Lage
3 Lagen
ungeschichtet
7 Lagen
ungeschichtet
ungeschichtet
62
5 Lagen
ungeschichtet
grau
ungeschichtet
mit Pflanzenhäcksel
ungeschichtet .grau
hell
aufgelöste Bentonite
ungeschichtet
hellgrau
33
24 Lagen
sehr feinschichtig
26 Lagen
grasgrüne Lagen
23 Lagen
18 Lagen
22 Lagen
16 Lagen
82 Lagen
54
Insektenschichte (hellgrün)
34 Lagen
36 Lagen
21 Lagen
34 Lagen
30 Lagen
sehr feinschichtig
16 Lagen
1646
hellgrün
feingeschichtet
dunkelgrün
62
dunkel
heller Bentonit
dunkel
braungrau
32
grau
hell
dunkel
Bentonitlagen (⌣ = Frucht)
grau
heller Bentonit
30
graublau
Fischreste
1810
grau

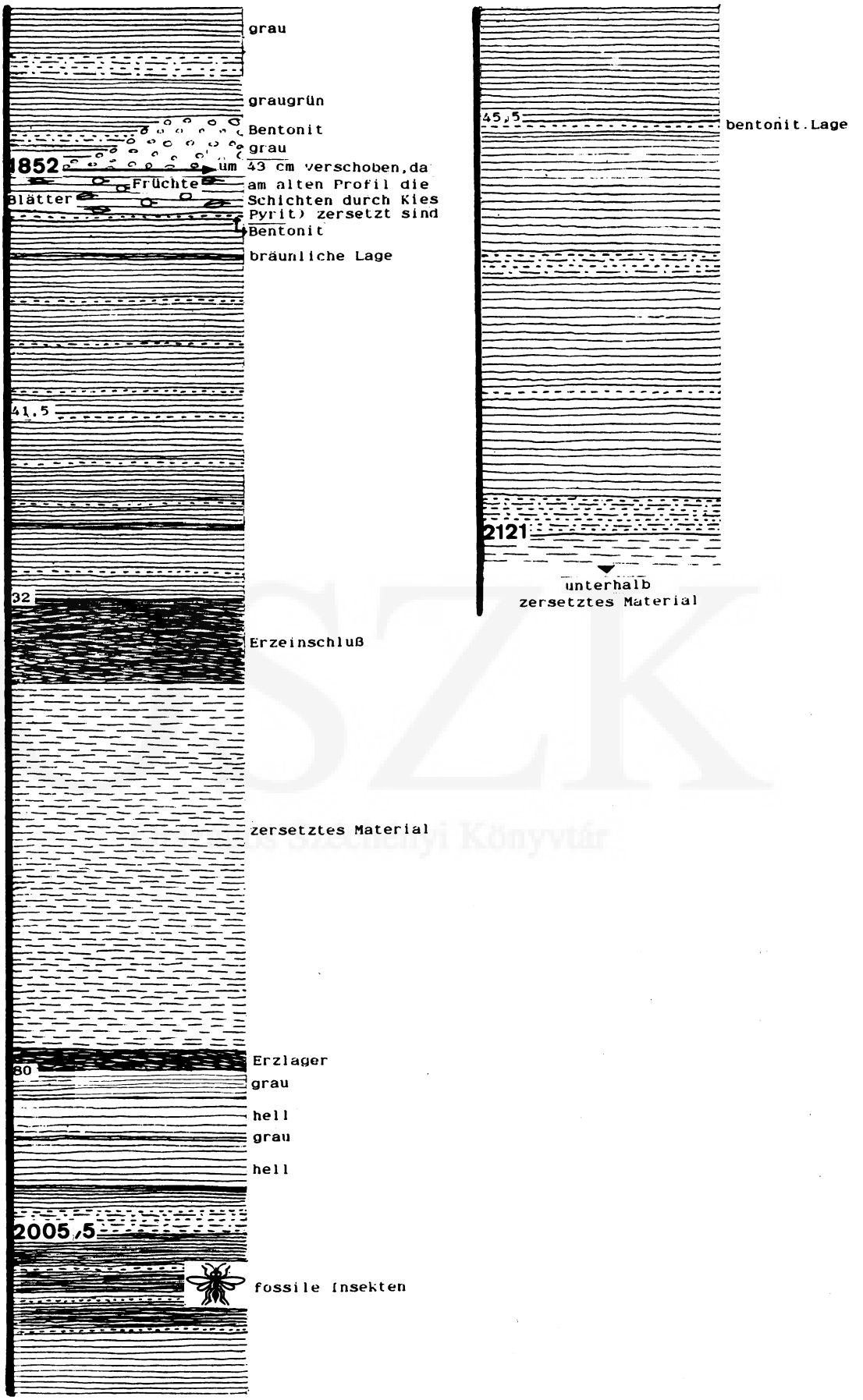

grau
graugrün
Bentonit
grau
1852
um 43 cm verschoben,da
Früchte
am alten Profil die
Blätter
Schichten durch Kies
Pyrit) zersetzt sind
Bentonit
bräunliche Lage
41,5
32
Erzeinschluß
zersetztes Material
Erzlager
30
grau
hell
grau
hell
2005,5
fossile Insekten
45,5
bentonit.Lage
2121
unterhalb
zersetztes Material



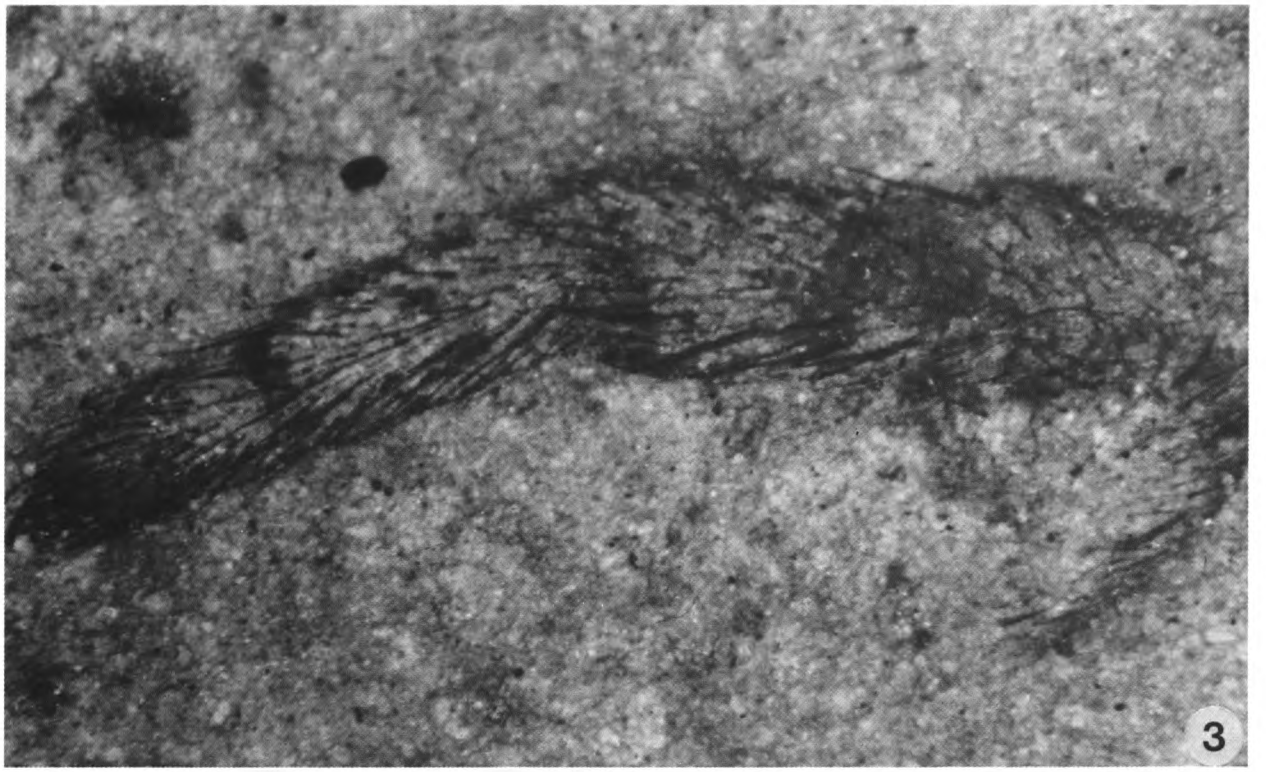


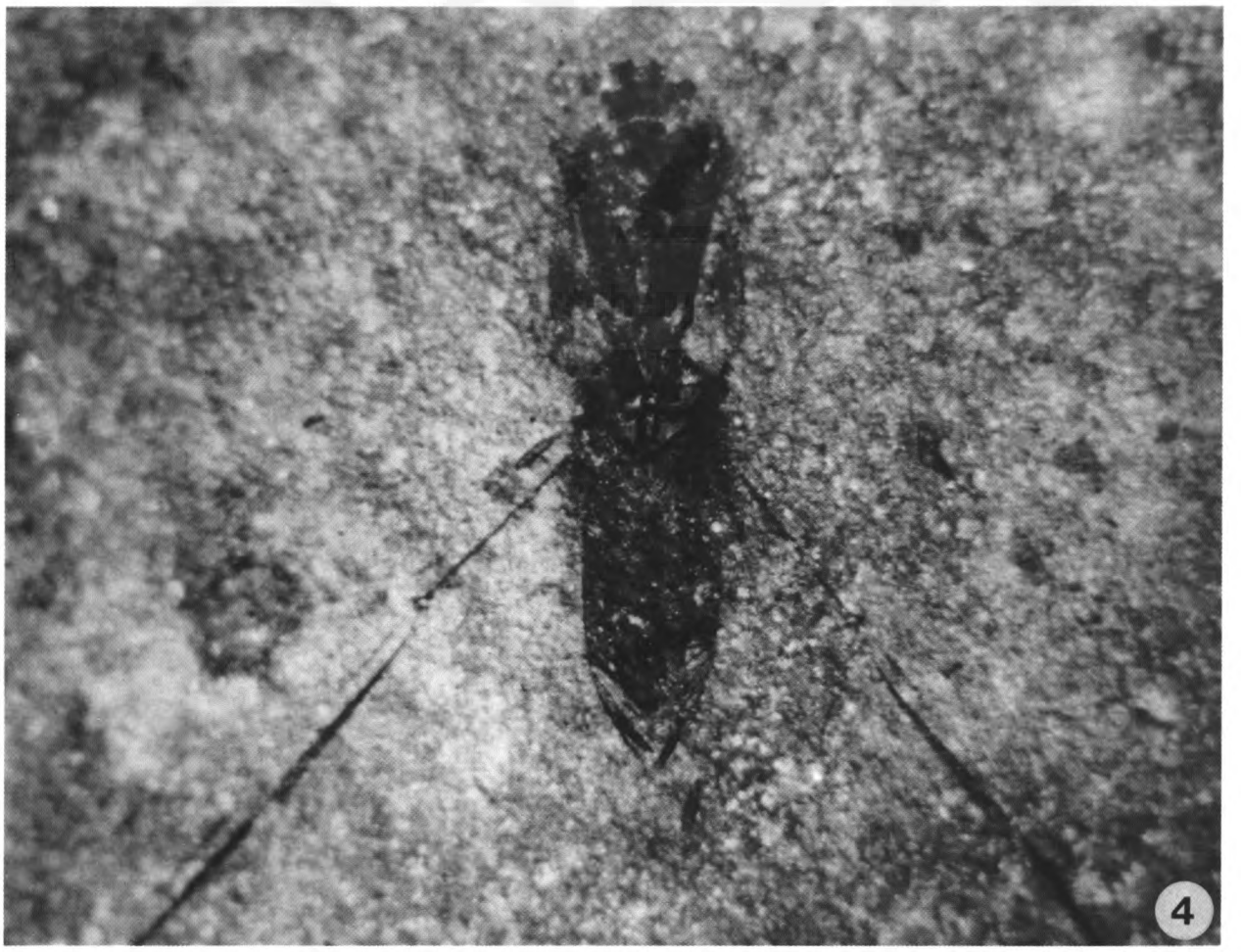
Fig. 1: **Ausschnitt aus dem Profil der Rhythmite von Weingraben.**
Fig. 2: **Mikroskopische Aufnahme des Rhythmites (Dünnschliff).**

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 3: ***Dysdera* sp.**
Pedipalpa einer Spinne, isoliert gefunden.
Länge 4 mm.

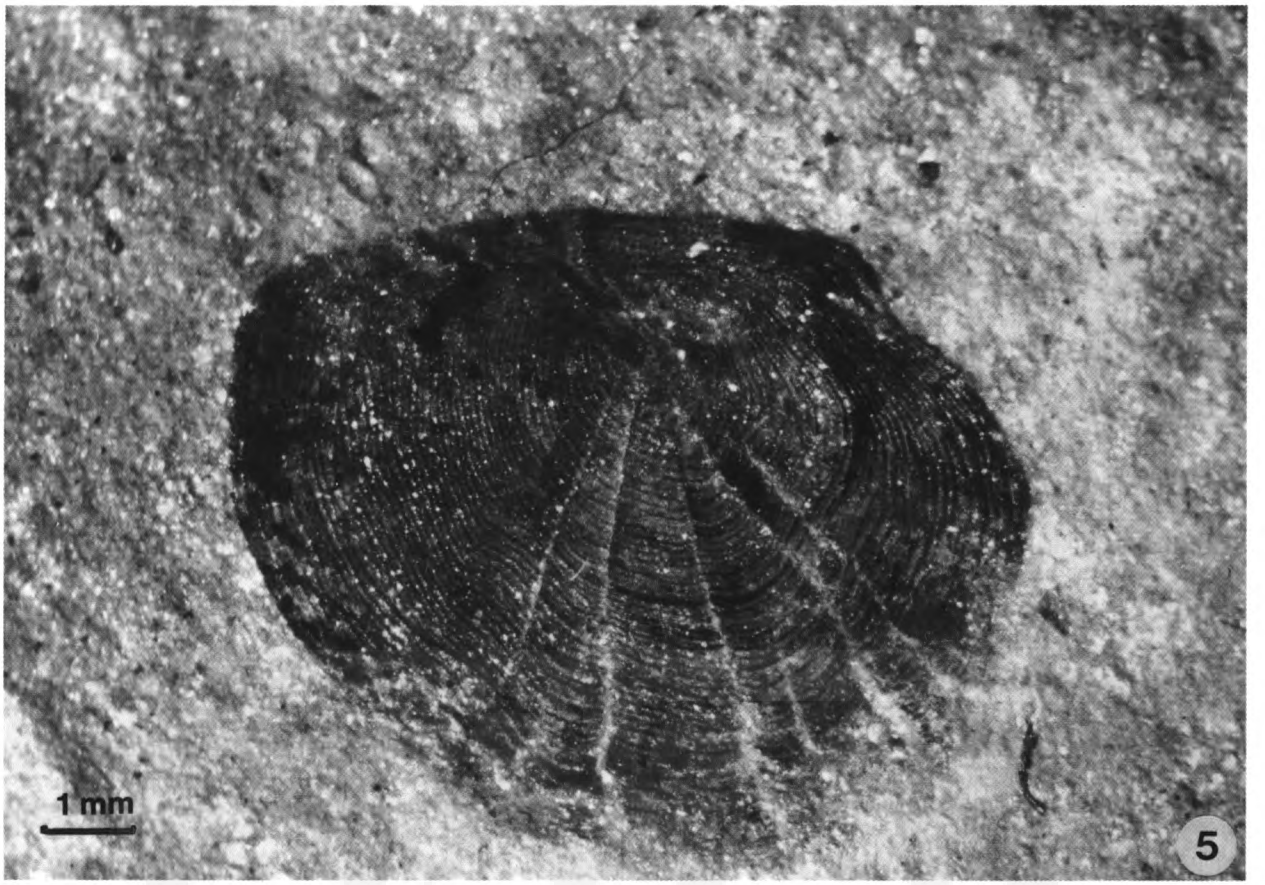
Fig. 4: ***Soevenia* cf. *heydeni* (DEICHM.)**
Fossiler Rückenschwimmer.

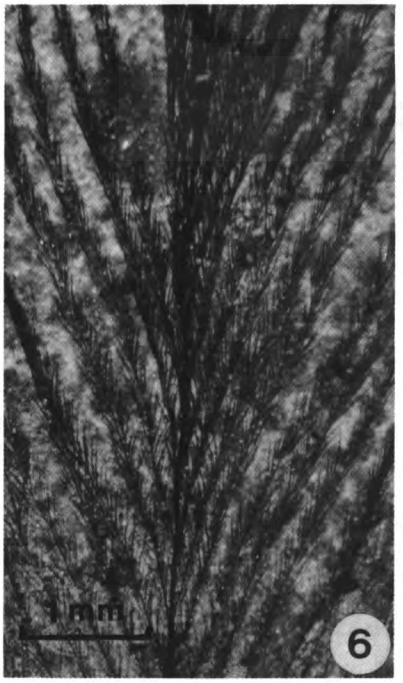

3

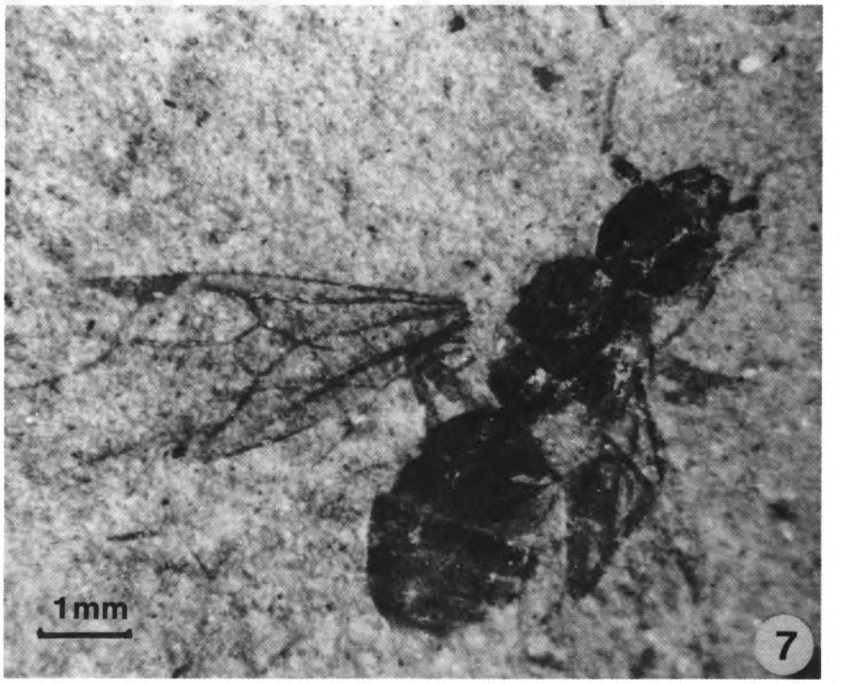

4

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 5: **Schuppe eines fossilen Cypriniden (karpfenartiger Süßwasserfisch).**
Fig. 6: **Ausschnitt einer Feder eines fossilen Reihers.**
Fig. 7: **Fossile Ameise mit deutlicher Äderung des linken Flügels.**


1 mm
5


1 mm
6


1mm
7

BACHMAYER, F. (1952): Fossile Libellenlarven aus miozänen Süßwasserablagerungen. – Sitzber. österr. Akad. Wiss, math.-naturwiss. Kl. I, **161**, 135–140.

BACHMAYER, F. (1964): Fossile Vogelfedern aus den jungtertiären Süßwasserablagerungen von Weingraben (Burgenland, Österreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **67**, 175–180, Wien.

BERGER, W. (1952): Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland). – Sitzber. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl. I, **161**, 93–101.

BERGER, W. (1953): Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland) II. – Sitzber. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **162**, 17–24.

DRAXLER, I. & R. ZETTER (im Druck): Palynologische Untersuchungen in den mittelmiozänen Hochriegelschichten (Süßwasserschichten) von Weingraben (Gemeinde Kaisersdorf, Burgenland, Österreich). – dieser Band.

JANOSCHEK, R. (1932): Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (Mittleres Burgenland). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **24**, 38–133, Wien.

KÜPPER, H. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz. – 67 p., Wien (Geol. B.-A.).

KÜMEL, F. (1936): Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. – Jb. Geol. B.-A., **86**, 203–235, Wien.

KÜMEL, F. (1957): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Bl. 107-108 Mattersburg-Deutschkreutz. – Wien (Geol. B.-A.).

LOBITZER H., KODINA, L.A., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R. (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine. Ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 85–107.

MOSTAVAVI, M. (1978): Die Neogenentwicklung am Nordrand des Oberpullendorfer Beckens (Burgenland). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 111–143, Wien.

NEBERT, K. (1979): Ergebnisse der kohlengeologischen Untersuchungen im Neogengebiet von Drassmarkt (Burgenland). – 91 p., Interner Bericht Geol. B.-A., Wien.

NEBERT, K. (1985): Kohlengeologische Erkundung des Neogens entlang des Ostrandes der Zentralalpen. – Arch. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A., **6**, 23–77, Wien.

NEBERT, K., GEUTEBRÜCK, E. & TRAUSSNIGG, H. (1980): Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostspornes der Zentralalpen (Mittelburgenland). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 39–112, Wien.

RONOV, A.B. & Z.V. KHLEBNIKOVA (1957): Chemical Composition of the Main Genetic Types of Clays. – Geokhimiya, **6**, 449–469.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. – 766p., Wien (F.Deuticke).

TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 710 p., Wien (F. Deuticke).

WINKLER-HERMADEN, A. (1951): Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – in: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 414–522, Wien (F.Deuticke).

WINKLER-HERMADEN, A. (1962): Die jungtertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Bekkens (= Landseer Bucht E. Sueß') im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauliberg und bei Oberpullendorf – Stoob. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **171** , 143–192, Wien.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 71–92	Wien, September 1991	1. rész	pp. 71–92	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Palynologische Untersuchungen in den mittel-miozänen Hochriegelschichten (Süßwasserschichten) von Weingraben (Gemeinde Kaisersdorf, Burgenland, Österreich)

Von ILSE DRAXLER & REINHARD ZETTER*)

Mit 1 Abbildung und 8 Tafeln

Österreich
Burgenland
Weingraben
Hochriegelschichten
Süßwasserschichten
Schiefertone
Mikroflora
Baden

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 107

Inhalt

Zusammenfassung ... 71
Összefoglalás ... 71
Abstract ... 72
1. Einleitung ... 72
2. Lage und Beschaffenheit der Fundschichten ... 72
3. Alter der Fundschichten ... 73
4. Palynologische Ergebnisse ... 73
5. Schlußfolgerungen ... 75
Dank ... 75
Literatur ... 92

Országos Széchényi Könyvtár

Zusammenfassung

Die fossilführenden mittel-miozänen (Baden) Süßwassertone von Weingraben sind auch reich an gut erhaltenen Pollen und Sporen. Das Vorkommen von *Botryococcus braunii* KÜTZING und von *Pediastrum* deutet auf eine rein limnische Entstehung der Ablagerung.

Bisher sind mit Pollen und Sporen 80 Florenelemente nachgewiesen worden. Nahezu alle fossilen Pollen- und Sporenformen können mit rezenten Taxa verglichen werden, d.h. botanisch bis zur Familie, in meisten Fällen bis zur Gattung bestimmt werden.

Die Zusammensetzung der Mikroflora läßt auf verschiedene Pflanzengemeinschaften in der näheren und weiteren Umgebung des Gewässers schließen. Es sind offene Halophytenbestände in geringem Umfang, hauptsächlich aber Waldbestände unterschiedlicher, nicht genau rekonstruierbarer Zusammensetzung dokumentiert (Auwälder, immergrüne Laubmischwälder mit Coniferen, vielleicht auch laubabwerfende Eichenmischwälder und reine Coniferenwälder). Auch Sonderstandorte mit extremer Trockenheit dürfte es gegeben haben (Ephedra). Aus der bisher bestimmten Flora kann auf ein subtropisches (Sapotaceae) bis warmgemäßigtes Klima (Oreomunnea) ohne große jahreszeitliche Temperaturschwankungen mit hoher Luftfeuchtigkeit und höheren Niederschlagswerten (CfA-Klima, Virginia-Klima) geschlossen werden. Diese klimatischen Verhältnisse stehen durchaus im Einklang mit den Vorstellungen der marinen Transgression im Badenien im pannonischen Raum (RÖGL & STEININGER, 1980).

Palynológiai vizsgálatok a burgenlandi Weingraben középső-miocén édesvízi hochriegeli rétegeiből

Összefoglalás

Weingraben ősmaradványtartalmú középső-miocén (bádeni) édesvízi agyagjai gazdagok jó megtartású pollenekben és spórákban is. A Botryococcus braunii Kützig, és a Pediastrum előfordulása az üledék tisztán limnikus keletkezésére mutat.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. ILSE DRAXLER, , Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. REINHARD ZETTER, Institut für Paläontologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien.

Eddig pollenből és spóráből 80 flóraelemet mutattak ki. Csaknem valamennyi fosszilis pollen- és spóraforma összehasonlítható recens taxonokkal, vagyis botanikailag legalább család szintig, de a legtöbb esetben genuszig azonosíthatók.

A mikroflóra összetétele lehetővé teszi a víz közelebbi és távolabbi környezetében élt különböző növényi közösségekre való következtetést is. Kis kiterjedésű nyílt halofita állományokat, de főként különböző, pontosan nem rekonstruálható összetételű erdőállományokat (ártéri erdők, örökzöld-lombos vegyeserdők coniferákkal, esetleg lombhullató tölgy-vegyeserdők és tiszta conifera-erdők) dokumentálhatók. Lehettek különlegesen száraz helyek is (Ephedra). Az eddig meghatározott flórából szubtrópusi (Sapotaceae) esős évszakos, hőmérsékletingadozások nélküli meleg mérsékelt éghajlatra (Oreomunnea) lehet következtetni, magas páratartalommal és csapadékkal (CfA klíma, Virginia-klíma). Ezek az éghajlati viszonyok mindenképpen összhangban állnak a bádeni folyamán a pannón térségben bekövetkezett tengeri transzgresszióról alkotott elképzelésekkel (RÖGL & STEININGER, 1980).

Palynological Investigations of Limnic Middle Miocene Hochriegel Beds of Weingraben (Burgenland, Austria)

Abstract

The fossiliferous Middle Miocene fresh water oil shale deposit near Weingraben (Burgenland, Austria) is rich in well preserved pollen and spores.The sediments are considered to be Baden in age.

By the occurrence of *Botryococcus braunii* KÜTZING and by *Pediastrum* it can be assumed that the sediments have been deposited in a lake. 80 floral elements could be identified up to now and compared with the recent plant taxa. They could be determined in most cases up to the genus. According to the pollen assemblages different paleocommunities could be assumed near by or more far away from the ancient lake.

The dominant vegetation cover must have been humid evergreen and decidous woods in low to middle altitudes. In higher altitude the conifere woods might have been the main type of vegetation. Pollen from coniferes (*Pinus*) are represented in the highest quantity in all the samples.

The pollen of the herby family Chenopodiaceae might have disseminated from a halophytic community on the coastal range near by the lake. The other pollen of the herb families might have come from small open wood communities near the lakeside.

The flora grew under subtropical, warm-temperate and humid climate with high moisture.

The presumed climatic conditions may be the effect of the marine transgression in the Middle Miocene (Badenian) in this Pannonian area (STEININGER & RÖGL, 1980).

1. Einleitung

In den Hochriegelschichten (TAUBER, 1952) bei Weingraben (Landseer Bucht) sind durch F. BACHMAYER und Mitarbeiter während vieler Grabungen eine sehr gut erhaltene artenreiche Insektenfauna und Makroflora geborgen worden (BACHMAYER, 1952; BACHMAYER, RÖGL & SEEMANN, 1991; BERGER, 1952, 1953). Die feingeschichteten, bentonitischen Tone ließen auch die berechtigte Hoffnung auf eine gut erhaltene Mikroflora zu, und so wurden auf Anregung von F. BACHMAYER in größerem Umfang palynologische Untersuchungen durchgeführt. Während der Grabung 1986 bot sich die Möglichkeit, aus dem Schieferton von einem Profil eine größere Anzahl horizontierter Proben zu entnehmen. Bei der mikroskopischen Durchsicht des organischen Sedimentanteils konnten in nahezu allen Proben reichlich Kolonien der Grünalge *Botryococcus braunii* KÜTZING festgestellt werden. Daher wurden die Schiefertone von Weingraben in das Rohstoffprojekt „Aufsuchung von Alginit in Österreich" einbezogen (SOLTI & LOBITZER, 1989). Die organisch-geochemischen und technologischen Untersuchungen wurden in ungarischen Laboratorien durchgeführt (LOBITZER et al., 1988; SOLTI & LOBITZER, 1988, 1989). Diese Analysen haben ergeben, daß die Schiefertone von Weingraben unreife Ölschiefer sind, ähnlich den der westungarischen Alginitvorkommen.

Die feinkörnigen, warvenartig geschichteten Ablagerungen sind unter den Bezeichnungen Blätterton (KÜPPER, 1957), Papierschiefer oder Rhythmite, Schieferton (BACHMAYER, RÖGL & SEEMANN, 1991) in der Literatur beschrieben.

2. Lage und Beschaffenheit der Fundschichten

Die Lage der Fundschichten ist bei BACHMAYER, RÖGL & SEEMANN (1991) genau angegeben. Die ungestört gelagerten Schichten fallen flach nach Osten ein. Das palynologisch bearbeitete Probenmaterial sind bentonitische Tone, die z. T. feinst lamelliert sind. Die Schichtung entsteht einerseits durch die Wechsellagerung von feinsandig-siltigen und grauen und braunen tonigen Lagen mit einem hohen Anteil an organischer Substanz. Es sind aber auch rein organische Lamellen zwischengelagert, die nicht mazerierbar sind und die sich papierartig von den anorganischen abziehen und biegen lassen. Sie sind im Lichtmikroskop rötlich-braun durchscheinend, und es lassen sich in und auf einer feinkörnigen organischen Grundsubstanz Pollenkörner (Taf. I, Fig. 4), Pilzfruchtkörper von Blattpilzen z. T. mit Hyphen (Taf. I, Fig. 1, 3), Pilzsporen, sowie Teile von Insekten (Haare, Flügelreste etc.) beobachten.

Die Entstehung ist auf die Ölabscheidungen der Alge *Botryococcus braunii* KÜTZING zurückzuführen, deren Kolonien im organischen Rückstand in jeder Probe in wechselnder Menge vorhanden sind. Die Zellen der Alge sind in zähen, elastischen Gallerttrichtern eingebettet, die im Zentrum zusammenhängen und fossil erhalten sind (Taf. I, Fig. 2).

Die Alge scheidet ein rötlich gefärbtes Öl ab und kann dadurch schwimmen. Die Größe der fossil erhaltenen Kolonien schwankt zwischen 10–160 µ. Möglicherweise haben sich die rein organischen, papierdünnen Schichten bei Rückgang des Wasserspiegels in einer trockeneren Phase gebildet, in der die Algen im Ufer-

bereich ausgetrocknet sind. Bei bewegterem, höherem Wasserspiegel wurde wieder eine dünnere, sandigere Lage darübersedimentiert. Vielleicht wurde dieser Sedimentwechel im µ/mm-Bereich durch den jahreszeitlichen Klimarhythmus bedingt. *Botryococcus* kommt heute noch in heimischen Seen vor (z. B. im Neusiedlersee). *Botryococcus* kommt in rein marinem Milieu nicht mehr vor und besiedelt neben Süßwasser lediglich Brackwasser. Massenhaft treten die Kolonien in Weingraben in dem untersuchten Profil zwischen 1,20 m–1,70 m auf. Es handelt sich um einen Sedimentabschnitt aus eher massigem, bräunlichem Ton.

Die Schiefertone von Weingraben sind auch als Alginite zu bezeichnen, ähnlich den ungarischen Vorkommen (SOLTI, LOBITZER & RAVAZ, 1988), die als Rohstoff für die Düngemittelherstellung Bedeutung haben und in Ungarn zu diesem Zweck abgebaut werden.

3. Alter der Fundschichten

Aus Weingraben lagen bisher nur palynologische Untersuchungen von Einzelproben vor. Nach P. HOCHULI (1975, unveröffentlichter Bericht) lassen sich die mit Foraminiferen von F. RÖGL ins Baden (Sandschalerzone) eingestuften marinen Sedimente der 100 m vom Aufschluß entfernten Ziegelei mit den Süßwasserschichten der Pflanzen- und Insektenfundstelle aufgrund des gleichen Pollen-Sporeninhaltes korrelieren.

E. NAGY kommt aufgrund der palynologischen Untersuchung von zwei Einzelproben ebenfalls auf Baden (Ober-Baden) als wahrscheinlichstes Alter (unveröffentlichter Bericht).

W. FUCHS stellt die Hochriegelschichten ins Karpat (FUCHS, 1980). Die Makroflora aus Weingraben wurde von W. BERGER (1952, 1953) beschreiben. Durch fossile Blätter sind vor allem wärmeliebende Florenelemente nachweisbar, wie *Engelhardtia*, Lauraceen, *Podogonium (Gleditsia)*, *Quercus drymeia*. Vorwiegend durch Früchte und Samen sind nach BERGER Arten gemäßigter Klimabereiche dokumentiert, wie z. B. *Betula, Ulmus* und Pinus-Arten. Aufgrund der Blattflora wurde von BERGER auf alle Fälle ein höheres Alter als Sarmat angenommen. Bei eigenen Aufsammlungen konnten auch Samen der Gattung *Magnolia* geborgen werden.

Zur Erweiterung der Kenntnis der mittelmiozänen Flora von Weingraben erschien es unbedingt notwendig, auch die Mikroflora detailliert zu bearbeiten und sie nicht nur stratigraphisch, sondern auch botanisch auszuwerten. Ein zusätzlicher Vorteil der palynologischen Untersuchungen ist die Möglichkeit der Dokumentation von Florenelementen des weiteren Hinterlandes.

4. Palynologische Ergebnisse

Die karbonatfreien Proben wurden mit HF und HCl vorbehandelt, der organische Anteil wurde in bewährter Weise mit Azetolyse weiterpräpariert. Da der Rückstand noch reich an unlöslichen Tonmineralien (Montmorillonit) ist, mußte der verbliebene, in HF unlösliche anorganische Anteil mit schwerer Flüssigkeit (Bromoform) nach der Methode KLAUS (1973) abgetrennt werden. Alle Proben führen außer *Botryococcus*-Kolonien Pollen und Sporen in teilweise sehr gutem Erhaltungszustand und hoher Konzentration. Marines Plankton wie Dinoflagellaten-Zysten fehlen vollständig und durch das Vorkommen der Algenkolonie *Pediastrum* ist die limnische Entstehung der Sedimente sehr wahrscheinlich. KLAUS hat die Bedeutung der botanischen und biospezifischen Bestimmung fossiler Pollen und Sporen aufgrund seiner reichen Erfahrung in der Tertiärpalynologie schon sehr früh erkannt und zu einem Schwerpunkt seiner Forschungen gemacht (KLAUS, 1977 und 1984).

Eine genauere Bestimmung der Pollen und Sporen ist nur durch die Anwendung des Rasterelektronemikroskopes in Verbindung mit dem Lichtmikroskop zu erreichen (ZETTER, 1989). Diese kombinierte Untersuchungsmethode findet auch bei der Bearbeitung der Mikroflora von Weingraben Anwendung, wie die Beispiele in der vorliegenden Publikation zeigen.

Folgende Florenelemente wurden in den Hochriegelschichten bei Weingraben durch Pollen und Sporen nachgewiesen:

Pilze

Blattpilzsporen (Microthyriaceae)

Eukaryotische Algen: Chlorophyta
- Botryococcaceae
  - *Botryococcus braunii* KÜTZING 1849
- Hydrodyctiaceae
  - *Pediastrum* sp.

* Gattungen, die mit mehreren Arten vertreten sind.

Sporites
- Triletes
- Lycopodiatae
  - * *Lycopodium* sp.
- Schizeaceae
  - * *Lygodium* sp.
- Osmundaceae
  - *Osmunda* sp.
- * Polypodiaceae
- Moossporen

Monoletes
- Polypodiaceae
  - * *Polypodium*

Pollenites
- Saccites
  - Pinaceae
    - * *Pinus Haploxylon*-Typ RUDOLPH
    - *Pinus sylvestris*-Typ
    - * *Cathaya*
    - * *Abies*
    - *Keteleeria*
    - *Cedrus*
    - „*Tsuga diversifolia*"-Habitus
    - „*Tsuga canadensis*"-Habitus
- Inapertures
  - Taxodiaceae
    - *Sciadopitys*
    - *Inaperturopollenites hiatus*
    - *Sequoia-Habitus*
    - *Pseudotsuga*
- Polyplicates
  - Ephedraceae
    - *Ephedra distachya*-Form
    - *Ephedra fragilis*-Form

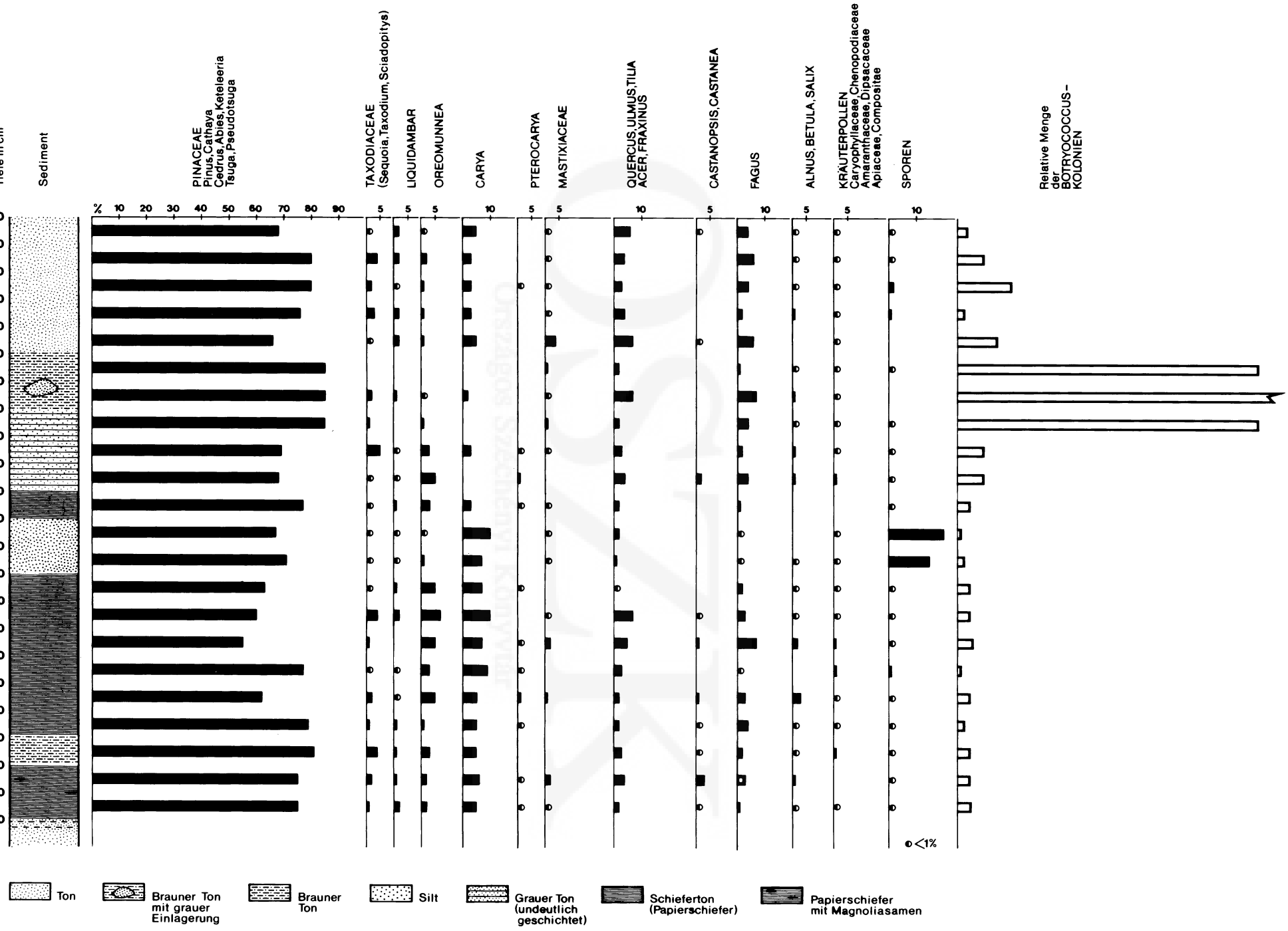


Abb. 1.
Pollendiagramm des Profils Weingraben.
Insektenfundstelle, Grabung 1986.

Monoporines
Poaceae
Sparganiaceae
Cyperaceae

Brevaxones
Myricaceae
Myrica
Juglandaceae
Oreomunnea sp.
Juglans sp.
Carya sp.
Pterocarya sp
Betulaceae
Betula sp.
Alnus sp.
Carpinus sp.
Ulmaceae
Zelkova sp.
Ulmus sp.
Celtis sp.
Tiliaceae
Tilia sp.
Sterculiaceae
Reevesia sp.
Symplocaceae
Symplocos sp.
Caprifoliaceae
Lonicera sp.
Haloragaceae
Myriophyllum sp.

Longaxones
Tricolpate Pollenformen
Fagaceae
**Quercus* sp.
Tricolpopollenites microhenrici (r. POTONIE 1913b) THOMSON & PFLUG 1953
Salicaceae
Salix sp.
Aceraceae
**Acer* sp.
Dipsacaceae
Scabiosa sp.
Convolvulaceae
Convolvulus sp.
Alangiopollis barghoornianum (TRAVERSE 1955) KRUTZSCH 1962 (Alangium)

Tricolporate Pollenformen
Fagaceae
Castanea sp.
Castanopsis sp.
Fagus
Vitaceae
Cissus sp.
Mastixiaceae
Nyssaceae
Nyssa sp.
Aquifoliaceae
Ilex sp.
Compositae
Cichoriaceae
Asteraceae
Eucommiaceae
Eucommia sp.
Araliaceae
Oleaceae
Anacardiaceae
Rhus sp. (Juglanspollenites verus RAATZ)
Tetracolporate Pollenform
Pantoporate Pollenformen
Sapotaceae
Buxaceae (mediterran-atlantisch)
**Buxus*
Hamamelidaceae
Liquidambar sp.
Polygonaceae
Polygonum sp.
Chenopodiaceae-Amaranthaceae
Tetradites
Ericaceae
Erica sp.

Die detaillierten botanischen Vergleichsuntersuchungen ergaben, daß ein Großteil der Mikroflora von Weingraben enge Beziehungen zur heutigen nordamerikanischen, ostasiatischen und mediterranen-atlantischen Flora aufweist.

5. Schlußfolgerungen

Pflanzen der offenen Wasserfläche und des Uferbereiches sind abgesehen von den Algen eher selten (*Myriophyllum, Sparganium-Typha*). Kennzeichnend ist die hohe Frequenz der Gymnospermen mit bisaccaten Pollenformen (Vertreter der Pinaceae), wobei *Pinus* UG *Diploxylon* dominiert. Die Taxodiaceae treten auffallend in den Hintergrund. Bei den Angiospermen überwiegen die Fagaceae (*Fagus, Castanopsis, Castanea, Quercus*) und Juglandaceae (*Carya, Peterocarya, Juglans, Oreomunnea*). Die geringe Repräsentanz an Taxodiaceae und *Nyssa* deutet darauf hin, daß wahrscheinlich keine sumpfwaldähnliche Vegetationseinheit bestand. Dagegen weisen viele Elemente der Mikroflora auf das Vorhandensein eines Auwaldes (*Alnus, Betula, Salix, Carya, Liquidambar, Fraxinus, Ulmus, Quercus*, Ericaceae u. a.). Nur mit Makroresten wurden bisher die Lauraceen und Magnoliaceae festgestellt.

Als Standort der Kräuter (Compositen, Apiaceae, Dipsacaceae) ist hauptsächlich der ufernahe Bereich anzunehmen. Chenopodiaceae könnten auch als Elemente einer Halophytenvegetation gedeutet werden.

Nach dem jetzigen Stand der Bearbeitung kann noch keine detaillierte Rekonstruktion der Vegetationseinheiten erfolgen. Denn bei dieser vorliegenden ersten Bestandsaufnahme konnten bei weitem noch nicht alle Mikroflorenelemente erfaßt werden.

Versucht man, aus der bisher bekannten Flora Rückschlüsse auf das Klima zu ziehen, so kann man ein subtropisch-warmgemäßigtes Klima mit höherer Luftfeuchtigkeit und Niederschlagstätigkeit vom Typus CfA nach SCHERHAG & BLÜTHGEN 1973 annehmen. Dieser Klimatyp entspricht dem heutigen Klima z. B. im SE der USA und dem Golf von Mexiko.

Dank

Herrn K. BAUER von der Geologischen Bundesanstalt gebührt aufrichtiger Dank für die sorgfältige Aufbereitung der Proben. Herrn Univ.-Prof. M. HESSE sei für die Möglichkeit der Benützung der REM-Geräte herzlichst gedankt.

Frau Univ.-Prof. Dr. E. KUSEL-FETZMANN sei für die wichtigen Informationen über Vorkommen und Lebensweise der rezenten Grünalge *Botryococcus* bestens gedankt.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

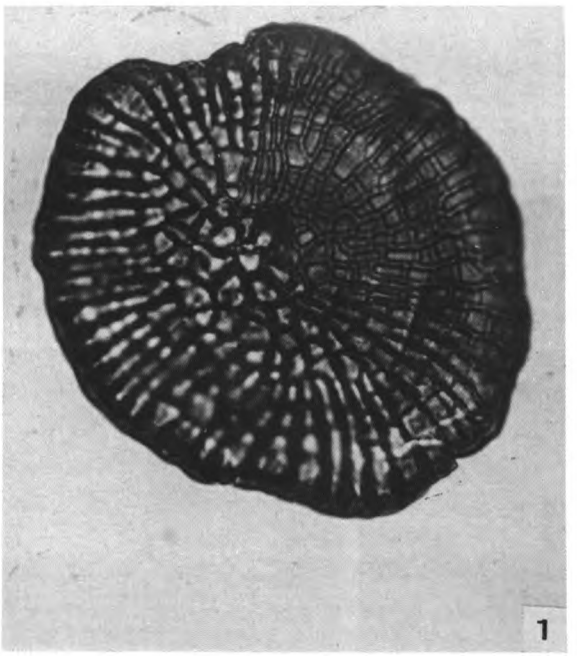
Fig. 1: **Pilzfruchtkörper, Blattpilz (Microthyriaceae).**
1000×.

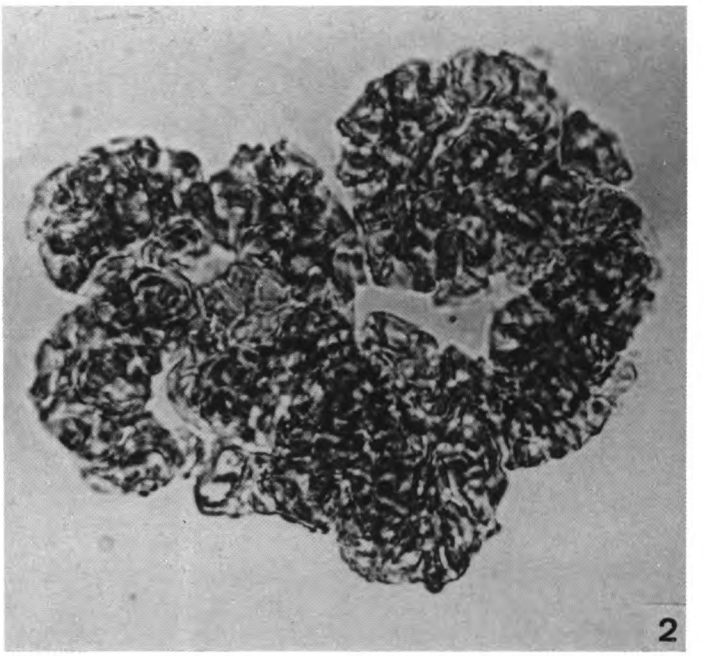
Fig. 2: **Kolonie von *Botryococcus braunii* KÜTZING 1849.**
1000×.

Fig. 3: **Pilzfruchtkörper mit Hyphen auf organischer Lamelle.**

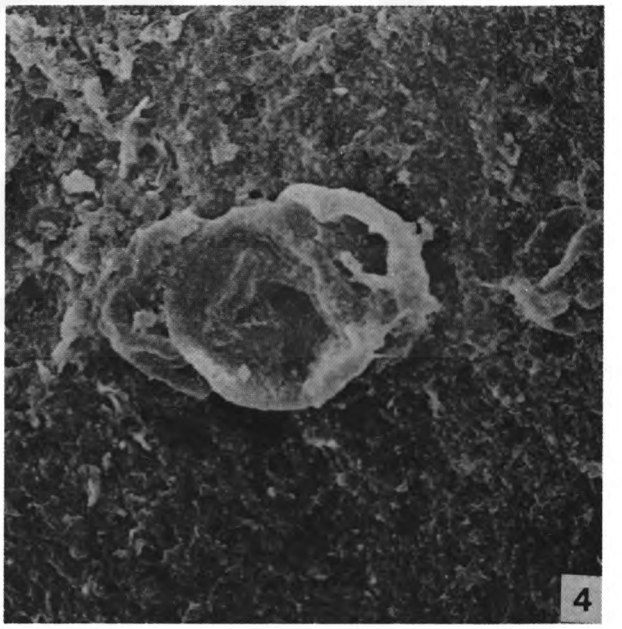
Fig. 4: **Pinuspollenkorn auf organischer Lamelle.**
625×.

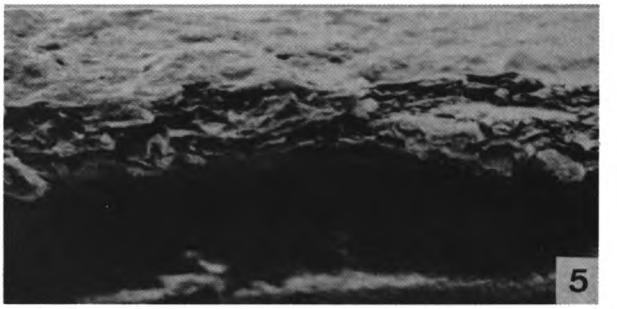
Fig. 5: **Organische Lamelle, quer.**
300×.


1


2


3


4


5

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Polypodiidites*** **sp.**
1000×.

Fig. 2: ***Polypodiidites*** **sp.**
1000×.

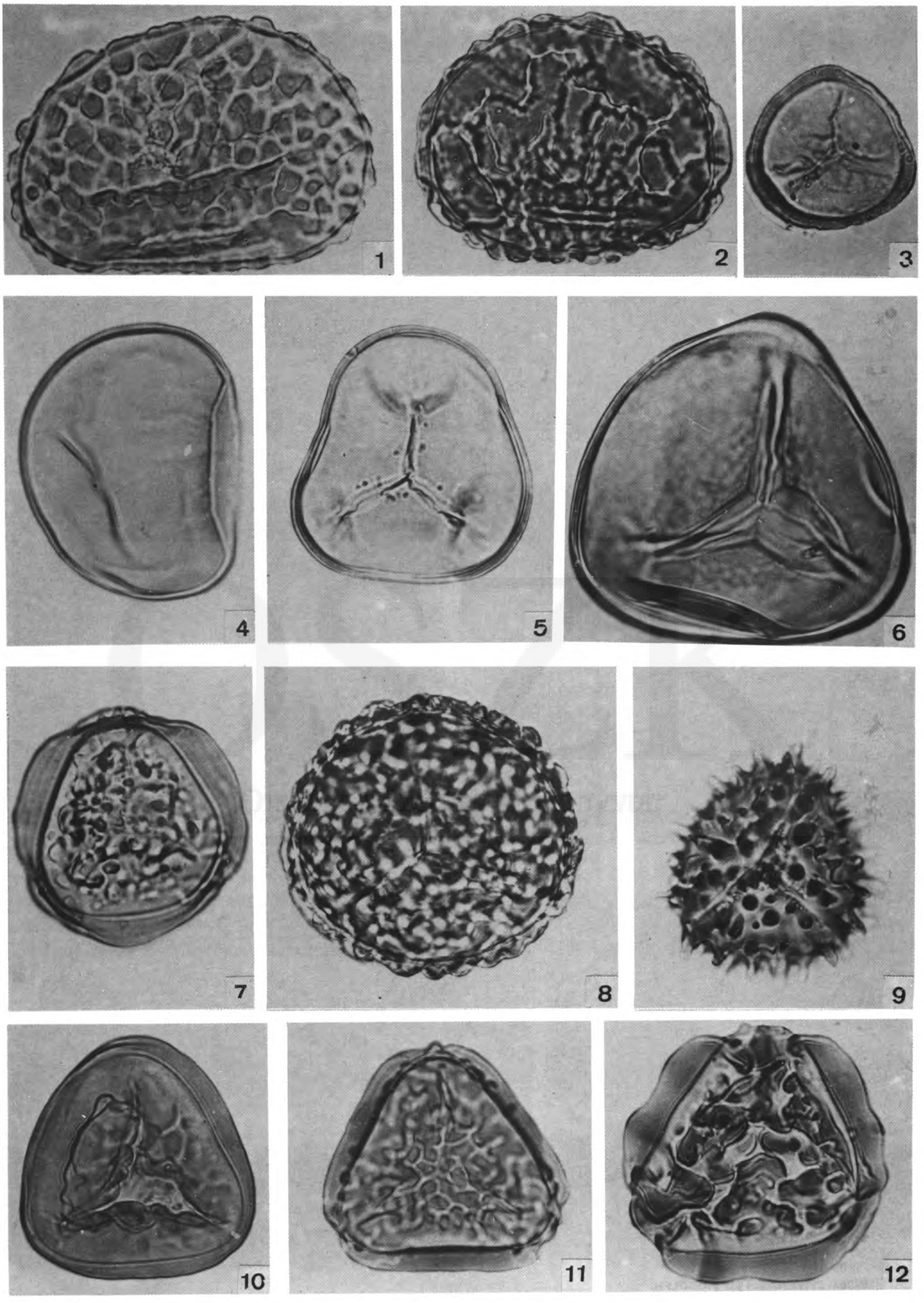
Fig. 3: **Moosspore (cf. *Sphagnum*).**
1000×.

Fig. 4: **Monolete Farnspore ohne Perispor.**
1000×.

Fig. 5–6: **Schizeaceae: *Lygodium* sp.**
1000×.

Fig. 7,10–12: **Polypodiaceae.**
1000×.

Fig. 9: ***Echinatisporis*** **sp.**
1000×.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Keteeleria*-Habitus.**
1000×.

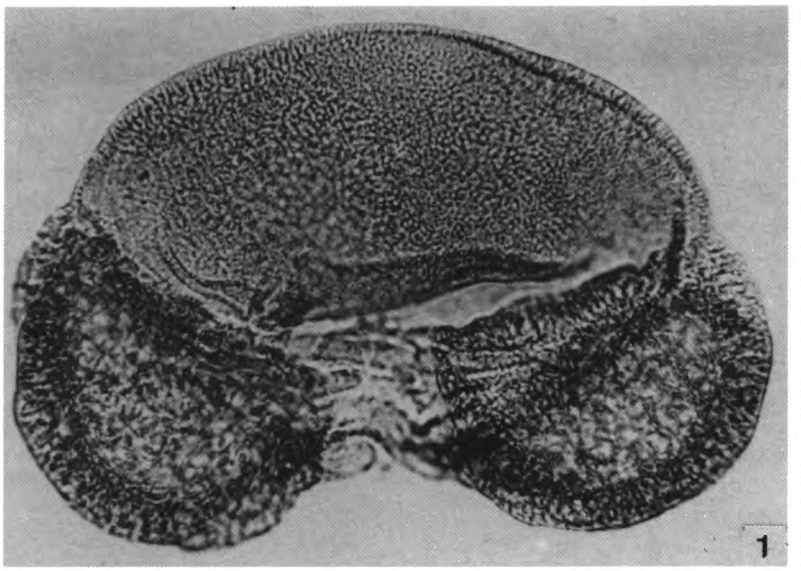
Fig. 2: ***Carthaya* sp.**
1000×.

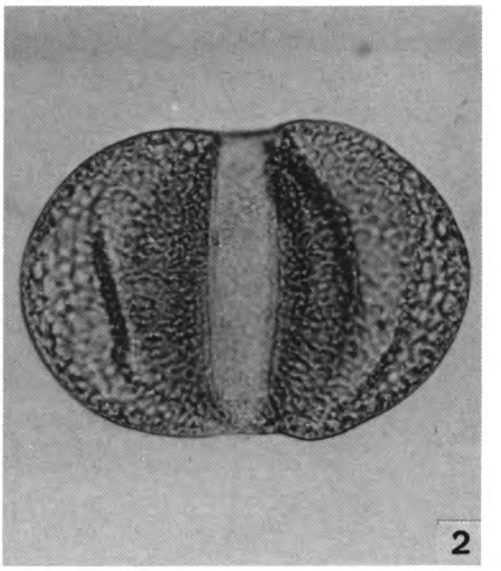
Fig. 3: ***Pinus* UG. *Haploxylon* RUDOLPH.**
1000×.

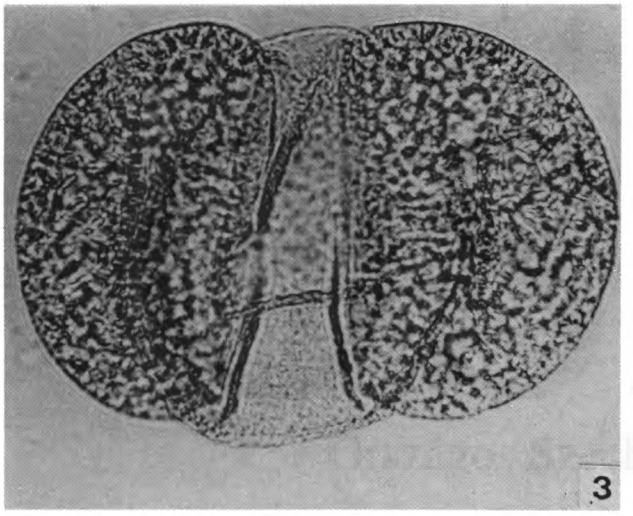
Fig. 4: ***Cathaya* sp.**
1000×.

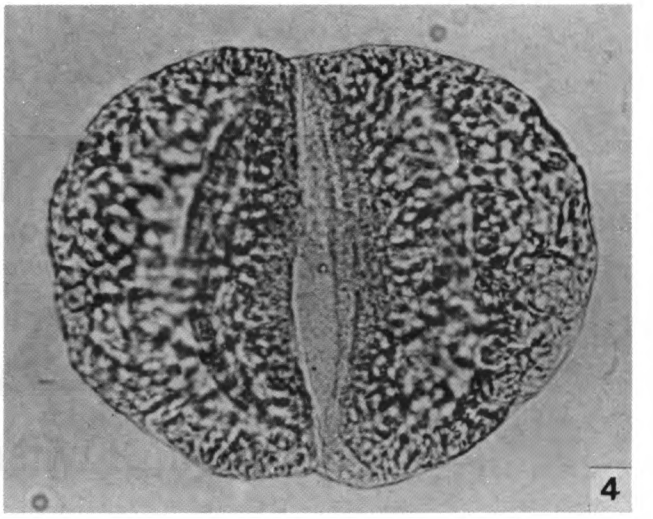
Fig. 5: ***Pinus* UG. *Haploxylon* RUDOLPH.**
1000×.

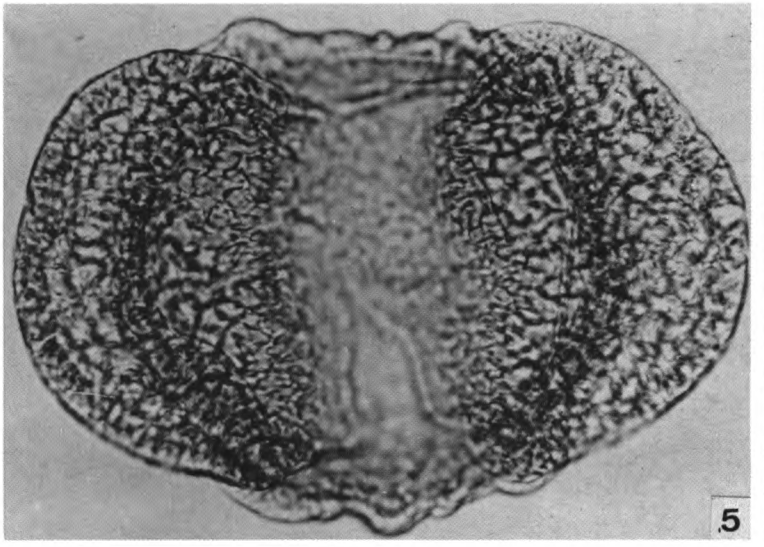
Fig. 6: ***Pinus* UG. *Diploxylon*.**
***Pinus sylvestris* Typ RUDOLPH.**
1000×.

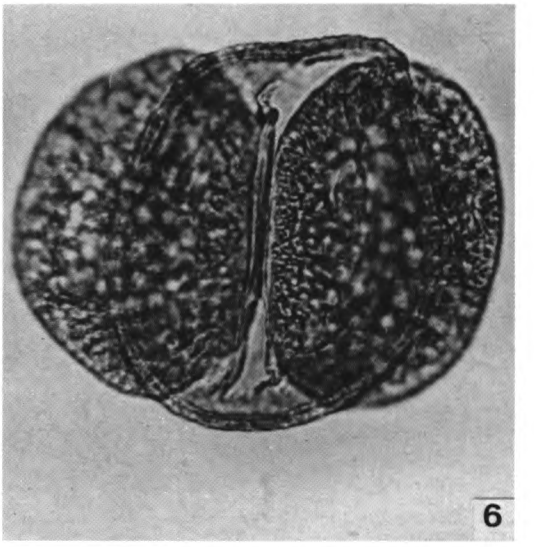

1


2


3


4


5


6

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Tsuga canadensis*-Form.**
1000×.

Fig. 2: ***Tsuga diversifolia*-Form.**
1000×.

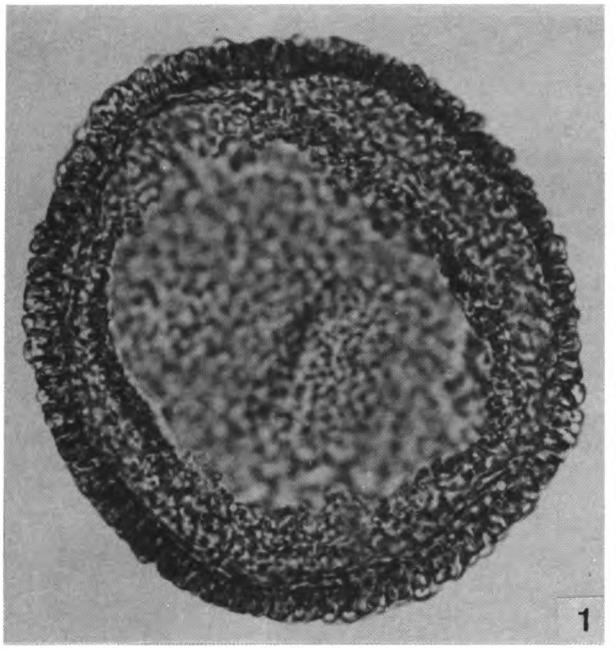
Fig. 3: ***Tsuga canadensis*-Form.**
1000×.

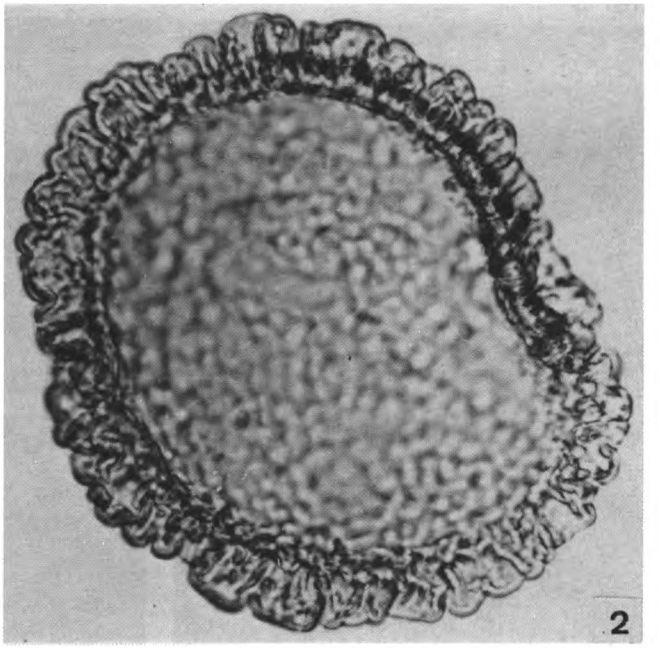
Fig. 4: ***Pseudotsuga*-Habitus.**
1000×.

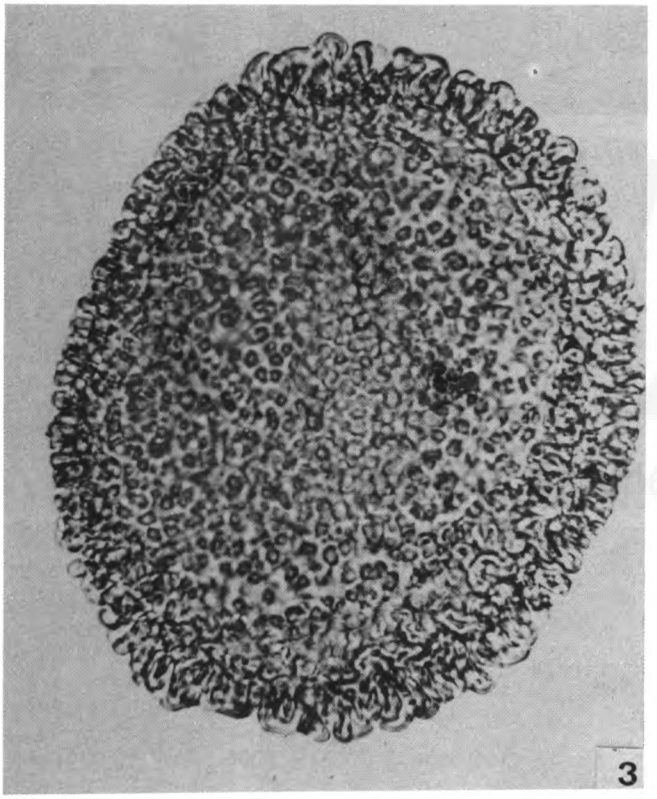
Fig. 5: ***Sciadopitys*.**
1000×.

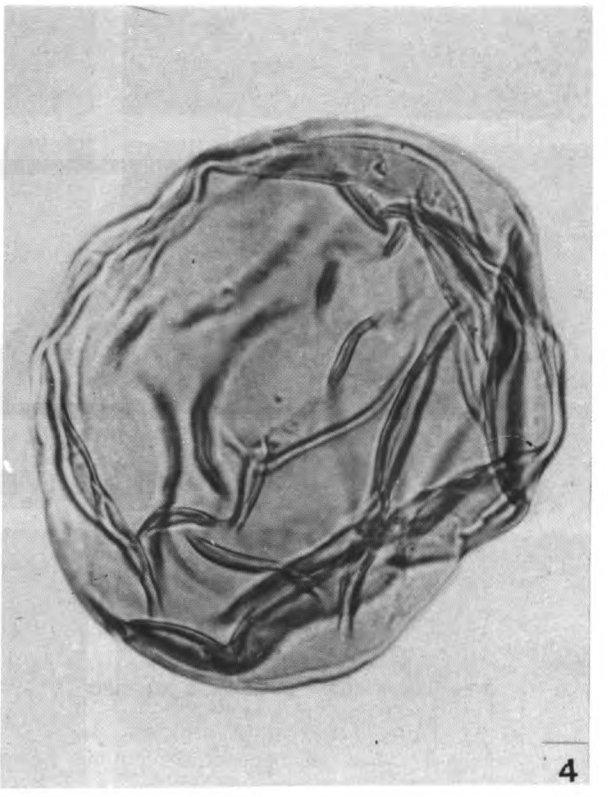
Fig. 6: **Taxodiaceae-Habitus.**
1000×.

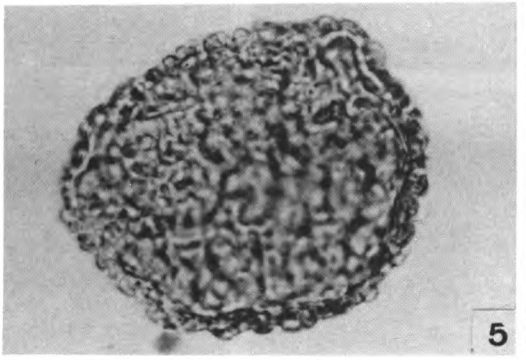
Fig. 7: ***Sequoia*-Habitus.**
1000×.

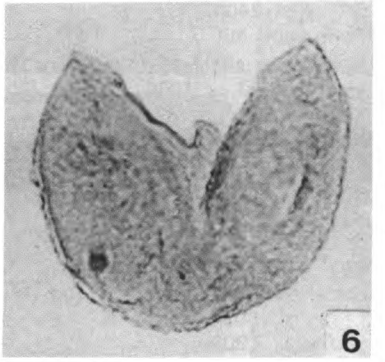

1

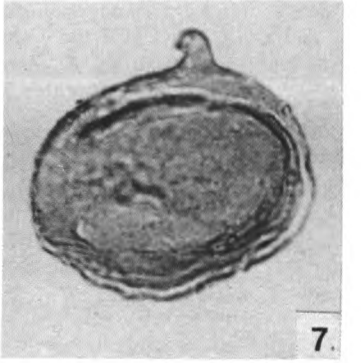

2


3


4


5


6


7

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

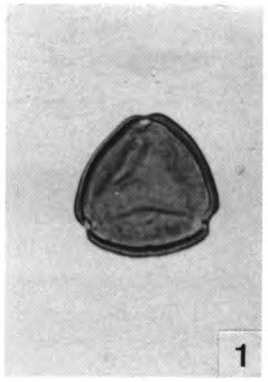
Fig. 1– 3: ***Oreomunnea* sp. – *„Momipites punctatus“* (R. Pot.) Nagy.**
Fig. 1: Polansicht; LIM, × 1000.
Fig. 2: Polansicht; REM, × 2500.
Fig. 3: Detail der Exinenoberfläche mit regelmäßig angeordneten Spinulae; REM × 9000.

Fig. 4– 6: ***Eucommia* sp. – *„Tricolporopollenites parmularius“* (R. Pot.) W.Kr.**
Fig. 4: Äquatorialansicht; LIM, × 1000.
Fig. 5: Äquatorialansicht; REM, × 2400.
Fig. 6: Detail der Exinenoberfläche mit Spinulae; REM, × 10000.

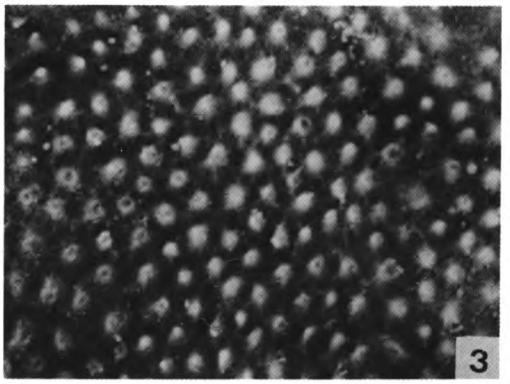
Fig. 7– 9: ***Liquidambar* sp. – *„Periporopollenites stigmosus“* (R. Pot. Th. & Pf.**
Fig. 7: Pantoporates Pollenkorn; LIM, × 1000.
Fig. 8: Pantoporates Pollenkorn; REM, × 1300.
Fig. 9: Perforates Tectum mit Nanno-Verrucae zwischen den Perforationen; Porenmembran aus Verrucae aufgebaut.

Fig. 10–12: ***Tilia* sp. – *„Intratiporopollenites instructus“* (R. Pot. Th. & Pf.**
Fig. 10: Polansicht; LIM, × 1000.
Fig. 11: Polansicht; REM, × 1200.
Fig. 12: Reticulate Tectumoberfläche; REM, × 9000.

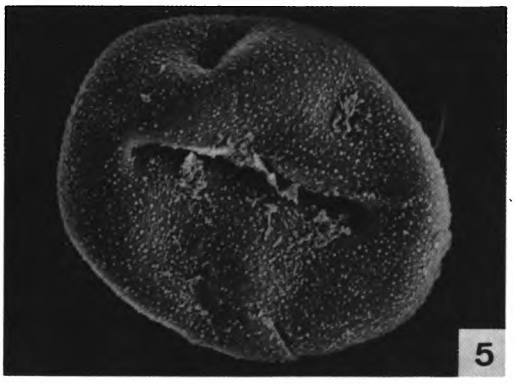
Fig. 13–15: ***Castanopsis* sp. – *„Tricolporopollenites cingulum pusillus“* (R. Pot.) Th. & Pf.**
Fig. 13: Äquatorialansicht; LIM, × 1000.
Fig. 14: Äquatorialansicht; REM, × 4200.
Fig. 15: Stäbchenförmige, eng verwobene Tectumelemente; REM, × 11000.

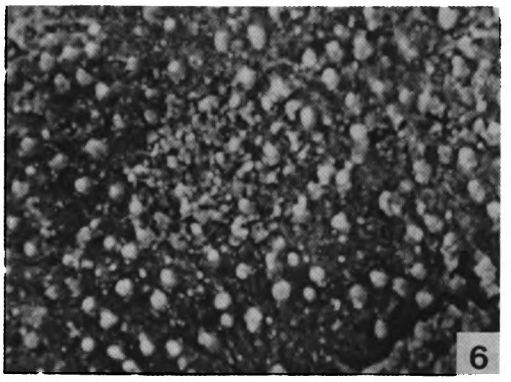

1

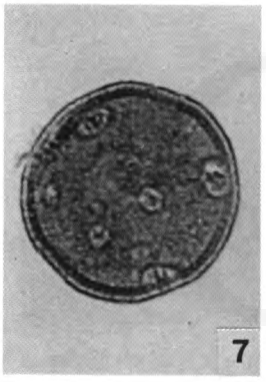

2

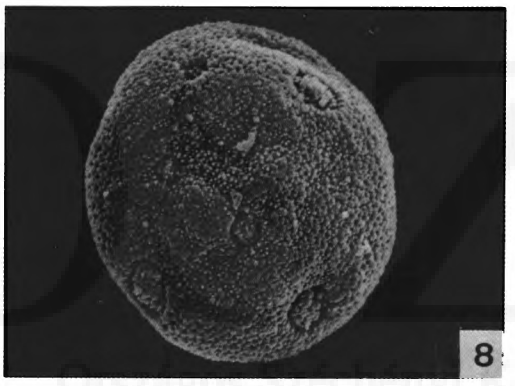

3

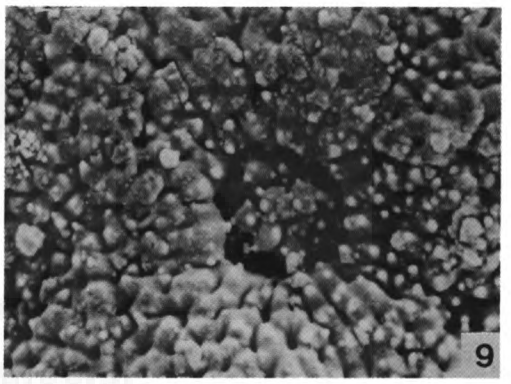

4

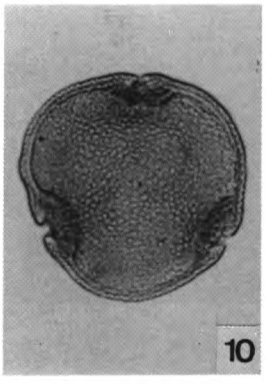

5


6

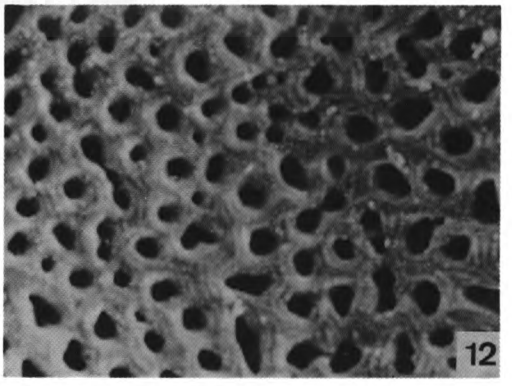

7

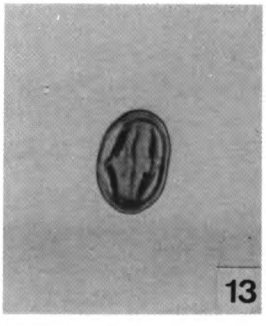

8

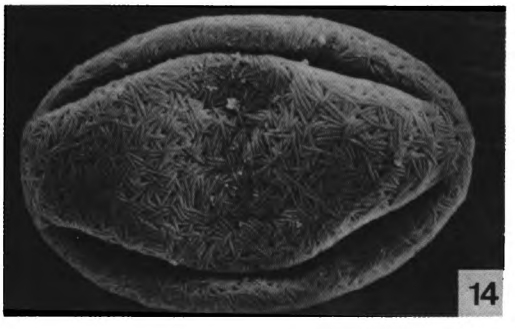

9

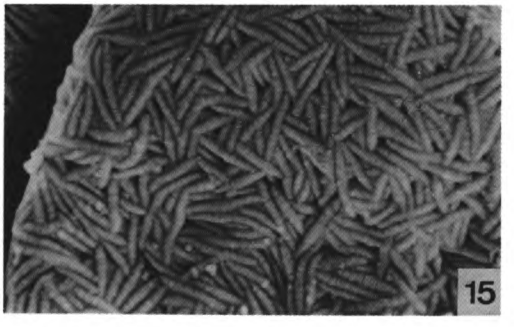

10


11


12


13


14


15

Tafel 6

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

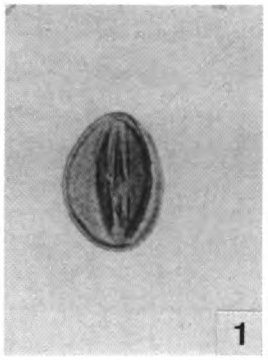
Fig. 1– 3: ***„Tricolpopollenites microhenrici"*** **(R. Pot.) Th. & Pf. (*Quercus* sp.?).**
Fig. 1: Äquatorialansicht; LIM, × 1000.
Fig. 2: Äquatorialansicht; REM, × 3200.
Fig. 3: Verrucae mit leistenförmiger Supraskulptur; REM, × 14000.

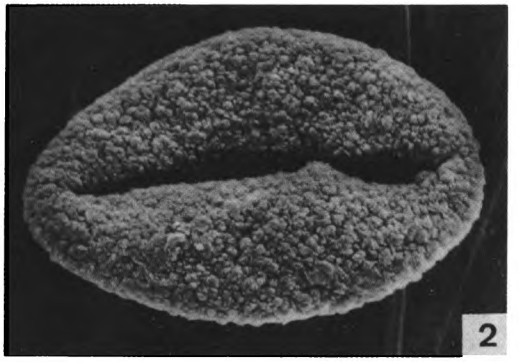
Fig. 4– 6: ***Quercus*** **sp. – *„Tricolpopollenites asper"*** **Th. & Pf.**
Fig. 4: Äquatorialansicht; LIM, × 1000.
Fig. 5: Äquatorialansicht; REM, × 2300.
Fig. 6: Tectumoberfläche mit locker (inselförmig) angeordneten Verrucae und nannoverrucater Supraskulptur.

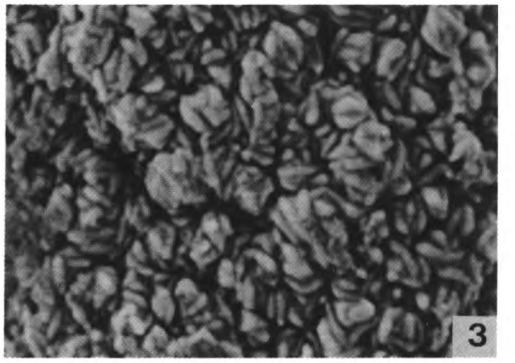
Fig. 7– 9: ***Zelkova*** **sp. – *„Polyporopollenites verrucatus minor"*** **Thiele-Pfeiffer.**
Fig. 7: Polansicht; LIM, × 1000.
Fig. 8: Polansicht; REM, × 2000.
Fig. 9: Tectumoberfläche mit Verrucae und nannoverrucater Supraskulptur.

Fig. 10–12: ***Acer*** **sp. – *„Aceripollis striatus"*** **Thiele-Pfeiffer.**
Fig. 10: Äquatorialansicht; LIM, × 1000.
Fig. 11: Äquatorialansicht; REM, × 2300.
Fig. 12: Striate Tectumausbildung; REM, × 8000.

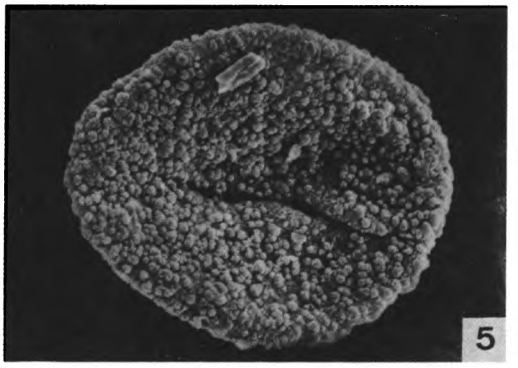
Fig. 13–15: ***Betula*** **sp. – *„Trivestibulopollenites betuloides"*** **Pf.**
Fig. 13: Polansicht; LIM, × 1000.
Fig. 14: Polansicht; REM, × 2300.
Fig. 15: Detail der Tectumoberfläche – eng sitzende Nanno-Spinulae auf kurzen striaten „Leisten".

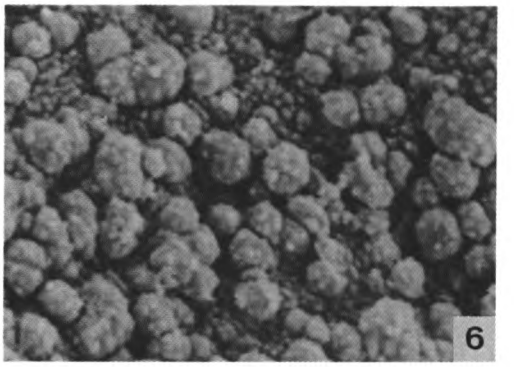

1

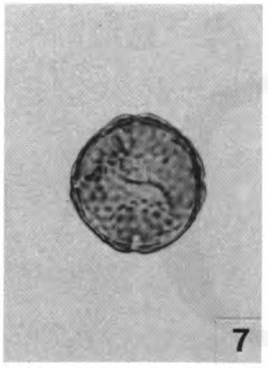

2


3

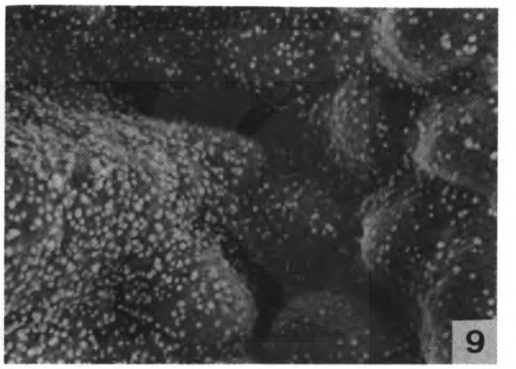

4


5


6

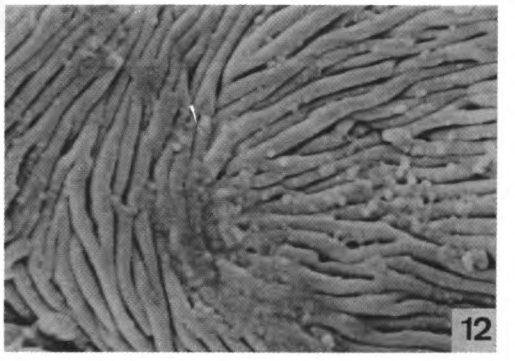

7

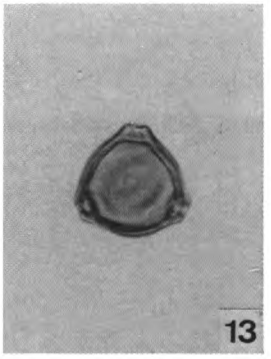

8

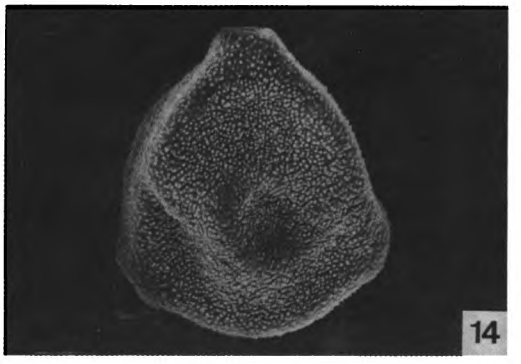

9

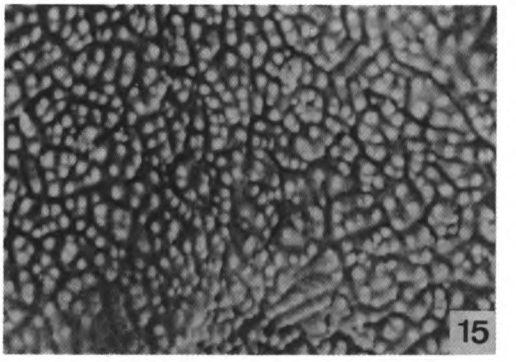

10


11


12


13


14


15

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

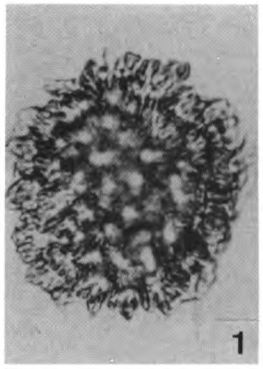
Fig. 1– 3: ***Polygonum* sp. – *„Persicarioipollis welzowense* W. Kr.“**
Fig. 1: Pantoporates Pollenkorn; LIM, × 1000.
Fig. 2: Pantoporates Pollenkorn; REM, × 1200.
Fig. 3: Retikulates Tectum; REM, × 4500.

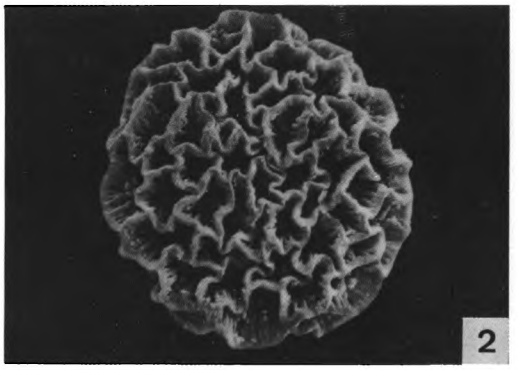
Fig. 4– 6: **Chenopodiaceae-Habitus – *„Chenopodipollis multiplex“* (Weyl. & Pf.) W. Kr.**
Fig. 4: Pantoporates Pollenkorn; LIM, × 1000.
Fig. 5: Pantoporates Pollenkorn; REM, × 2000.
Fig. 6: Tectumoberfläche mit locker angeordneten Nanno-Verrucae; die Poren sind mit Spinulae verschlossen; REM, × 11000.

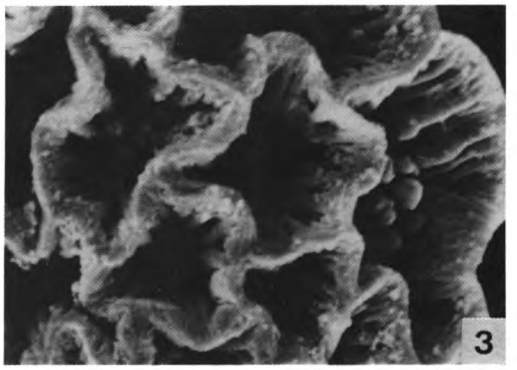
Fig. 7– 9: **Amaranthaceae-Habitus.**
Fig. 7: Pantoporates Pollenkorn; LIM, × 1000.
Fig. 8: Pantoporates Pollenkorn; REM, × 3700.
Fig. 9: Tectumoberfläche mit locker angeordneten Spinulae besetzt; die Poren sind mit Spinulae verschlossen; REM, × 11000.

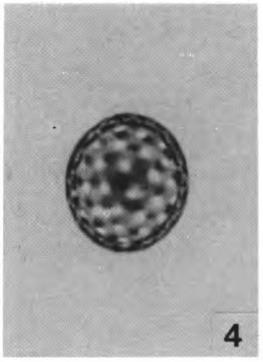
Fig. 10–12: **Compositae-Cichorioideae-Habitus – *„Cichoriaearum pollenites gracilis“* Nagy.**
Fig. 10: Tricolporates Pollenkorn mit fenestratem Exinenbau; LIM, × 1000.
Fig. 11: Tricolporates Pollenkorn mit fenestratem Exinenbau; REM, × 1700.
Fig. 12: Perforates Tectum mit Spinae; REM, × 9500.

Fig. 13–15: ***Erica* sp. – *„Ericipites callidus“* (R. Pot.) W. Kr.**
Fig. 13: Tetraedertetrade; LIM, × 1000.
Fig. 14: Tetraedertetrade; REM, × 2000.
Fig. 15: Detail der Tectumoberfläche – sphäroidale Tectumelemente mit scabrater Supraskulptur; REM, × 12000.

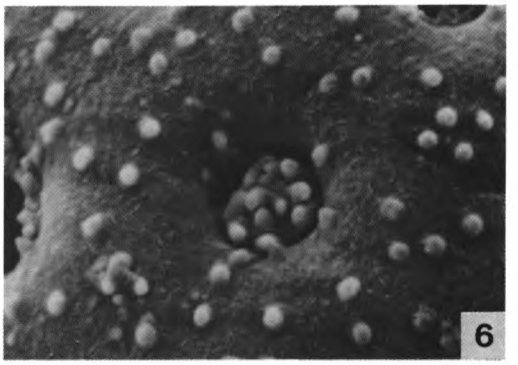

1

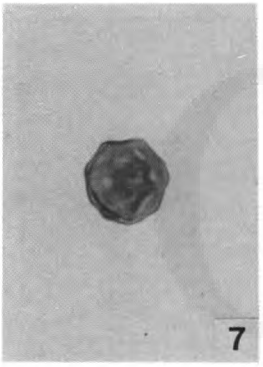

2

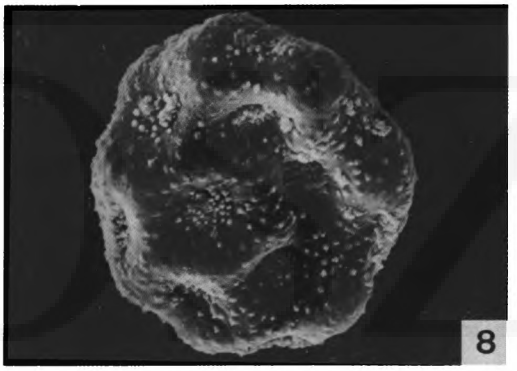

3

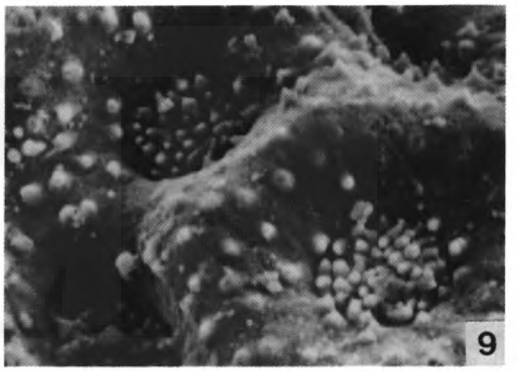

4

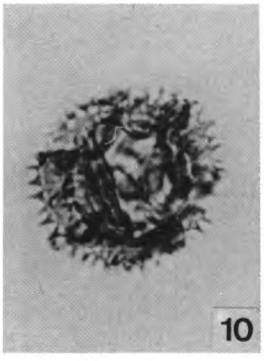

5

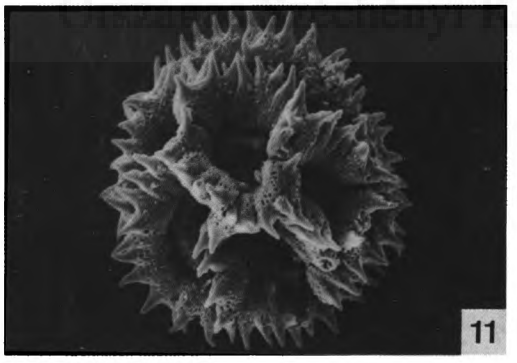

6

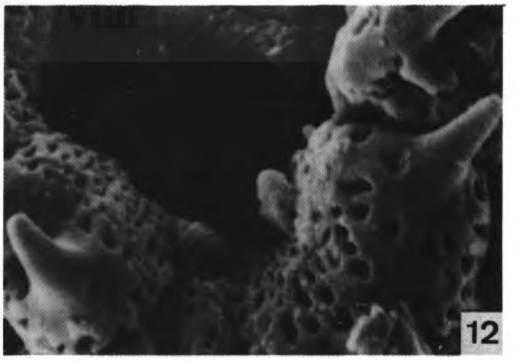

7

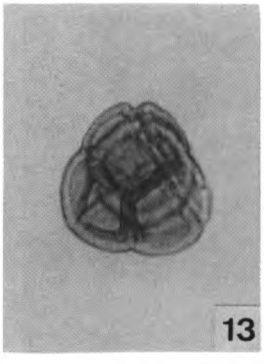

8


9


10


11


12


13


14


15

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1– 3: **Sapotaceae-Habitus.**
Fig. 1: Tetracolporates Pollenkorn – Äquatorialansicht; LIM, × 1000.
Fig. 2: Tetracolporates Pollenkorn – Äquatorialansicht; REM, × 2600
Fig. 3: Scabrat perforate Tectumoberfläche; REM, × 12000.

Fig. 4– 6: ***Buxus* sp. (Form A).**
Fig. 4: Pantoporates Pollenkorn; LIM, × 1000.
Fig. 5: Pantoporates Pollenkorn; REM, × 1600.
Fig. 6: Eng retikulate Tectumoberfläche mit auf den Muri aufsitzenden Verrucae; REM, × 8000.

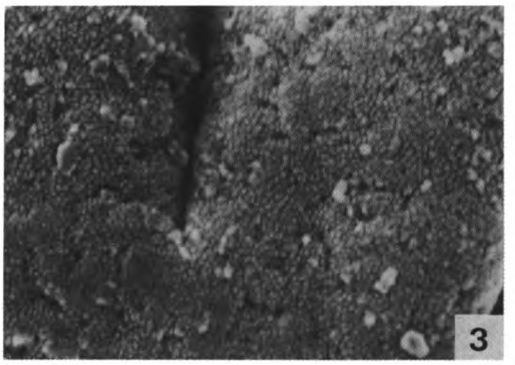
Fig. 7– 9: ***Buxus* sp. (Form B).**
Fig. 7: Pantoporates Pollenkorn; LIM, × 1000.
Fig. 8: Pantoporates Pollenkorn; REM, × 1800.
Fig. 9: Retikulate Tectumoberfläche mit auf den Muri aufsitzenden Verrucae; REM, × 8000.

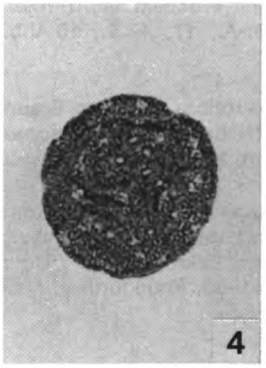
Fig. 10–12: ***Tricolporopollenites wackersdorfensis* THIELE-PFEIFFER.**
Fig. 10: Äquatorialansicht; LIM, × 800
Fig. 10: Tricolporates Pollenkorn-Äquatorialansicht; REM, × .1100
Fig. 11: Tectumoberfläche mit regelmäßig segmentierten Rugae; REM, × 6500.

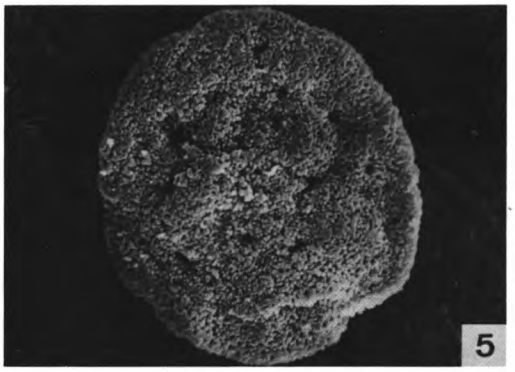
Fig. 13–15: ***Rhus* sp. – *„Rhuspollenites ornatus“* THIELE-PFEIFER.**
Fig. 13: Äquatorialansicht; LIM, × 1000.
Fig. 14: Äquatorialansicht; REM, × 2700.
Fig. 15: Striat-reticulate Tectumoberfläche; REM, × 9000.

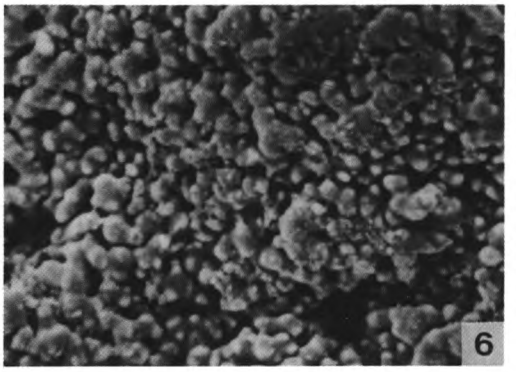

1

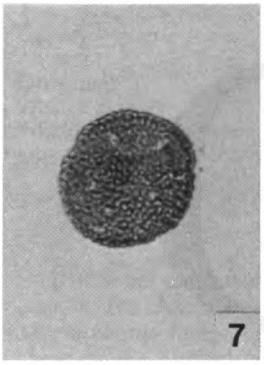

2

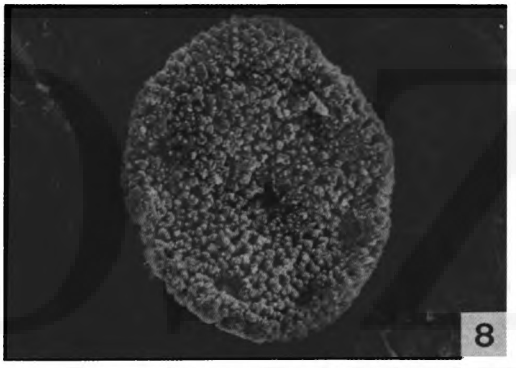

3

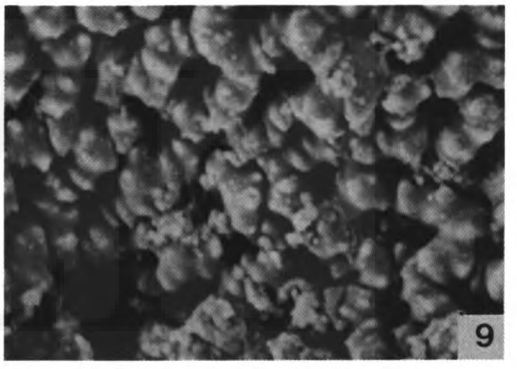

4

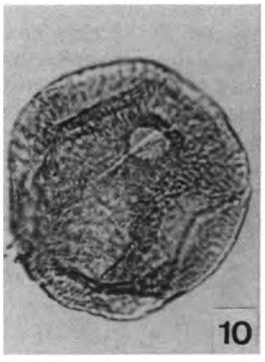

5

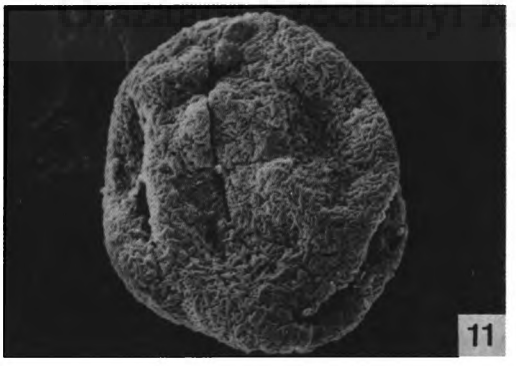

6


7

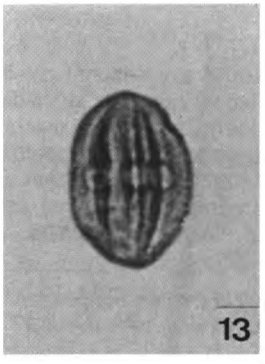

8


9

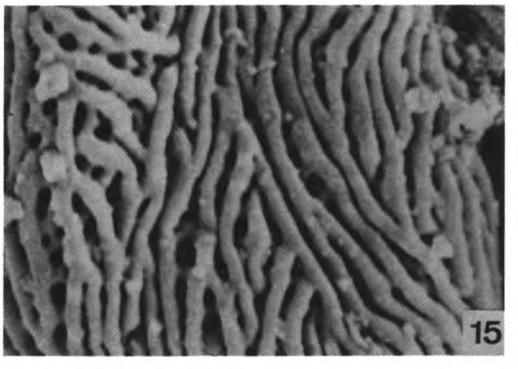

10


11


12


13


14


15

BACHMAYER, F., RÖGL, F. & SEEMANN, R.: Geologie und Sedimentologie der Fundstelle miozüner Insekjten in Weingraben, Burgenland (Österreich). – Dieser Band 1991.

BERGER, W.: Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Drassmarkt (Mittelburgengland). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **161**, 93–101, Wien 1952.

BERGER, W.: Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Drassmarkt (Mittelburgenland). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **162**, 17–24, Wien 1953.

KLAUS, W.: Forschungsschwerpunkte der Paläobotanik und Palynologie der Univ. Wien. – Rev. Paläobot. Palynol., **23**, 303–330, Amsterdam (Elsevier) 1977.

KLAUS, W.: Zur Mikroflora des Unter-Sarmat am Alpen-Südostrand. – Beitr. Pal. Österr., **11**, 289–419, Wien 1984.

LOBITZER, H., KODINA, L. A., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R.: Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine – Ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 85–107, Innsbruck 1988.

NAGY, E.: Palynological investigations of Alginites in Hungary. – Journ. of Palyn., **14**, 94–100, Lucknow 1978.

RÖGL, F. & STEININGER, F. F.: Vom Zerfall der Tethys zu Mediterran und Paratethys. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **85**, 135–163, Wien.

SCHERHAG, R. & BLÜTHGEN, J.: Klimatologie. – In: Das geographische Seminar, 162 S., 9 Abb., 11 Tab., Braunschweig (G. Westermann-Verlag) 1973.

SOLTI, G., LOBITZER, H. & RAVASZ, Cs.: Untersuchung des Papierschiefers von Weingraben. – Unveröff. Bericht, Archiv Geol. B.-A., 30 S., Budapest (MAFI), 1988.

SOLTI, G. & LOBITZER, H.: Aufsuchung von Alginit in Österreich, Endbericht über die österreichisch-ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Prospektion (Projekt ÜLG 19). – Berichte der Geol. B.-A., **17**, 47 S., 10 Abb., 22 Tab., Wien 1989.

THIELE-PFEIFFER, H.: Die miozäne Mikroflora aus dem Braunkohletagbau Oder bei Wakersdorf/Oberpfalz. – Palaeontographica, B, 174 95–224, Stuttgart 1980.

ZETTER, R.: Methodik und Bedeutung einer routinemäßig kombinierten lichtmikroskopischen und rasterelektronenmikroskopischen Untersuchung fossiler Mikrofloren. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **109**, 41–50, Frankfurth a. Main 1989.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 93–100	Wien, September 1991	1. rész	pp. 93–100	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Vergleich der neogenen Meeresspiegelschwankungen im Wiener und im Pannonischen Becken

Von GYÖRGY POGÁCSÁS & PETER SEIFERT*)

Mit 7 Abbildungen

Österreich
Ungarn
Wiener Becken
Pannonisches Becken
Meeresspiegelschwankungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 41, 42, 60

Inhalt

Zusammenfassung 93
Összefoglalás 93
Abstract 94
1. Einleitung 96
2. Wiener Becken 96
3. Pannonisches Becken 98
Literatur 100

Zusammenfassung

Mit Hilfe der seismischen Stratigraphie wurden die neogenen Sedimentabfolgen im Wiener und im Pannonischen Becken untersucht. Die Sedimentationszyklen wurden mit Hilfe der Bestimmung von System Tracts erkannt, der Zeitumfang der Diskordanzen wurde festgelegt. Unter Zuhilfenahme der faziellen Ausbildung sowie der chronostratigraphischen Korrelation wurden Modelle der Ablagerungssequenzen für beide Becken erstellt, die in Abbildung 7 verglichen werden. Die Diskordanzen von Ottnang bis Sarmat sind in beiden Becken tektonisch bedingt. Die drei jüngsten Diskordanzen im Pannonischen Becken zwischen 4 bis 8 Millionen Jahren sind direkte Folgen eustatischer Meeresspiegelschwankungen. Der Vergleich der System Tracts beider Becken zeigt eine weitgehende Übereinstimmung und beweist die gute Kommunikation während des Neogens. Dies, obwohl beide Becken verschiedenen tektonischen Ursprung und Geschichte haben. Der Vergleich mit den globalen Meeresspiegelschwankungen zeigt, daß die Änderungen im karpatischen Beckensystem meist mit einer Verzögerung von 300.000 bis 1 Million Jahren erfolgten (Abb. 2). Ob dies die Folge einer derzeit noch zu ungenauen chronostratigraphischen Einstufung dieser Erscheinungen im karpatischen Beckensystem ist oder ein Effekt der mangelnden Kommunikation mit dem Weltmeer über die östliche Paratethys, wird noch untersucht. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß wir mit dieser Arbeit ein erstes provisorisches Modell erstellt haben, das von uns noch weiter verfeinert werden wird.

A Bécsi- és Pannon-medence neogén tengerszint változásainak összevetése

Összefoglalás

Jelen tanulmány a Kárpát-medence területét borító tenger neogén kori vízszint emelkedéseit és süllyedéseit veti össze a globális eusztatikus tengerszint változásokkal. Szeizmikus szekvencia analízis alapján a Bécsi- és a Pannon-medencét kitöltő üledékeket lowstand, transzgresszív és highstand system tractokra tagoltuk a Van Wagooner et al. (1987) féle osztályozási módszert követve. Az egyes system tractokhoz tartozó üledékstruktúrákat részben a medencét kitöltő tenger vízszint változásai, részben a beszállított üledékek mennyiségének alakulása, illetve a medencealjzat és a medenceperem tektonikus süllyedése (emelkedése) határozta meg. A neogén kori tektonikus süllyedés nagyságrendje a Bécsi-medencét és a Pannon-medencét magában foglaló Kárpáti-medencében 6–8 km, a vízszint változás nagyságrendje száz méterre tehető.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. GYÖRGY POGÁCSÁS, Geofizikai Kutató Vállalat, OKGT, Gorkij fasor 42, H-1068 Budapest; Dr. PETER SEIFERT, ÖMV-AG, Gerasdorfer Straße 151, A-1210 Wien.

Az üledékfeltöltődés kontrollját ezért elsősorban a tektonikus süllyedés és az üledékbeszállítás alakulása jelentette. A vízszint süllyedések és emelkedések – nagyságrendben kisebb amplitudójuk ellenére – bizonyított módon befolyásolták az üledékfeltöltődést.

A szerzők összehasonlítják a Bécsi- és a Pannon-medence tektonikai és szedimentológiai fejlődéstörténetét (2. ábra). A system tractok korrelációjának előzetes eredményei szerint mindkét medencében a tengerszint azonos fázisban változott. A vizsgált medencékben azonosított vízszint változások és a globális eusztatikus vízszint változások közötti kisebb időbeli eltolódások tapasztalhatók.

Comparison of Neogene Sea Level Rises and Falls in the Vienna and Pannonian Basins

Abstract

This study deals with the comparison of sea level rises and falls within the Carpathian Basin System and with the global sea level changes. Based on the analysis of seismic sequences in the Vienna and the Pannonian Basin sedimentary units were attached to highstand, lowstand or transgressive system tracts (after VAN WAGONER et al., 1987). These sets of specific sedimentary features depend on different height of sea level, sediment input and tectonic movement of basin frame and basement. The magnitude of tectonic subsidence within the Carpathian Basin System, including Vienna and Pannonian Basin amounts up to 6–8 km, the magnitude of sea level changes some few hundred meters. Sedimentation was therefore controlled mainly by tectonic movements and the amount of sediment input. Effect of global sea level changes on sedimentation was much less, but can be proven. Tectonic phases of basin development and sedimentation history were compared (Fig. 2). Preliminary correlation of system tracts show similar development of sea level changes in both basins (Fig. 7), but with a time shift in comparison to the global changes (Fig. 2).

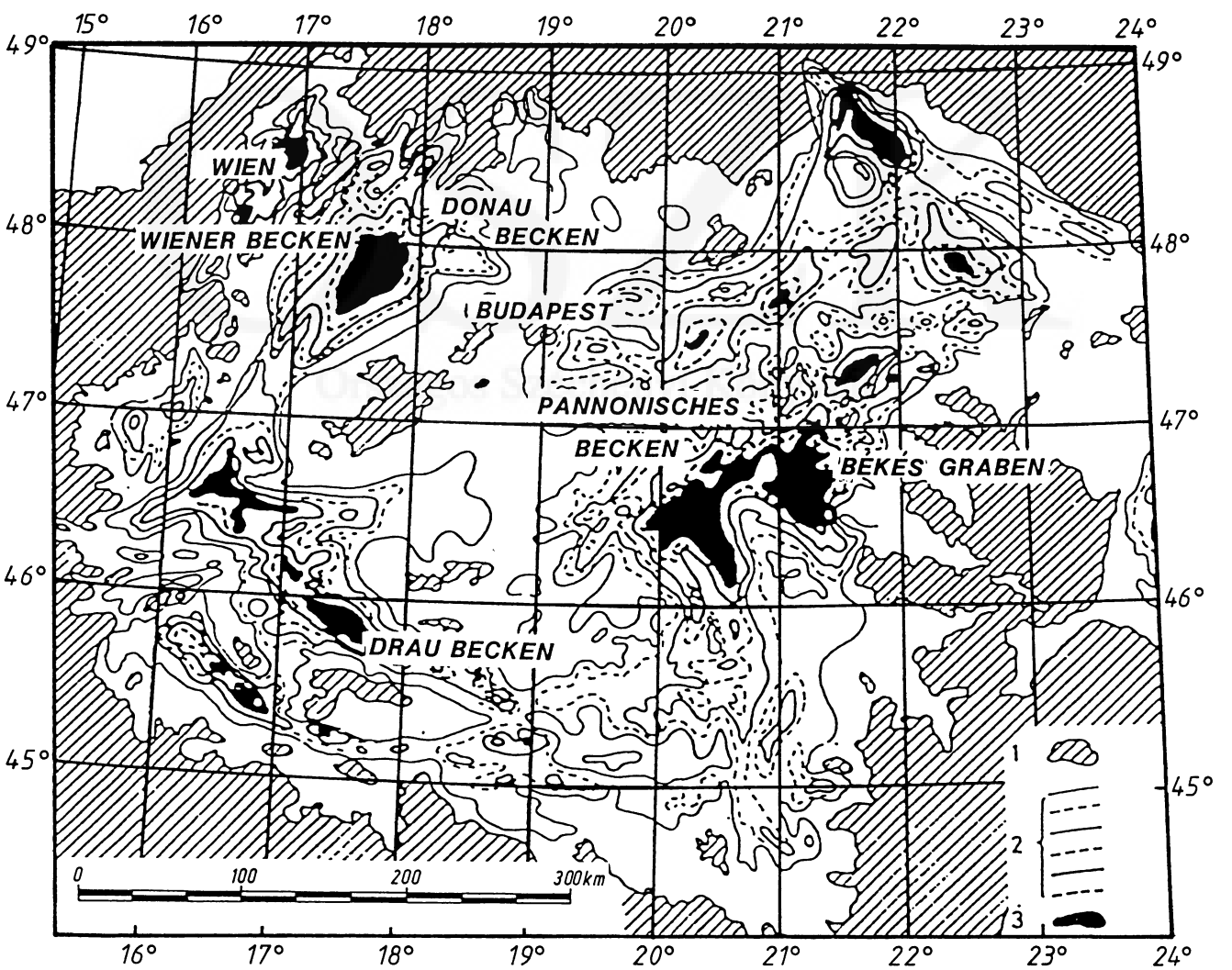


Abb. 1.
Lage des Wiener und des Pannonischen Beckens im Karpatischen Beckensystem.

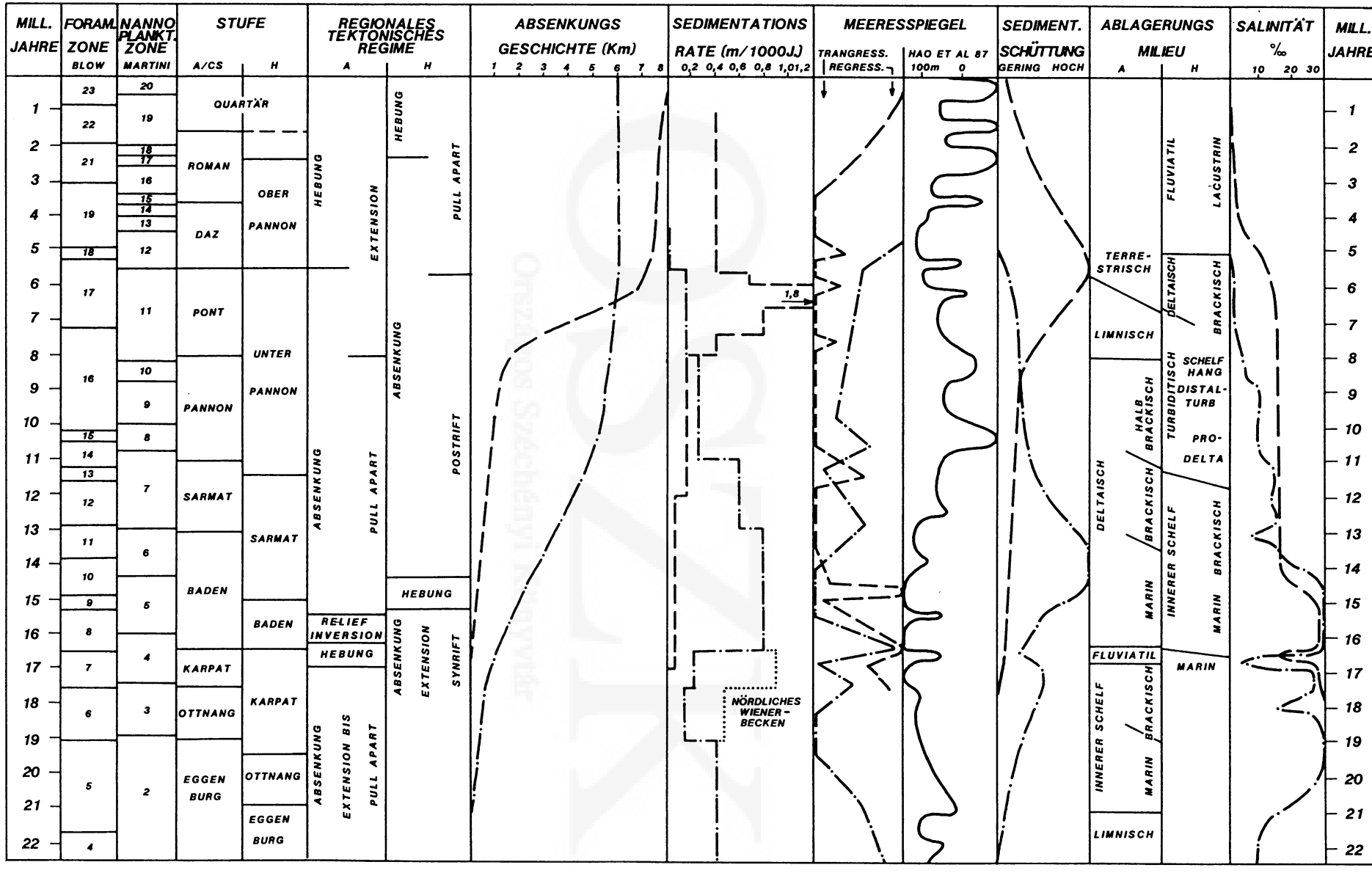


Abb. 2.
Vergleich der neogenen Entwicklung der Tektonik und der Sedimentation in Wiener (-----) und Pannonischem (-·-·-·-) Becken.

1. Einleitung

Ziel dieser Arbeit ist der Vergleich der Meeresspiegelschwankungen innerhalb des karpatischen Beckensystems sowie mit den eustatischen Meeresspiegelschwankungen zur Zeit des Neogen. Die Analyse seismischer Profile aus dem zentralen Wiener Becken und dem Nord- sowie Südostteil des Pannonischen Bekkens ergab eine Einteilung der Sedimentabfolgen in seismische Sequenzen und Parasequenzen. Nach VAN WAGONER et al. (1987) wurde eine weitere Untergliederung in Highstand, Lowstand und Transgressive System Tracts vorgenommen, die den sedimentären Ablagerungstypen zur Zeit verschiedener Meeresspiegelhöhen entsprechen. Die Grenzflächen der seismischen Sequenzen werden als chronostratigraphische Grundlage für Korrelation und Kartierung sedimentärer Einheiten verwendet. Der Einfluß tektonischer Bewegungen im alpin-karpatischen Gebirgssystem auf die Sedimentation war natürlich bedeutend größer als der Einfluß globaler Meeresspiegelschwankungen. Die Absenkung der verglichenen Becken im Neogen betrug 6–8 km, die eustatischen Meeresspiegelschwankungen höchstens wenige hundert Meter. Es sollte untersucht werden, ob auch ein Einfluß eustatischer Meeresspiegelschwankungen auf die Ablagerungssequenzen in beiden Becken festzustellen sei, und welche sedimentären Erscheinungen dem entsprechen.

2. Wiener Becken

Hier wurden noch wenige Untersuchungen dieser Art an Seismikprofilen getätigt.

Das Wiener Becken wurde am Rücken der gegen NW geschobenen Decken des alpin-karpatischen Gebirgssystems gebildet (WESSELY, 1987, Abb. 1). Zwei Hauptphasen der tektonischen Entwicklung im älteren und jüngeren Neogen, die von einer tektonischen Inversion unterbrochen wurden, können unterschieden werden (JIRICEK & SEIFERT, 1989). Die erste Phase im älteren Neogen hatte Extensionscharakter mit geringem Pull-Apart-Anteil im Karpat, die zweite Phase im jüngeren Neogen war eine reine Pull-Apart-Phase mit hohen Absenkungsraten (Abb. 2).

Die zeitliche Einstufung der Formationsgrenzen beruht auf einer relativen Zeitskala, aufgestellt mit Hilfe einer Parallelisierung von Fossilgruppen, die in der benachbarten CSSR und Ungarn mit einer magnetostratigraphischen Zeitskala korreliert wurden. Der vorherrschende Sedimentationstypus war während des gesamten Neogen klastisch, mit geringmächtigen Karbonateinschaltungen auf lokalen Hochs. Die Sedimentzufuhr erfolgte durch mehrere Deltas, die die Faziesbereiche Delta-Ebene, Front, Abhang bis hin zur Beckenfazies in wechselnder räumlicher Verteilung ausbildeten. Während des gesamten Neogen betrug die Wassertiefe im zentralen Teil kaum mehr als 250 m.

Das NW–SE verlaufende seismische Profil aus dem zentralen Wiener Becken, Raum Matzen, zeigt die Einstufung der seismischen Sequenzen (Abb. 3). Der basale Transgressive System Tract auf kalkalpinem Untergrund wird hier als Basis-Ottnang eingestuft. Im nördlichen Teil des Wiener Beckens beginnt die Sedimentation bereits im Eggenburg. Die Bockfließer Schichten (Ottnang), Gänserndorfer und Aderklaaer

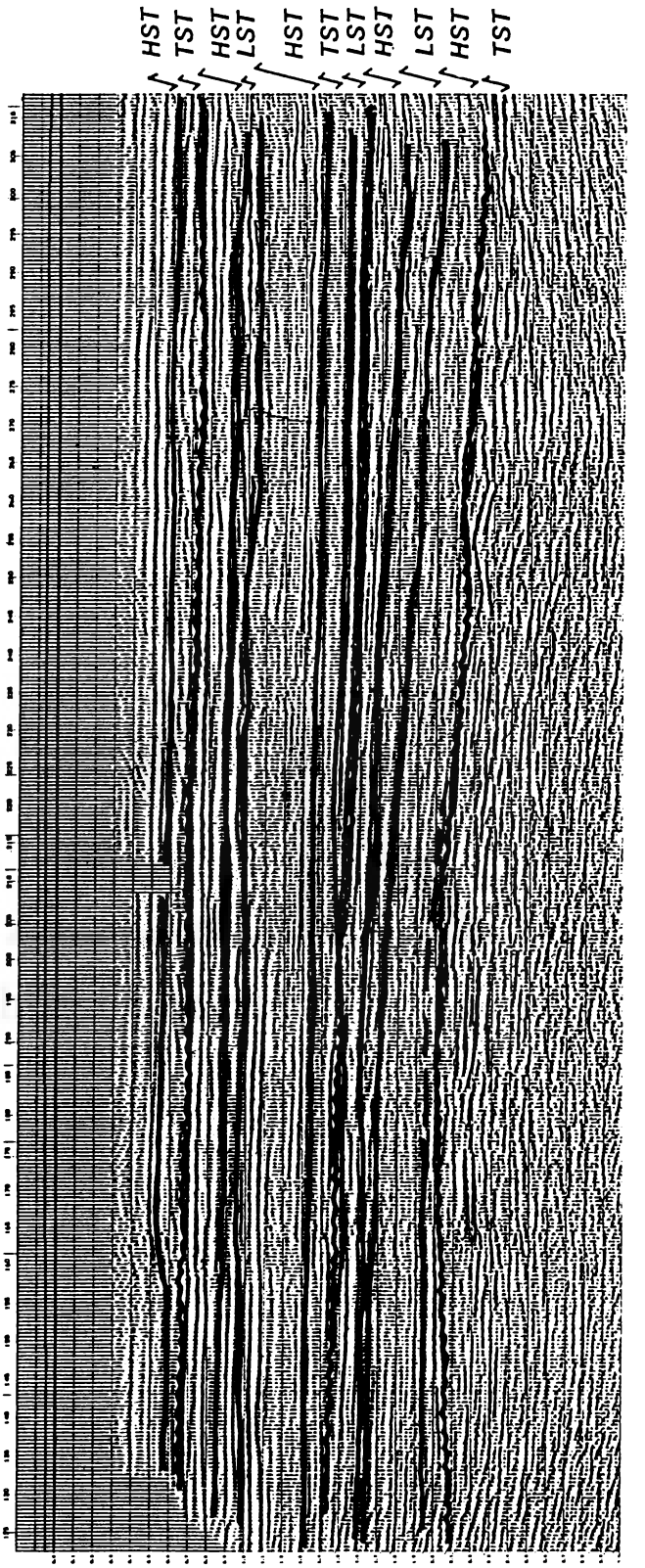


Abb. 3.
Seismisches Profil aus dem zentralen Wiener Becken, Raum Matzen, mit Aufgliederung in Sequenzen und System Tracts.

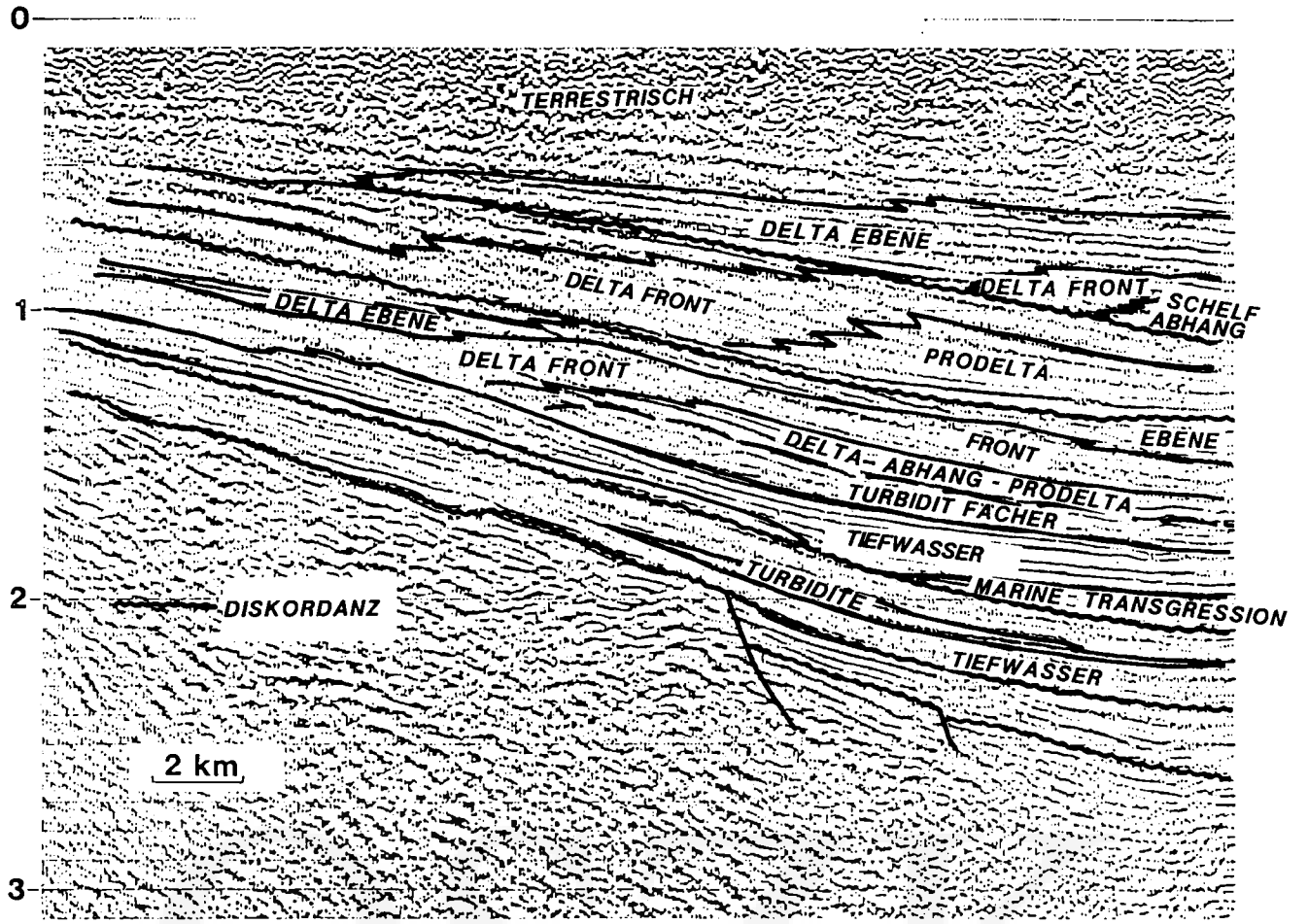


Abb. 4.
Seismisches Profil aus dem nördlichen Teil des Pannonischen Beckens mit Kennzeichnung der verschiedenen Faziesbereiche.

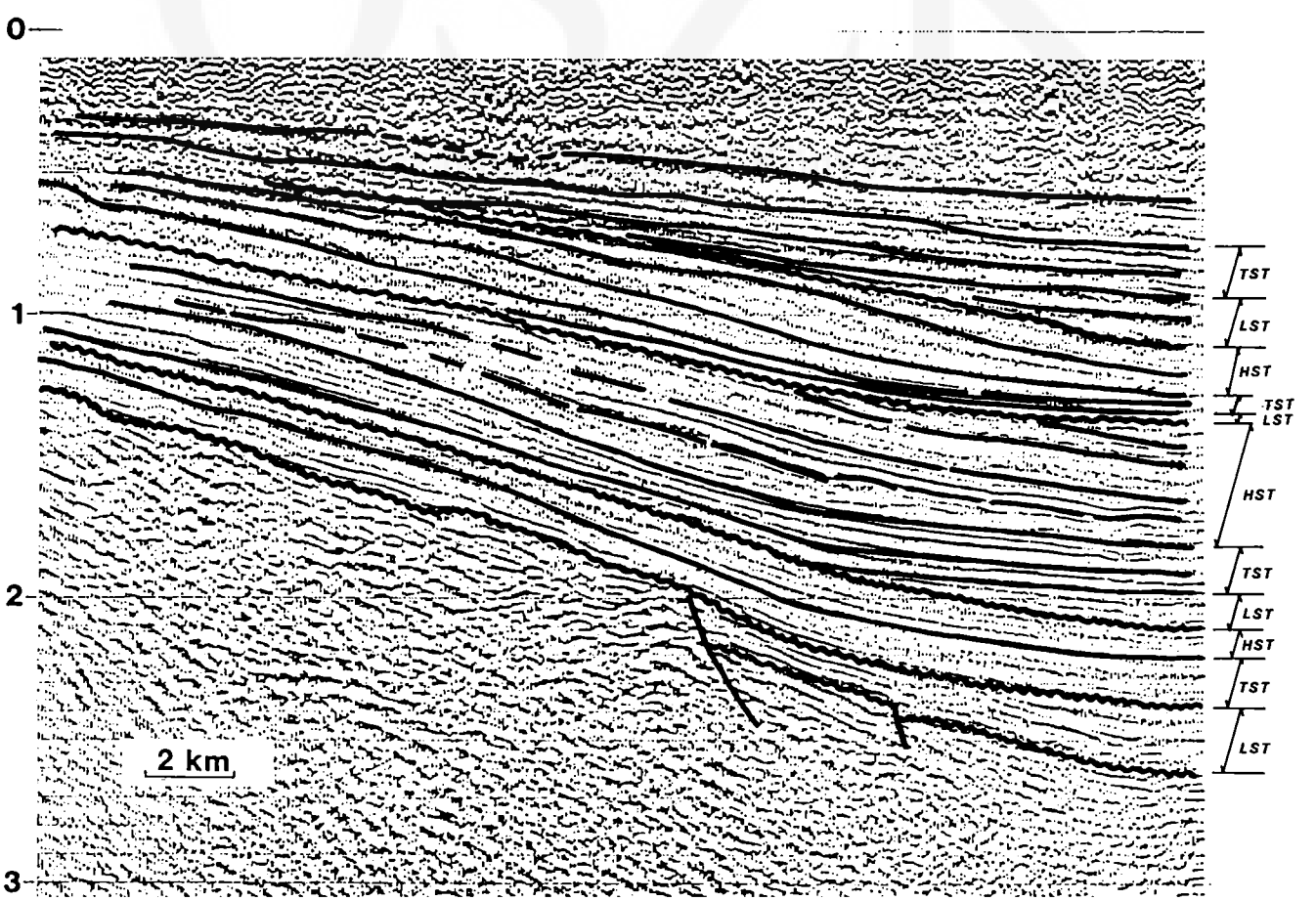


Abb. 5.
Seismisches Profil (wie Abb. 4) mit Aufgliederung in Sequenzen und System Tracts.

Schichten (Karpat) werden als Highstand, Lowstand, Transgressive sowie Highstand System Tracts eingestuft. Die tektonische Inversion, die danach das gesamte Becken erfaßte, wird durch eine Erosionsfläche gekennzeichnet. Lokal wurden fluviatile Schotterflächen aufgeschüttet (Lowstand System Tract, Aderklaaer Konglomerat). Die Sedimentabfolge des unteren Teils der Lagenidenzone (Baden, Bildmitte bis rechter Rand) sowie der obere Teil der Lagenidenzone bis in die untere Sandschalerzone entspricht einem Transgressive System Tract (KREUTZER, 1991). Das mächtige Sedimentpaket des Mittel- und Oberbaden (Sandschalerzone bis Buliminen-Rotalienzone) läßt die Faziesverteilung gut erkennen. Die parallelen Reflexionen im linken Bildteil kennzeichnen die Delta-Ebene, die diffusen Reflexionen zwischen Schußpunkt 200 und 240 vertreten die Delta-Front, während die Delta-Schelfabhang-Sedimente an den schräg nach rechts abfallenden Reflexionen zwischen Schußpunkt 240 und 280 erkannt werden können. Tonige Beckensedimente sind am rechten Bildrand vertreten. Das Sedimentpaket des Mittel- und Oberbaden wird nach KREUTZER (1986, 1991) als Highstand System Tract eingestuft. Nach lokaler Regression mit lokal verbreiteten Schotterflächen eines Lowstand treten während des Untersarmat Sedimente eines Transgressive System Tract, im oberen Sarmat eines Highstand System Tract auf. Nach lokaler Regression sowie Erosion beginnt die Schichtfolge des Pannon mit einem Transgressiven System Tract, um in einen Highstand System Tract zu münden. Die Sedimentabfolge des oberen Teils des Pannon sowie des Pont konnte in den Seismikprofilen nicht mehr untersucht werden, da die Daten aussetzen. Die Analyse dieses Bereichs in Bohrungen läßt eine zunehmende Vergröberung der Sedimente quer über das zentrale Wiener Becken und einen Lowstand System Tract erkennen.

3. Pannonisches Becken

Die Entwicklung des Pannonischen Beckens kann ebenfalls in zwei Phasen unterteilt werden. Die erste, die Synrift Phase, wird durch die Ausbildung von länglichen Graben- und Halbgrabenstrukturen gekennzeichnet. Die zweite, die Postriftphase, wurde durch thermische Abkühlung kontrolliert und bewirkt eine gleichmäßige, großräumige Absenkung. Die dazwischen auftretende Erosionsfläche ist eine Folge des Wechsels in der tektonischen Entwicklung (siehe Abb. 2). Kleine Änderungen in der Sedimentationsabfolge am Beckenrand sind ein Ergebnis eustatischer Meeresspiegelschwankungen. An Hand eines seismischen Profils zeigen wir die Identifizierung und Zuordnung von System Tracts, Erosionsphasen und Faziesbereichen. Das seismische Profil vom Nordteil des Beckens verläuft in Richtung Nord–Süd (Abb. 4). Die Postrift Sedimente (Oberes Miozän–Pliozän) sind, getrennt durch eine Diskordanz, auf älteren Formationen abgelagert, deren interne Struktur im Verlauf verschiedener tektonischer Phasen gebildet wurde. Diese Basis wird durch Bruchstrukturen geprägt und zeigt teilweise sogar Faltungen sowie Überschiebungsflächen. Das Profil läßt die Sedimentschüttung und den Deltavorschub von Nord nach Süd erkennen. Verschiedene Ablagerungsmilieus und Faziesbereiche wurden der „seismischen Fazies" zuge-

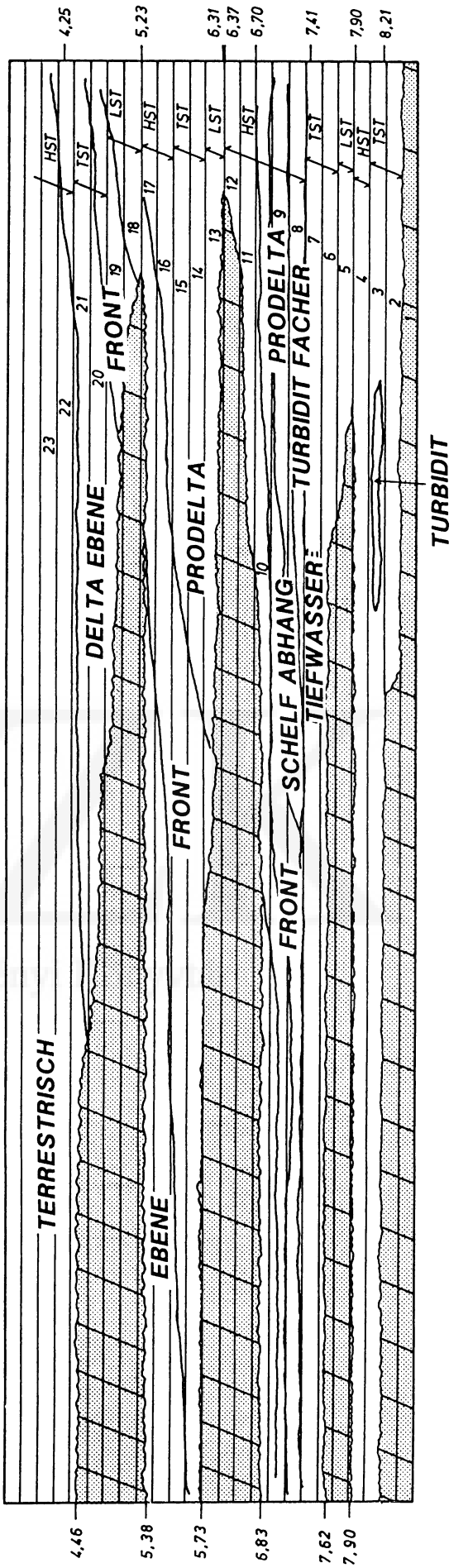


Abb. 6.
Modell der Sedimentations- und Nichtsedimentationsbereiche entlang eines N–S-verlaufenden seismischen Profils im Pannonischen Becken.
Sedimentäre Fazies (Abb. 4) und System Tracts (Abb. 5) verknüpft mit chronostratigraphischer Einstufung.

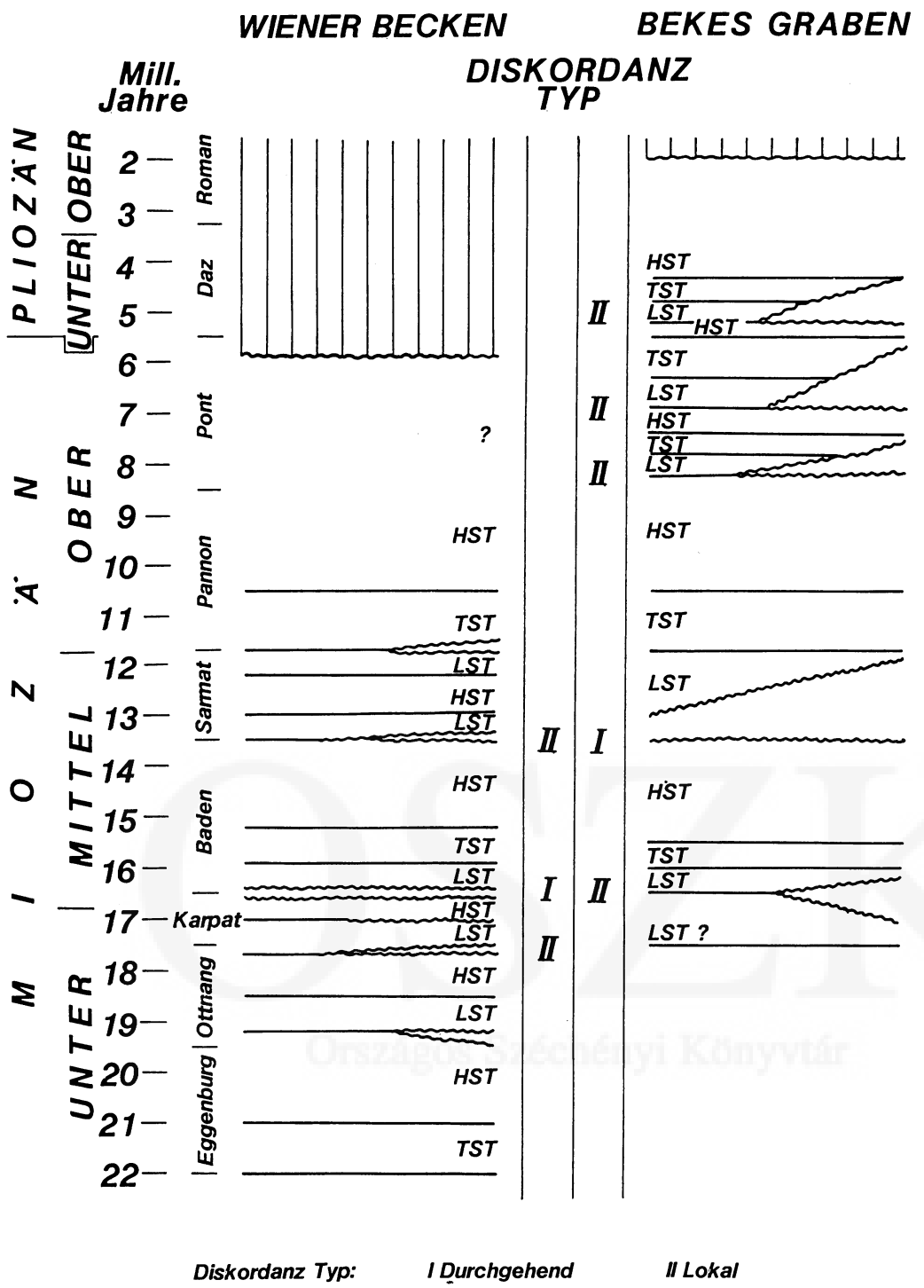


Abb. 7.
Vergleich der Ablagerungssequenzen und System Tracts in Wiener und Pannonischem Becken.

ordnet, die durch verschiedenartige Ausbildung, Amplitude und Kontinuität der Reflexionen charakterisiert wird. Nach einer raschen Absenkung der Basis können wir Tiefwasserablagerungen mit Turbiditfächern im unteren Teil des Profils identifizieren. Ein Deltakomplex beginnt sich vom Beckenrand mit mehreren Vorschub- und Rückzugsphasen gegen Süden vorzuschieben. Das Becken wird zunehmend seichter, das Ablagerungszentrum verschiebt sich gegen Süden, während die nördlichen Gebiete trockenfallen. Die seismische Faziesinterpretation wird durch Ergebnisse von Bohrlochmessungen, Bohrkernen und Proben aus nahegelegenen Bohrungen unterstützt.

Eine Unterteilung der fünf durch Diskordanzen getrennten Sedimentationszyklen in System Tracts wurde mit Hilfe der verschiedenartigen Charakteristik der seismischen Reflexionen vorgenommen (Abb. 5). Die gesamte Abfolge von Highstand, Lowstand und Transgressive System Tracts wurde zur Zeit einer verstärkten Absenkung des Beckens in der Postriftphase vor 8 bis 4 Millionen Jahren gebildet. Bemerkenswert sind die Grenzflächen zwischen Lowstand und Transgressive System Tract, deren Ausbiß an der unterlagernden Diskordanz die ehemalige Küstenlinie markiert. Das Fallen des Meeresspiegels entspricht dem Lowstand System Tract.

Die Interpretation der Faziesbereiche und System Tracts wurde mit chronostratigraphischen Daten verknüpft. Die Bohrung Tiszapalkonya-1 wurde durchgehend gekernt, die paläomagnetische Polarität an den

Kernen durchgehend untersucht (POGÁCSÁS et al., 1989). Eingehängt in das seismische Profilnetz konnten so das Alter und die Dauer der einzelnen Sedimentationsphasen sowie der Zeitumfang der Nichtsedimentation (= Diskordanz) festgelegt werden. Gestützt auf diese sowie auf die Daten einer zweiten paläomagnetisch untersuchten Bohrung wurde das Modell für Abbildung 6 erarbeitet. Von Norden gegen Süden nimmt die Dauer der Nichtsedimentationsphasen immer mehr ab und weitere Schichtpakete kommen dazu. Im zentralen Teil des Beckens, etwas außerhalb unseres Profils, ist schließlich beinahe kontinuierliche Sedimentation anzutreffen. Auffällig ist die gleichmäßige zeitgleiche Verteilung der Tiefwasserfazies im älteren Teil im Gegensatz zur raschen Verschiebung der Delta-Faziesbereiche in Zeit und Raum im jüngeren Teil des Schichtpakets. Die zeitweilige Nichtsedimentation, repräsentiert durch die Diskordanzen, wurde durch Regression und Transgression in Verbindung mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen hervorgerufen und ist gut mit den globalen Meeresspiegelschwankungen (HAQ et al., 1988) vergleichbar.

Literatur

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R.: Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. – Science, **235**, 1156–1167, 1987.

JIRICEK, R. & SEIFERT, P. H.: Paleogeography of the Neogene in the Vienna Basin and the Adjacent Part of the Foredeep. – D. MINAŘÍKOVÁ &. H. LOBITZER (Eds.): Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, 89–105, Vienna – Prague 1990.

JIRICEK, R. & TOMEK, C.: Sedimentary and Structural Evolution of the Vienna Basin. – Earth Evol. Sciences, **3–4**, 195–204, 1981.

KREUTZER, N.: Die Ablagerungssequenzen der miozänen Badener Serie im Feld Matzen und im zentralen Wiener Bekken. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **102**/11, 492–503, Wien – Hamburg, 1986.

KREUTZER, N.: Matzen Field – Austria, Vienna Basin (Europe). – In: Treatise of Petroleum Geology, Atlas of Oil and Gasfields, AAPG, Tulsa 1991 (in press).

NAGYMAROSY, A.: Chrono- and Biostratigraphy of the Pannonian Basin: A Review Based mainly on Data from Hungary. – Earth Evol. Sciences, **3–4**, 183–194, 1981.

POGÁCSÁS, G.: Seismic Stratigraphic Features of Neogene Sediments in the Pannonian Basin. – Geoph. Transact., **30**/4, 373–410, Budapest, 1985.

POGÁCSÁS, G., SZALAY, A., LAKATOS, L., SZANYI, P., & VARNAI, P.: Backstripping Based on Seismic Stratigraphy in the Pannonian Basin. – Int. Proceed. Geoph. Symp. Prag, 1988.

POGÁCSÁS, G., LAKATOS, L., REVESZ, I., UJSZASZI, K., VAKARCS, G., VARKONYI, L. & VARNAI, P.: Seismic Facies, Electrofacies and Neogene Sequence chronology of the Pannonian Basin. – Acta Geol. Hung, **31**/3–4, 175–207, Budapest, 1988.

POGÁCSÁS, G. et al.: Correlation of Seismo- and Magnetostratigraphy in Southeastern Hungary. – Magyar Geoph., **30**/2–3, 41–62, Budapest 1989.

WESSELY, G.: Structure and Development of the Vienna Basin in Austria. – In: ROYDEN, L. & HORVATH, F. (Eds.): The Pannonian Basin, a Study in Basin Evaluation. – AAPG Memoir, **45**, 333–346, Tulsa 1987.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R.: Key Definitions of Sequence Stratigraphy. – In: BALLY, A. W. (Ed.): Atlas of Seismic Stratigraphy, Vol. 1, AAPG Studies in Geology, **27**/1, Tulsa 1987.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 101–108	Wien, September 1991	1. rész	pp. 101–108	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Stratigraphische Revision der unter- und mittelmiozänen Bildungen des Beckens von Várpalota (Bakony-Gebirge)

Von JÓZSEF KÓKAY*)

Mit 3 Abbildungen

Ungarn
Várpalota-Becken
Bakony-Gebirge
Miozän
Ottnangien
Karpatien
Badenien
Sarmatien
Stratigraphie

Inhalt

Zusammenfassung 101
Összefoglalás 101
Abstract 101
1. Einleitung 102
2. Ottnangien 102
3. Karpatien 105
4. Badenien 106
5. Sarmatien 106
Literatur 108

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden die unter- und obermiozänen Ablagerungen des Beckens von Várpalota anhand neuester Untersuchungen dargestellt. Die Sedimentfolgen des Ottnangien, des Karpatien und des unteren Badenien enthalten reiche, marine Fossilassoziationen; das mittlere Badenien weist kontinentale, das obere Badenien lagunäre Sedimente auf. Das Sarmatien ist wieder durch kontinentale und vom Süden her eingeschaltete, fossilreiche Ablagerungen gekennzeichnet.

A várpalotai medence alsó- és középső-miocén képződményeinek rétegtani revíziója

Összefoglalás

A várpalotai medence változatos kifejlődésű alsó- és felső-miocén képződményeit mutatja be a szerző a legfrissebb földtani kutatási és vizsgálati eredmények alapján. Az ottnangi, kárpáti és alsó-bádeni üledéksorok gazdag tengeri ősmaradvány-együtteseket tartalmaznak. A középső-bádeni szárazföldi kifejlődésű, a felső-bádeni mocsári és laguna-eredetű képződményekből áll. A szarmatát szárazföldi és dél felől befogazódó és vastagodó gazdag brackvízi faunás képződmények képviselik.

Stratigraphic Revision of Lower and Middle Miocene Sediments in the Várpalota Basin (Bakony Mountains)

Abstract

The author presents Lower and Upper Miocene formations of varied facies from the Várpalota Basin, on the basis of the latest results of geological research and studies. The Ottnangian, Karpatian and Lower Badenian sequences are rich in marine fossil assemblages. The Middle Badenian consists of formations of continental facies, whereas the Upper Badenian incorporates formations of paludal and lagoonal facies. The Sarmatian is represented by contintental formations as well as formations with rich brackish fauna, interfingering and thickening towards the south.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. JÓZSEF KÓKAY, Ungarisches Geologisches Institut, Népstadion út 14, H-1442 Budapest.

1. Einleitung

Über die miozänen Bildungen des Beckens von Várpalota liegen bereits viele Publikationen und monographische Bearbeitungen vor. Auf die frühere „Helvet-Torton-Diskussion" wird nicht eingegangen, da die vom RCMNS angenommene, für die mittlere Paratethys gültige stratigraphische Gliederung maßgeblich ist.

Im Vorland SE des Bakony-Gebirges wird im neogenen Sedimentationsgebiet seit nahezu 120 Jahren ein Kohlenbergbau beschrieben. Für dessen Erkundung wurden rund 1000 Bohrungen abgeteuft. Unzählige bergbauliche Aufschlüsse, Tiefbohrungen, geophysikalische Daten und Oberflächenerkundungen lieferten die Grundlagen für die plattentektonische Interpretation der Entstehung des Beckens; diese fand im Ottnangien statt. Das im südöstlich bzw. östlich des Beckens liegende Gebiet von „Balatonfö" hat die Form eines gestreckten Dreiecks, das einen „Mikrokontinent-Splitter" darstellt und zu Beginn des Ottnangiens gegen den Uhrzeigersinn rotierte. Infolge der Rotation der Masse von „Balatonfö" bildete sich, längs ihrer Nordseite, in E–W-Richtung ein Einbruchsbecken, während entlang ihrer westlichen Seite ein N–S streichender Graben entstanden ist.

Ottnangische und karpathische Bildungen sind in der Paratethys in einer derart faunenreichen, rein marinen Entwicklung nur von Várpalota bekannt.

2. Ottnangien

Das ottnangische Meer ist von Osten her auf das Gebiet des nördlichen Beckenteiles vorgedrungen. Hier wurde eine dominierend sandige, untergeordnet pelitische, rein marine Sedimentabfolge mit einer Mächtigkeit von nahezu 100 m abgelagert; dies ist durch das Profil der Kernbohrung Inota Nr. 148 belegt. Die Sedimentfolge des ottnangischen Meeres wird gegen Westen zu immer kalkiger und grobkörniger und dünnt infolge des Fehlens der älteren Schichtglieder bis auf maximal 50 m aus. Das im Becken gelegene Grundprofil V. 219 und das von Bántapuszta sind wegen der Ausdünnung nicht besonders für die Aufstellung von Faziesstratotypen geeignet (J. KÓKAY in A. PAPP, F. RÖGL & SENES, 1973). Im Gegensatz zur Bohrung V. 291 zeigt die im nördlichen Sedimentationsgraben abgeteufte Bohrung Inota Nr. 148 die ottnangische Schichtfolge vollständiger entwickelt. Bedauerlicherweise ist bisher weder eine eingehende biostratigraphische Bearbeitung des Profils von Bántapuszta, noch die der Bohrung Inota Nr. 148 abgeschlossen. Im unteren Viertel des schon früher publizierten und international anerkannten Faziesstratotyps von Bántapuszta haben A. NAGYMAROSY (M. BOHN-HAVAS & A. NAGYMAROSY, 1985) in einem durch eine untiefe (3 m) Handbohrung erschlossenen sandigen Ton die Nannoplanktonzone Okada-Bukry, die dem obersten Teil der Zone NN3 entspricht, nachgewiesen. Auf Grund der Untersuchung der Meeresoszillation, gewisser Dazittuf-Einstreuungen und der faunistischen Korrelation entspricht dieses Niveau etwa dem oberen Drittel der Bohrung Inota Nr. 148, obwohl dieses Niveau bisher in dem nur lükkenhaft untersuchten Probenmaterial dieser Bohrung nicht nachgewiesen werden konnte. Es ist sehr arm an Nannoplankton. Daraus folgt, daß die unteren zwei Drittel der durch die Bohrung erschlossenen Schichtfolge offensichtlich schon die Zone NN3 darstellen. In der direkten Nachbarschaft der Bohrung Inota Nr. 148 wurde die Bohrung Inota Nr. 138 abgeteuft, in der im oberen Drittel der ottnangischen Serie ein Exemplar einer *Lepidocyclina*-Art gefunden wurde (T. KECSKEMÉTI & J. KOKAY, 1985). Da es sich dabei um das einzige Exemplar handelt, wurde kein Dünnschliff zur Untersuchung der Protoconchen durchgeführt, es handelt sich aber nach den äußeren Kennzeichen aller Wahrscheinlichkeit nach um *Nephrolepidina morgani* (LEM. et DOUV.), die die oberen Grenze der Nannoplanktonzone NN3 nicht überschreitet. An einem biotischen Sand der höchsten ottnangischen Schichtfolge aus der Bohrung V. 219 hat K. BALOGH (Debrecen) eine radiometrische Altersbestimmung an Biotit durchgeführt, die einen Wert von 18,4±0,9 Millionen Jahre ergab.

In der südlichen Verzweigung des Beckens von Várpalota besteht die ottnangische Schichtfolge aus Sedimenten kontinentaler bzw. limnischer Herkunft (Bohrung Kü Nr. 2).

Nach der Ablagerung der ottnangischen Sedimente erfolgte eine Regression des Meeres. Im Westteil des Beckens (Bántapuszta) tritt eine unebene Denudationsfläche, ja sogar eine gering mächtige Rottonanhäufung auf (J. KÓKAY, 1967, 1976, 1986). Dies bedeutet, daß nicht nur Oszillation und Abrasion, sondern auch eine kontinentale Denudation vorlagen. Diese konnte nicht ausgedehnt sein, da die Undulation der ottnangischen

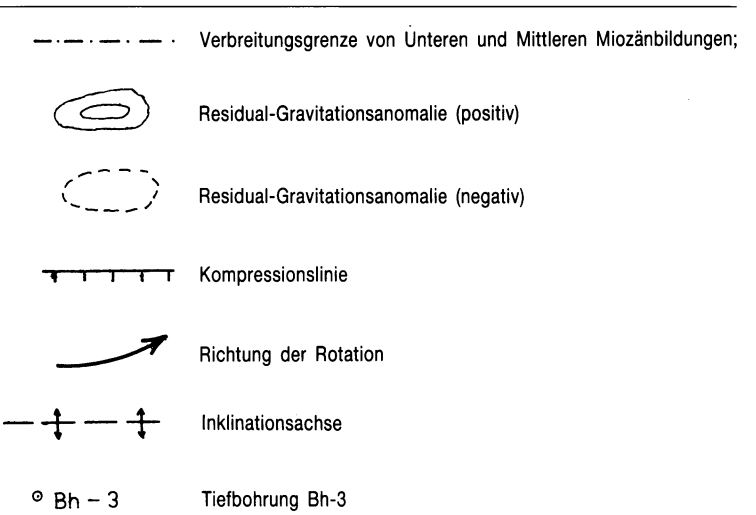
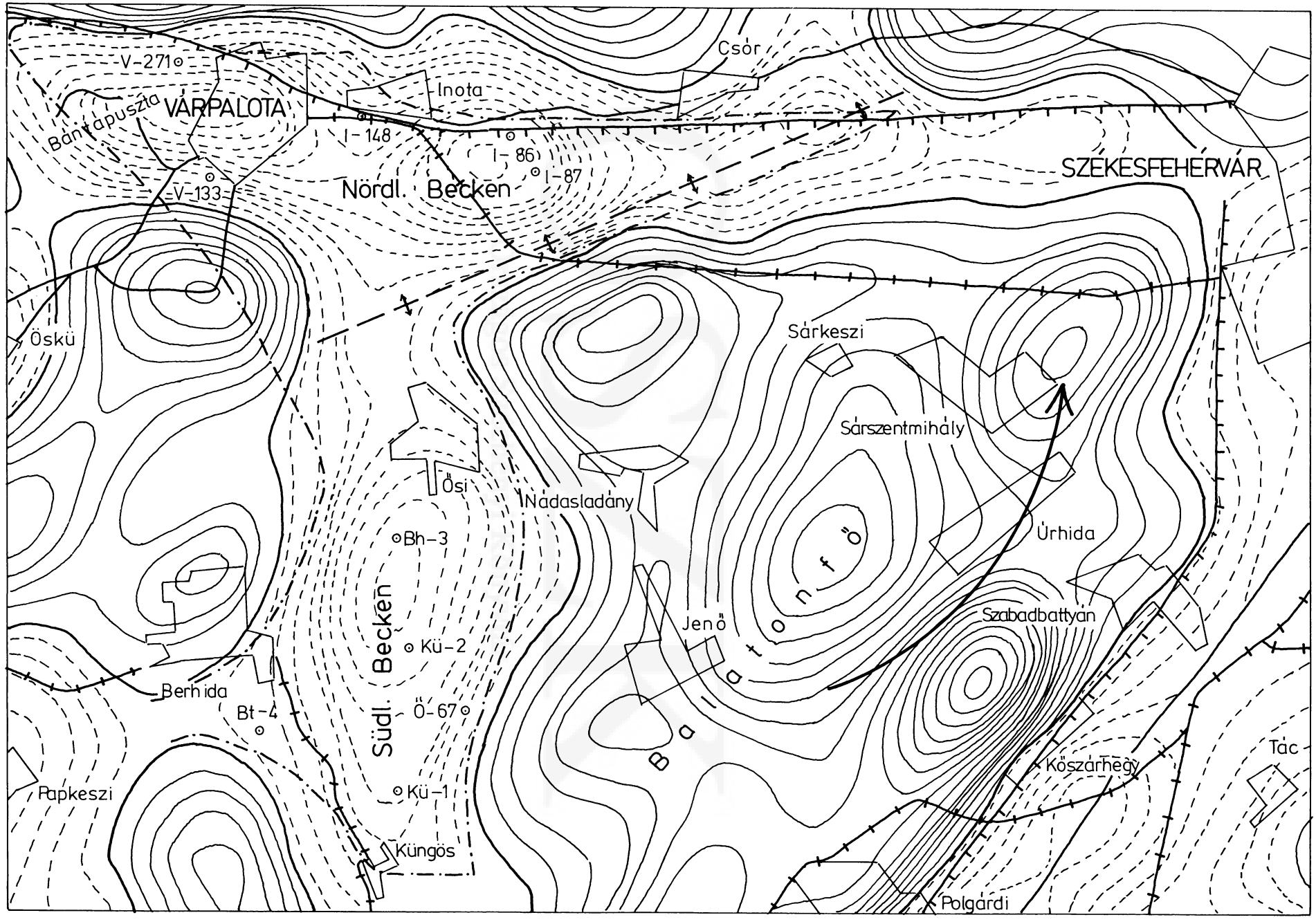


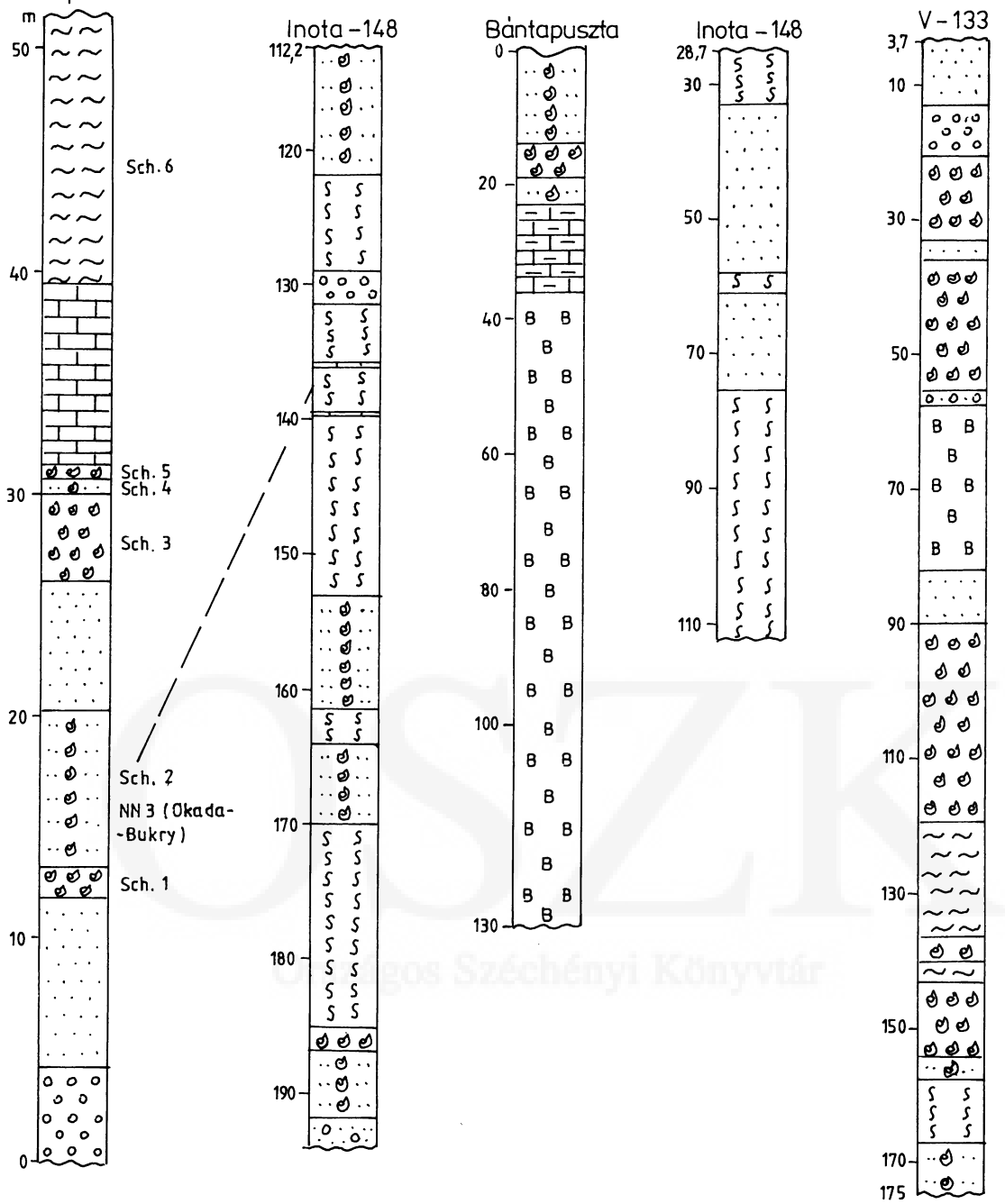
Abb. 1.
Übersichtskarte des Várpalota-Beckens 1 : 100.000.


V-271
Csór
Inota
Bántapuszta
VÁRPALOTA
I-148
I-86
I-87
SZÉKESFEHÉRVÁR
V-133
Nördl. Becken
Öskü
Sárkeszi
Sárszentmihály
Ősi
Nádasladány
Úrhida
Bh-3
Südl. Becken
Jenő
Szabadbattyan
Kü-2
Berhida
Bt-4
Ö-67
Kü-1
Papkeszi
Küngös
Köszárhegy
Tác
Polgárdi

OTTNANGISCHE PROFILE

KARPATISCHE PROFILE

a



Zeichenerklärung:

- Kies
- Konglomerat
- Bryozoen Balanenführender Sandstein, Konglomerat
- Fossilienfreier Sand
- Molluskenführender Sand
- Sandstein, Aleurit mit Pflanzenresten
- Molluskenführender Sandstein
- Kalkalgenführender Sandstein
- Kalkalgenführender Kalkstein
- Echinoidenführender Kalkstein
- Molluskenführender Tonmergel, Aleurit; sandiger Mergel
- Buntton mit Kalkkontretionen
- Dazittuffit

OSZK Országos Széchényi Könyvtár

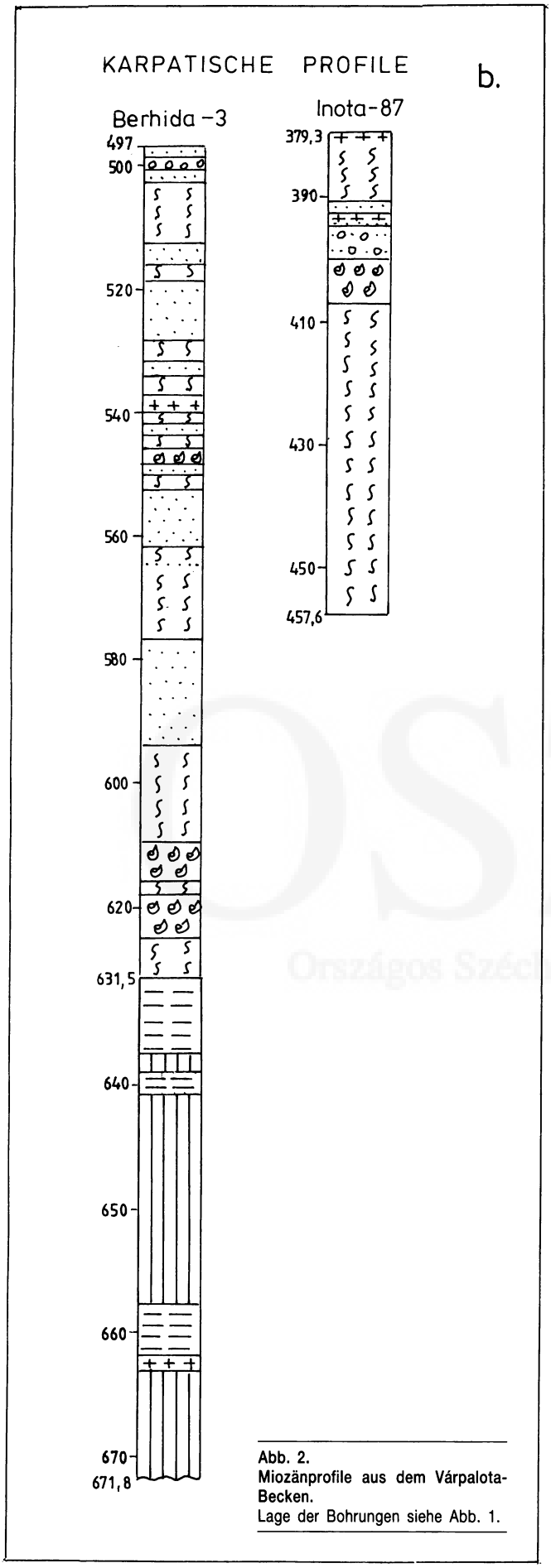


Abb. 2.
Miozänprofile aus dem Várpalota-Becken.
Lage der Bohrungen siehe Abb. 1.

Denudationsfläche reduziert ist. Auch in der Bohrung Inota 148 und in anderen nahegelegenen Bohrungen war die Schichtlücke nach der Regression des ottnangischen Meeres nur geringfügig, da die Oberfläche der ursprünglich graufarbigen Sedimente nicht oxidiert ist.

3. Karpatien

Die Sedimentfolge des karpatischen Meeres erstreckt sich weit über die ottnangischen Bildungen hinaus und ist auch von Norden her in den Südzweig des Beckens eingedrungen; auch diese Transgression erfolgte von Osten her. In Bántapuszta beträgt die Mächtigkeit der kalkigen, grobklastischen Bryozoen- und *Balanus*-führenden Schichtfolge rund 130 m. In der Bohrung V. 219 (unweit der Bohrung V. 133 gelegen) beträgt die Mächtigkeit der im allgemeinen faunenarmen, aus Sandstein, sandigem Mergel und Konglomerat aufgebauten karpatischen Sedimentreihe 170 m. Die alte Bohrung V. Nr. 10 hat eine rund 220 m mächtige karpatische Schichtfolge, in sandigerer Entwicklung durchteuft. In der Bohrung Inota 148 ist die Mächtigkeit der karpatischen Bildungen 84 m. Die obere Hälfte besteht aus einem fossilarmen, feinkörnigen Sand, während die untere Hälfte eine molluskenführende Silt- und Tonmergelschichtfolge (mit einer noch unbearbeiteten Molluskenassoziation) aufweist. Im Ostteil des Beckens (Bohrungen Inota 87, Csór-127) beträgt die Mächtigkeit der karpatischen marinen größtenteils aus pelitischen Bildungen aufgebauten Sedimentfolge etwa 100 m. Im südlichen Beckenteil (Bohrung Berhida-3) ist die überwiegend aus sandigen, im unteren Viertel aus pelitischen Bildungen aufgebaute karpatische marine Sedimentfolge 135 m mächtig.

Aus den karpatischen, marinen Sedimentfolgen verfügen wir nach den Untersuchungen von A. NAGYMAROSY über sporadische Nannoplanktondaten. Die Sedimente gehören der Zone NN4, ihr oberster Teil dagegen der Zone NN5 an. Die Molluskenfauna der obertags aufgeschlossenen, kalkigen, grobklastischen Serie von Bántapuszta wurde von J. KÓKAY (1967) veröffentlicht. Seitdem hat aber die Zahl der Taxa durch neuere Aufsammlungen bedeutend zugenommen; auch hat sich die Zahl der stratigraphisch wichtigsten Pectinidae-Formen erhöht. Wichtigere, aus dem „Burdigalien superior" des mediterranen Raums bekannte Formen, die in der obzitierten Publikation noch nicht aufscheinen, sind: *Pecten paulensis* FONT., *Pecten dunkeri* MAY.-EYM., *Pecten cristacostatus* SACCO, *Pecten subbenedictus* FONT., *Flabellipecten ugolinii* D. R., *Flabellipecten pasinii flabellum* UG., *Chlamys costai* FONT. und *Chlamys improvisa cavarum* FONT.

Diese Taxa sind aus der Badener Stufe der Paratethys nicht bekannt.

In der ebenfalls noch unbearbeiteten, reichen Echinoiden-Fauna aus dem oberen Teil der karpatischen Serie bei Bántapuszta ist die aus dem „Burdigalien superior" des Rhône-Tals beschriebene Art *Scutella guebhardti* LAUBE häufig, daneben tritt auch *Scutella lusitanica* LOR. auf, die im Miozän der Paratethys ebenfalls nicht bekannt ist.

Im oberen Abschnitt der karpatischen Schichtfolge von Bántapuszta (J. KÓKAY, 1966), repräsentiert durch einen Echinoiden- und Mollusken-führenden Kalk, wurde *Borelis melo* F. & M. gefunden, die in einzelnen Baden-Kalksteinformationen häufig ist.

Die neueren Untersuchungen der karpatischen Bildungen von Várpalota bestätigen die Tatsache, daß die karpatische Stufe mit den Sedimenten des oberen Burdigals der Umgebung des Mediterraneums gleichaltrig ist, zumindest vom biostratigraphischen Gesichtspunkt aus.

4. Badenien

Nach der Regression des karpatischen Meeres begann im nordwestlichen Teil des Beckens von Bántapuszta eine kräftige Erosion (J. KÓKAY, 1985), während im östlichen Teil des Beckens 4–5 m mächtige, kontinentale Silte und im südlichen Beckenzweig eine 10 m Mächtigkeit überschreitende Bunttonschicht (Bohrung Verhida Nr. 3) abgelagert wurden.

Das Meer des unteren Badeniens drang im Gebiet von Bántapuszta ins von Erosionstälern zerschnittene Terrain der karpatischen Schichtfolge ein (J. KÓKAY, 1985); in den anderen Teilen des Beckens erfolgte die Transgression auf die die karpatischen Sedimente überlagernden kontinentalen Bildungen. Die Transgression kam ebenfalls von Osten. Die größte Mächtigkeit der marinen Sedimentfolge beträgt 100 m (Bohrung V. Nr. 10). Im Westen ist sie eher sandig ausgebildet, während im östlichen Teil des Beckens eine Ton-Tonmergelentwicklung mit einer reichen und ausgezeichnet erhaltenen Molluskenfauna auftritt. Zu diesem Horizont gehört die berühmte, unter Naturschutz stehende „Sandgrube Szabó", aus der rund 400 Molluskentaxa bekannt sind. Auch im südlichen Beckenteil haben die Kohlenerkundungsbohrungen eine geringermächtige marine Sedimentfolge des Unteren Badenien durchteuft. Die marine Schichtfolge des Unterbadens wird in den der „Oberen Lagenidenzone" (M 4b) entsprechenden Horizont, gestellt, da, nach J. KÓKAY (1987)

- sie seltene, aber gut entwickelte Exemplare, von *Orbulina suturalis*, die entwickelteren und jüngeren Formen der Evolutionsreihe enthält;
- der Transgression eine tektonische Phase und eine kontinentale Periode vorangegangen sind, die plausibel der „Unteren Lagenidenzone" (M A4) entsprechen.

Die reiche Makrofauna weist eindeutig darauf hin, daß die marine Schichtfolge nicht Mittelbadenien sein kann. Auch nach den Untersuchungen von A. NAGYMAROSY (1985) gehören die Sedimente der erwähnten Sandgrube der Nannozone NN5 an.

Im mittleren Badenien erfolgte im westlichen Teil des Beckens eine Denudation, während im Untergrund der nördlichen und südlichen Beckenarme kontinentale Bunttone und Schotter sedimentiert wurden (J. KÓKAY, 1987). Im Norden (Bohrung Inota Nr. 86) beträgt die Mächtigkeit der Schichtfolge 45 m, während sie im Süden (Bohrung Berhida Nr. 3) 20 m beträgt. Die Stellung dieser kontinentalen Sedimente ins mittlere Badenien ist dadurch begründet, daß

- ihr Liegendes ein regressiver hydrobienführender bzw. „brotienführender Ton" Unteres Badenien ist,
- ihr Hangendes durch die mit der neuen Transgression beginnenden Sedimente des Oberen Badenien gebildet wird.

Die Oberbaden-Transgression begann mit einem tektonischen Einbruch des Beckens. An der Basis der Sedimentfolge liegen in ungleichmäßiger Verbreitung (meistens im Westteil des Beckens) Dazittuff, Bentonit und toniger Bentonit mit einer Mächtigkeit von 0,5–3 m. Zu Beginn der Senkung des Beckens kam es zur Kohlebildung mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 5 m (J. KÓKAY, 1967, 1987). Mit der Eintiefung des Beckens endete die Kohlebildung; auf das Flöz folgt eine 2–3 Dezimeter mächtige „Congerien-Bithynien-*Theodoxus*-führende Bank, dann eine höchstens 150 m mächtige „Alginit"-(Ölschiefer-[G. SOLTI, 1980])-Schichtfolge, die im Basalteil eine 0,5–1,5 m mächtige Dazittuffit-Zwischenlagerung, in Beckenmitte regressive Zyklenschlußbildungen (tonige Kohle, kohliger Ton) aufweist. Die Schichtfolge nach J. KÓKAY (1987) ist ins obere Badenien einzureihen, da

- sie unter dem Sarmat lagert;
- die auf eine oligo-miohaline Umgebung hinweisende Molluskenfauna älter als sarmatisch ist;
- das radiometrische Alter der im Unterteil der Schichtfolge gelegene Dazittuffitschicht nach Untersuchung mehrerer Proben mit durchschnittlich 14,6 Millionen Jahren angenommen werden kann.

An der Grenze zwischen Oberbadenien und Sarmat erfolgten, hauptsächlich im westlichen Teil des Bekkens, bedeutende tektonische Bewegungen (J. KÓKAY, 1968, 1976, 1986) mit starken Denudationen.

5. Sarmatien

Im Gebiet des Beckens ist das Sarmat sehr abwechslungsreich entwickelt (J. KÓKAY, 1954). Von Westen und Nordwesten wurden kalkkonkretionsführender Buntton, Schotter und toniger Bentonit fluviatiler Herkunft zugeliefert. In südlicher und südöstlicher Richtung eingeschaltet in die kontinentale Schichtfolge, treten sarmatische, marine Transgressionsbänke auf. Die Transgression des sarmatischen Meeres erfolgte diesmal nicht von Osten, sondern vom südlichen Beckenarm aus. Der schon in der Einleitung erwähnte Block von „Balatonfö" in Form eines verlängerten Dreiecks hat nämlich – gegen den Uhrzeigersinn rotierend – den östlichen Eingang des nördlichen Beckenarms gesperrt, während der südliche Beckenarm an Brüchen geöffnet wurde. Deshalb treten auch die sarmatischen marinen Bildungen im südlichen Beckenarm in südlicher Richtung mit immer größerer Mächtigkeit und Kontinuität auf. In der südlichsten Bohrung Küngös Nr. 1 beträgt die Mächtigkeit der sarmatischen Schichtfolge nahezu 100 m; nur noch der unterste etwa 20 m mächtige Abschnitt, liegt in fluviatiler Ausbildung vor. Die mächtigsten sarmatischen Schichtfolgen wurden im Gebiet des nördlichen Beckenarms mit nahezu 200 m Mächtigkeit erbohrt; im oberen Abschnitt sind marine Schichten eingeschaltet.

Im Sarmat des Beckens von Varpalota ist die für die mittlere Paratethys kennzeichnende Entwicklung durch eine reiche und gut erhaltene Fauna repräsentiert. Der ältere, im allgemeinen pelitische „Mohrensternien-Abra"-führende Abschnitt entspricht der „Volhynischen" Stufe der östlichen Paratethys, bzw. in Ungarn dem von J. BODA (1974) beschriebenen „Kozárdien" (Unterstufe „Kózardi"). Der jüngere Abschnitt ist im allgemeinen kalkiger entwickelt und entspricht der unter-bessarabischen Unterstufe der östlichen Paratethys, die in

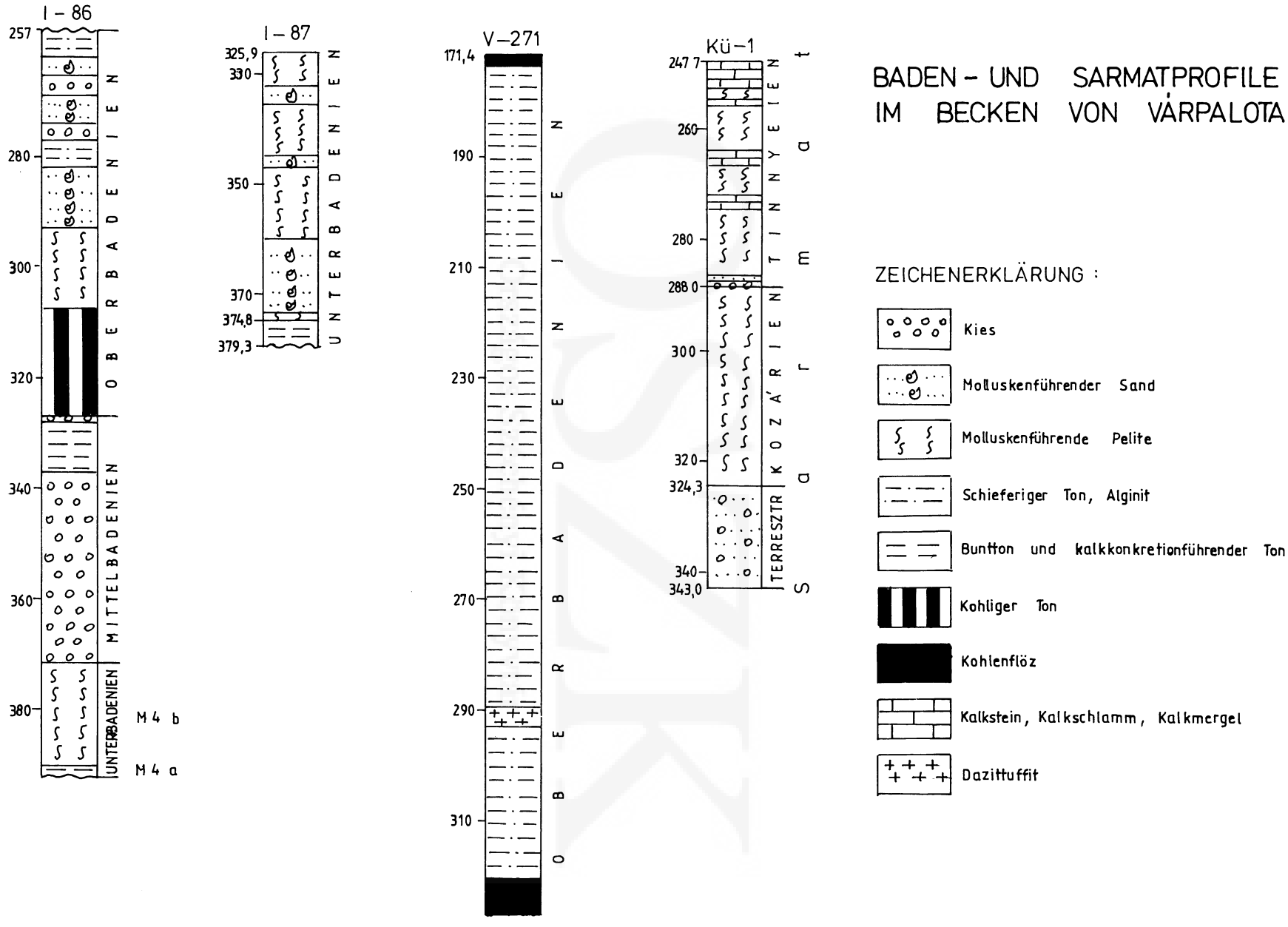


Abb. 3.
Baden- und Sarmatprofile aus dem Várpolata-Becken.
Lage der Bohrungen siehe Abb. 1.

Ungarn von J. BODA (1974) als Unterstufe von „Tinnye" („Tinnyeien") bezeichnet wurde. In der Bohrung Küngös Nr. 1 wurde an der Grenze zwischen den beiden Unterstufen eine Oszillation, gekennzeichnet durch eine Schotterbank, festgestellt.

Nach oben hin geht die sarmatische Schichtfolge mit auf Salzgehaltabnahme hinweisenden Zwischenlagerungen in die Schichtfolge des „Pannonien" über. In den Übergangsschichten treten auch Foraminiferen (*Rotalia beccarii*) und winzige, juvenile Exemplare von *Modiolus incrassatus* auf.

Literatur

BODA, J. (1974): Stratigraphie des Sarmats in Ungarn. – Földt. Közl., **102**, 249–260, Budapest.

BOHN-HAVAS, M. & NAGYMAROSY, A. (1985): Fossil Nannoplankton and Mollusc from the Ottnangian of the Borsod Basin (N.-Hungary). – VIIIth Congress of the Reg. Com. on Medit. Neog. Stratigr. Budapest (Abstract), 112–115, Budapest.

BOHN-HAVAS, M., BÁLDI, T., KÓKAY, J. & HALMAI, J. (1987): Pectinid assemblage zones of the Miocene in Hungary. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung, vol. LXX (Proceedings of the VIIIth RCMNS Congress), 441–446, Budapest.

KECSKEMÉTI, T. & KÓKAY, J. (1985): Lepidocyclina-related form from the Ottnangian of Várpalota (Hungary, Bakony-Mts.). – VIIIth Congress of the Reg. Com. on Medit. Neog. Stratigr. Budapest (Abstract), 297–299, Budapest.

KÓKAY, J. (1954): Le Sarmatien de Várpalota. – Földt. Közl., **84**, 29–40, Budapest.

KÓKAY, J. (1967a): Stratigraphie des Oberhelvets („Karpatian") von Várpalota (Ungarn). – Palaeont. Ital., **63**, 75–111, Pisa.

KÓKAY, J. (1967b): Obertortonische Ablagerungen des Bakonygebirges. – Földt. Közl., **97**, 74–90, Budapest.

KÓKAY, J. (1968): Tectonic Theories in the light of Bakony Mountains evidence. – Földt. Közl., **98**, 381–393, Budapest.

KÓKAY, J. (1971): Das Miozän von Várpalota. – Földt. Közl., **101**, 217–224, Budapest.

KÓKAY, J. (1976): Geomechanical investigation of the Bakony Mountains and the age of the Litér fault line. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **20**, 245, Budapest.

KÓKAY, J. (1985): Tectonic and geomechanical studies in the Bántapuszta basin (Várpalota, Bakony Mountains). – MÁFI Évi Jel., 1983, 43–50, Budapest.

KÓKAY, J. (1987): Stratigraphic subdivision and paleogeographic reconstruction of the Badenian at Várpalota. – MÁFI Évi Jel., 1985, 235–241, Budapest.

NAGYMAROSY, A. (1985): The correlation of the Badenian in Hungary based on Nannofloras. – Ann. Univ. Sci. Budapestiensis de R. Eötvös nom., **XXV** (1983), 33–86, Budapest.

PAPP, A., RÖGL, F. & SENES, J. (1973): M_2 Ottnangien (Die Innviertler, Salgótarjáner, Bántapusztaer Schichten-Gruppe und die Rzehakia Formation). – Chronostratigraphie und Neostratotypen, **III**, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.).

SOLTI, G. (1982): The oil shale deposit of Várpalota. – Acta Mineralogica-Petrographica, **XXIV**/2 (1980), 289–300, Szeged.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 109–129	Wien, September 1991	1. rész	pp. 109–129	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Korrelation der oligozänen Schichtfolgen von Ottenthal (Waschbergzone, Niederösterreich) mit der Region Kiscell (Budapest, Nordungarn)

Von PETER SEIFERT, ROSWITHA BRAUNSTEIN & TAMÁS BÁLDI*)

Mit 13 Abbildungen und 4 Tafeln

Österreich
Ungarn
Waschbergzone
Oligozän
Zentrale Paratethys
Allochthone Molassezone
Kalknannoplankton
Mollusken

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 10, 11

Inhalt

Zusammenfassung 109
Összefoglalás 109
Abstract 110
1. Einleitung 110
2. Historischer Abriß 111
3. Geologie der Waschbergzone 111
4. Profil Ottenthal – Leithen 111
4.1. Lithofazielle Beschreibung 111
4.2. Kalknannofossilien 114
4.3. Biostratigraphie 114
5. Molluskenfauna von Ottenthal 117
5.1. Material und Beschreibung 117
5.2. Alter und Fazies 118
6. Stratigraphische Stellung 119
Literatur 128

Zusammenfassung

Ein oligozäner Aufschluß der Waschbergzone (allochthone Molassezone, Niederösterreich) wurde biostratigraphisch anhand von Kalknannoplankton und der Molluskenfauna mit einigen Bohrungen und Aufschlüssen aus Nordungarn (Budapest und Noszvaj; Unter- und Oberoligozän) verglichen. Sowohl die Biofazies als auch die Lithofazies lassen einen ursprünglichen Zusammenhang der Ablagerungsräume der Menilitschichten der karpatischen Flyschzone über die Waschbergzone bis zum Tard Clay und Kiscell Clay in Ungarn erkennen.

Az ottenthali (alsó-ausztriai Waschberg-zóna) és az észak-magyarországi oligocén összlet korrelációja

Összefoglalás

Egyetlen Waschberg-zónabeli (allochton molassz zóna) feltárás és néhány északmagyarországi (budapesti és noszvaji) fúrás és feltárás oligocén rétegsorának (alsó- és felső-oligocén, Tardi Agyag, Kiscelli Agyag) biosztratigráfiai összehasonlítására került sor mészvázú nannoplankton és molluszkák alapján. Bio- és litofácies szempontjából az ausztriai szelvény a kárpáti flis menilitek és a magyarországi Tardi Agyag és Kiscelli Agyag közötti átmenetnek tekinthető.

*) Dr. PETER SEIFERT, ÖMV-AG, Wien, Gerasdorferstraße 151, A-1210 Wien; Dr. ROSWITHA BRAUNSTEIN, Universität Wien, Institut für Paläontologie, Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien; Prof. Dr. TAMÁS BÁLDI, Eötvös Loránd University, Departement of Geology, Muzeum Krt. 4/A, H-1088 Budapest, Ungarn.

Correlation of the Oligocene Sequences of Ottenthal (Waschberg Zone, Lower Austria) with the North Hungarian Oligocene

Abstract

An Oligocene outcrop from the Waschberg zone (Allochthonous Molasse zone, Lower Austria) and some outcrops and drillings from the northern part of Hungary (Budapest and Noszvaj; Tard Clay, Kiscell Clay, Lower and Upper Oligocene) were biostratigraphically compared with calcareous nannoplankton and molluscs. The biofacies and the lithofacies of the Austrian section can be regarded as a transition between the Carpathian Flysch menilites and the Tard Clay and Kiscell Clay of Hungary.

1. Einleitung

Die Waschbergzone (GRILL, 1953), eine allochthone Einheit der Molassezone, ist der nordwestliche Ausläufer des alpin-karpatischen Gebirgsystems (Abb. 1). Die ursprüngliche paläogeographische Lage (Abb. 2) wird zwischen der Molassezone im NW und dem Ablagerungsraum der Flyschzone im Süden angenommen (OBERHAUSER, 1980). Die Schichtfolge besteht überwiegend aus einer mächtigen Eggenburg-Ottnang Serie mit einem Oligozänanteil an der Basis. Der beste und mehrmals untersuchte Aufschluß oligozäner Sedimente auf österreichischem Staatsgebiet ist der Aufschluß Ottenthal/Leithen in der nördlichen Waschbergzone, 5 km südlich der Grenze zur ČSFR.

Der Aufschluß liegt SE der Kirche der Ortschaft Ottenthal entlang der Böschung eines Feldweges in Richtung Kleinschweinbarth (ÖK 50, Blatt 10 Wildendürnbach, 48°45′35″/16°34′55″). Die Überschiebungsgrenze der Waschbergzone über die autochthone Molasse verläuft im Westen in ca. 2 km Entfernung in Richtung Pottenbrunn. Nördlich des Zayaflusses geht die Waschbergzone kontinuierlich in die Steinitzer Einheit (Zdaniče unit) über, die sich jenseits der Grenze in Südmähren fortsetzt.

Das Ziel der Arbeit ist es, das Profil Ottenthal mit den gleichalten Typusprofilen der Region Kiscell (Budapest) in Nordungarn biostratigraphisch zu korrelieren. Das Ergebnis wird mit dem paläogeographischen

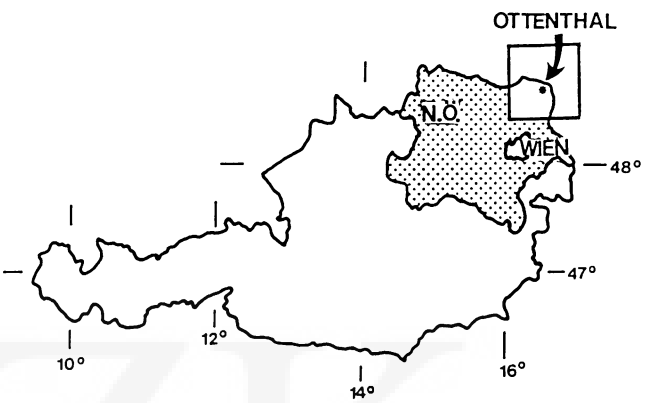


Abb. 1.
Lage des Untersuchungsgebietes.

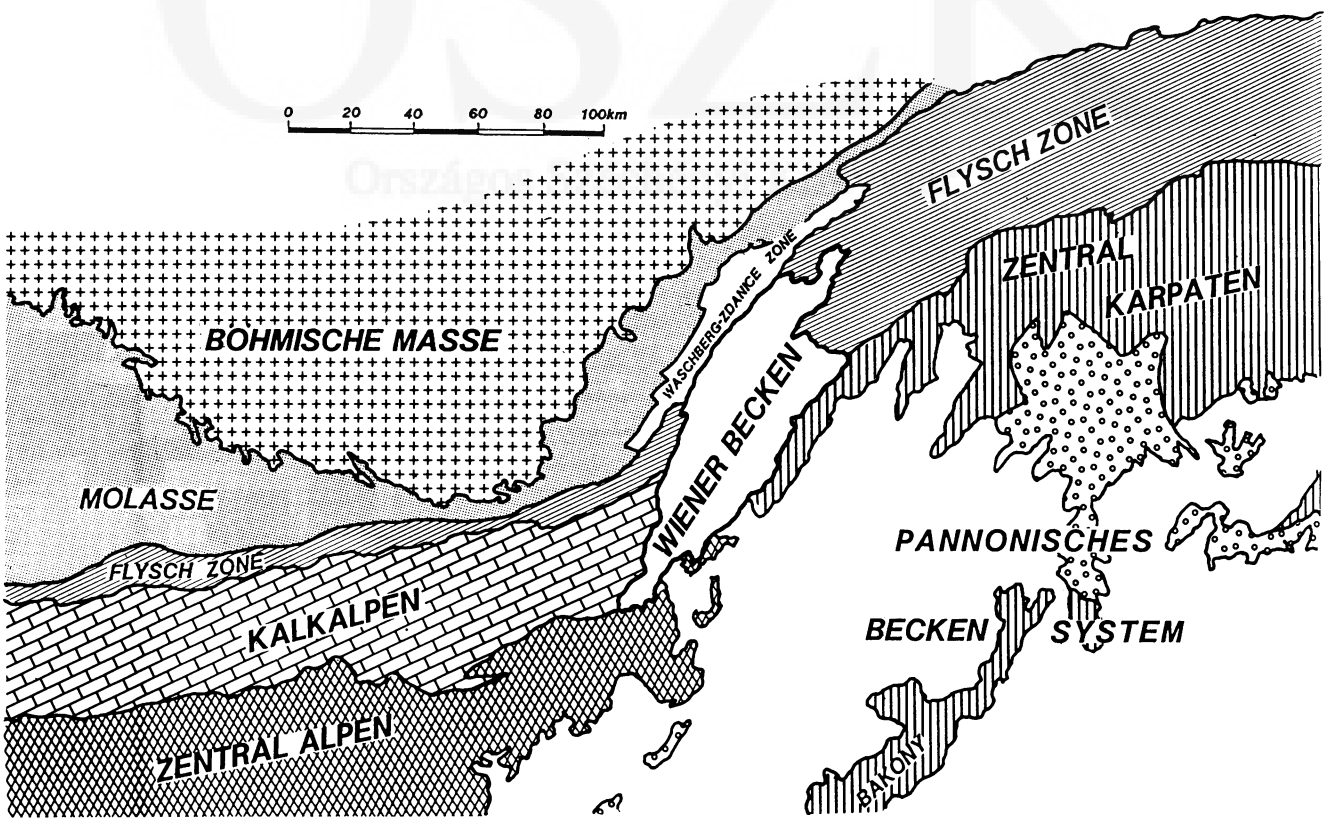


Abb. 2.
Geologische Kartenskizze von Mitteleuropa im Oligozän.

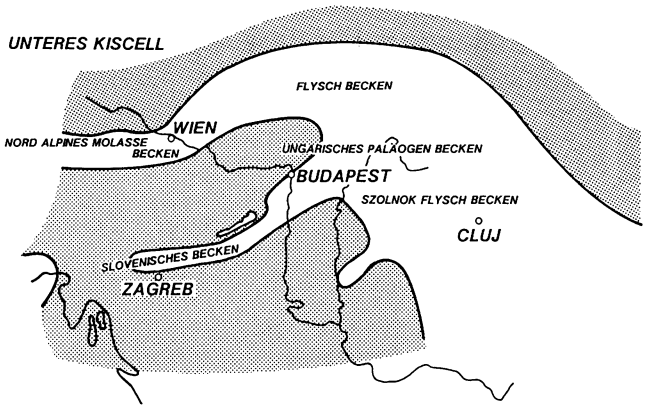


Abb. 3.
Paläogeographische Entwicklung des Pannonischen Raumes im Oligozän (Unteres Kiscellian).

Modell für die Zentrale Paratethys zur Zeit des Kiscell (NP 21–NP 24, Abb. 3) und Eger (NP 24, NN 2, Abb. 4) verglichen (BALDI, 1986).

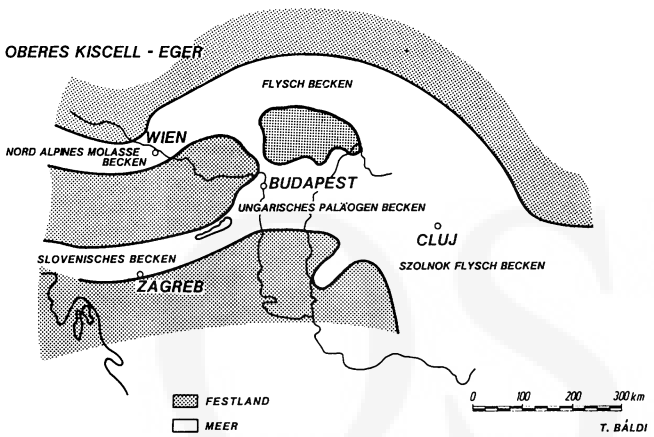


Abb. 4.
Paläogeographische Entwicklung des Pannonischen Raumes im Oligozän (Oberes Kiscellian–Egerian).

2. Historischer Abriß

RZEHAK (1881, 1887, 1895, 1922) untersuchte als erster systematisch die Schichtfolgen der Waschbergzone und beschrieb in seinen Arbeiten braune Pausramer Mergel und gelbe Moutniče Kalke als obereozäne Sedimente und stufte die tonig-mergeligen Nemčiče Schichten in das Obereozän bis Unteroligozän ein. Die sogenannten Menilitschichten stellte er in das Unteroligozän, die bunten tonigen Nikolčiče Schichten beschrieb er als oligozäne Tiefwasserablagerungen. ABEL (1903, 1910) erkannte die Pausramer Mergel als Untergruppe der Nemčiče Schichten und beschrieb pteropodenreiche Mergelbänke und Kreidelagen.

JÜTTNER (1938, 1940) beschrieb als erster das Profil Ottenthal als eine

„ ... Wechsellagerung von grünlichgrauen, bunten Tonen, dünnblättrig geschieferten Pausramer Mergeln und Menilitschiefern ... "

und faßte die bunten Tone und die Pausramer Mergel als "Pausramer Schiefer" zusammen. STRADNER (1962) bearbeitete die Nannoflora und stufte sie in Übereinstimmung mit GRILL (1953, 1968) in das Obereozän bis Unteroligozän ein. Eine weitere Erwähnung der Schichtfolge erfolgte durch STRADNER & SEIFERT (1980), SEIFERT (1980, 1982), PERCH-NIELSEN et al., (1985) und BRAUNSTEIN (1985; 1991, in Vorbereitung).

3. Geologie der Waschbergzone

Die Waschbergzone erstreckt sich im niederösterreichischen Weinviertel von Stockerau gegen NE über Ernstbrunn, Staatz, Falkenstein nach Drasenhofen an der Grenze zur ČSFR. Als eine selbstständige tektonische Einheit des alpin-karpatischen Gebirgssystems ist sie ein Äquivalent der aufgeschuppten Molasse im Westen und trennt die flachlagernde Molasse von der Flyschzone und vom Wiener Becken. Die Waschbergzone stellt eine Aufschuppung jungtertiärer Schichten dar, die Schollen älterer Formationen enthalten. Diese wurden in Oberjura, Oberkreide und Alttertiär an der SE-Flanke des Böhmischen Massivs abgelagert. Die meist nur geringmächtigen Flachwasserablagerungen wurden im Oligozän und Untermiozän in größere Tiefen abgesenkt und von einer mächtigen, sandig-tonigen Schichtfolge bedeckt. Bis ins Karpat wurde der gesamte Schichtstapel von der letzten Phase der alpin-karpatischen Gebirgsbewegung erfaßt und nach NW auf die flachlagernde, ungestörte Molasse aufgeschoben. Gleichzeitig wurden die Decken der Flyschzone von SE auf die Waschbergzone aufgeschoben, sodaß heute ein System verschiedener Decken vorliegt, die einheitlich gegen SE einfallen. Die Mächtigkeit und Verbreitung der oligozänen Schichten nimmt von der Waschbergzone zum Steinitzer–Pausramer Deckensystem in Südmähren deutlich zu. Das oligozäne Sedimentpaket war in der letzten Phase der Gebirgsbildung (Ottnang–UnterKarpat) starker tektonischer Beanspruchung unterworfen, die sich in intensiver Verschuppung und Verfaltung des Schichtstosses auswirkte. Eine vollständige, ungestörte oligozäne Schichtabfolge kann deshalb auf österreichischem Gebiet kaum gefunden werden. Bis jetzt sind zwölf Aufschlüsse im Oligozän zwischen der tschechischen Grenze und dem Zayatal bekannt geworden. Südlich davon sind diese Schichten nur in einigen Tiefbohrungen der ÖMV-AG bis in den Raum von Wien gefunden worden.

4. Profil Ottenthal – Untere Leithen

4.1. Lithofazielle Beschreibung

Die Feldwegböschung verläuft beinahe normal zum Streichen der Schichtfolge. Der Profilschnitt ist 150 m lang; unter der Berücksichtigung des Streichens und Fallens wurde eine wahre Mächtigkeit von 60 m ermittelt (SEIFERT, 1982). Die Schichtfolge ist tektonisch gestört.

Der Liegendanteil der Schichtfolge (0–2 m; Zone NP22) besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelbraunem Tonmergel mit dünnen Sandlassen, weissem Diatomit, hellgrauem bis gelbgrauem, verhärtetem Mergel und schwarzgrauem Tonstein mit einzelnen Glaukonitlinsen (Abb. 7). Partienweise ist der braune Tonmergel mm- bis cm- dünn hell bis dunkel laminiert.

Der darauf folgende Profilabschnitt (2,28 m–8,5 m; Zone NP23) ist durch den Wechsel von hell- bis gelbgrauem, plattigem Diatomit, grauweißem Menilit, einer

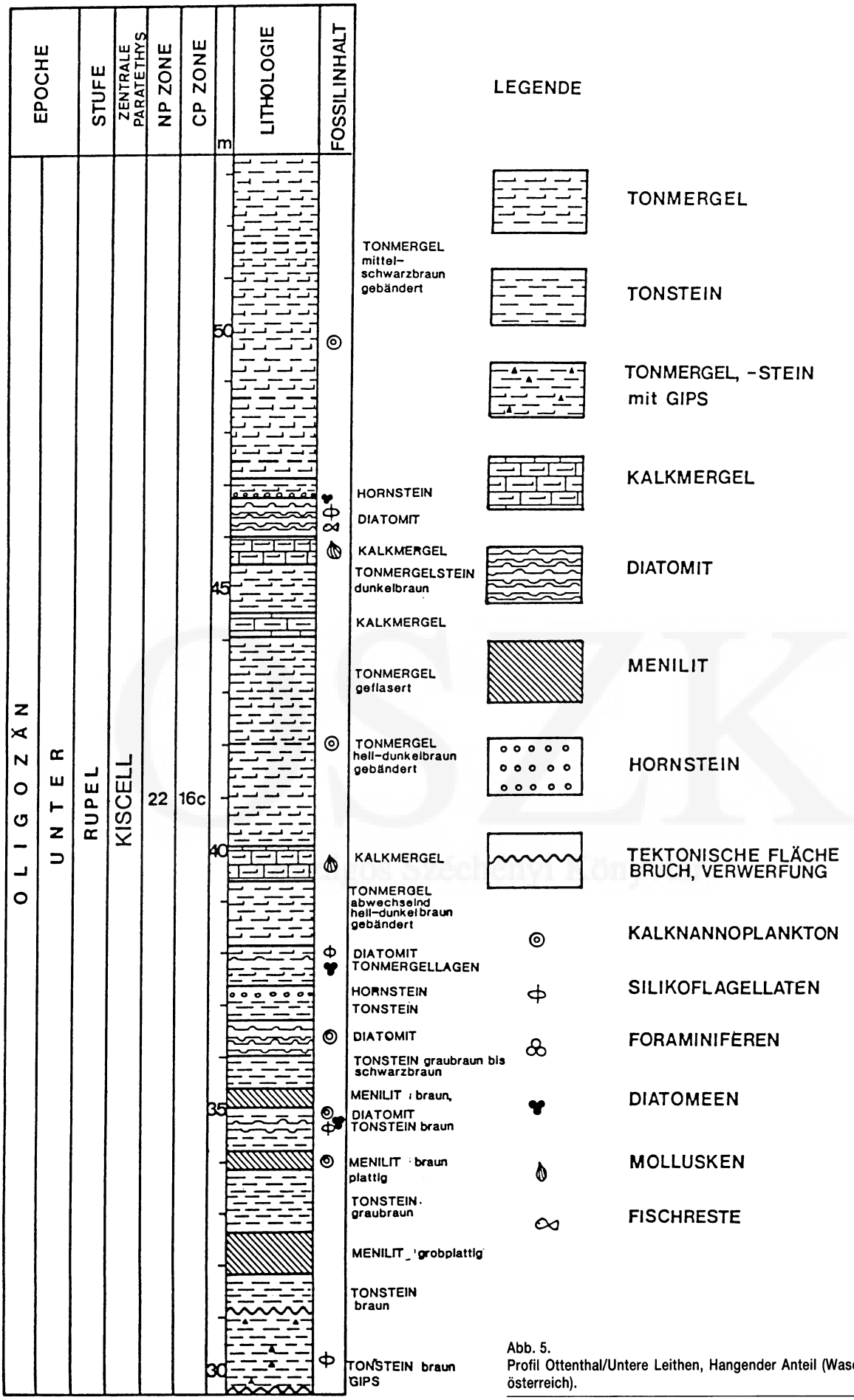


Abb. 5.
Profil Ottenthal/Untere Leithen, Hangender Anteil (Waschbergzone, Niederösterreich).

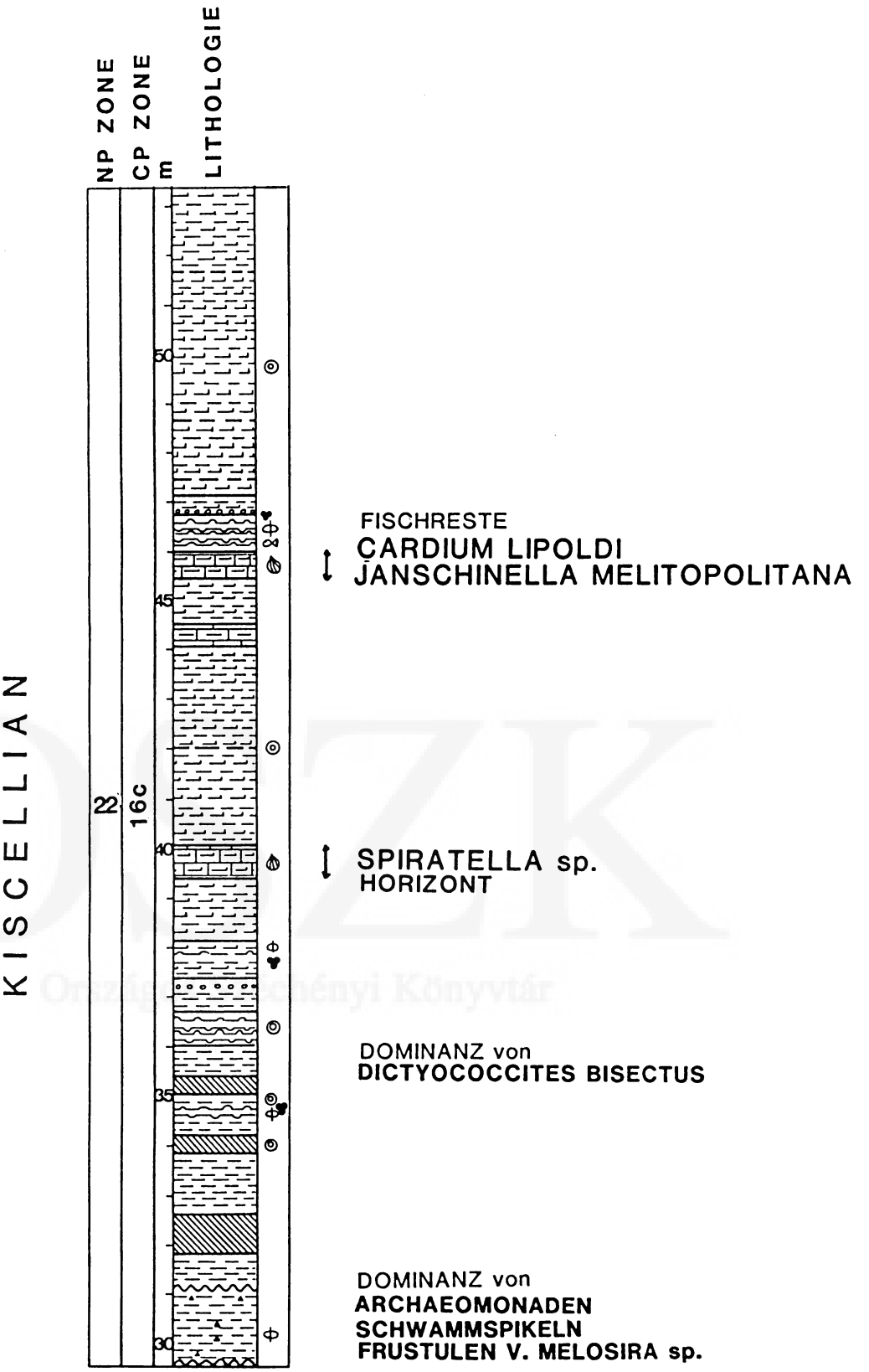


Abb. 6.
Fundpunkte der Molluskenvergesellschaftung.
Ottenthal, Untere Leithen, Hangender Anteil.

monotonen Serie von fossilfreiem, massigem, abwechselnd hell- bis gelbgrauem, ockerfarbenem und violettem Ton („Bunte Tone"; JÜTTNER, 1938) und schokoladebraunem Tonmergel charakterisiert. Kennzeichnend für diese Schichtfolge sind gelbe Schwefelausblühungen und rostbraune, limonitische Verfärbungen an den Schichtflächen und Klüften.

Der Hangendanteil (8,50–29,50 m; Zone NP24) besteht aus einer Abfolge von monotonem oliv-, violett- und hellgrauem, teilweise laminiertem Tonmergel und verhärtetem Tonstein mit mm-dünnen Feinsandlassen. Für diesen Bereich sind Gipskristalle (>2 cm) und Glaukonitlinsen kennzeichnend. In diesem Profilabschnitt dominiert Linsen- und Flaserschichtung über Paralellschichtung.

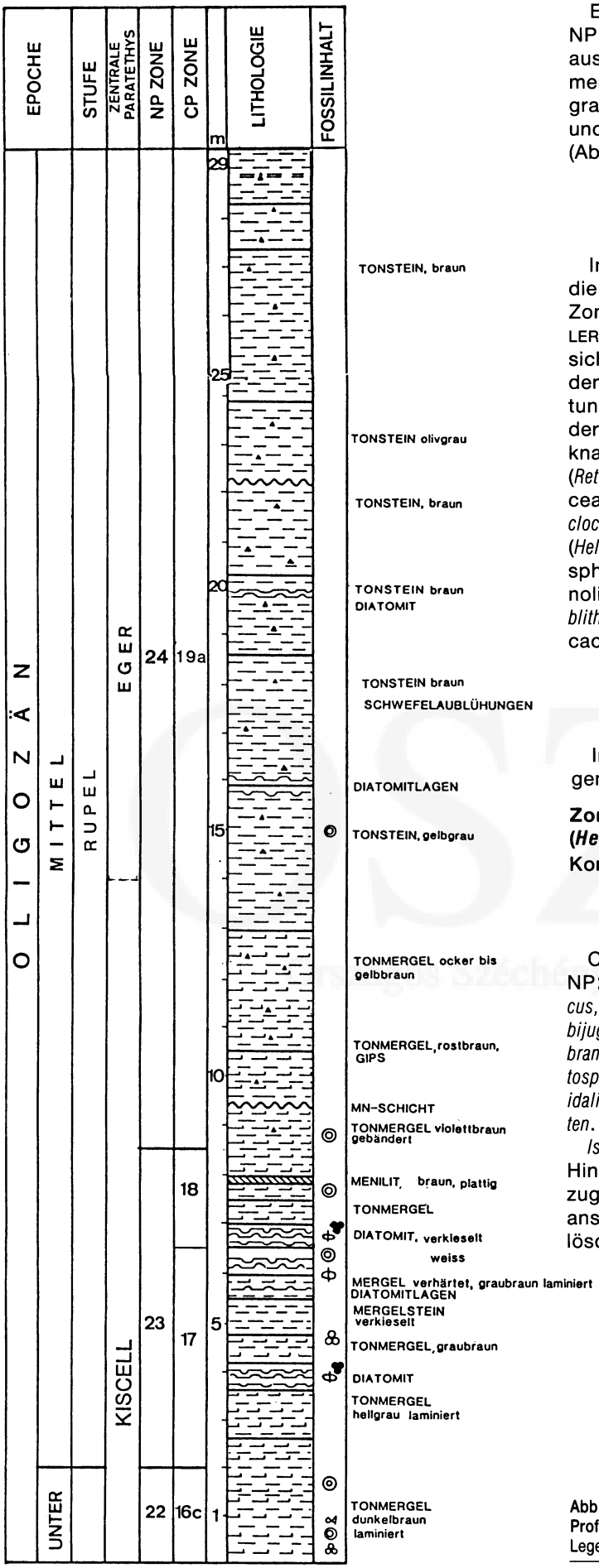


Abb. 7.
Profil Ottenthal, Untere Leithen (Liegender Anteil).
Legende siehe Abb. 5.

Eine verkehrte Schichtfolge (29,50–60 m, Zone NP22) liegt auf dem Hangendteil und besteht wiederum aus grauem und schokoladebraunem, laminiertem Tonmergel mit weißem Diatomit, braunen Hornsteinlagen, grauweißem Kalkmergel, rotbraunem Menilitschiefer und Tonstein mit Glaukonitlinsen und Feinsandlassen (Abb. 5).

4.2. Kalknannofossilien

In der untersuchten Schichtfolge von Ottenthal sind die meisten Indexfossilien des Oligozäns der Standard Zonation von MARTINI (1970, 1971) und MARTINI & MÜLLER (1986) gefunden worden. Die Nannoflora zeichnet sich durch einen guten Erhaltungszustand aus. Es wurden 65 Arten gefunden, die Diversität an Familien, Gattungen und Arten ist relativ hoch. Umlagerungen aus der Oberkreide und dem Paläogen sind selten. Die Kalknannoflora setzt sich aus den Familien Prinsiaceae (*Reticulofenestra, Cyclicargolithus, Dictyococcites*), Coccolithaceae (*Chiasmolithus, Cruciplacolithus, Coccolithus, Ericsonia, Cyclococcolithus, Markalius, Coronocyclus*), Helicosphaeraceae (*Helicosphaera*), Pontosphaeraceae (*Pontosphaera*), Rhabdosphaeraceae (*Rhabdolithus, Rhabdosphaera, Blackites*), Sphenolithaceae (*Sphenolithus*), Calyptrosphaeraceae (*Zygrhablithus, Orthozygus, Holodiscolithus, Lanternithus*) und Zygodiscaceae (*Isthmolithus*) zusammen.

4.3. Biostratigraphie

Im Aufschluß Ottenthal/Untere Leithen wurden folgende Zonen nachgewiesen:

Zone NP22
(*Helicosphaera reticulata*-Zone; Unteroligozän)

Korrelation: ***Reticulofenestra hillae*-Subzone (CP16c), Intervall zwischen LO von *Ericsonia formosa* zu LO von *Reticulofenestra umbilica*** (OKADA & BUKRY, 1980).

Charakteristisch für die Vergesellschaftung der Zone NP22 sind die Arten *Ericsonia subdisticha, Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra bisecta, Lanternithus minutus, Zygrhablithus bijugatus, Orthozygus aureus, Helicosphaera compacta* und *H. bramlettei*. Pontosphaeren sind relativ artenreich mit *Pontosphaera fibula, P. multipora, P. pulchra, P. latelliptica, P. sigmoidalis, P. pygmaea, P. obliquipons, P. lata* und *P. desueta* vertreten.

Isthmolithus recurvus, eine Art, die in palökologischer Hinsicht höhere Breitengrade und Kaltwasser bevorzugt (SYNDER et al., 1984), zeigt in Zone NP19/20 ein ansteigend vermehrtes Vorhandensein parallel zum Erlöschen der Arten *Discoaster barbadiensis* und *Discoaster sai-*

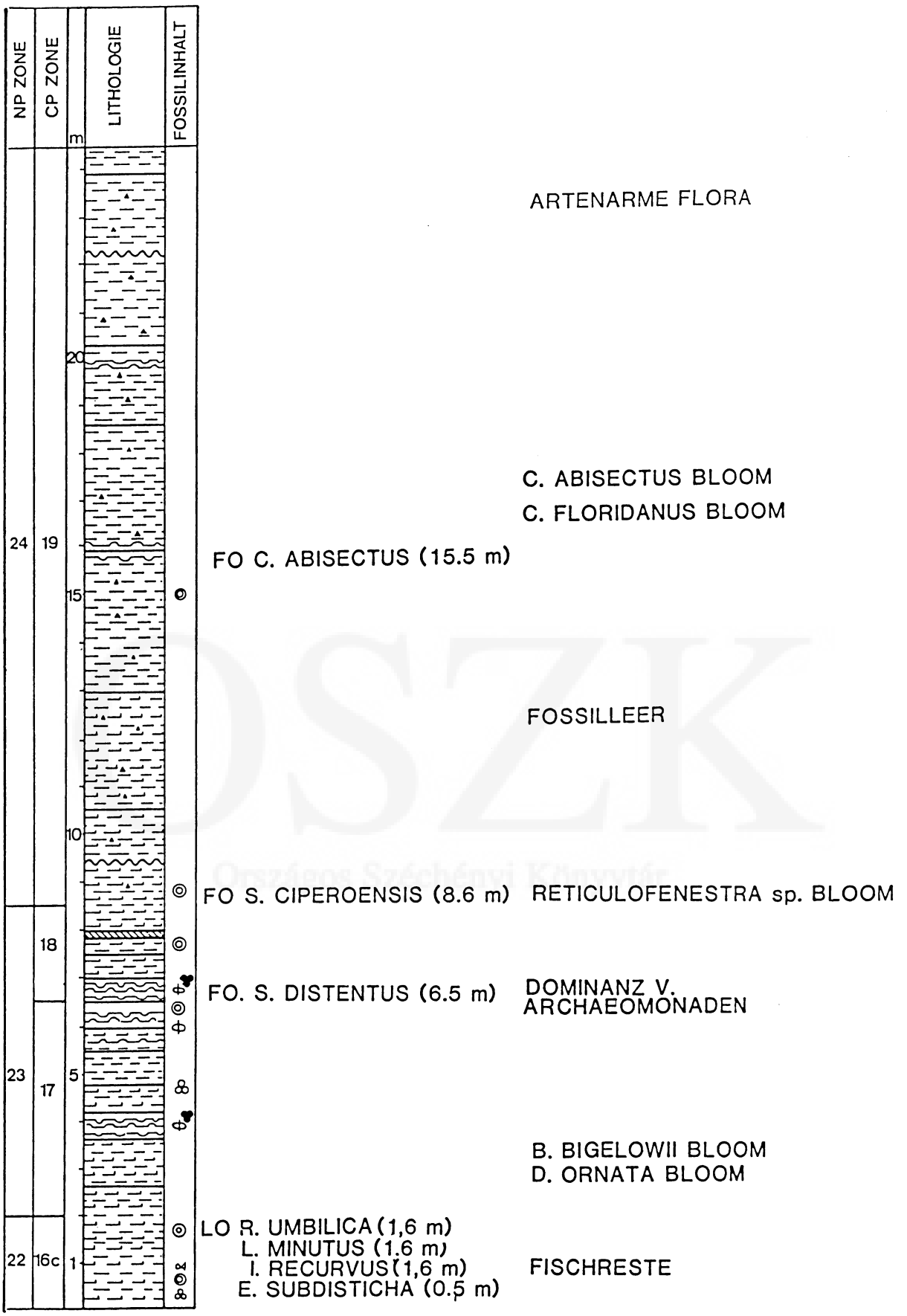


Abb. 8.
Erst- und Letztauftreten einiger Zonenleitfossilien des Kalknannoplanktons.
Ottenthal, Untere Leithen, Liegender Anteil.

panensis. Diese Erscheinung ist in Aufschlüssen im Buda Marl und Tard Clay von Ungarn bis zur oberen CP16b (NAGYMAROSY, 1981, 1983), in Umbrien, Italien (NOCCHI et al., 1986, 1988) zu beobachten. In der Zone NP22 von Ottenthal/Untere Leithen ist das Häufungsmaximum von *I. recurvus* innerhalb der Vergesellschaftung auf die ehemalige Küstennähe zurückzuführen. Das LAD von *I. recurvus* (Abb. 6) verläuft gleichzeitig mit dem LAD von *Reticulofenestra umbilica*, analog dem LAD in italienischen oligozänen Aufschlüssen (MONECHI, 1986, S. 67). Das Vorkommen des Küstenanzeigers *Lanternithus minutus*, einer Art, dessen Vorkommen mit der Temperaturabnahme des Meeres in Beziehung zu stehen scheint (NOCCHI et al., 1988), erlischt an der Zonengrenze NP22/NP23.

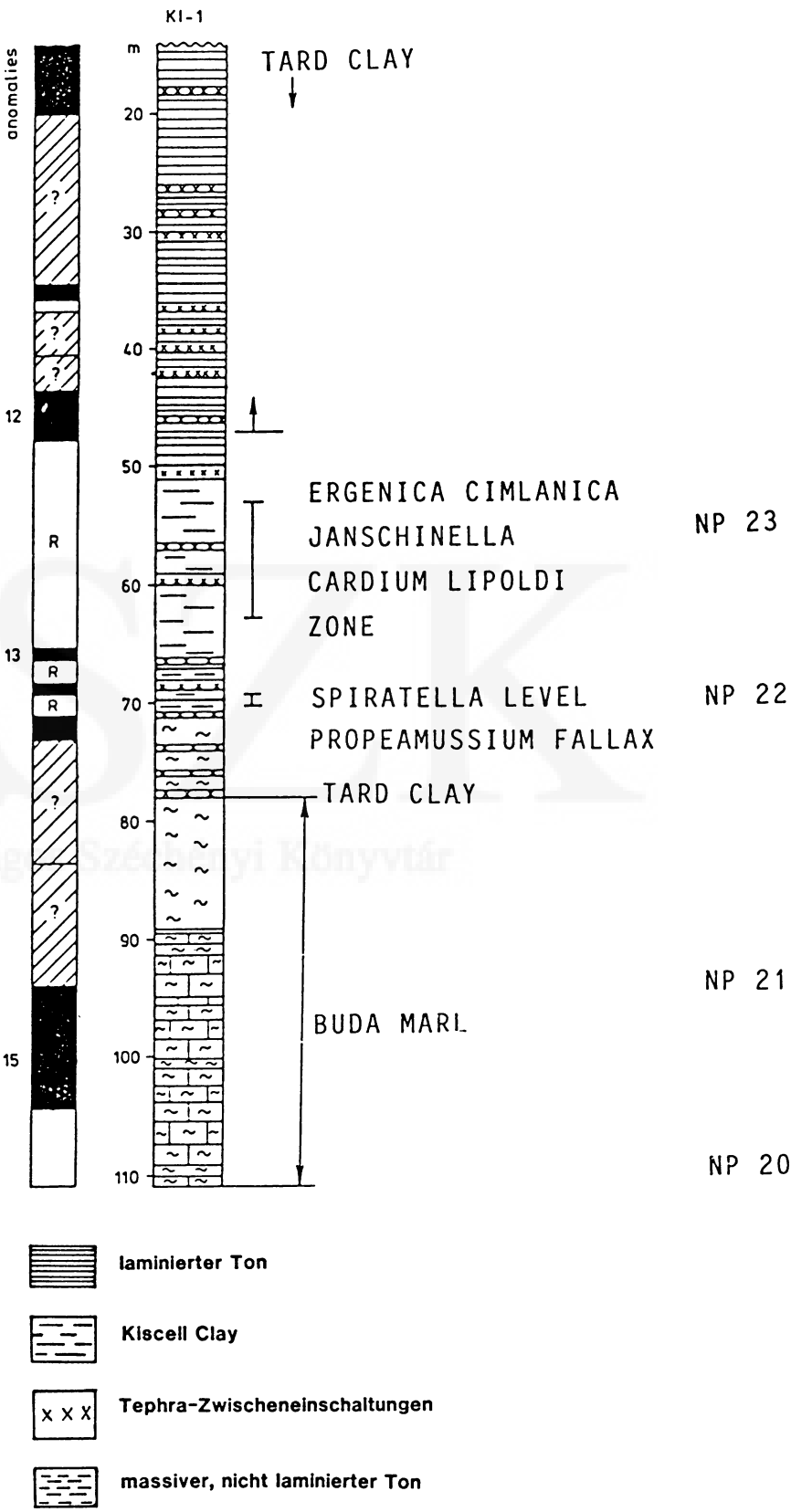


Abb. 9.
Bohrung Kiscell-1.
Nach BALDI (1986).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

In der Zone NP22 treten *Reticulofenestra bisecta* und *Reticulofenestra daviesii* massenhaft auf. In guter biostratigraphischer Übereinstimmung mit der Reichweite im Unteroligozän der Steinitzer und Pausramer Einheit (KRHOVSKY, 1979) und im Tard Clay in N-Ungarn, Budapest und Transsylvanien (NAGYMAROSY, 1983b; 1988) ist das relativ häufige Vorkommen von *Reticulofenestra lockeri* in der Zone NP22. Abweichend von PERCH-NIELSEN (1985b, S.486, Abb. 42; S. 493, Abb. 47) scheint die Entwicklung von *Helicosphaera recta* bereits im Unteroligozän zu beginnen. Abweichend zu bisher bekannten Ergebnissen von marinen Tiefseesedimenten (PERCH-NIELSEN, 1985b, S. 499) zeigt die *Pontosphaera*-Gruppe im Oligozän der Waschbergzone eine reiche Entwicklung. Innerhalb der *Pontosphaera*-Gruppe weisen zygoide *Pontosphaera*-Arten mit einer Brücke und zwei Zentralöffnungen (*P. fibula, P. pulchra, P. oliquipons*) im Unteroligozän (NP22) ihr Häufungsmaximum auf. Ab dem Mitteloligozän (NP23) bis ins Oberoligozän dominieren *Pontosphaera*-Arten mit einem geschlossenen Zentralfeld (*P. multipora, P. desueta, P. enormis*). Intermediate Formen von *Pontosphaera enormis* und *Pontosphaera multipora* erschweren die taxonomische Zuordnung. *Pontosphaera pygmaea* ist in den unteroligozänen Sedimenten der nördlichen Waschbergzone bereits in Zone NP22 vorhanden.

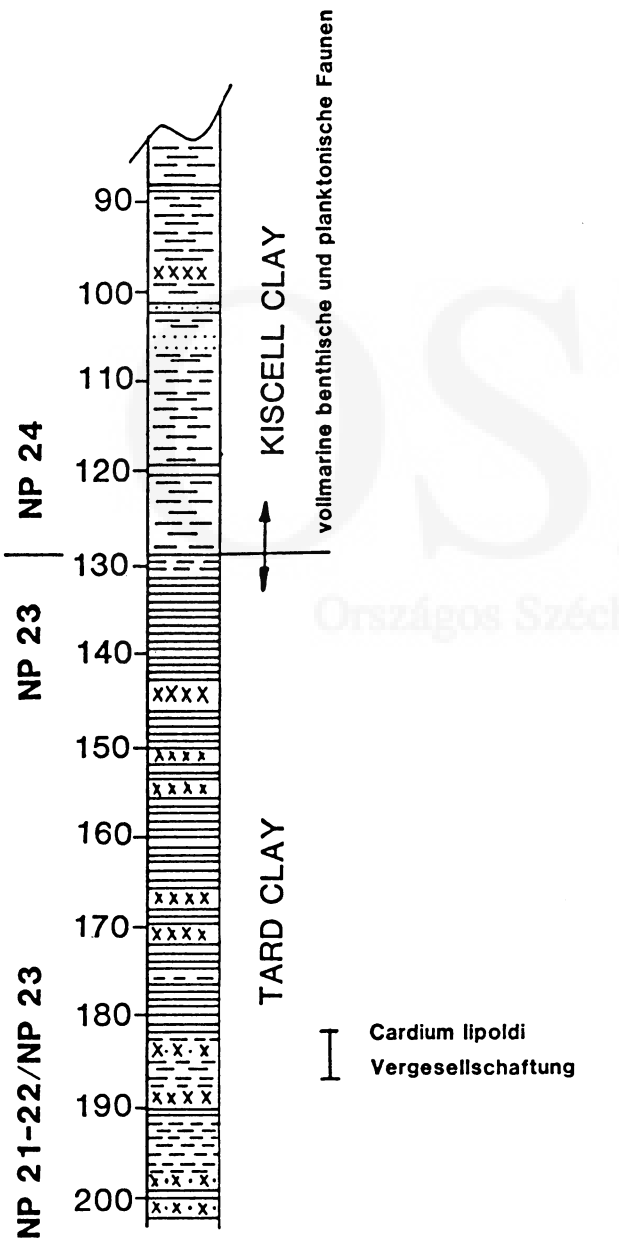


Abb. 10.
Bohrung Budapest H-3 (Ujpesti Rakpart).
Nach BALDI & NAGYMAROSY (1977).

Zone NP23
(*Sphenolithus predistentus*-Zone; Mitteloligozän)

Korrelation: ***Sphenolithus predistentus* Zone (CP17), Intervall zwischen LO von *Reticulofenestra umbilica* zu FO von *Sphenolithus distentus* und *Sphenolithus distentus*-Zone (CP18), Intervall zwischen FO von *Sphenolithus distentus* zu FO von *Sphenolithus ciperoensis* (OKADA & BUKRY, 1980).**

Die Kalknannoflora setzt sich vorwiegend aus *Reticulofenestra bisecta, Cyclicargolithus floridanus, Reticulofenstra lockeri, R. daviesii, Sphenolithus distentus, S. ciperoensis, Helicosphaera perch-nielseniae, H. recta, Zygrhablithus bijugatus* und aus Pontosphaeren zusammen. Diese Zone ist weiters durch ein Massenauftreten von *Reticulofenestra ornata* mit einer artenarmen Begleitflora mit *Pontosphaera fibula* und *Reticulofenestra bisecta* und einem *Braarudosphaera bigelowii*-Horizont gekennzeichnet.

Zone NP24
(*Sphenolithus distentus*-Zone; Oberoligozän)

Korrelation: ***Sphenolithus ciperoensis*-Zone (CP19), Subzone *Cyclicargolithus floridanus* (CP19a), Intervall zwischen FO von *Sphenolithus ciperoensis* zu LO von *Sphenolithus distentus* (OKADA & BUKRY, 1980).**

Zur typischen Vergesellschaftung zählen *Reticulofenestra bisecta, Coccolithus pelagicus, Reticulofenestra daviesii, R. (?) hampdenensis, R. lockeri, Cyclicargolithus floridanus, C. abisectus, Sphenolithus ciperoensis, S. distentus* und *Zygrhablithus bijugatus*. Die Familie der Pontosphaeren sind relativ artenarm durch *Pontosphaera enormis, P. pygmaea* und *P. multipora*, die Familie der Helicosphaeren durch *Helicosphaera parallela, H. recta* und *H. perch-nielseniae* relativ häufig vertreten. Auch in dieser Zone sind ein monospezifischer Kalknannofossilhorizont mit *Ericsonia* sp. und nahezu duospezifische Horizonte mit *Cyclicargolithus floridanus* und *Cyclicargolithus abisectus* charakteristisch. Aufgrund tektonischer Störungen konnte eine Grenze zur Zone NP25 nicht erkannt werden.

5. Molluskenfauna von Ottenthal

5.1. Material und Beschreibung

Cardium (? Loxocardium) lipoldi ROLLE, 1858

1858 *Cardium lipoldi* – ROLLE, S. 25, Taf. 2, Abb. 8–10.
1986 Cardium (? Loxocardium) lipoldi ROLLE – BALDI, S. 70., Taf. 2, Abb. 8–11 (cum syn.)

Von der Lokalität Ottenthal wurden 4 Exemplare untersucht. Obwohl nur Steinkerne mit einigen wenigen Schalenresten vorhanden sind, ist *Cardium lipoldi* gut identifizierbar. Die Exemplare der Lokalität Ottenthal weisen zwischen 50–60 radial verlaufende, abgeflachte Rippen auf (Taf. 4). Die Intercostalfurche ist größer als die Rippe. Das vorhandene Material steht jener der in Ungarn gefundenen Population sehr nahe. Zum Unter-

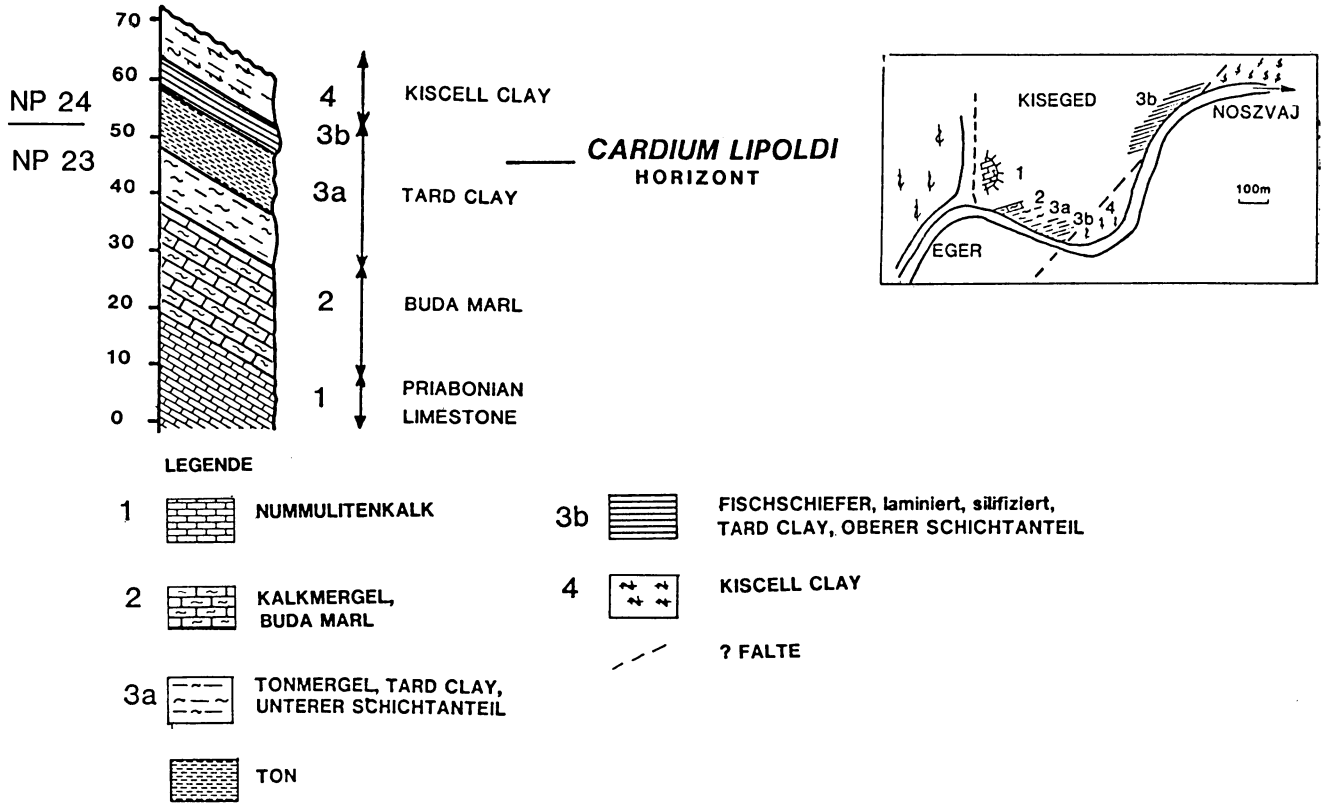


Abb. 11.
Böschungsaufschluß bei Noszvaj.
Nach NAGYMAROSY & VARGA (1977).

schied haben die ungarischen Arten jedoch nur 30–36 radiale Rippen.

Cardium serogozikum NOSSOVSKY, 1962 steht entwicklungsmäßig nahe zu *C. lipoldi* und somit auch zu den gefundenen Arten aus Ottenthal. Jedoch unterscheiden sich die Exemplare aus Ottenthal von *C. serogozikum* durch die größere Anzahl von Rippen und durch ihre verschiedenartige Gestalt.

Das Material wird am Institut für Paläontologie, Universität Wien (Nr. 1, 2, 9, 12; Photo von No. 1/a, 1/b) aufbewahrt.

Janschinella melitopolitana NOSSOVSKY, 1962

1986 *Janschinella melitopolitana* NOSS; – BALDI, S. 71, Taf. 2, Abb. 14 (cum syn.)

8 Exemplare (Taf. 4).

Das Material wird am Institut für Paläontologie, Universität Wien (Nr. 4, 13, 6, 11, 5, 10, 7, 3; Photo von Nr. 4) aufbewahrt.

Janschinella sp.

Das eine gefundene Exemplar (Nr. 8) unterscheidet sich von *J. melitopolitana* durch seine kürzere Länge und durch seine leicht variierende Gestalt. *Janschinella* sp. ist zur Zeit keiner anderen Art von *Janschinella zuzuordnen.*

5.2. Alter und Fazies

Das Auftreten und die Vergesellschaftung der Molluskenfauna im Profil Ottenthal (Abb. 8) ist mit Sicherheit mit jener korrelierbar, die in den tieferen Schichten der Tard Clay Formation in Ungarn gefunden wurde. Jener Bereich des Tard Clays wurde magnetostratigraphisch als die reversive Phase im Liegenden der Anomalie 12 datiert und entspricht innerhalb der Nannoplanktonzonierung der obersten Zone NP22 sowie der untersten Zone NP23 (BALDI, 1986, 1989). Die Schichtabfolge in Ottenthal, in der *Cardium lipoldi* und die anderen Taxa der Molluskenvergesellschaftung gefunden wurden, können altersmäßig als unteres Rupel oder – nach der Paratethys Nomenklatur – als unteres Kiscell eingestuft werden. Die Bathymetrie kann mit Hilfe der *C. lipoldi*-Fauna (BALDI, 1989) nicht geschätzt werden; der Salinitätsgrad war im allgemeinen schwankend.

Die Molluskenfazies in Ottenthal kann mit jener des Solenoi-Horizontes in Südrußland, des mittleren Teiles

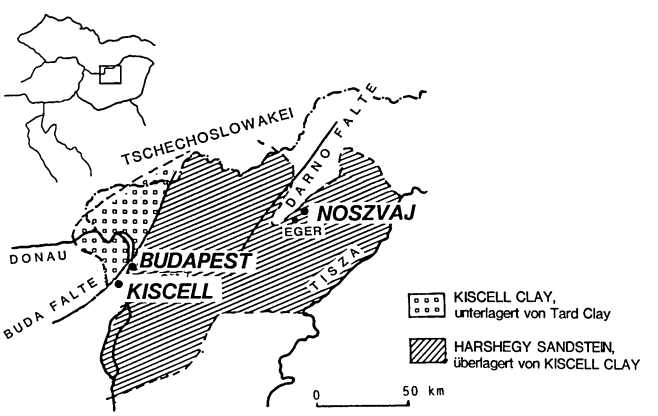


Abb. 12.
Lageskizze der Bohrungen Kiscell-1, Budapest H-3 und des Böschungsaufschlusses Noszvaj.

VERGLEICH DER OLIGOZÄNEN TYPUSPROFILE

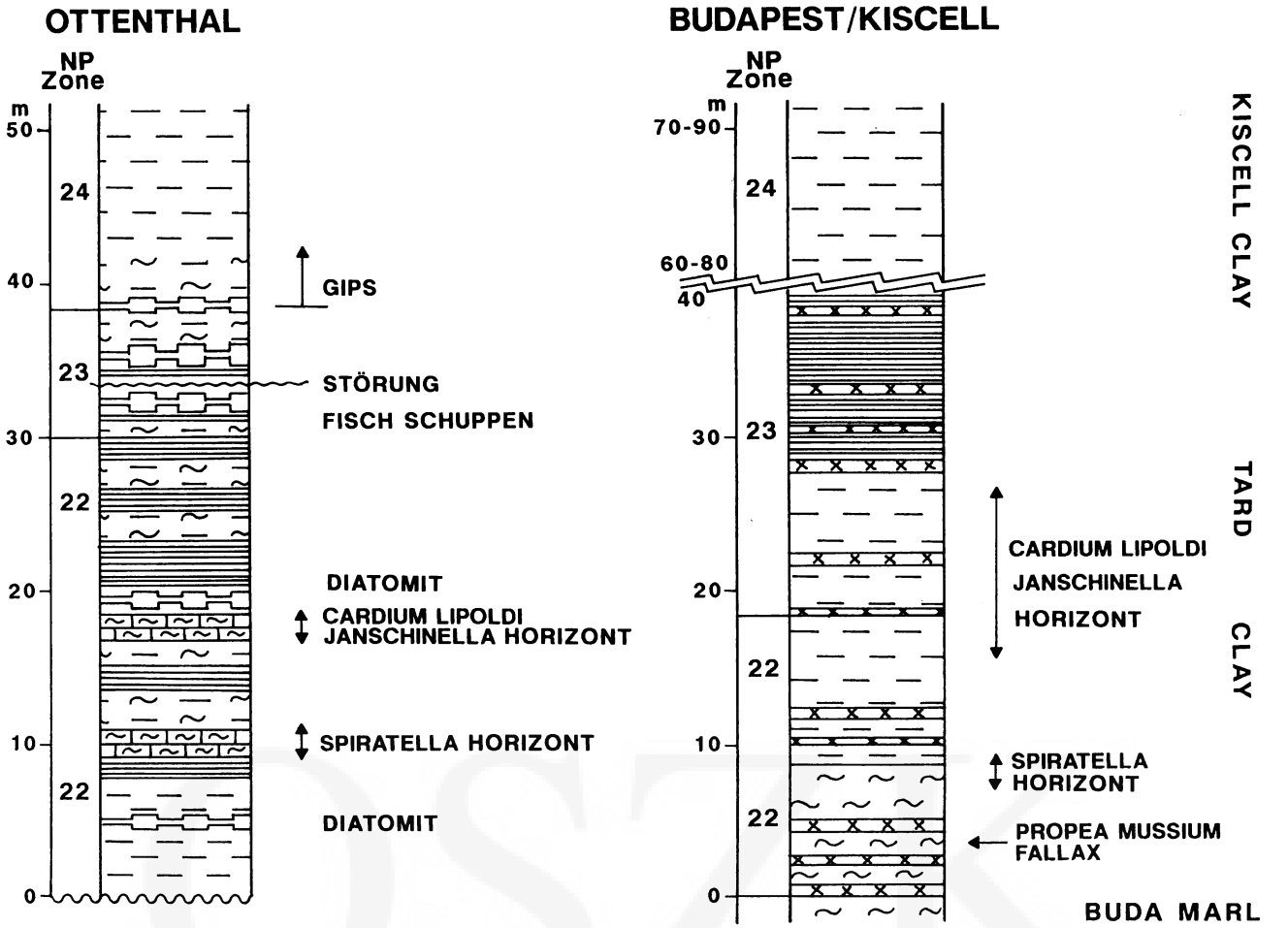


Abb. 13.
Korrelation der Profile Ottenthal/Untere Leithen und Budapest/Kiscell.

der Ezerovo Formation der Balkaniden in Bulgarien, der Bizusa-Schichten und unteren Ileanda-Schichten von Transsylvanien und Teilen der Sotzka-Schichten in Slowenien (CIMERMAN in BALDI, 1983, 1986, 1989) korreliert werden. Die Bedeutung der Molluskenfauna von Ottenthal liegt darin, daß sie paläogeographisch bis zu diesem Zeitpunkt die bis jetzt am westlichsten gefundene *Cardium lipoldi*-Vergesellschaftung repräsentiert. Weiters weist die Fauna auch darauf hin, daß der östliche Teil der Alpenvortiefe jenen Teilen der Paratethys zuzuordnen sind, die während des unteren Oligozäns zum ersten Mal vom Tethys-Ozean isoliert wurden.

6. Stratigraphische Stellung

In Ottenthal weist die sedimentologische und biofazielle Entwicklung im unteren Oligozän (NP22) auf vollmarine Bedingungen sowie auf fortschreitende Isolierung der Paratethys vom Tethys-Ozean hin (BALDI, 1980, 1983, 1986, 1989; BALDI et al., 1983). Die Lamination der unteroligozänen Tonmergelfolge beginnt ohne einem lithologischem Wechsel. Die Sedimente sind altersmäßig mit jenen der euxinischen Fazies der unteren Schichtfolge des Tard Clays in Ungarn (BALDI, 1986) ident (Abb. 9, 13). In der laminierten Tonmergelabfolge der Zone NP22 von Ottenthal weist ein Horizont mit Massenauftreten von *Spiratella* sp. (BALDI, 1983, 1986) auf Kaltwassereinfluß hin. Fortschreitende anoxische Verhältnisse und Süßwassereinfluß sind auf die bereits weitgehend erfolgte Trennung der Paratethys vom Tethys-Ozean zurückzuführen. Die Abtrennung förderte die Entwicklung der für Bioprovinzen der zentralen und östlichen Paratethys charakteristischen endemischen Molluskenfauna mit *Cardium lipoldi* und *Janschinella melitopolitana* (BALDI, Ujpesti Rakpart, H-3, (BALDI & NAGYMAROSY, 1977; Abb. 10) und des Böschungsaufschlusses Noszvaj (NAGYMAROSY & VARGA, 1977, Abb. 11) wurde angestrebt. Auf die Lage der ungarischen Lokalitäten verweist Abb. 12. Die für die Korrelation (Abb. 13) herangezogenen Ereignisse waren Horizonte mit folgenden Arten und Vergesellschaftungen:

1) *Spiratella* sp.
2) *Cardium lipoldi*-Vergesellschaftung.
3) „blooms" von *Reticulofenestra ornata, Pontosphaera fibula, Braarudosphaera bigelowii* und von einer nahezu duospezifischen Vergesellschaftung mit *Cyclicargolithus floridanus* und *Cyclicargolithus abisectus*.

Es ist bemerkenswert, daß innerhalb der unteroligozänen Sedimentabfolge der Waschbergzone und von Nordungarn sogar die Mächtigkeit der Horizonte und ihr Abstand voneinander übereinstimmen. In Ottenthal

weisen die unteroligozänen laminierten Tonmergelabfolgen mit Diatomitlagen auf einen Ablagerungsraum hin, der im Unterschied zu jenem im nördlichen Ungarn (Budapest) weitgehend offenmarinen Einflüssen ausgesetzt war. Daher repräsentiert die Fazies von Ottenthal einen Übergang zwischen den Meniliten der Karpatischen Flyschzone und dem ungarischen Tard Clay.

Die Kalknannoflora besteht in der *Sphenolithus predistentus*-Zone (Mitteloligozän, NP23) aus artenarmen und nahezu monospezifischen Horizonten von *Dictyococcites ornata* und *Pontosphaera fibula* (GHETA et al., 1976) = *P. pax* (SEIFERT & STRADNER, 1980), die als eine endemische Vergesellschaftung für die zentrale und östliche Paratethys charakteristisch sind (MARTINI & LEBENZON, 1971; GHETA et al., 1976; KRHOVSKY, 1981; NAGYMAROSY et al., 1988; MÜLLER, 1970 und MÜLLER & BLASCHKE, 1971). Indikatoren für brackisch oligohaline Bedingungen des Binnenmeeres sind vermehrtes Auftreten von fossilen Zysten der Chrysophyten, Archaeomonaden (KRHOVKSY, 1981, 1985b; BRAUNSTEIN, 1985) und Schwammspikulen, auf schwankende Salinitätsverhältnisse weisen Horizonte mit *Braarudosphaera bigelowii* (PARKER et al., 1986), *Pontosphaera latelliptica* und *Ericsonia* sp.

Die Kalknannoflora der unteren Zone NP24 ist artenarm. Bemerkenswert sind Horizonte mit einer nahezu duospezifischen Flora mit *Cyclicargolithus floridanus* und *Cyclicargolithus abisectus* sowie mit intermediaten Formen zwischen *C. floridanus* und *C. abisectus*. Ein identes Massenauftreten wurde im oberen Kiscellian von Nordungarn gefunden (NAGYMAROSY, 1989, mündl. Mitt.).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 1

Fig. 1: ***Ericsonia subdisticha*** **(ROTH & HAY) PRINS.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 3, 7800×, REM.

Fig. 2: ***Cyclicargolithus floridanus*** **ROTH & HAY.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 198, 9400×, REM.

Fig. 3: ***Pontosphaera pulchra*** **(DEFLANDRE) ROMEINM.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 151, 3300×, REM.

Fig. 4: ***Blackites spinosus*** **(DEFLANDRE & FERT) HAY & TOWE.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 196, 6000×, REM.

Fig. 5: ***Pontosphaera multipora*** **(KAMPTNER) BYBELL.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 151, 8600×, REM.

Fig. 6: ***Isthmolithus recurvus*** **DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 151, 9400×, REM.

Fig. 7: ***Cyclicargolithus floridanus*** **ROTH & HAY (BAUKRY).**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 111, 8600×, REM.

Fig. 8: ***Pontosphaera*** **cf.** ***enormis*** **(LOCKER) PERCH-NIELSEN.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 198, 12000×, REM.

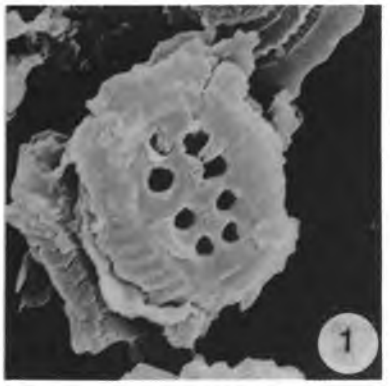
Fig. 9: ***Reticulofenestra bisecta*** **(HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 151, 12000×, REM.

Fig. 10: ***Reticulofenestra bisecta*** **(HAY, MOHLER & WADE) BUKRY & PERCIVAL.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 151, 9400×, REM.

Fig. 11: ***Reticulofenestra daviesii*** **(HAQ) PERCH-NIELSEN.**

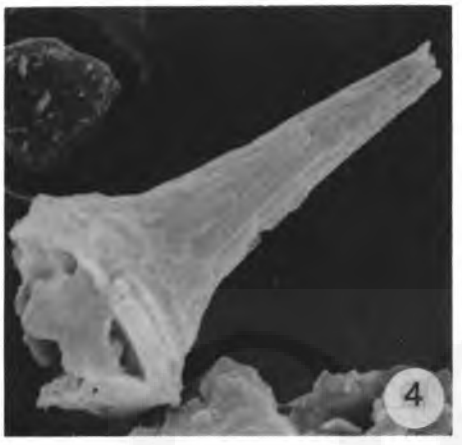
Fig. 11: ***Reticulofenestra daviesii*** **(HAQ) PERCH-NIELSEN.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 198, 9400×, REM.

Fig. 12: ***Rhabdosphaera vitrea*** **DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 198, 12000×, REM.


1

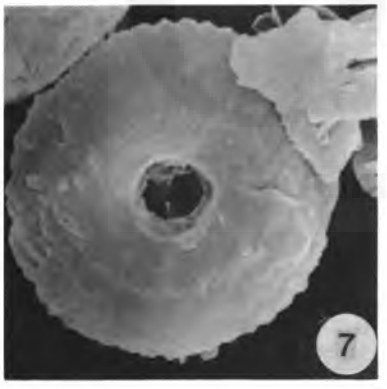

2

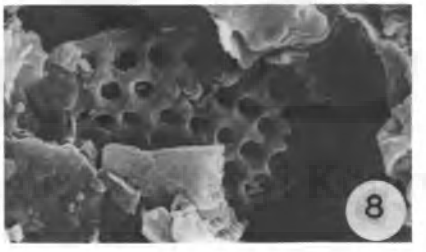

3


4

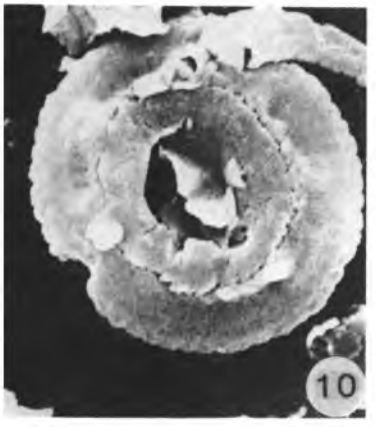

5


6


7


8


9


10


11


12

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Orthozygus aureus*** **(STRADNER) BRAMLETTE & WILCOXON.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 200, 12000×, REM.

Fig. 2: ***Pontosphaera fibula*** **(GHETA) AUBRY.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 198, 7200×, REM.

Fig. 3: ***Reticulofenestra*** **(?)** ***hampdenensis*** **EDWARDS.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 200, 8600×, REM.

Fig. 4: ***Pontosphaera obliquipons*** **(DEFLANDRE) HAY, MOHLER & WADE.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 151, 30000×, REM.

Fig. 5: **?** ***Melosira*** **sp.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 136, 6600×, REM.

Fig. 6: ***Pontosphaera pulchra*** **(DEFLANDRE) ROMEIN.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 150, 12000×, REM.

Fig. 7: ***Coronocyclus serratus*** **HAY, MOHLER & WADE.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 161, 12000×, REM.

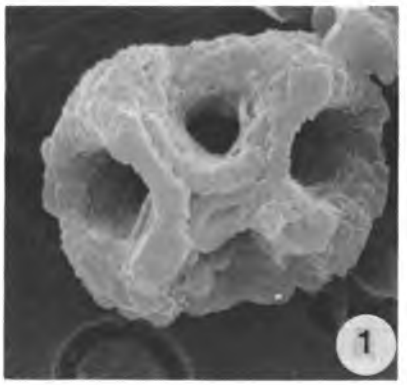
Fig. 8: ***Pontosphaera sigmoidalis*** **LOCKER.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 161, 9400×, REM.

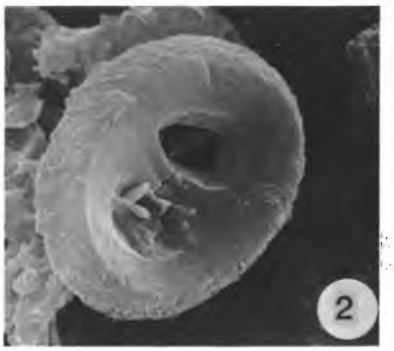
Fig. 9: ***Dictyococcites callidus*** **(PERCH-NIELSEN) BYBELL.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 22, 9400×, REM.

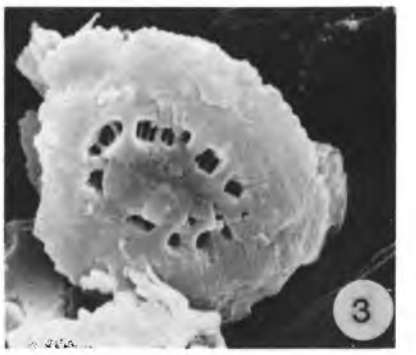
Fig. 10: ***Dictyococcites callidus*** **(PERCH-NIELSEN) BYBELL.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 198, 9600×, REM.

Fig. 11: ***Reticulofenestra daviesii*** **(HAQ) PERCH-NIELSEN.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 21, 7800×, REM.

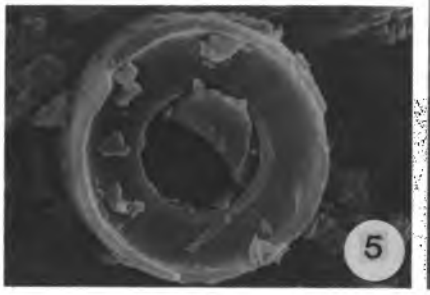
Fig. 12: ***Coccolithus pelagicus*** **(WALLICH) SCHILLER.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 161, 9400×, REM.

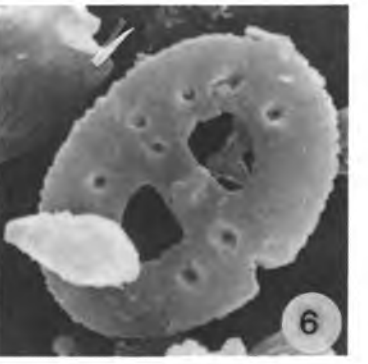

1

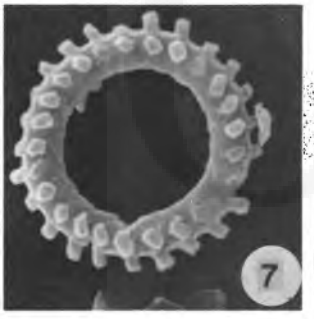

2


3

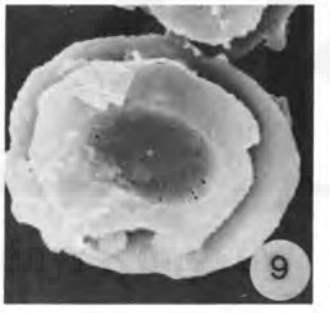

4


5


6


7


8


9


10


11


12

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Reticulofenestra* sp.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 200, 6000×, REM.

Fig. 2: ***Reticulofenstra minuta* (Roth).**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 161, 12000×, REM.

Fig. 3: ***Ericsonia subdisticha* (Roth & Hay) Roth und *Reticulofenestra daviesii* (Haq) Perch-Nielsen.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 143, 20000×, REM.

Fig. 4: ***Dictyococcites callidus* (Perch-Nielsen) Bybell.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 143, 6600×, REM.

Fig. 5: ***Helicosphaera compacta* Bramlette & Wilcoxon.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 143, 6600×, REM.

Fig. 6: ***Holodiscolithus solidus* (Deflandre) Roth.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 1, 18000×, REM.

Fig. 7: ***Pontosphaera* sp.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 200, 12000×, REM.

Fig. 8: ***Pontosphaera desueta* (Müller) Perch-Nielsen.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 197, 7500×, REM.

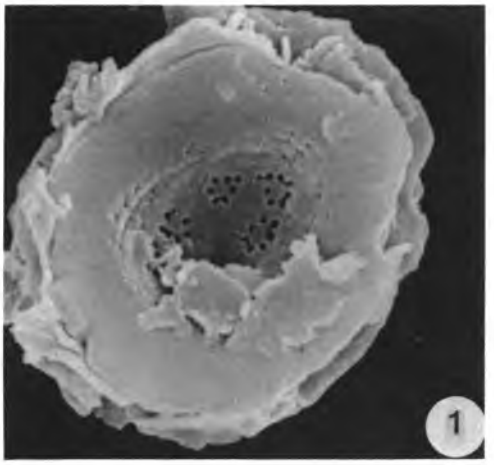
Fig. 9: ***Dictyococcites callidus* (Perch-Nielsen) Bybell.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 2, 12000×, REM.

Fig. 10: ***Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner) Bramlette & Wilcoxon.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 2, 12000×, REM.

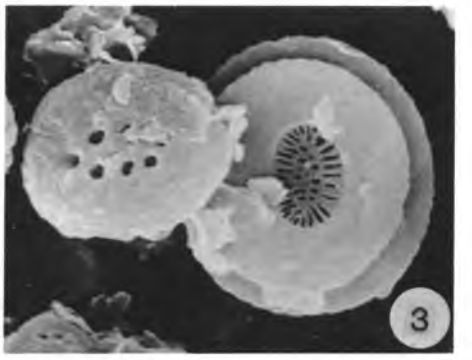
Fig. 11: ***Sphenolithus predistentus* Bramlette & Wilcoxon.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 1, 12000×, REM.

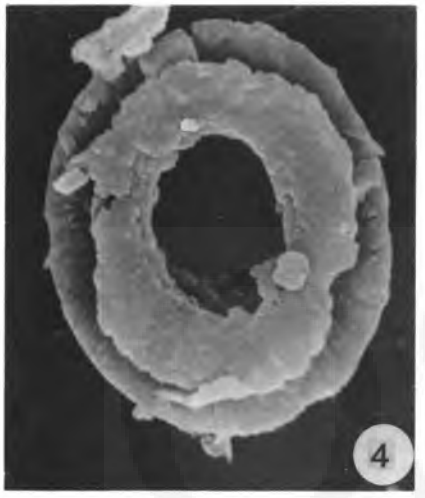
Fig. 12: ***Helicosphaera recta* Haq.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 1, 6000×, REM.

Fig. 13: ***Archaeomonas mangini* Deflandre.**
Ottenthal/Leithen, Probe UL 131, 6600×, REM.


1


2

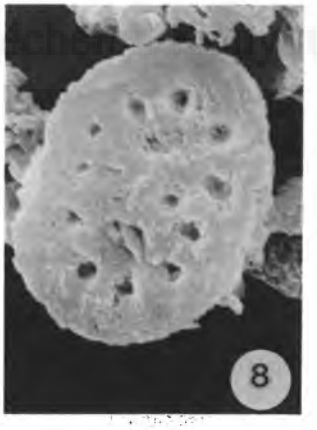

3


4


5

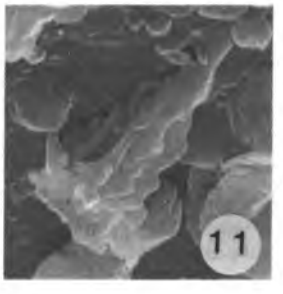

6


7

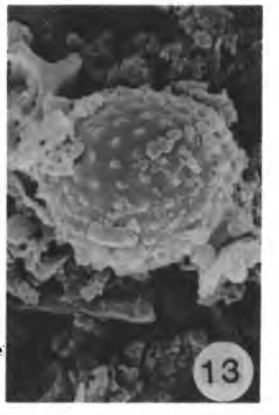

8


9


10


11


12


13

Tafel 4

Fig. 1: ***Cardium ? Loxocardium/lipoldi*** **ROLLE – BALDI.**
Ottenthal/Untere Leithen; Material des Institutes für Paläontologie der Universität Wien (Nr. 4, 13, 6, 11, 5, 10, 7, 3; Photo von Nr. 4).

Fig. 2: ***Janschinella melitopolitana*** **NOSSOVSKY – BALDI.**
Ottenthal/Untere Leithen; Material des Institutes für Paläontologie der Universität Wien (Photo von Nr. 3).

Fig. 3: ***Pontosphaera multipora*** **(KAMPTNER) BYBELL.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 3, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 4: ***Zygrhablithus bijugatus*** (DEFLANDRE) DEFLANDRE.
Ottenthal/Leithen; Probe UL 31, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 5: ***Braarudosphaera bigelowii*** **GRAN & BRAARUD) DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 23, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 6: ***Reticulofenstra lockeri*** **MÜLLER.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 13, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 7: ***Litharchaeocystis oamaruensis*** **DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 136, 1000×, LM.

Fig. 8: ***Archaeosphaeridium dangeardianum*** **DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 138, 1000×, LM.

Fig. 9: ***Rhabdosphaera vitrea*** **DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 150, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 10: ***Reticulofenstra lockeri*** **MÜLLER.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 150, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 11: ***Litheusphaerella spectabilis*** **DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 130, 1000×, LM.

Fig. 12: ***Archaeomonas striata*** **DEFLANDRE.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 130, 1000×, LM.

Fig. 13: ***Archaeomonas*** **cf.** ***edwardsii*** **PERCH-NIELSEN.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 10, 1000×, LM.

Fig. 14: ***Pontosphaera latelliptica*** **BALDI-BEKE.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 40, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 15: ***Coccolithus pelagicus*** **(WALLICH) SCHILLER).**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 161, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 16: ***Lanternithus minutus*** **STRADNER.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 166, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 17: ***Sphenolithus pseudoradians*** **BRAMLETTE & WILCOXON.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 200, Dunkelstellung, Nicols gekreuzt, 1000×, LM.

Fig. 18: ***Reticulofenestra daviesii*** **(HAQ) PERCH-NIELSEN.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 40, Dunkelstellung, 1000×, LM.

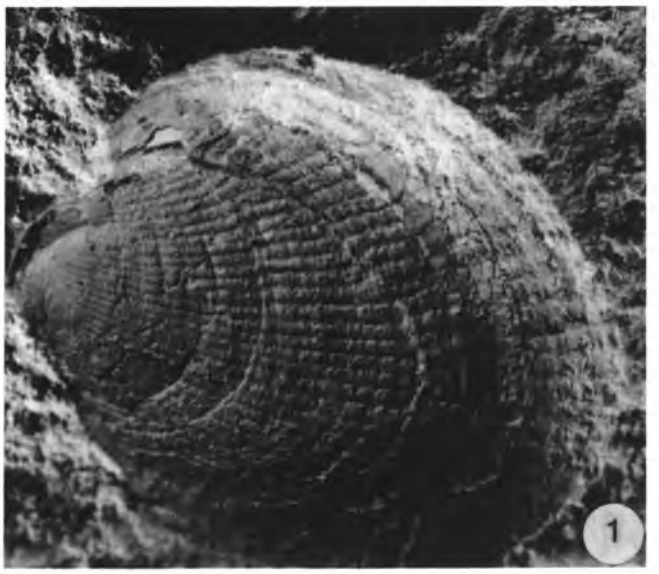
Fig. 19: ***Pontosphaera fibula*** **(GHETA).**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 15, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 20: ***Reticulofenstra umbilica*** **(LEVIN) MARTINI & RITZKOWSKI.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 162, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 21: ***Pontosphaera multipora*** **(KAMPTNER) BYBELL.**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 3, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 22: ***Helicosphaera recta*** **(HAQ).**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 38, Dunkelstellung, 1000×, LM.

Fig. 23: ***Cyclicargolithus floridanus*** **ROTH & HAY (BUKRY).**
Ottenthal/Leithen; Probe UL 70, Dunkelstellung, 1000×, LM.


1


2

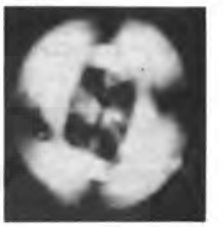

3


4


7

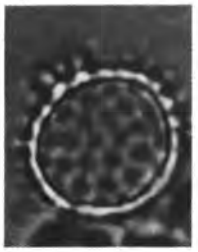

8


5


6


9


10

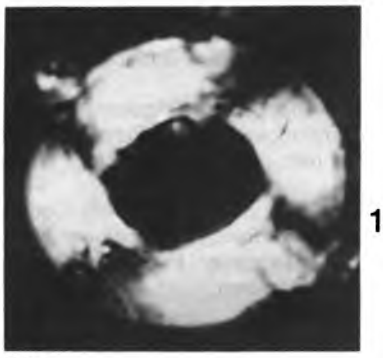

11


12


13


14

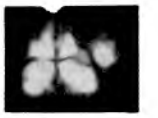

15


20


18

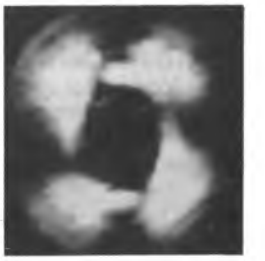

19


16


17


21


22


23

ABEL, O. (1899): Die Beziehungen des Klippengebietes zwischen Donau und Thaya zum alpin karpatischen Gebirgssystem. – Verh. Geol. R.-A., **1899** , S. 374–381, Wien.

ABEL, O. (1899): Studien im Klippengebiet zwischen Donau und Thaya. 1): Pollau-Schweinbarth (Aufnahmsbericht). – Verh. Geol. R.-A., 284–287, Wien.

ABEL, O. (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte 1 : 75.000, Blatt Auspitz-Nikolsburg. Geol. R.-A., 45 S., Wien.

AUBRY, M.-P. (1988): Phylogeny of Cenozoic calcareous nannoplankton genus *Helicosphaera*. – Paleobiology, **14**(1), 64–88.

BALDI, T. (1979): Changes of Mediterranean (?Indopacific) and boreal influences on Hungarian marine mollusc faunas since Kiscellian until Eggenburgian times; the stage Kiscellian. – Ann. Geol. Hell. Hors, Serie 1, Proc. VII. Congr., 39–49, Athen.

BALDI, T. (1980): A korai paratethys törtenete. (The early history of the Paratethys). – Föld. Közl., **110**(3–4), 456–472.

BALDI, T. (1982): Mid-Tertiary tectonic and paleographic evolution of the Carpathian-East Alpine-Pannonian system. – Osl. vitak (Discussions Palaeontologicae), **28**, 79–155, Budapest.

BALDI, T. (1983): The terminal Eocene and early Oligocene events in Hungary and the separation of an anoxic, cold paratethys. – 8th. Congr. of the Reg. Comm. on Med. Neog. Strat., 1983.

BALDI, T. (1986): Mid-Tertiary stratigraphy and paleogeographic evolution of Hungary. – Akademiai Kiado. Budapest, pp. 179.

BALDI, T. (1989): Tethys and Paratethys through Oligocene times. 2 remarks to a comment. – Geologicky Zbornik-Geologica Carpatica, **40**, 85–99, Bratislava.

BALDI, T., BALDI-BEKE, M., HORVATH, M. et al. (1975a): On the radiometric age and the biostratigraphic position of the Kiscell Clay in Hungary. – Földt. Közl., **105**(2), 188–192.

BALDI, T., HORVATH, M., KAZMER, M. et al. (1983): The terminal Eocene event. Field guide to Late Eocene (Priabonian)–early Oligocene (Kiscellian) profiles of Hungary. – Visegrad Meeting 1983.

BRAUNSTEIN, R.E. (1985): Note on archaeomonads from Ottenthal, Lower Austria, disturbed Molasse, Oligocene. – INA newsletter, **7**(2), 59–60.

GHETA, N., POPESCU, B. & LEU, M. (1976): *Dictyococcites ornata* MÜLLER, a marker nannoplankton species in the Middle Oligocene. – Rev. Roum. Geol. Geophys. et Geogr., Geologie, Tome **20**(1), 143–145, Bukarest.

GRILL, R.: Aufnahmsberichte in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1948, 1949, 1952, 1954.

GRILL, R. (1953): Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (N.Ö.). – Jb. Geol. B.-A., **96**, 65–116, Wien.

GRILL, R. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte des nordöstlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. – 155 S., 9 Abb., 2 Taf., 4 Tab., Wien (Geol. B.-A.).

JÜTTNER, K. (1938): Das Nordende des niederösterreichischen Flysch. – Verh. Geol. B.-A., **1938**, 91–102, 2 Abb., Wien.

JÜTTNER, K. (1940): Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Thayalandes. – Mitt. Reichstelle f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien, **1**, 1–7, Wien.

KRHOVKSY, J. (1979): Calcareous nannoplankton from the Eocene/Oligocene boundary of some localities of the Pouzdràny and Zdonice units (the west Carpathians, Czechoslovakia). – In: POKORTNY, V. (Red.): Paleontologicka konference, Katedra paleontolgie, Praha, 10–11, unora 1977, 75–91, Universita Karlova, Praha.

KRHOVKSY, J. (1981b): Stratigraphy and Paleoecology of the Menilitic Formation of the Zdanice Unit and the diatomites of the Pouzdrany Unit (the Western Carpathians, Czechoslowakia). – Zemny Plyn a Nafta., **26**, 45–62.

KRHOVKSY, J. (1985): Central Paratethys ecostratigraphic correlations in relation to the Oligocene sea-level changes. – VIIIth Congr. of the Reg. Comm. Mediter. Neog. Strat., Hungarian Geological Survey, 1985 (abstract).

MARTINI, E. (1970): Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation. – Nature, **226**, 560–561, 1 fig., 739–785, pl. 1–4.

MARTINI, E. (1970b): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – Proc. 2nd Plankton conf., **2** 739–785, Roma.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: FARINACCI, A. (Ed.): Proc. of the II. Plankt. Conf. Roma, **2**, 739–785, pl. 1–4, Roma (Edizioni Tecnoscienza).

MARTINI, E. & LEBENZON, C. (1971): Nannoplankton-Untersuchungen im oberen Tal des Tarcau (Ostkarpaten, Rumänien) und stratigraphische Ergebnisse. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **9**, 552–565, Stuttgart.

MARTINI, E. & MÜLLER, C. (1986): Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. – Newsl. Stratigr., **16**(2), 99–112, 7 Tab., Berlin, Stuttgart.

MONECHI, S. (1986): Biostratigraphy of Fuente Caldera Section by means of calcareous nannofossils. – Preprint. Ch. POMEROL & I. PREMOLI-SILVA (eds.): Terminal Eocene Events, Amsterdam.

MÜLLER, C. (1970): Nannoplankton-Zonen der Unteren Meeresmolasse Bayerns. – Geologica Bavarica, **63**, 107–118, Taf. 1–8, München.

MÜLLER, C. & BLASCHKE, R. (1971): Coccoliths: Important rock-forming elements in bituminous shales of Central Europe. – Sedimentology, **17**.

NAGYMAROSY, A. (1981): Chrono- and biostratigraphy of the Pannonian Basin: A review based mainly on data from Hungary. – Earth evol. scie. **3–4**, 183–194.

NAGYMAROSY, A. (1983a): Mono- and duospecific nannofloras in the Early Oligocene sediments of Hungary. Proposal for the E/O Boundary in the Alpine Carpathian-Pannonian System. – Terminal Eocene Events. Budapest.

NAGYMAROSY, A. (1983b): Calcareous nannofloras at the Eocene-Oligocene boundary in Hungary – Proposal for the Eocene-Oligocene boundary in the Alpine-Carpathian-Pannonian system; definition of the Kiscellian stage. – Visegrad-meeting , 37–51.

NAGYMAROSY, A. & BALDI-BEKE, M. (1988): The position of the Paleogene Formations of Hungary in the Standard nannoplankton Zonation. – Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol., **28**, 1–25.

NOCCHI, M. et al. (1986): The Eocene-Oligocene Boundary in the Umbria pelagic sequences, Italy. – Preprint. Ch. POMEROL & I. PREMOLI-SILVA (eds.): Terminal Eocene Events, Amsterdam.

NOCCHI, M., PARISI, G., MONACO, P. et al. (1988): Eocene and early Oligocene micropaleontology and paleoenvironments in SE Umbria, Italy. – Palaeogeogr. Paleoclim. Palaeoecol., **67** (1988), 181–244), Amsterdam.

OBERHAUSER, R. (Wiss. Red., 1980): Der geologische Aufbau Österreichs. – Springer Verl., Wien – New York, 700 Seiten.

OKADA, H. & BUKRY, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the "Low-latitude coccolith biostratigraphy zonation" (BUKRY, 1973, 1975). – Mar. Micropaleontol., **5**, 321–325.

PARKER, M.E., CLARK, M. & WISE, S.W. (1986): Calcareous nannofossils of DSDP Sites 558 and 563, North Atlantic Ocean: Biostratigraphy and the distribution of Oligocene braarudosphaerids. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. **82**, Washington D.C. (U.S. Government Printing Office), 559–589.

PERCH-NIELSEN, K. (1985b): Cenozoic calcareous nannofossils, **11**, 427–554). – In: BOLLI, H., SAUNDERS, J.S. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.): Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, 1032 pp.

PERCH-NIELSEN, K., RÖGL, F., STRADNER, H. & BRAUNSTEIN, R. (1985): Field guide excursion INA Meeting Vienna. – INA newsletter, **7**(2), 105–117.

RZEHAK, A. (1895): Die „Niemtschitzer Schichten". – Verh. naturforsch. Ver. in Brünn, **34**, 207–254, Brünn.

RZEHAK, A. (1922): Das mährische Tertiär. – Knihova Stat. Geol. Ust. Cesk. Rep., **3**, 1–21, Praze.

SEIFERT, P. (1980): Das Eozän der Waschbergzone (NÖ.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 419 S. (117 Abb., 4 Tab., 4 Taf. (11 Beil., Wien.

SEIFERT, P. (1982): Sedimentologie und Paläogeographie des Eozäns der Waschbergzone (Niederösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 133–176.

STRADNER, H. (1962): Bericht 1961 über die Aufsammlung von mesozoischen und alttertiären Nannoplanktonmaterialien aus der Waschbergzone (NÖ). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 106–107, Wien.

STRADNER, H. & SEIFERT, P. (1980): Transversopontis pax, ein neues Nannofossil aus dem basalen Oligozän des nördlichen Niederösterreich. – Beitr. Paläont. Österr., **7**, 281–291, 2 Abb., 3 Taf., Wien.

SYNDER, S., MÜLLER, C. & MILLER, K.G. (1984): Eocene-Oligocene boundary: Biostratigraphic recognition and gradual paleooceanographic change at DSDP Site 549). – Geology, **12**, 112–115.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Mesozoikum

Mesozoikum

Mesozoic

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 133–143	Wien, September 1991	1. rész	pp. 133–143	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardarsutur

Von PETER FAUPL & ELISABETH POBER*)

Mit 8 Abbildungen

Ostalpen
Nördliche Kalkalpen
Ostalpin
Rossfeldschichten
Lavanter Schichten
Gosau
Schwerminerale
Chromspinell
Vardarsutur

Inhalt

Zusammenfassung ... 133
Összefoglalás ... 133
Abstract ... 134
1. Einleitung ... 134
2. Die Verbreitung detritischer Chromspinelle im Oberostalpin ... 134
3. „Südprovinz" ... 136
3.1. Die Chromspinelle der Roßfeldschichten ... 137
3.2. Die Chromspinelle der Lavanter Schichten ... 138
3.3. Die Chromspinelle der Gosau der Südprovinz ... 138
3.4. Geochemischer Trend in der Chromspinellentwicklung der Südprovinz ... 139
4. Zur paläogeographischen Stellung und Entwicklungsgeschichte der Südprovinz ... 139
5. Ausblick ... 142
Dank ... 142
Literatur ... 142

Zusammenfassung

Ausgehend von der chemischen Zusammensetzung detritischer Chromspinelle wird versucht, das Liefergebiet jener südlichen Herkunftsprovinz zu rekonstruieren, von welchem ab der Unterkreide ophiolithischer Detritus in kalkalpine Sedimentationsbereiche gelangt ist. Es handelt sich um den Chromspinelldetritus der unterkretazischen Rossfeldschichten, der Flyschentwicklung der Höheren Gosau (Campan–Paleozän) sowie aus einzelnen Vorkommen der Tieferen Gosau (Santon–unteres Campan) und aus den mittelkretazischen Lavanter Schichten der Lienzer Dolomiten.

Das Herkunftsgebiet dürfte sich aufgrund der Chromspinellchemie aus zwei geochemisch unterschiedlichen Ophiolithsequenzen zusammengesetzt haben, die wahrscheinlich auch verschiedenes Alter haben. Der Chromspinelldetritus der Rossfeldschichten läßt sich überwiegend von Harzburgiten ableiten. Ab der Mittelkreide und dann besonders ausgeprägt in der Oberkreide sind zunehmend auch Hinweise auf lherzolithische Ausgangsgesteine im Liefergebiet zu beobachten. Eine solche Zweigliederung ist aus den Ophiolithzonen der Dinariden bekannt. Es wird daher angenommen, daß sich der Vardarozean paläogeographisch bis in Bereiche südlich der Kalkalpen erstreckt hat.

Adalék a törmelékes krómspinellek Keleti-Alpokban való előfordulásának jelentőségéhez: ofiolit törmelék a Vardar szuturából

Összefoglalás

A törmelékes krómspinellek vegyi összetételéből kiindulva, kísérlet történik azon déli származású tartomány szállítási területének rekonstruálására, ahonnan akora-krétától kezdve a Mészkőalpok üledékképződési területeire ofiolitos törmelék jutott. A

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. PETER FAUPL, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien; Dr. ELISABETH POBER, Rohoelaufsuchungs-Ges.m.b.H., Schwarzenbergplatz 16, A-1015 Wien.

krómspinell tartalmú képződmények az alábbiak: alsó-kréta rossfeldi rétegek, a flis kifejlődésű felső-gosau (campani-paleocén), valamint az alsó-gosau (santoni és alsó-campani) néhány előfordulása, továbbá a Lienzi Dolomitokban előforduló középső-kréta Lavanti Formáció.

A származási terület – a krómspinell-vegyvizsgálatok alapján – két, geokémiailag különböző ofiolitos rétegsorból állhatott, amelyeknek kora is valószínűleg eltérő. A rossfeldi rétegek krómspinell-törmeléke elsősorban a harzburgitokból vezethető le. A középső-krétától kezdve, majd kifejezetten a felső-krétában növekvő mértékben figyelhetők meg lherzolitos kiindulókőzetekre történő utalások is a szállítási területeken. Ugyanilyen kettős tagozódás ismeretes a Dinaridák ofiolit zónáiban is. Feltételezzük ezért, hogy a Vardar-óceán ősföldrajzilag egészen a Mészkőalpoktól délre elterülő tartományokig terjedt ki.

Significance of Detrital Chromian Spinels in the Eastern Alps: Ophiolitic Detritus from the Vardar Suture

Abstract

The ophiolitic detritus of several sedimentary series of the Northern Calcareous Alps was derived from a southern provenance area. These series include the Lower Cretaceous Rossfeld Formation, the turbiditic series of the Upper Gosau Group (Campanian–Paleocene), several formations of the Lower Gosau Group (Santonian–Lower Campanian), and additionally the mid-Cretaceous Lavant Fm. in the Lienz Dolomites.

Investigations of the detrital chromian spinel chemistry represent an attempt to establish the host rock composition of the southern provenance area. It was obviously composed of two geochemically different ophiolitic sequences of probably different ages. The majority of the chromian spinels in the Rossfeld Formation was derived from harzburgites. Al-rich spinels in the mid-Cretaceous and predominatly in the Upper Cretaceous indicate additional lherzolitic host rocks in the provenance area. This sequence corresponds to the present-day double ophiolitic belt of the Dinarides and suggests that the paleogeographic extension of the Vardar Ocean includes areas south of the Northern Calcareous Alps.

1. Einleitung

Über die Verbreitung detritischer Chromspinelle in den Schichtfolgen der Ostalpen liegen seit den systematischen Untersuchungen von WOLETZ (1963, 1967) zahlreiche Informationen vor. Am weitesten verbreitet ist dieses Schwermineral in den kretazischen Serien des Oberostalpins (Abb. 1).

Dem Chromspinell kommt als markantes Leitmineral für ophiolithischen Detritus bei geodynamischen Überlegungen zur Entwicklungsgeschichte der Ostalpen bzw. der Alpen insgesamt große Bedeutung zu (vgl. OBERHAUSER, 1980). Seine weltweite Verbreitung im Zusammenhang mit orogenetischen Vorgängen wurde durch ZIMMERLE (1984) aufgezeigt. Der Umstand, daß aus der geochemischen Zusammensetzung solch detritischer Spinelle wichtige Informationen über die Genese der ophiolithischen Herkunftsgesteine zu gewinnen sind (vgl. z. B. IRVINE, 1967; HAMLYN & BONATTI, 1980; MICHAEL & BONATTI, 1985 u.a.), hat die beiden Autoren veranlaßt, eine systematische geochemische Studie über die detritischen Chromspinelle der Ostalpen durchzuführen (POBER & FAUPL, 1988). Die vorliegende Arbeit soll nun den Beitrag der Spinellchemie zur Rekonstruktion jener südlichen Liefergebietsprovinz, die ab der Unterkreide Chromspinell in kalkalpine Sedimentationsbereiche lieferte, darstellen.

Insgesamt wurden etwa 2000 Mineralanalysen an detritischen Chromspinellkörnern aus verschiedenen Sedimentgesteinsserien der Ostalpen mittels Elektronenstrahlmikrosonde (ARL-SEMQ) durchgeführt. Gemessen wurden die Elemente Al, Cr, Ti, Fe, Mg, Mn und Ca. Fe^{3+} wurde unter der Annahme von Stöchiometrie berechnet. Der Chemismus wurde in der üblichen Form der Projektion im Spinellprisma dargestellt (STEVENS, 1944), wobei die 2-wertigen Kationen ($Mg/(Mg+Fe_2)$) den 3-wertigen ($Cr/(Cr+Al)$), die die größte Variabilität zeigen, gegenübergestellt wurden. Diese beiden Parameter werden im folgenden mit Mg* und Cr* bezeichnet. Die Fe_2O_3- und TiO_2-Gehalte sind im allgemeinen sehr niedrig.

Die chemische Zusammensetzung des Chromspinells hängt wesentlich vom Aufschmelzungsgrad des Mantelperidotites ab und spiegelt so in einem gewissen Grad das geotektonische Milieu während der Gesteinsgenese wider. DICK & BULLEN (1984) konnten drei Arten von alpinotypen Ophiolithen mit unterschiedlich zusammengesetzten Spinellspektren klassifizieren. Peridotite vom Typ I weisen überwiegend lherzolithische Zusammensetzung auf. Die Entstehung solcher Gesteine hat im Bereich mittelozeanischer Rücken stattgefunden. Die Spinelle überschreiten den Wert von 0,6 für Cr* nicht. Peridotite des Typs III haben üblicherweise Harzburgit-Charakter. Das Cr* der Spinelle liegt im wesentlichen über 0,6. Die Bildung dieser Gesteine vollzog sich im Bereich initialer magmatischer Bögen, wobei der relativ hohe Chromgehalt mit hohen Aufschmelzungsraten im Zusammenhang steht. Diese hohen Aufschmelzungsraten lassen sich wahrscheinlich als Folge der Zufuhr fluider Phasen bei der Subduktion erklären. Als Peridotit-Typ II werden Gesteine mit einer relativ großen Variationsbreite im Cr* der Spinelle bezeichnet. Ophiolithzonen von diesem Typ dürften sehr unterschiedliche Entwicklungsstadien der Ozeanbodenbildung repräsentieren.

2. Die Verbreitung detritischer Chromspinelle im Oberostalpin

Die stratigraphische Verbreitung chromspinellführender Serien in den Ostalpen zeigt Abb. 1. Aus fazieller Sicht lassen sich die chromspinellführenden Ablagerungen drei Entwicklungen zuordnen. Bei den meisten Schichtgliedern handelt es sich um Turbiditserien s.l. Im Falle der Tieferen Gosau liegen kontinentale bis flachmarine Ablagerungen vor. Die Ausbildung der jurassischen Schichtglieder ist im Zusammenhang mit dem Riftingprozeß im Bereich des südpenninischen Ozeans zu sehen.

Im Oberostalpin treten detritische Chromspinelle während verschieden alter orogenetischer Entwick-

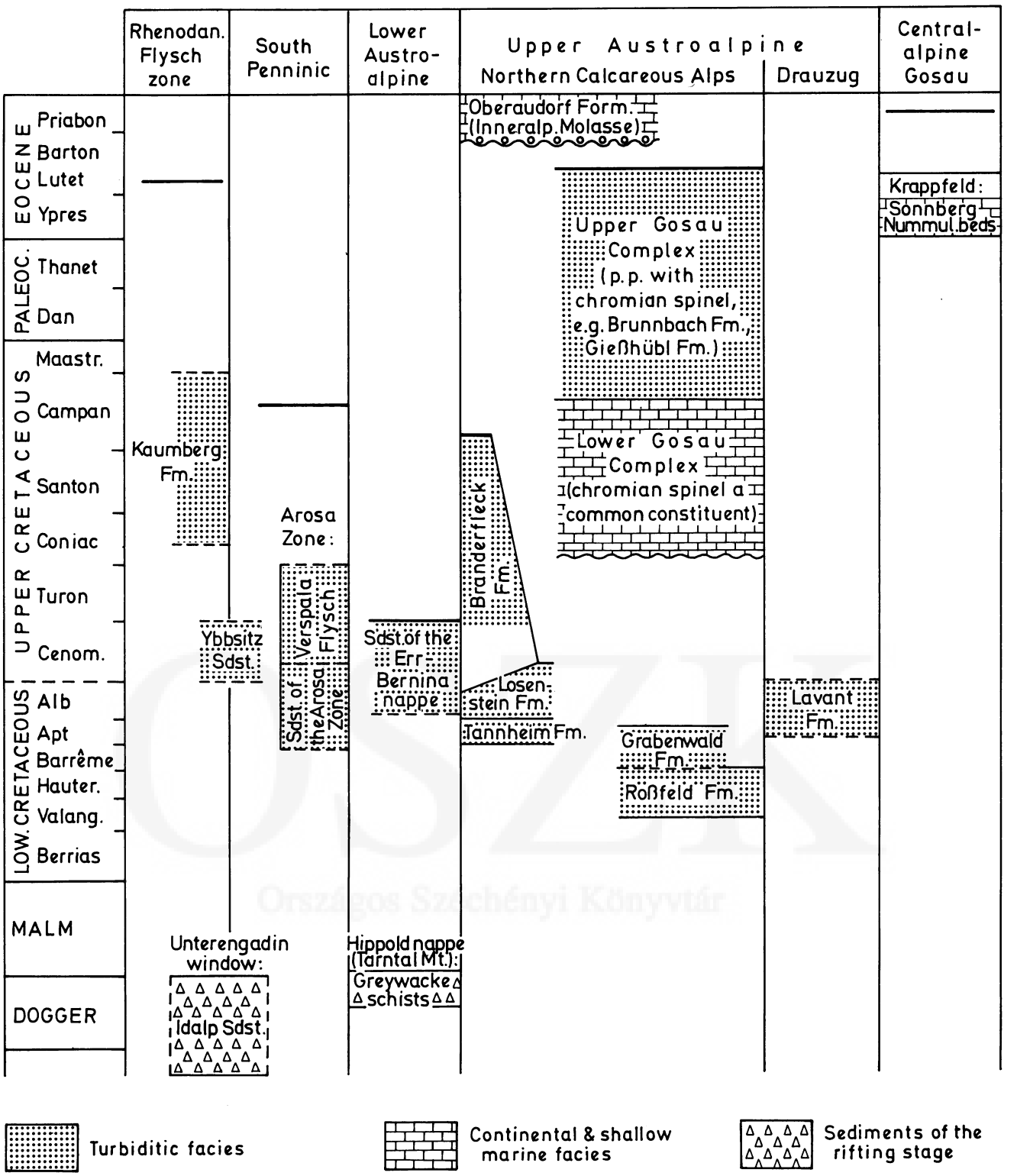


Abb. 1.
Stratigraphische Verbreitung chromspinellführender Serien in den Ostalpen.

lungsstadien auf. So finden sich Chromspinelle in den unterkretazischen Roßfeldschichten und Grabenwaldschichten (WOLETZ, 1970; FAUPL & TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987). Ein zweiter Schwerpunkt liegt in den mittelkretazischen Schichten der tiefbajuvarischen Kalkalpenstockwerke (Tannheimer und Losensteiner Schichten) sowie in den Branderfleckschichten (Cenoman–u. Campan) (WOLETZ, 1967; MÜLLER, 1973; GAUPP, 1982, 1983; WEIDICH, 1984, 1985). Auch die chromspinellführenden Lavanter Schichten des Drauzuges sind mittelkretazisch. Das massive Auftreten von Chromspinell in den oberkretazischen Schichten der Tieferen Gosau markiert einen dritten Abschnitt. Die Schichten der Höheren Gosau sind im allgemeinen chromspinellfrei, wodurch der bekannte Schwermineralumschlag im Campan belegt wird. Jedoch auch in diesem höheren

Gosaukomplex konnten in einzelnen Schichtgliedern recht bedeutende Gehalte an Chromspinell beobachtet werden.

Ausgehend von sedimentologischen Daten und paläogeographischen Überlegungen muß der Chromspinelldetritus des Ostalpins von zwei unterschiedlichen Liefergebietsprovinzen abgeleitet werden. Die Nordprovinz – nördlich der Kalkalpen gelegen – steht mit den Subduktionsprozessen des südpenninischen Ozeans in ursächlichem Zusammenhang. Dieses Liefergebiet ist in der Literatur unter dem Begriff „Rumunischer Rücken" (FAUPL, 1978; GAUPP, 1982) bekannt. Die Chromspinelle der oberostalpinen kalkalpinen Mittelkreide sowie der Tieferen Gosau werden davon abgeleitet. Außerdem wird der Chrospinelldetritus unterostalpiner und südpenninischer Serien von dieser Provinz bezogen.

Der Nordprovinz steht eine sogenannte Südprovinz als Liefergebiet für die Chromspinelle der Roßfeldschichten, der Höheren Gosau, und auch der Lavanter Schichten gegenüber. Die Entwicklung in dieser Südprovinz wird im folgenden näher dargestellt.

3. „Südprovinz"

Sedimentologische Studien an der Typlokalität der Roßfeldschichten südlich von Salzburg, sowie im Bereich der Reichraminger Decke im Ennstal haben gezeigt, daß eine Anlieferung des terrigenen Materials aus südlich der Kalkalpen gelegenen Regionen über einen nordfallenden Paläohang erfolgte (FAUPL & TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987).

Für die Flyschfazies der Höheren Gosau konnte ebenfalls mit Hilfe von Paläoströmungsanalysen eine Liefergebietsregion im Süden der Gosaubecken rekonstruiert werden (FAUPL et al., 1987). Die Hauptmasse der Flyschgosau ist zwar durch granatdominierte, chromspinellfreie Schwermineralspektren charakterisiert, und nur in wenigen Schichtgliedern, wie z.B. in den Gießhübler Schichten oder in der pelitreichen Fazies der Brunnbachschichten, kommen höhere Prozentanteile von Chromspinell in den Schwermineralspektren vor. Dieser Chromspinell ist mit dem übrigen klastischen Material, einem Gemisch aus kalkalpinem, bioklastischem und terrigen-metamorphem Detritus, aus dem Süden angeliefert worden. Ungeklärt war bisher die Frage, ob diese Chromspinelle möglicherweise auch aus der chromspinellreichen Tieferen Gosau umgelagert worden sein könnten, denn aus einer Reihe von Gosauvorkommen ist eine beträchtliche Erosionsphase zwischen Tieferer und Höherer Gosau bekannt (z.B. Weyerer Bögen-Gosau, RUTTNER & WOLETZ, 1956; Lilienfelder Gosau, WAGREICH, 1986a). Diese Aufarbeitungshypothese kann nun aufgrund der Chromspinellstudien verworfen werden (vgl. hierzu Abb. 6a). Auch das restliche Schwermineralspektrum dieser beiden Gosauabschnitte ist unterschiedlich zusammengesetzt.

Bei den vergleichenden Studien an den Gosau-Spinellen hat sich gezeigt, daß auch Vorkommen der Tieferen Gosau, insbesondere die Vorkommen von Gosau (Typlokalität) und Wörschach, mit großer Wahrscheinlichkeit ihren Chromspinell-Detritus ebenfalls aus der Südprovinz erhalten haben. Für Gosau (Grabenbach- und Hochmoosschichten) liegen hierfür keine eindeutigen Paläoströmungshinweise vor. WAGREICH (1986b) berichtet über W–E-gerichteten Transport. Von den Schneckengraben- und Reschitzgrabenschichten aus Wörschach sind selbst keine Paläoströmungsdaten bekannt. Jedoch aus den damit in enger Verbindung stehenden Konglomeratserien konnte POBER (1984) einen nordostgerichteten Transport ermitteln.

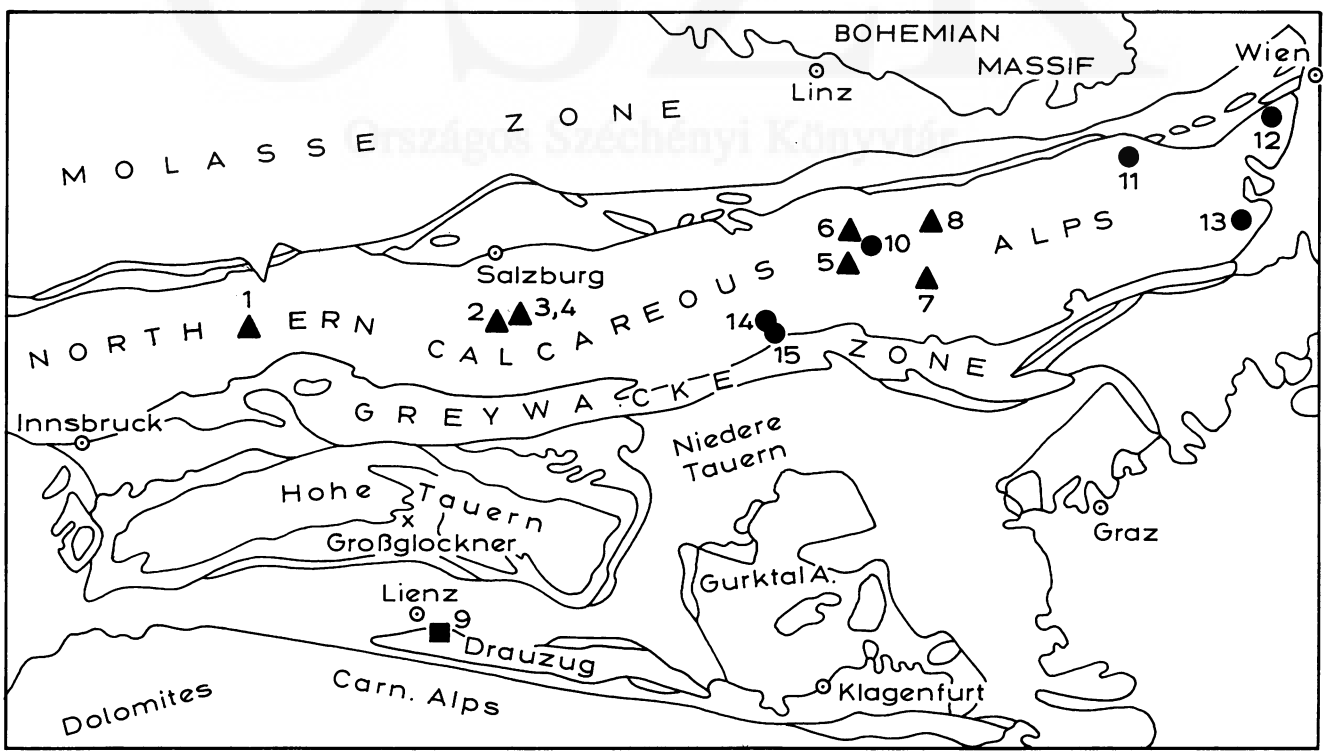


Abb. 2.
Lage der Probenpunkte.
▲ = Rossfeldschichten (Nummern siehe Abb. 3); ■ = Lavanter Schichten; ● Gosauvorkommen (Nummern siehe Abb. 5).

Für die Lavanter Schichten der Lienzer Dolomiten, einer distalen Flyschfazies, gibt es Hinweise auf einen Paläotransport von E nach W (FAUPL, 1977). Die paläogeographische Position der Lienzer Dolomiten innerhalb des Ostalpins ist etwas umstritten. Eine ursprünglich westlichere Position wird angenommen (vgl. BECHSTÄDT, 1978; TOLLMANN, 1987b).

3.1. Die Chromspinelle der Roßfeldschichten

Die Chromspinelle der acht untersuchten Lokalitäten lassen trotz der relativ großen Entfernungen zwischen den einzelnen Vorkommen (Abb. 2) ähnliche Verteilungen in den Cr*/Mg*-Diagrammen erkennen (Abb. 3). Nur in sehr wenigen Ausnahmefällen wird der Wert von 0,4 für Cr* unterschritten. Die meisten Projektionspunkte liegen im Bereich zwischen 0,45 und 0,65 Cr*. Die Obergrenze liegt bei 0,8, was für Ophiolithe typisch ist. Die Mg*-Werte lassen hingegen eine etwas stärkere Schwankung erkennen.

Die Projektionspunkte gruppieren sich überwiegend im Feld der Harzburgit-Spinelle. Etwa 6 % der Daten können aufgrund ihrer TiO_2- und Fe_2O_3-Gehalte als Kumulus-Spinelle betrachtet werden. Nach der Peridotitklasslfikation von DICK & BULLEN (1984) ist der gesamte

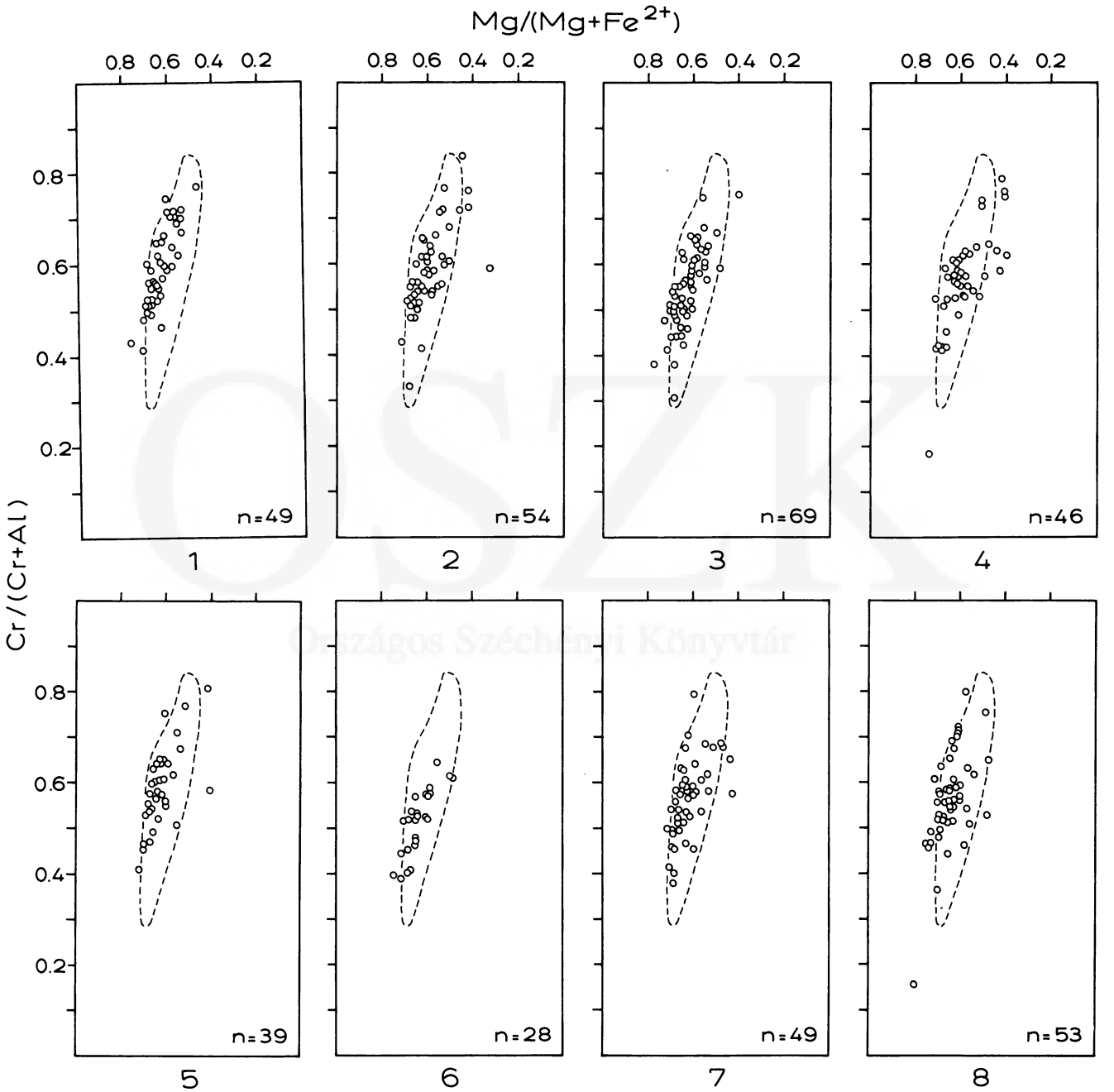


Abb. 3.
Chemische Variabilität der detritischen Spinelle aus den unterkretazischen Rossfeldschichten und äquivalenten Serien der Kalkalpen.
Die strichlierte Linie zeigt zum Vergleich das Feld der Harzburgitspinelle.
1 = Thierseemulde der Lechtaldecke; 2 = Typlokalität am Rossfeld südlich von Salzburg; 3 = Weitenauer Mulde, südliche Osterhorngruppe; 4 = Grabenwaldschichten (Unterapt) aus der Weitenauer Mulde; 5 = Ebenforstmulde, südliche Reichraminger Decke; 6 = Schneebergmulde, turbiditische Einschaltungen in den Schrambachschichten, nördliche Reichraminger Decke; 7 = Königsbergmulde bei Göstling, Lunzer Decke; 8 = Lunzer Decke im Gebiet von Ybbsitz

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Datenkomplex mit dem Typ II zu vergleichen. Die meisten Datenpunkte liegen aber im Bereich der Ophiolithe vom Typ III.

3.2. Die Chromspinelle der Lavanter Schichten

Im Vergleich zu den Roßfeldschichten ist zu erkennen, daß der kritische Cr*-Wert von 0,4 doch von einigen Spinellen unterschritten wird (Abb. 4). Die Korrelation zwischen Cr* und Mg* ist besser (r = −0,86). Die Mg*-Werte sind jedoch bezogen auf die entsprechenden Cr*-Werte relativ niedrig. Die Probenpunkte belegen den rechten Teil des Harzburgitfeldes. Etwa zwei Drittel aller Punkte entsprechen dem Typ I in der Peridotitklassifikation von DICK & BULLEN (1984).

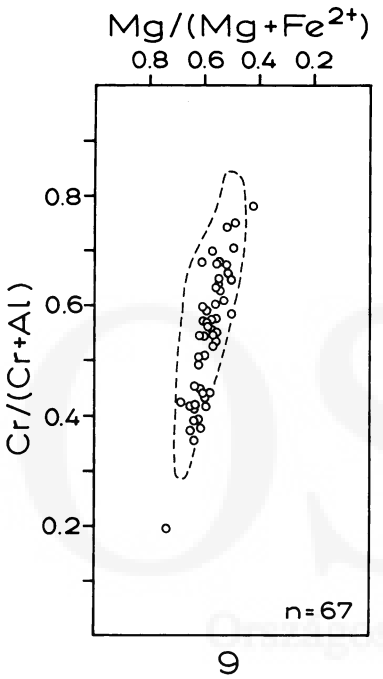


Abb. 4.
Chemische Variabilität der detritischen Spinelle aus den Lavanter Schichten.
9 = Profil vom Kirchbichl, Lavant bei Lienz.

3.3. Die Chromspinelle der Gosau der Südprovinz

In Abb. 5 sind die Daten für die Gosauspinelle südlicher Herkunft zusammengefaßt. Die Korrelation zwischen Cr* und Mg* ist im allgemeinen gut. Im Vergleich zu den Roßfeldschichten, aber auch Lavanter Schich-

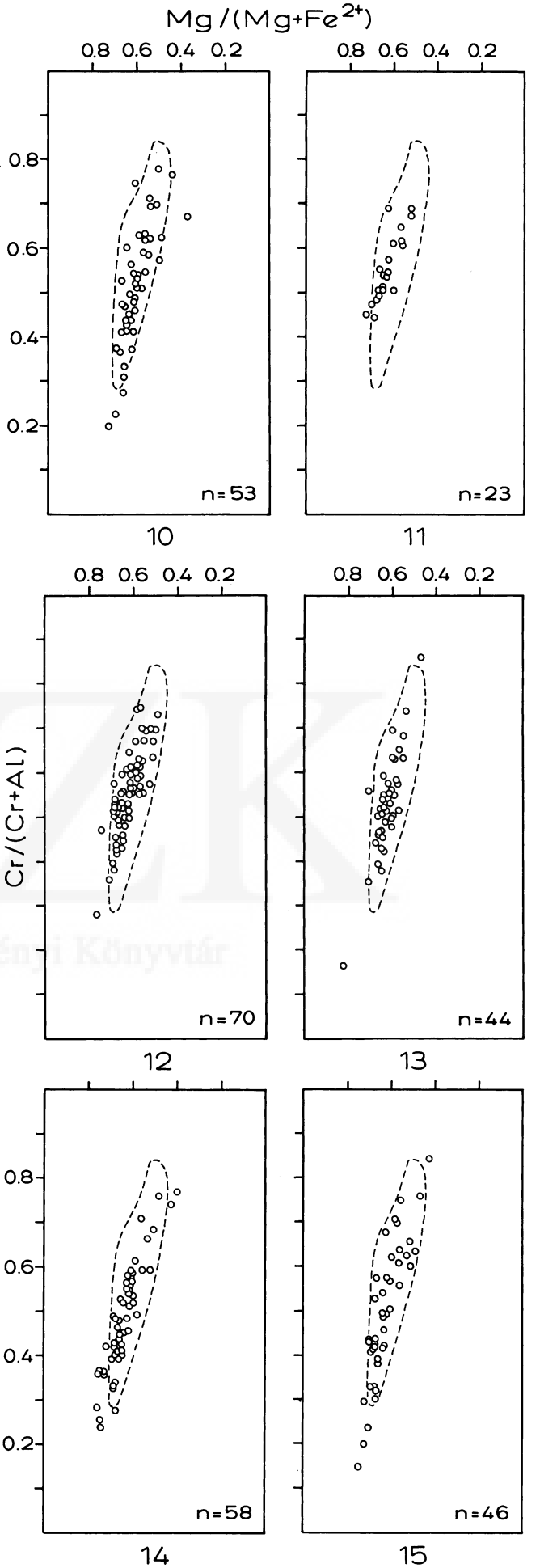


Abb. 5. →
Chemische Variabilität der detritischen Spinelle aus der Gosau-Gruppe der Kalkalpen.
Die Diagramme 10–13 repräsentieren den höheren Gosaukomplex, die Diagramme 14–15 dienen als Beispiele für jene Schichten der Tieferen Gosau, deren Detritus höchstwahrscheinlich auch von der Südprovinz abzuleiten ist.
10 = Brunnbachschichten in mergeliger Turbiditfazies, Gosau im Gebiet der Weyerer Bögen; 11 = Höllgrabenschichten, Gosau bei Lilienfeld; 12 = Gießhübler Schichten, Gießhübler Gosau; 13 = Orbitoidensandstein, Gosau des Miesenbachtales; 14 = Schneckengrabenschichten, Gosau von Wörschach; 15 = Reschitzgrabenschichten, Gosau von Wörschach.

ÖSZK
Országos Széchényi Könyvtár

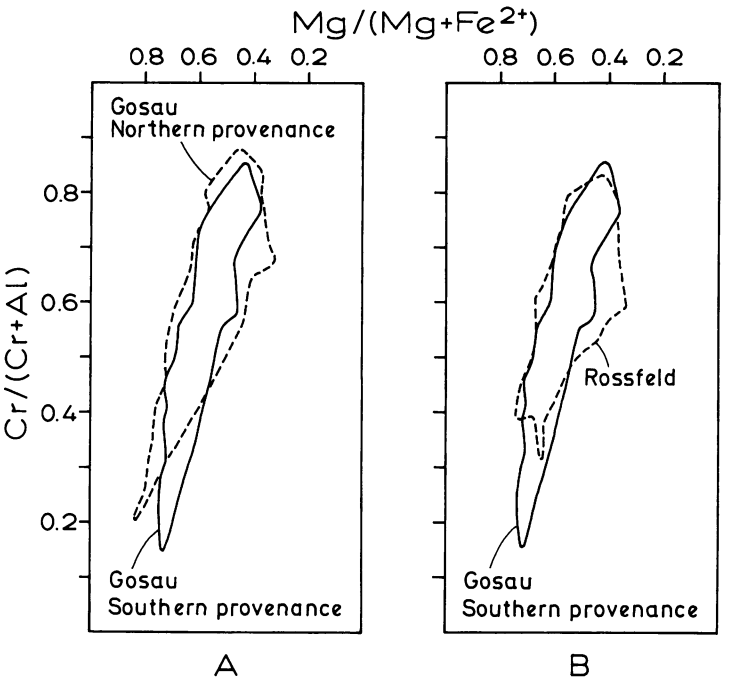


Abb. 6.
A) Vergleich der chemischen Variabilität von detritischen Chromspinellen aus der Tieferen Gosau (Nordprovinz, unterbrochene Linie) und der Gosau mit einer Materialherkunft aus der Südprovinz (ausgezogene Linie).
B) Vergleich der chemischen Variabilität von detritischen Chromspinellen aus den Rossfeldschichten und jenen aus der Südprovinz der Gosau.

ten, ist die Variabilität von Cr* deutlich größer und schwankt zwischen 0,15–0,85. Diagramm 11 (Höllgrabenschichten, Gosau von Lilienfeld) mit allerdings nur 23 Analysenwerte bildet eine Ausnahme.

Die aluminiumreichsten Spinelle treten also hier auf. Die Analysenpunkte streuen sowohl über das Harzburgit- als auch über das Lherzolith-Feld. Die große Variation der Cr-Werte ist kennzeichnend für Typ II-Peridotite nach der Klassifikation von DICK & BULLEN (1984). Der Großteil der Punkte liegt jedoch im Feld des Typ I.

In den Diagrammen 14 und 15 (Abb. 5) sind die schon erwähnten Chromspinell-Daten aus der Tieferen Gosau von Wörschach dargestellt, die sich sehr gut mit jenen aus der Höheren Gosau (Flyschgosau) vergleichen lassen. In Abb. 6a sind die Chromspinellverteilungen der Gosau der Südprovinz jenen der Nordprovinz gegenübergestellt. Abgesehen vom unterschiedlichen Trend in der Cr*- und Mg*-Variation ist zu beachten, daß rund 80% der Punkte der Nordprovinz zwischen 0,45 und 0,65 Cr* liegen, während die Spinelle der Südprovinz eine gleichmäßige Besetzung des Cr*-Spektrums zeigen. Fallweise auftretende aluminiumreiche Spinelle der Nordprovinz weisen deutlich höhere Mg-Gehalte auf als jene der Südprovinz. Die Chromspinelle der Höheren Gosau haben im Durchschnitt höhere Ti-Gehalte als jene der Tieferen Gosau.

3.4 Geochemischer Trend in der Chromspinellentwicklung der Südprovinz

Bei einer Gegenüberstellung der Diagramme (Abb. 3–5) läßt sich eine deutliche Änderung in den Chromspinellspektren beobachten (vgl. auch Abb. 6b). Während aluminiumreiche Spinelle in der Unterkreide fehlen und die Chromspinelle daher überwiegend von Ophiolithen mit harzburgitischem Charakter abgeleitet werden können, ist die Ausweitung der Spektren zu Al-Spinellen lherzolithischer Herkunft in den mittelkretazischen Lavanter Schichten und dann besonders ausgeprägt in jenen der Höheren Gosau bemerkbar.

Da das Verhältnis Cr* zu Mg* eines der wichtigsten diagnostischen Merkmale für die Spinell-Datengruppen ist, wurden die einzelnen Vorkommen nach der Steigung der Regressionslinie Cr* gegen Mg* dargestellt (Abb. 7a). Die Datengruppen der Roßfeldschichten weisen durchwegs niedrigere Steigungswerte auf als jene der Gosau und der Lavanter Schichten. Zum Vergleich wurden in Abb. 7b die Vorkommen der sogenannten Nordprovinz zusammengestellt, wo solch ein Trend nicht zu beobachten ist.

Der hier festgestellte Trend von Typ III zu Typ I nach der Peridotit-Klassifikation von DICK & BULLEN (1984) kann folgendermaßen interpretiert werden: Für die Roßfeldschichten sind Ophiolithkörper als Liefergebiete für den detritischen Chromspinell zur Verfügung gestanden, die aus einem ozeanischen Krustenbereich stammen, der sich während eines initialen Stadiums der Entwicklung eines magmatischen Bogens gebildet hat. Das Auftreten von aluminiumreichen Spinellen in den jüngeren Serien dürfte nun die Erweiterung des Liefergebietes um lherzolithische Ophiolithkörper (Typ I-Peridotite), wie sie von abyssalen Peridotiten der mittelozeanischen Rücken bekannt sind, belegen.

Ausgehend von diesem geochemischen Trend wird daher angenommen, daß sich die sogenannte Südprovinz aus zwei geochemisch unterschiedlichen Ophiolith-Sequenzen zusammengesetzt hat, die wahrscheinlich auch verschieden alt sind.

4. Zur paläogeographischen Stellung und Entwicklungsgeschichte der Südprovinz

Das hier als Südprovinz bezeichnete Liefergebiet der Chromspinelle der kalkalpinen Unterkreide, der Lavanter Schichten und der Höheren Gosau muß, wie schon erwähnt, aus sedimentologischen und faziellen Gründen südlich des Kalkalpins gelegen haben. Eine Herleitung des Detritus vom Rumunischen Rücken („Nordprovinz") ist für diese Schichtglieder daher nicht mög-

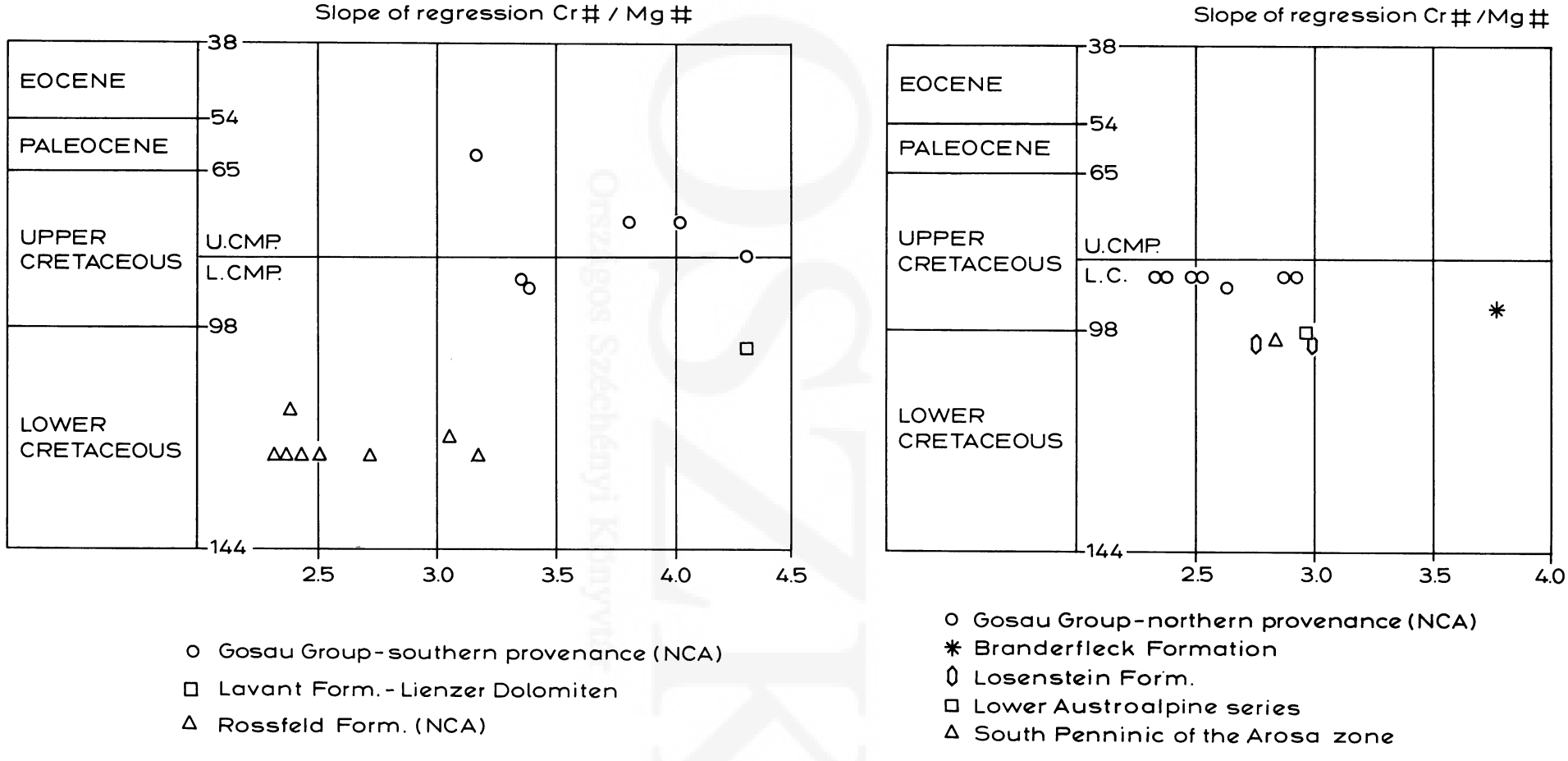


Abb. 7.
Die chemische Zusammensetzung der detritischen Spinelle der Südprovinz (A) im Vergleich zu jenen der Nordprovinz (B).
Zur chemischen Charakterisierung von Datengruppen wurde die Steigung der Regressionsgeraden $Cr/(Cr+Al)$ zu $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ verwendet. Innerhalb der Südprovinz wird der Unterschied zwischen Proben der unterkretazischen Rossfeldschichten und Proben der Mittel- und Oberkreide deutlich sichtbar. In der Nordprovinz läßt sich ein solcher Trend nicht beobachten (Ausnahme: Branderfleckschichten).

lich. Außerdem konnte für die Chromspinelle der Nordprovinz auch gezeigt werden, daß sie eine andere geochemische Entwicklung aufweisen als jene der Südprovinz.

Ausgehend von der Chromspinellchemie der von der Südprovinz belieferten Schichtglieder ist insgesamt eine petrologisch komplexe ophiolithische Liefergebietszone zu erwarten. Für eine solche, bezogen auf das Ostalpin intern gelegene Ophiolithzone bieten sich besonders die ophiolithischen Serien der Dinariden an. So hat bereits ROEDER (1976) in einer Obduktionsfront der Dinariden das Herkunftsgebiet für den ophiolithischen Detritus in den Gosauserien gesehen. Allerdings muß, nach unserer heutigen Einsicht, auch für die Liefergebiete der Gosau zwischen Nord- und Südprovinz unterschieden werden.

Zieht man dinarische Ophiolithzonen für die südliche Herkunftsprovinz in Betracht, so bedeutet dies paläogeographisch, daß diese Zonen sich ursprünglich bis südlich des Kalkalpins erstreckt haben und demnach innerhalb der ostalpinen Einheit gelegen haben müssen. In diesem Zusammenhang erlangt die Entdeckung eines permischen Gabbros, der als Relikt innerhalb der eoalpin metamorphen Eklogitserie des Koralpe/Saualpe-Kristallins steckt, besondere Bedeutung (THÖNI, 1990; THÖNI & JAGOUTZ, im Druck). Das Permalter (275 ±18Ma) wurde mittels der Sm/Nd-Methode nachgewiesen. Die geochemischen Parameter weisen auf einen MORB-Chemismus hin. Es ist daher wahrscheinlich, daß diese Eklogitzone ein Relikt der Vardarsutur repräsentiert.

Die Vorstellung, daß der sogenannte „Vardarozean" als paläogeographsche Heimat dieser dinarischen Ophiolithzonen (vgl. RICOU et al., 1986; KNIPPER et al., 1986) bis in den Bereich südlich der Kalkalpen gereicht hat (DECKER et al., 1987), deckt sich gut mit den von PREY (1978), KOVACS (1982) und LEIN (1985, 1987) vertretenen Vorstellungen zur Triaspaläogeographie. Die Hallstätter Zone stellt dabei den faziellen Kontakt zum eigentlichen ozeanischen Bereich des triadischen Tethysgolfs her.

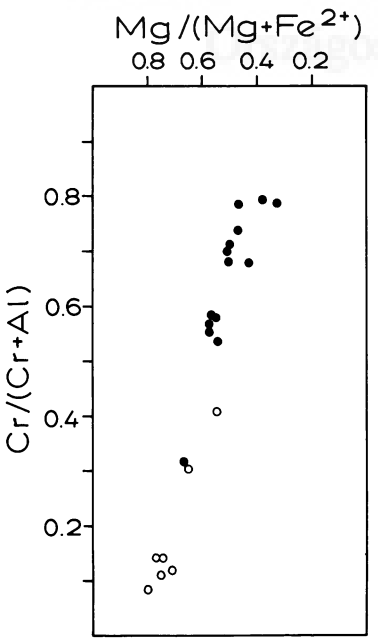


Abb. 8.
Chemismus von Chromspinellen aus den Dinariden.
Daten von MAKSIMOVIC & MAJER (1981).
● = Innerdinarische Ophiolithzone; ○ = Zentraldinarische Ophiolithzone.

In den heutigen Dinariden werden zwei große Ultramafititzonen unterschieden, wobei Übergänge möglich sind (PAMIC, 1983). Es handelt sich um eine östlich gelegene Harzburgitzone (= Innerdinarische Ophiolithzone, Vardarzone) und eine westliche Lherzolithzone (= Zentraldinarische Ophiolithzone). MAKSIMOVIC & MAJER (1981) haben auf die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der Chromspinelle dieser beiden Gesteinsprovinzen hingewiesen (Abb. 8). Im geochemischen Trend der detritären Chromspinelle der Südprovinz von eher Cr-reichen Typen von harzburgitischen Ausgangsgesteinen in der Unterkreide bis hin zur Beteiligung Al-reicher Spinelle von lherzolithischen Peridotiten ab der Mittelkreide scheint sich diese Zonengliederung der Dinariden auch in der Südprovinz abzuzeichnen.

Die Vorstellung, daß sich der „Vardarozean", dessen Relikte durch diese beiden Zonen verkörpert werden, in den Bereich des Ostalpins hinein erstreckte, steht in Gegensatz zu paläogeographischen Modellen, bei denen von einer Verbindung des ligurisch-piemontesischen Ozeans mit dem Vardarozean über ein transform fault-System ausgegangen wird (vgl. DERCOURT et al., 1986). Der ligurisch-piemontesische Ozean, der sich in den penninischen Ophiolithen der Ostalpen bis an den Alpenostrand hin verfolgen läßt, weist allerdings eine gänzlich andere Entwicklungsgeschichte als der Vardarozean auf. Die Entstehung des ligurisch-piemontesischen Ozeans steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Rifting- und Spreadinggeschehen im südlichen Nordatlantik während der Jurazeit (vgl. FRISCH, 1977, 1980). Aus dem Vardarozean sind hingegen bereits aus dem tieferen Malm Kollisionsereignisse und damit verbundene Obduktionen von Ophiolithen bekannt (MUSSALAM & JUNG, 1986; RICOU et al., 1986). Es läßt sich daher vermuten, daß das Einsetzen von ozeanischer Krustenbildung im ligurisch-piemontesischen Ozean mit dem Beginn des Schließungsvorganges im Vardarozean plattentektonisch interferiert. Die endgültige Schließung des Vardarozeans vollzog sich während der Kreidezeit.

Geht man von einer Verbindung der dinarischen Ophiolithzonen mit der „Südprovinz" als Liefergebiet für die Chromspinelle der kalkalpinen Unterkreide, der Lavanter Schichten und der Höheren Gosau aus, so läßt sich für diese "Südprovinz" folgendes Entwicklungsbild zeichnen: Im tieferen Oberjura kam es, analog zur Entwicklung der Vardarzone, zu ersten Kollisionsvorgängen und in Zusammenhang damit zu Obduktionen von ophiolithischen Abfolgen. In den Kalkalpen wurde dadurch die im Oxford beginnende Gravitationstektonik (TOLLMANN, 1981, 1987a) ausgelöst. Die so entstandenen ersten Ophiolithserien hatten, wie sich aus der Zusammensetzung des Chromspinelldetritus aus der Unterkreide schließen läßt, vorherrschend harzburgitischen Charakter. Die Dominanz von Chromspinellen, die von Typ III-Peridotiten abgeleitet werden können, spricht dafür, daß ein Krustenabschnitt eines intraozeanischen magmatischen Bogens, wie in den Dinariden durch die Harzburgitzone belegt, an diesem ersten jurassischen Kollisions-/Obduktionsereignis beteiligt war.

Mit der Erweiterung des Chromspinell-Detritus um aluminiumreiche Typen in den mittelkretazischen Lavan-

ter Schichten macht sich allmählich eine Beteiligung lherzolithischer Peridotite am Aufbau der Südprovinz bemerkbar. Ein größerer Anteil von Typ I-Peridotiten im Liefergebiet vor allem der Höheren Gosau kann dahingehend gedeutet werden, daß ozeanische Krustenstükke eines Mid-Ocean-Ridge-Environments während eines weiteren, wahrscheinlich auch abschließenden Kollisions-/Obduktionsereignisses den Ophiolithen des Liefergebietes angegliedert wurden.

5. Ausblick

Die hier vertretene Vorstellung, daß dinarische Ophiolithfolgen als Relikte des ehemaligen Vardarozeans ursprünglich bis in das Ostalpin hineingereicht haben, beruht einerseits auf Fazies- und Paläotransportdaten und andererseits auf dem geochemischen Trend von Typ III zu Typ I-Peridotiten, der sich im Chromspinelldetritus abzeichnet.

Ein solcher Trend sollte sich erwartungsgemäß auch in den zum Kalkalpin paläogeographisch benachbarten Gebieten nachweisen lassen. Von besonderem Interesse erscheinen in diesem Zusammenhang die Unter- bis Mittelkreideschichtfolgen der Gerecse Berge in der Bakony Einheit Ungarns (KAZMER, 1987; SZTANO, 1990), die von ihrer faziellen Entwicklung her mit den kalkalpinen Rossfeldschichten vergleichbar sind. Eine Herkunft des terrigenen Materials aus den Dinariden wird vermutet (l.c., p. 114). Chromspinelldetritus ist aus diesen Schichten bekannt und wird derzeit geochemisch untersucht (ARGYELAN, mündliche Mitteilung). Von Bedeutung wäre auch eine genaue Kenntnis der Chemie der Chromspinelle aus den Unter- bis Mittelkreideserien der Ivanscica Berge, einer östlichen Fortsetzung der Savefaltenzone in Nordkroatien (BABIC et al.,1979; ZUPANIC et al., 1981). Die von MISIK et al. (1980) aus den Karpaten mitgeteilten 13 Mikrosondenanalysen von detritischen Chromspinellen, welche ein Vorkommen von sehr aluminiumreichen Spinellen belegen, lassen sich zur Zeit nicht mit den Daten aus den Ostalpen vergleichen.

Es erscheint wünschenswert, die hier vorgelegten Untersuchungen über den Schwermineraldetritus fortzusetzen, um zusätzliches Datenmaterial für Studien über die paläogeographischen Zusammenhänge zwischen Alpen - Karpaten - Dinariden zu gewinnen.

Dank

Die Autoren danken dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich für die Beistellung finanzieller Mittel im Projekt Nr. 5826. Für die Möglichkeit zur Benützung der Mikrosonde und für die Hilfestellung durch die Herrn Dr. H. DIETRICH und Doz. Dr. H. WEINKE sei hier besonders gedankt.

Literatur

BABIĆ, L., ZUPANIČ, J & CRNJAKOVIĆ, M.: The recognition of the two units in the "clastic formation with ophiolites" of Mt. Ivančića and the role of a magmatic belt and an active continental margin (Abstract). – Zbornik Radova, 121–122, Zagreb 1979.

BECHSTÄDT, Th.: Faziesanalyse permischer und triassischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **121**, 1–121, Wien 1978.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, Vienna (Deuticke) 1987.

DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L.-E., KAZMIN, V. G., LE PICHON, X., KNIPPER, A. L., GRAND-JAQUET, C., SBORTSHIKOV, I. M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D. H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L. A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BEZHENOV, M. L., LAUER, J. P. & BIJU-DUVAL, B.: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. – In: AUBOIN, J., LE PICHON, X. & MONIN, A. S. (eds.): Evolution of the Tethys, Tectonophysics, **123**, 241–315, 1986.

DICK, H. J. B. & BULLEN, T.: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. – Contr. Mineral. Petrol., **86**, 54–76.

FAUPL, P.: Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1976**, 131–134, Wien 1977.

FAUPL, P.: Zur räumlichen und zeitlichen Gliederung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **256**, 81–110, Wien 1978.

FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies Development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps During the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 143–155, Vienna (Deuticke) 1987.

FAUPL, P. & TOLLMANN, A.: Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rdsch., **68**, 93–120, Stuttgart 1979.

FRISCH, W.: Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **24**, 263–275, Wien 1977.

FRISCH, W.: Plate-tectonic evolution of the Eastern Alps. – Acta Geol. Acad. Scientiorum Hungarica, **21**/4, 223–228, Budapest.

GAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkapinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, München 1982.

GAUPP, R.: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate in den Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – Zitteliana, **10**, 155–171, München 1983.

HAMLYN, P. R. & BONATTI, E.: Petrology of the mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone, northwest Indian Ocean: Implications for the nature of the oceanic upper mantle. – Earth and planetary Science Letters, **48**, 65–79, 1980.

IRVINE, T. N.: Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2, Petrologic applications. – Cand. Jour. of Earth Sciences, **4**, 71–103, 1967.

KÁZMÉR, M.: A Lower Cretaceous Submarine Fan Sequence in the Gerecse Mts. – Ann. Univ. Scient. Budapest. R. Eötvös Nom., Sec. Geol., **28**, 101–116, Budapest.

KNIPPER, A., RICOU, L.-E.. & DERCOURT, J.: Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean. – In: AUBOIN, J., LE PICHON, X. & MONIN, A. S. (eds.): Evolution of the Tethys, Tectonophysics, **123**, 213–240.

KOVÁCS, S.: Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. – Geol. Rdsch., **71**/2, 617–640, Stuttgart.

LEIN, R.: Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 117–128, Wien 1985.

LEIN, R.: Evolution of the Northern Calcareous Alps. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102, Vienna (Deuticke) 1987.

MAKSIMOVIĆ, Z. & MAJER, V.: Accessory spinels of two main zones of alpine ultramafic roçks in Yugoslawia. – Bull. Acad. Serbe Sciences Arts, Classe de sciences naturelles et mathmatiques, **75**, sciences naturelles, **21**, 48–58, 1981.

MICHAEL, P. J. & BONATTI, E.: Peridotite composition from the North Atlantic: regional and tectonic variations and implications for partial melting. – Earth and Planetary Science Letters, **73**, 91–104, 1985.

MIŠIK, M., JABLONSKÝ, J., FEJDI, P. & SYKORA, M.: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. – Mineralia Slovaca, **12**, 209–228, Bratislava.

MÜLLER, K.: Das „Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol Rdsch., **62**, 54–69, Stuttgart.

MUSSALAM, K. & JUNG, D.: Geologie und Bau des Sithonia-Ophioliths (Chalkidiki NE-Griechenland): Anmerkungen zur Bildung ozeanischer Krusten. – Geol. Rdsch., **75**, 383–409, Stuttgart 1986.

OBERHAUSER, R.: Das Altalpidikum. – In: OBERHAUSER, R. (ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 35–55, Wien (Springer) 1980.

PAMIĆ, J.: Considerations on the boundary between Lherzolite and Harzburgite subprovinces in the Dinarides and Northern Hellenides. – Ofioliti, **8**, 153–164, Bologna 1983.

POBER, E.: Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der Gosau von Wörschach (Steiermark). – Unpubl. Diss. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 149 p., Wien 1984.

POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **77**, 641–670, Stuttgart 1988.

PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 1–25, Wien 1978.

RICOU, L.-E., DERCOURT, J., GEYSSANT, J. GRAND-JAQUET, C. LEPVRIER, C. & BIJU-DUVAL, B.: Geological constraints on the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys. – In: AUBOUIN, J., LE PICHON, X. & MONIN, A. S. (eds.): Evolution of the Tethys. – Tectonophysics, **123**, 83–122, 1986.

ROEDER, D.: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht. – Ztschr. dt. geol. Ges., **127**, 87–103, Hannover 1976.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48** (1955), 221–256, Wien 1956.

SZTANO, O.: Submarine fan conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1990**, 431–446, Stuttgart 1990.

STEVENS, R. E.: Composition of some chromites of the western hemisphere. – Am. Mineralogist, **29**, 1–34, 1944.

THÖNI, M.: Eklogite in alpidisch amphibolitfaziell geprägten Serien des Ostalpins – Alter und Genese. – TSK III Graz (Sammlung der Kurzfassungen), 231–232, Graz 1990.

THÖNI, M. & JAGOUTZ, E.: Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, SE Austria) (im Druck).

TOLLMANN, A.: Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozess der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75**, 167–195, Wien 1981.

TOLLMANN, A.: Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 112–125, 6 Abb., Vienna (Deuticke) 1987a.

TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 47–113, Wien 1987b.

WAGREICH, M.: Schichtfolge und Fazies der Gosau von Lilienfeld (Oberkreide; niederösterreichische Kalkvoralpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 19–38, Wien 1986a.

WAGREICH, M.: Sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen des Tieferen Abschnittes der Gosauschichten von Gosau und Rußbach (Oberösterreich, Salzburg). – Unpubl. Diss. Formal und Naturw. Fak. Univ. Wien, 253 S., Wien 1986b.

WEIDICH, K. F.: Über die Beziehungen des „Cenomans" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rdsch., **73**, 517–566, Stuttgart 1984.

WEIDICH, K. F.: Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman–Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., **7**, 221–261, Wien 1985.

WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 89–119, Wien 1963.

WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **56**, 308–320, Stutgart 1967.

WOLETZ, G.: Zur Differenzierung der kalkapinen Unterkreide mit Hilfe der Schwermineralanalyse. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, A80–A81, Wien 1970.

ZIMMERLE, W.: The Geotectonic Significance of Detrital Brown Spinel in Sediments. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **56**, 337–360, Hamburg 1984.

ZUPANIČ, J., BABIĆ, L. & CRNJAKOVIĆ, M.: Lower Cretaceous basinal clastics (Oštre Formation) in Mt. Ivanščica (northwestern Croatia). – Acta Geol., **11**/1, 1–44, Zagreb 1981.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 145–154	Wien, September 1991	1. rész	pp. 145–154	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Hierlatzkalk – a Peculiar Austro-Hungarian Jurassic Facies

By ATTILA VÖRÖS*)

With 12 Figures

Österreich
Ungarn
Salzkammergut
Transdanubien
Bakony
Hierlatzkalk
Lias
Brachiopoden

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 96

Contents

Zusammenfassung ... 145
Összefoglalás ... 145
Abstract ... 145
1. Introduction ... 146
2. Review on Research History ... 146
3. Comparative Study ... 148
3.1. Lithology ... 148
3.2. Stratigraphic Relationships ... 150
3.3. Age ... 151
3.4. Palaeoenvironment and Palaeotectonic Setting ... 151
4. Conclusions ... 152
Acknowledgements ... 153
References ... 153

Hierlatzkalk – eine typisch österreichisch-ungarische Jura-Faziesentwicklung

Zusammenfassung

Ein Vergleichsstudie von Vorkommen im Bakony-Gebirge und im Typus-Gebiet in Österreich führte zum Schluß, daß der Hierlatzkalk im Zeitraum Sinemurien–Pliensbachien in der Nähe von submarinen Störungszonen gebildet wurde. In seiner typischen Ausbildung besteht er hauptsächlich aus Brachiopoden- und/oder Ammonitenschalen, untergeordnet aus Fragmenten von Gastropoden, Bivalven und Crinoiden. Seine Diagenese ist charakterisiert durch zwei oder mehrere Phasen sparitischer Zementation, alternierend mit mikritischer Infiltration. Die Vorkommen dieses „Hierlatzkalkes sensu stricto" sind ausschließlich auf die Austroalpinen Einheiten und Ungarn beschränkt.

Hierlatzi Mészkő – egy sajátos „osztrák–magyar" jura-fácies

Összefoglalás

A dunántúli-középhegységi (bakonyi) és az ausztriai típusterület előfordulásainak összehasonlító vizsgálata alapján az a következtetés adódott, hogy a Hierlatzi Mészkő a sinemuri–pliensbachi idején, a tengeralatti vetőzónák környezetében, neptuni telérek és „lejtőlábi" törmelékkúpok formájában halmozódott fel. Tipikusnak csak akkor tekinthető, ha főként Brachiopoda és/vagy apró Ammonitesz héjak alkotják, melyek mellett a csiga, kagyló és crinoidea vázak alárendeltek, továbbá, ha diagenezisében mikrites infiltrációval váltakozó, többfázisú pátitos cementáció ismerhető fel. Ez a szűkebb értelemben vett Hierlatzi Mészkő a szerző ismeretei szerint kizárólag Ausztriában és Magyarországon fordul elő.

*) Author's address: Dr. ATTILA VÖRÖS, Natural History Museum, Múzeum Körút 14–16, H-1370 Budapest, Ungarn.

Abstract

A comparative study of occurrences in the Transdanubian Central Range (Bakony Mts.) and in the type area in Austria has led to the conclusion that Hierlatz limestone was formed during the Sinemurian–Pliensbachian, near submarine fault zones, in the form of Neptunian dykes and scarp breccias or taluses. In its typical form it consists mainly of brachiopod and/or minor ammonite shells, and subordinately of skeletal fragments of gastropods, bivalves and crinoids. Its diagenesis is characterized by two or more phases of sparitic cementation alternating with micritic infiltration. As far as the author knows the occurrence of this "sensu strictu" Hierlatz limestone is restricted to the Austroalpine units and Hungary.

1. Introduction

Geologists working in the Jurassic areas in the Transdanubian Central Range are familiar with the white-red variegated Hierlatz limestone that is extremely rich in fossils and has sometimes a fairly aesthetic appearance. I have considered it as one of my favourite rocks since the time I was a student. My prejudice is enhanced by the fact that in the last twenty years I have studied mainly Liassic brachiopods which can be collected in the largest amount and in the easiest way from the Hierlatz limestone.

The great variability of the Jurassic formations in the Transdanubian Central Range has admonished me to consider whether the type of rock referred to as Hierlatz limestone corresponds to the classical conception and whether it is identical with the rock described from the type area in the Alps. During a previous study trip of mine (1975) the answer I was given to the above topic was "yes" seeming to be reassuring, because the rich fossil collection and a few rock fragments taken from the Hierlatzberg and preserved in the collection of the Geologische Bundesanstalt in Vienna have exhibited the same features as those known from the Bakony Mountains. Consequently, the notion I have had of the Hierlatz limestone is that generally it is represented by well preserved brachiopod and/or ammonite skeletons, in which intermediate cavities are filled partly by (mainly pink or yellow) micrite, partly by snow-white, fibrous and sparry calcite. After a further abridgement of this rather brief and outlined description, there are two features of greatest importance left, which are as follows: the brachiopod-lumachelle character and the light colour.

However, the concept of Hierlatz limestone was, here and there and from time to time, as largely distorted that the final result will not correspond even to the above – rather limited – definition. For example, the rock I was shown in the Liassic "mantle series" of the Low Tatra Mts. as Hierlatz limestone was a dark grey, almost black, compact crinoid-brachiopod bearing limestone. It is also astonishing that in his monumental comprehensive work TOLLMANN (1976) describes the Hierlatzkalk, in a clear and well illustrated way, as a coarse crinoid bearing limestone and assigns the brachiopod bearing rock type to a separate formation referred to as "Lias Brachiopodenkalk" (p. 318–321).

Inasmuch as some uncertainties were visible in the Hungarian interpretation, it seemed to be justified to study this topic repeatedly and more thoroughly. A current research project led by Dr. J. HAAS (Budapest) has enabled me to see, on a short study trip, the type area in the vicinity of Hallstatt, and to carry out comparative field observations and to take samples there under the kind guidance of Dr. G. SCHÄFFER (Geologische Bundesanstalt, Wien). Results of this comparative study are incorporated in Part Two of this paper. However, as Part One, a review on the research history intended to describe the gradual distortion in the interpretation of Hierlatzkalk is also required.

2. Review on Research History

The famous Austrian alpinist and geographer Fr. SIMONY, born in Bohemia and presumed to be of Hungarian origin, was the first to find the rich fauna locality of the Hierlatz Berg assigned to the Dachstein Group. As he describes, here

" ... from the brachiopod limestone ... at least 50 different species of brachiopods, gastropods, cephalopods and crinoids have been found, of which the first one is by far the most frequent." (SIMONY, 1850, p. 656).

Reporting on the study of the fauna, SUESS (1852) was the first to use the term "Hierlatzer Schichten". However, no description of rocks concerning the formation was given, except for assigning it to the Liassic.

It was LIPOLD (1852, p. 92) who gave the earliest, appraisable but still valid description of the Hierlatzkalk. This description is as follows:

" ... partly light grey and white, slightly crystalline, but in major part reddish-white spotted and light-red limestone with a great amount of fossils that are frequently accumulated so as to cause the rock to seem to consist of fossils only. However, it is frequent that they exhibit only a white and crystalline structure in the reddish, compact limestone. Fossils include a great variety of cephalopods, predominantly minor ammonite, gastropods and crinoids, and particularly a large amount of brachiopods."

This description that has been valid hitherto is so appropriate that there is almost nothing to add to it. The description that HAUER (1853) gave on the Hierlatz beds is only shorter, but is, in its sense, the same as the aforesaid one. The only reason why HAUER's name is mentioned here is the fact that he is likely to have been the one who transplanted the concept of Hierlatz limestone to Hungary during the regular geological mapping work carried out in the Austro-Hungarian Monarchy.

STUR (1871) gave a detailed description on the different facies and faunas of Hierlatzkalk and gave a significant extension to the conception through the following part of a sentence, being the first to state that the rock

" ... is very frequently developed completely as crinoidal limestone." (STUR, 1871, p. 436).

This superficial remark that is likely to have been based on a rather correct observation, namely that in most cases the Hierlatz limestone turns (both laterally and upwards) to crinoidal limestone or interfingers therewith, has allowed some of the later authors to consider the Hierlatz limestone as a predominantly crinoid limestone.

GEYER (1886a), for example, who wrote, otherwise, magnificient monographs dealing with the ammonites

and brachiopods of the Hierlatz limestone, gives the following explicit statement:

"Die Hierlatzfacies wurde als Crinoidenkalkfacies bezeichnet." (Translation: the Hierlatz facies is considered to be a crinoidal limestone facies; p. 238).

And although WÄHNER (1886) immediately objected to and argued against this distortion, in the Austrian geological literature this concept has been predominant till today – perhaps owing to GEYER's reputation – which is truly reflected by the Austrian Encyclopaedia of Stratigraphy (KUEHN, 1962), in the essential work of TOLLMANN (1976) and even in the recent papers (e. g. BÖHM, 1986).

Fortunately, the opinion of Hungarian geologists was not hit by such a great distortion.

Of the earliest research workers BÖCKH (1874, p. 23) mentions light red limestone mottled with white veins and spots from Urkut, in which the

" ... organische Einschlüsse bestehen ... überwiegend aus Brachiopoden ... "

and

" ... gleicht in petrographischer Beziehung zum Verwechseln dem sogenannten Hierlatzkalk der Alpen ... "

According to KOCH (1875, p. 115) the basement of Szesztra Hill at Kardosrét is

" ... compact, red and white variegated Hierlatzkalk including its characteristic brachiopods ... "

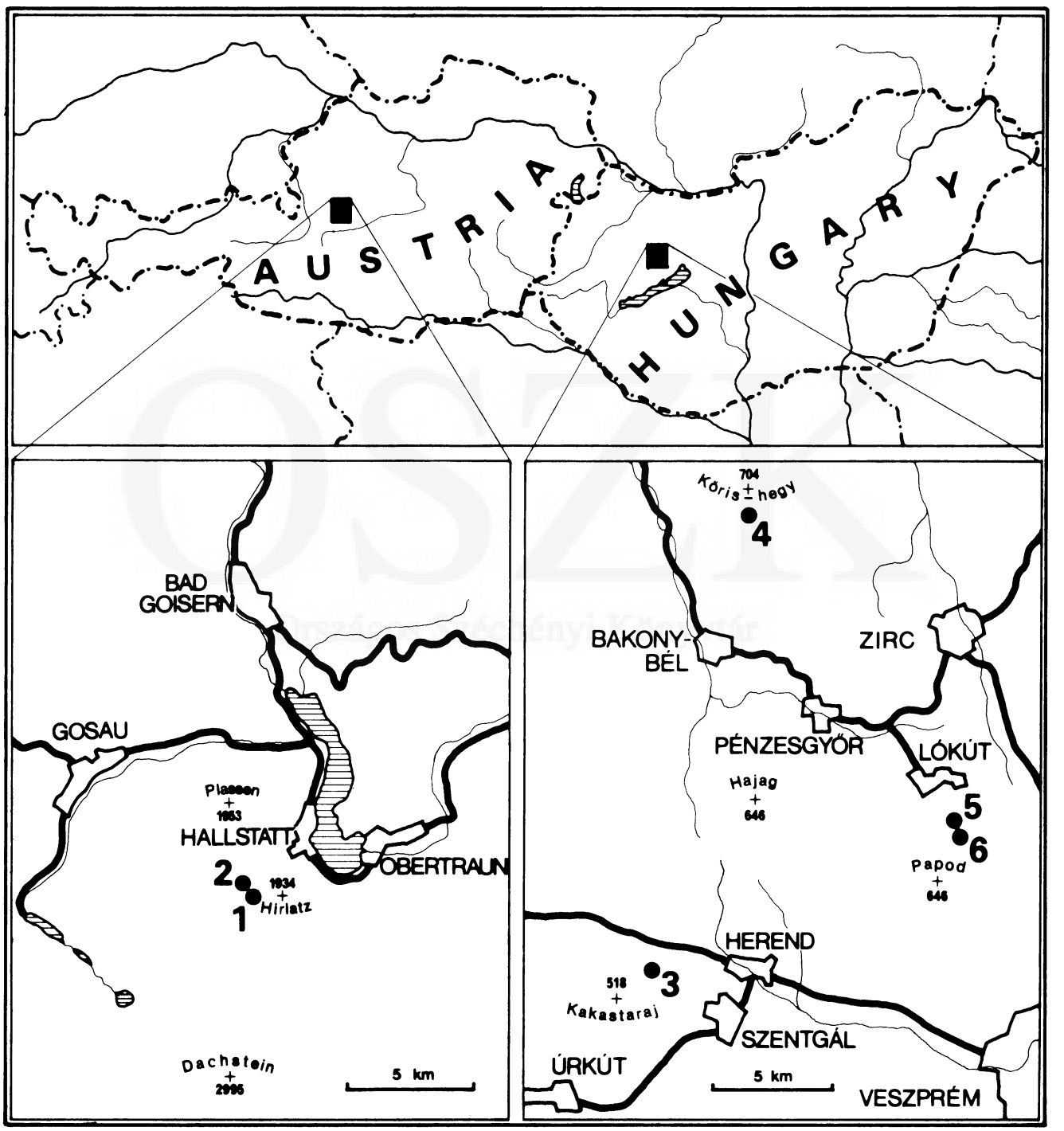


Fig. 1.
Layout of areas involved in the comparison, including the indication of localities of samples studied and referred to in the text.
1 = Hierlatz; 2 = Mitterwand; 3 = Tűzköves-hegy; 4 = Kőris-hegy; 5 = Kericser; 6 = Papod-alja.

At another part the fact that the "typical Hierlatzkalk" contains no crinoids is emphasized.

It was VADÁSZ who started shifting the concept towards "crinoidal direction". In his work (VADÁSZ, 1911, 12–16) the "crinoid and brachiopod facies" in the S Bakony Mts. were considered to be identical with the "Hierlatz beds", whereas the red brachiopod beds were not.

NOSZKY (1945, p. 132) considers the

" ... white, pink, brick-red white-veined brachiopod-ammonite limestone ... "

to be of Hierlatz type. However, in his posthumous work (NOSZKY, 1972, p. 81) the attention is called to the opinion that

" ... the boundary between formations of brachiopod-crinoid, and crinoid-brachiopod limestone facies cannot be clearly drawn, with the formation types in many cases turning into each other ... "

In recent decades this improved interpretation of Hierlatz limestone (e. g. VIGH, 1961; KONDA, 1970) shifting, for some authors, slightly towards the classical "ammonite-brachiopod" (e. g. VÖRÖS, 1970a; GALACZ & VÖRÖS, 1972; CSIMA & MÉSZÁROS, 1979) or "crinoidal" (e. g. CSÁSZÁR, 1984; HAAS et al., 1984) directions has appeared in the Hungarian geological literature.

3. Comparative study

During my short study trip – the programme of which included several Jurassic occurrences in the N Alps – I spent only one day on the type area of the Hierlatzkalk. Samples were collected from several metres wide, Liassic brachiopod Hierlatzkalk fissure fillings on the Hierlatzwand belonging to the Dachstein Mts.

On current maps the type locality is uniformly indicated as Hirlatz, therefore it is the correct name to use as a geographical name. However, all authors in the classical literature – except for LIPOLD (1852) – referred to it as Hierlatzkalk or Hierlatz Schichten, therefore it is justified by priority and the established usage of the word to adhere to this way of writing when using it as a rock name.

Another sampling site of importance was Mitterwand, at a distance of nearly 1 km from the former one, where the Hierlatz limestone appears as member of the enormous Jurassic megabreccia (Grünanger Schichten [SCHÄFFER, 1975, 1982]). Materials taken from Hungary and involved in the comparison are from various sites of the Bakony Mts. (Fig. 1).

It was mainly the material from the Bakony Mts., that was subject to a detailed study. In addition, it has allowed me to observe the variability of facies of Hierlatz limestone as well as its connection with other rock types and facies. Therefore, the major part of conclusions drawn are based on materials taken from Hungary, whereas both the type area in Austria and material taken therefrom is considered to be rather an "Urquelle", an indispensable basis for comparison.

3.1. Lithology

Hierlatz limestone samples taken from the type area and those considered to be typical in the Bakony Mts. exhibit essential similarites, in regard with their principal lithological features listed below.

The rock is composed mainly of skeletons and fragments of brachiopods and ammonites, and subordinately of those of bivalves, gastropods and crinoids, which are cemented by white, sparry calcite (Figs. 2, 3, 4 and 5). The subordinate skeletal fragments may become, in some nests, rock-forming by enrichment. Red, pink or yellow, micritic fillings of cavities, appearing as geopetal structures are also frequent. Here and there the micritic matrix may become dominant in lenticular bodies. Owing to all those listed before, the rock has a typically variegated appearance. Extraclasts from older Jurassic formations, and Dachsteinkalk may also occur. For extraclasts and biogenic components alike, manganese oxide coatings or crusts are very rare. In general, the rock is poorly stratified, thick bedded or massive.

Its microfacies is biosparite or biomicrite of grainstone or packstone texture, including transitions between the two types. Among the biogenic components the relatively intact brachiopod (Figs. 6 and 7) and minor ammonite (Figs. 8 and 9) skeletons are dominant, but echinoderm skeletal components and benthic small foraminifers also occur in a large amount. Subordinately ostracods, sponge spicules, as well as coral and calcareous sponge fragments can

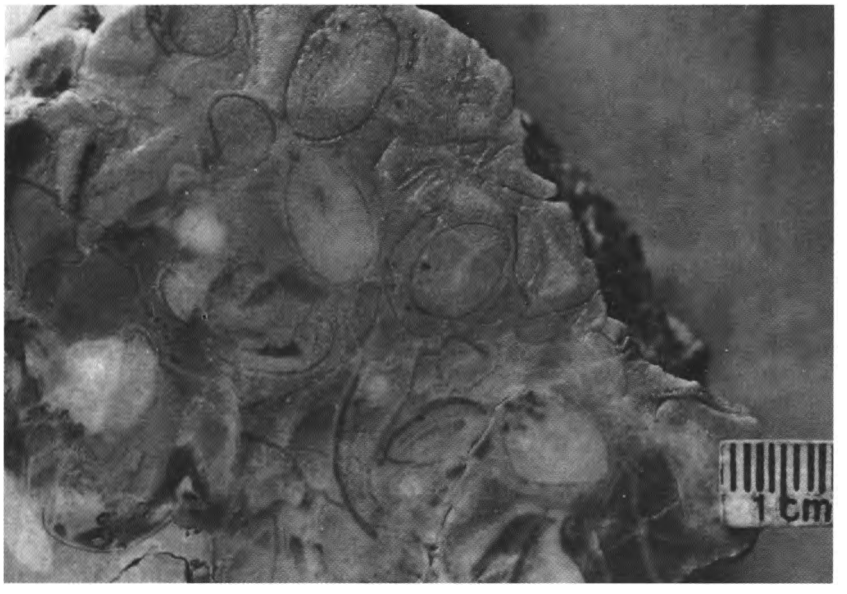


Fig. 2.
Brachiopod Hierlatz limestones, predominantly with sparite.
Hallstatt, Hirlatzwand; Sinemurian.

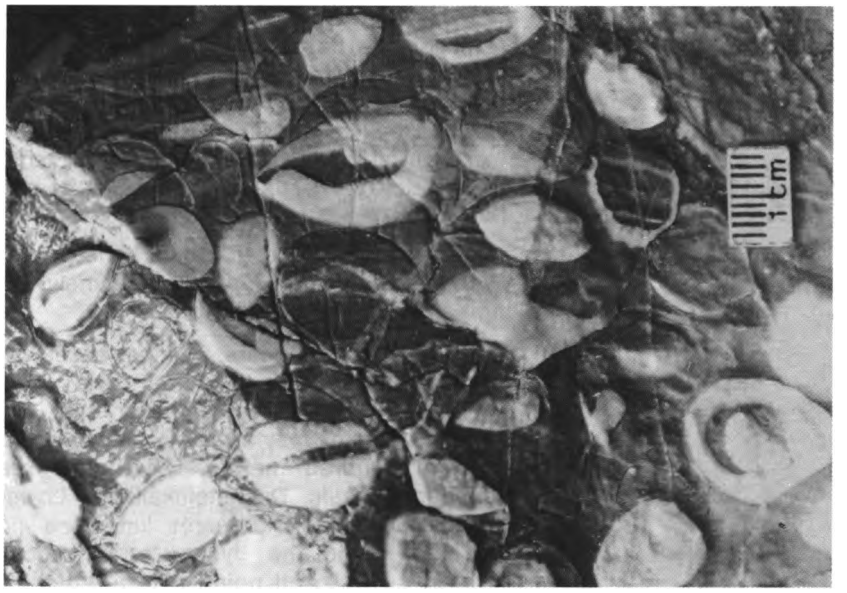


Fig. 3.
Brachiopod Hierlatz limestone, predominantly with micritic matrix, and sparite forming geopetal structures.
Hallstatt, Mitterwand; Sinemurian.

also be observed. A part of the biogenic components and extraclasts shows the traces of bioerosion (Fig. 10). No organic encrusting occurs.

The diagenesis exhibits rather specific features. There are at least two phases that can be distinguished in the cement segregation of the sparite. In the first, earliest diagenetic stage grains and the walls of inner or intermediate cavities were coated by radial-fibrous "isopachous" cement (Fig. 11). Sometimes prior to (Fig. 6) but in most cases immediately subsequent to it (Figs. 7 and 11) varying amounts of micrite were infiltrated into the cavity system; geopetal fillings are frequent. Sometimes micrite is completely missing (Fig. 10), or fills the rest of pore space (Fig. 7). After the completion of the micritic phase the second, late diagenetic sparite development took place, in which coarse-grained, mosaic-like sparite segregated in the cavities that had remained (Figs. 6, 8, 9 and 10). Around the skeletal parts of echinoderms sparite appears as syntaxial rim. The original material of ammo-

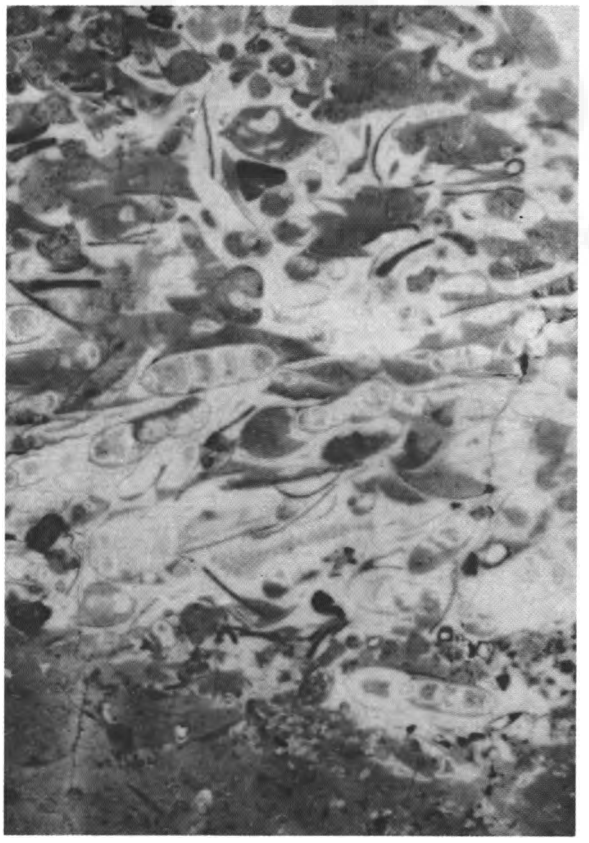


Fig. 4.
Hierlatz limestone, with minor ammonites, including the banded alternation of micrite and sparite, and a great amount of geopetal structures.
Lókút, Kericser; Pliensbachian.

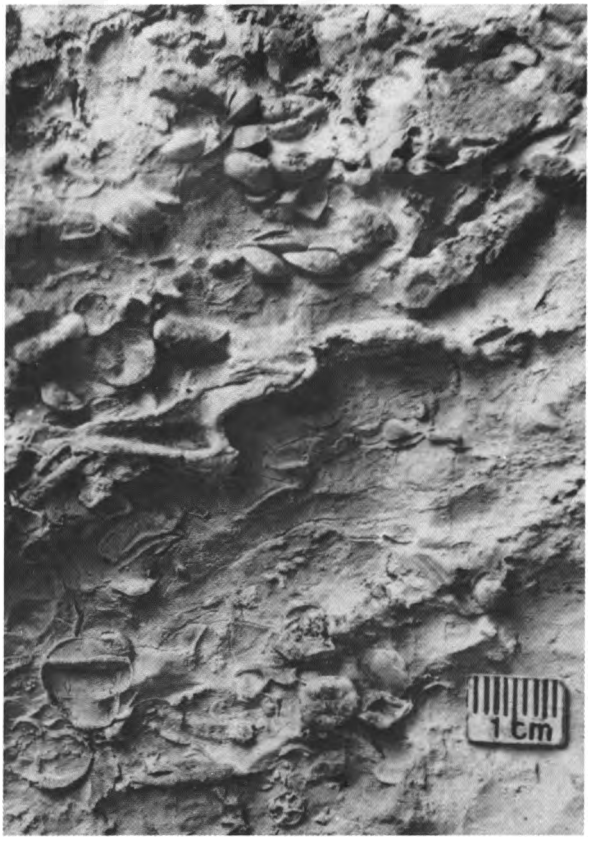


Fig. 5.
Brachiopod Hierlatz limestone with subordinate gastropod content, predominantly with micritic matrix and slumping structures.
Bakonybél, Kőris-hegy; Sinemurian.

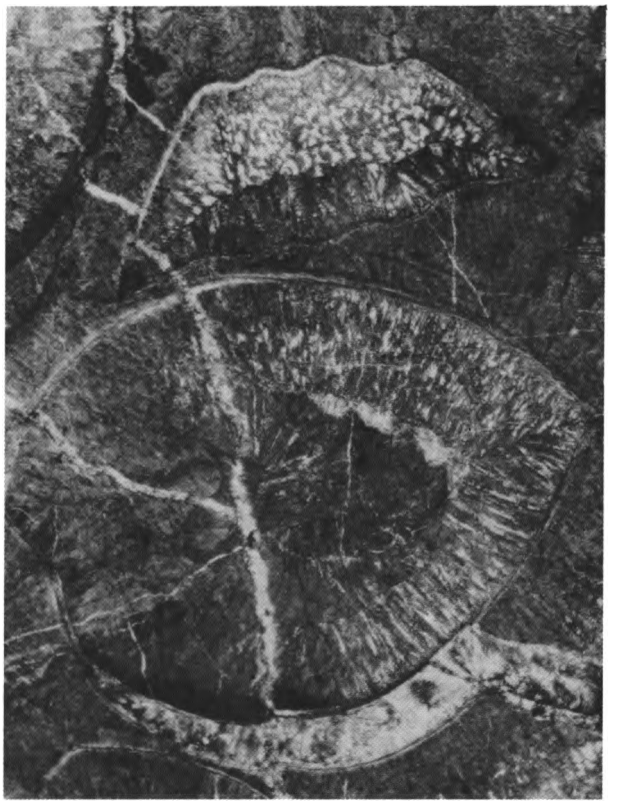


Fig. 6.
Hierlatz limestone, biosparite, grainstone, with brachiopods.
Previous to the first, radial-fibrous sparite generation, a small amount of micrite was deposited in the valve shown in the middle.
Hallstatt, Hirlatzwand; Sinemurian, ca. 8×.

nite and other aragonite mollusc shells was replaced by sparry calcite (Figs. 8 and 10); brachiopods have kept their original, fibrous and porous shell structure (Fig. 7).

3.2. Stratigraphic Relationships

As concerns the typical occurrences of Hierlatz limestone in the Northern Limestone Alps we can mostly rely upon the classical work of GEYER (1886a), in which mainly large fillings are described. As a result of detailed investigations carried out in recent decades a more varied range of information is available on stratigraphic conditions of Hierlatz limestone found in the Transdanubian Central Range (VIGH, 1961; MÉSZÁROS, 1968, 1971, 1980; KONDA, 1970; CSÁSZÁR, 1984; VÖRÖS, 1986).

Summing up it can be stated that the Hierlatz limestone has two main ways of deposition, namely the "fissure-filling" and the "bed-like" types.

The "fissure-filling" type appears, in most cases, as a subvertical Neptunian dyke, with the dyke width ranging from a few centimetres to more than ten metres. The depth of dykes may attain, in proportion to this, even several hundred metres. Dyke walls are formed by Upper Triassic Dachsteinkalk or Lower Jurassic Dachsteinkalk-type Kardosrét limestone (in the Bakony only). Inside the dykes "stratification" parallel with the dyke wall and pointing to a repetitive opening cannot be generally observed. However, the sparitic or micritic bends and nests occurring in many cases chaotically point to the fact that repetitive openings might have taken place during which the previous, not completely consolidated material might have collapsed.

The "bed-like" type can be traced in elongated, several kilometres long and several hundred metres wide stripes. These rock bodies with their thickness of several tens of metres are supported on a fault zone (a simultaneously active fault zone) and are associated with scarp breccia and megabreccia on one side, whereas on their other side they are interfingered generally with well stratified crinoid limestone or other "basin facies". The underlying is generally Dachsteinkalk with uneven surface, or Kardosrét limestone, or a breccia consisting of their detritus; or nearly contemporaneous basinal deposit in the distal zones of interfingering. Transition towards the overlying beds is generally gradual as the crinoidal and micritic features become stronger and stronger. Clear bedding surfaces can be observed only sporadically. Stratification is indicated rather by the orientation of fossils, by the

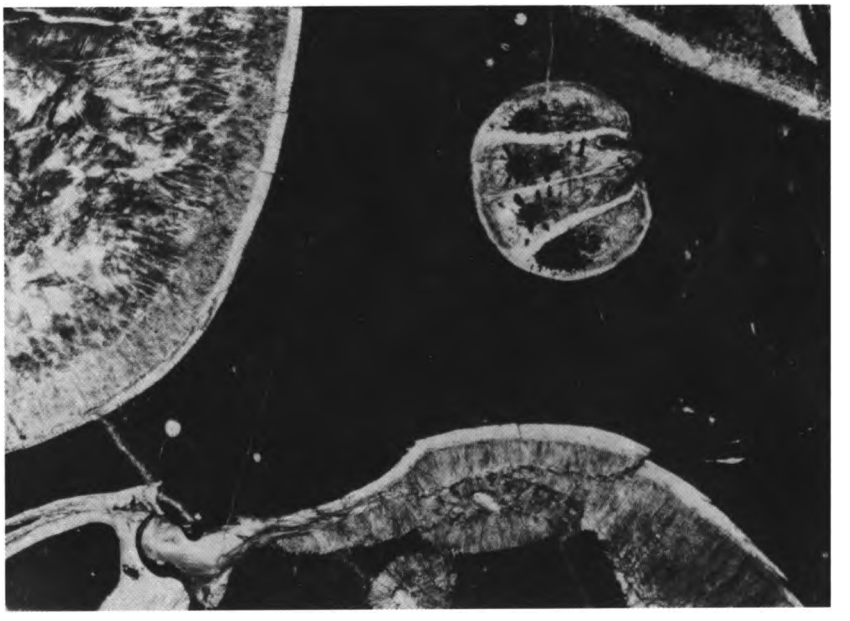


Fig. 7.
Hierlatz limestone biomicrite/sparite, packstone, with brachiopods.
Previous to the micritic phase, radial-fibrous sparite was precipitated inside the brachiopods.
Hallstatt, Mitterwand; Sinemurian, ca. 8×.

Fig. 8.
Hierlatz limestone biosparite/micrite, grainstone, with minor ammonite.
Cavities remaining after the first radial-fibrous sparitic cementation are filled partly by mosaik-like sparite (at the bottom) and partly by micrite (top right).
Hallstatt, Hirlatzwand; Sinemurian, ca. 8×.

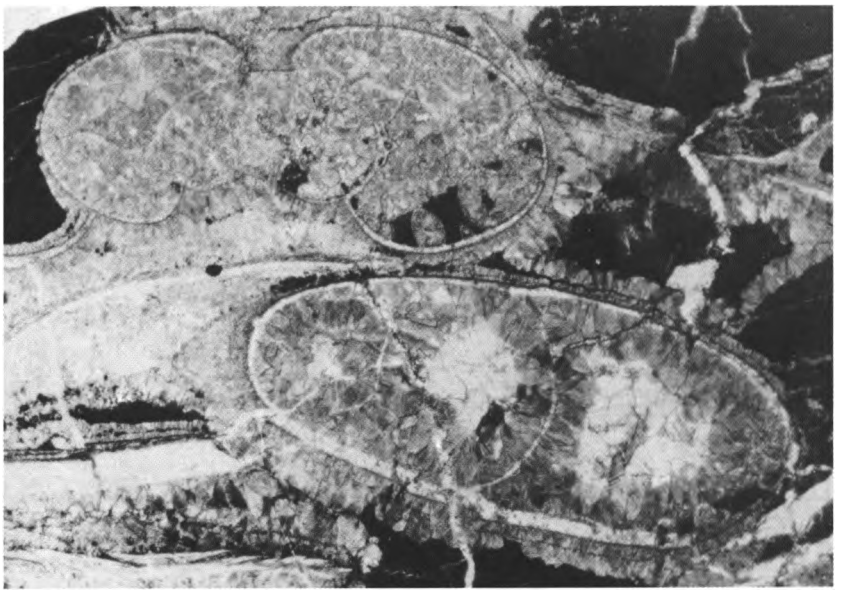




Fig. 9.
Hierlatz limestone: biosparite, grainstone with small amonite.
The "isopachous" radial-fibrous sparite that precipitated during the first phase is well separated, due to its darker shade, from the later, mosaic-like sparite.
Szentgál, Tűzköves-hegy; Sinemurian, ca. 8×.

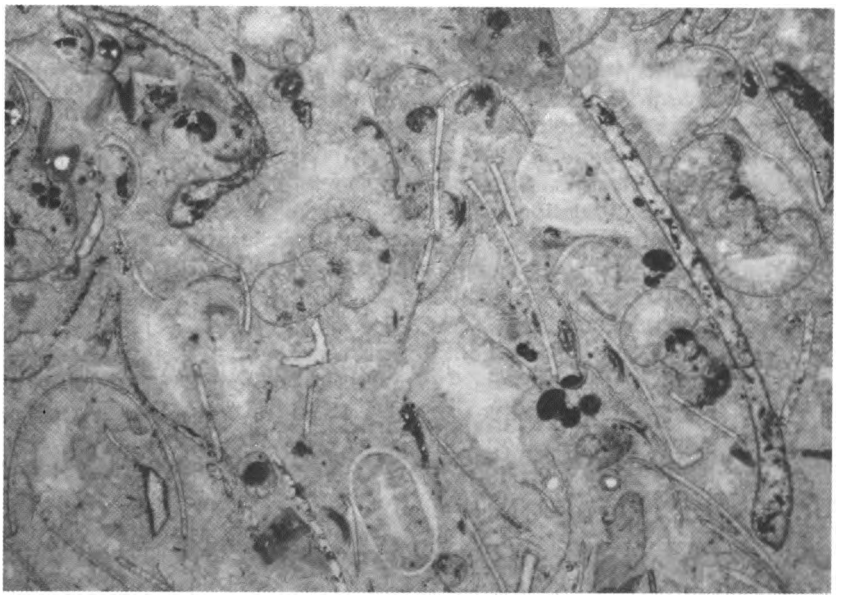


Fig. 10.
Hierlatz limestone, biosparite, grainstone, containing minor ammonite, shell detritus and foraminifers.
Some of the larger shell fragmensts are heavily bioeroded (Micro-borings).
Szentgál, Tűzköves-hegy; Sinemurian, ca. 8×.

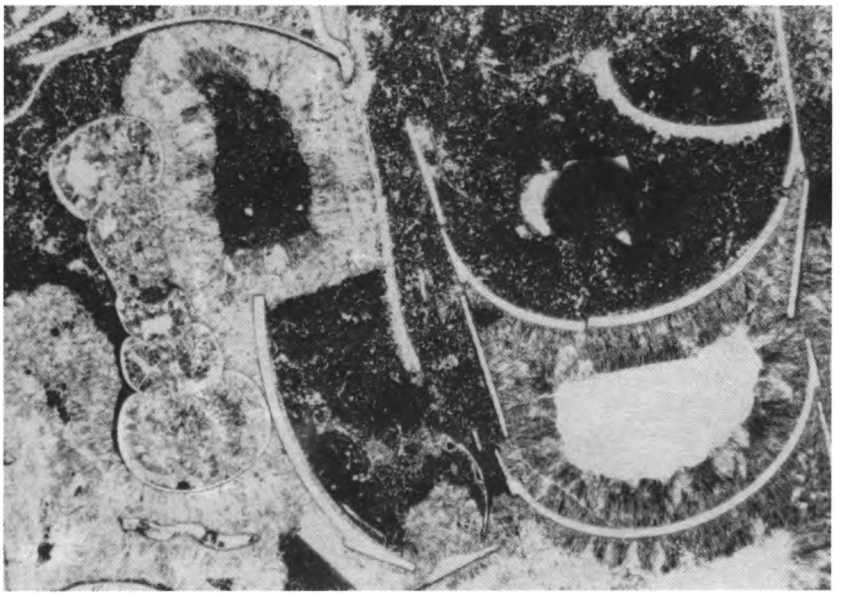


Fig. 11.
Hierlatz limestone, biosparite/micrite, grainstone, with cephalopods.
The upper chamber of *Atractites* shown on the right side was filled by micrite, whereas its two lower chambers by sparite, in two phases (radial-fibrous followed by mosaic-like). As shown top left, the radial-fibrous cementation was followed by another micritic phase.
Lókút, Papod-alja; Pliensbachian, ca. 8×.

geopetal structures and – rarely – by the alternation of sparitic and micritic beds.

3.3. Age

Considering that the classical descriptions of fauna of the type area (GEYER, 1886b, 1889) are not based on detailed, bed-by-bed collected material, the only conclusion they allow us to draw is the fact that Hierlatz limestone is "mainly" Sinemurian. Pliensbachian forms also occur, but no data pointing to Hettangian are known. In the Transdanubian Central Range a considerable advance has been represented by the detailed studies, based on bed-by-bed collection, of GÉCZY (1970, 1971, 1972, 1976). Based on reliable biostratigraphic data the Hierlatz limestone is dated Upper Sinemurian and Pliensbachian – in the Bakony Mts. – except for the uppermost Pliensbachian *Spinatum* Zone. However, it should be noted that no reliable, up-to-date and published data are available on some rather important Hierlatz limestone occurrences (for example: Úrkút: Csárda Hill, Fenyöfö: Kék Hill) therefore Lower Sinemurian cannot be excluded.

Hierlatzkalk type limestones are also frequent in the upper parts of the Jurassic, e. g. in the Bajocian-Bathonian (Mitterwand, Bakony Mts.) and in the Tithonian (Bakony and Gerecse Mts.). In spite of their striking lithological similarity and apparent genetical identity it is not recommended to refer to them as to Hierlatz limestone, otherwise this conception might be extended either to the Middle Triassic "Recoaro" limestone or to some Paleozoic limestones. As Hierlatz limestone is not known either in the Hettangian or in the Toarcian–Aalenian at all, these two gaps allow us to limit the concept in time.

3.4. Palaeoenvironment and Palaeotectonic Setting

It is since the very beginning that extreme opinions on the way how Hierlatz limestone was developed as well as on its palaeoenvironmental evaluation have collided. GEYER (1886a) considered Hierlatz limestone as a coastal deposit of a shallow sea transgressing on a dissected limestone basement. Conversely, WÄHNER (1886) assumed a deeper water environment and pointed out, among other things, that the fauna of the variegated cephalopodal limestone – that was considered to be relatively deep marine as early as at that time – shows, not quantitatively, but qualitatively, the same faunal spectrum as that of Hierlatz limestone, thus the latter may not be a coastal formation either.

The dispute has also reached Hungary. VIGH (1961), MÉSZÁROS (1968) and KONDA (1970) unanimously interpreted the Hierlatz limestone as deposits of coastal, shallow bays with waving of the sea. However, fossils that are generally well preserved (double valved brachiopods, ammonites and gastropods with rich ornament cannot be considered to have been washed by the waves of the sea, therefore GÉCZY (1970) raised the idea assuming that the fossils of Hierlatz limestone had been transported from the adjacent, more shallow (but not coastal) areas into the deeper parts of the basin. Following this idea we have established our conception saying that Hierlatz limestone was deposited in fissures and on the side and foot of "seamounts", where the mass of skeletal material carried into the depth locally surpassed the sedimentation of calcareous mud (GALÁCZ & VÖRÖS, 1972; VÖRÖS, 1974).

Convincing examples for redepositions taking place on submarine slopes inside the open-sea region have been reported from a great number of sites of the Mediterranean Jurassic (BERNOULLI, 1967; HUDSON & JENKYNS, 1969; BERNOULLI & JENKYNS, 1974). It seems that this approach becomes more and more widely applied in Hungarian (HAAS et al., 1984) and in Austrian (BÖHM, 1986) territories.

According to an updated sedimentological model (VÖRÖS, 1986, 1989; GALÁCZ, 1988) Hierlatz limestone is a specific "by-pass margin" deposit associated with submarine rocky slopes. The "Dachsteinkalk platform" in broader sense, subsided in the beginning of the Jurassic and was broken into blocks along normal faults. Submarine ridges with elevated position as well as deeper basins were formed. Due to the sweeping of currents hardly any sedimentation took place on the submarine elevations. Fissures opening from time to time in response to extensional tectonics acted as

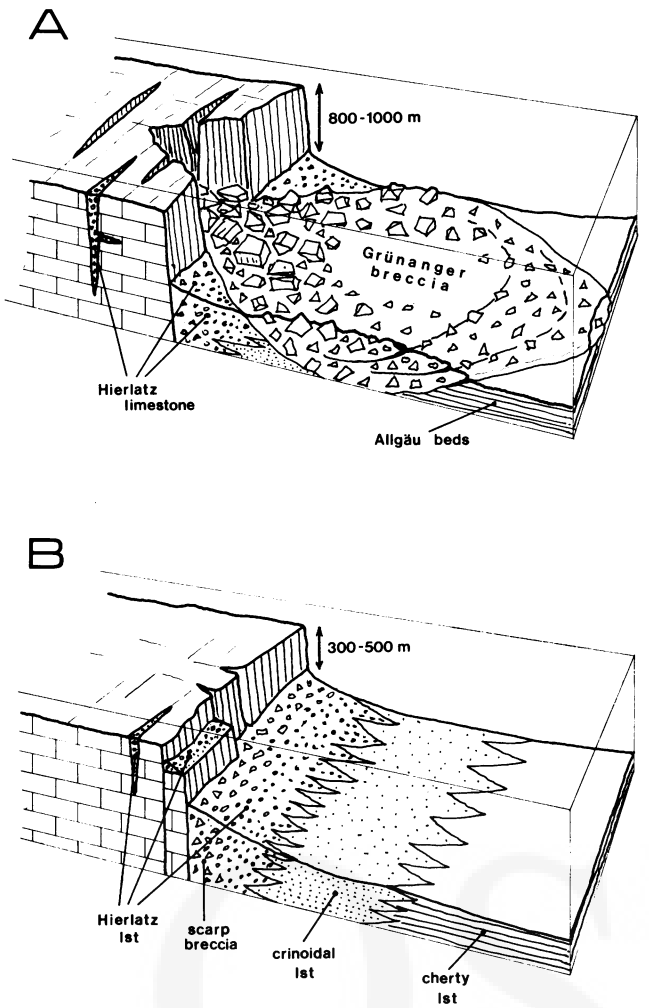


Fig. 12.
A sketch model of sedimentation of Jurassic fault slopes (by-pass margin), also including the demonstration of differences between the Hierlatz (A) and Bakony (B) types.
In both cases the Hierlatz limestone was deposited in vertical fissures attached to fault zones and taluses.

traps, catching the skeletal clasts and deposits swept there as well as the skeletons of organisms that had lived on the rocky wall of fissures. Fault zones bordering the submarine ridges appeared in some cases as huge excarpments with a height of several hundred metres and partly having a staggered form. These scarps were unsuitable for sedimentation, but acted as initial zones for gravitational sedimentary movements. Clasts or blocks of different size of the bedrock (Dachsteinkalk or Kardosrét limestone) broken by repetitive tectonic movements and bioerosion fell to the foot of the slope, accumulation there in the form of taluses and scarp breccias respectively. Occasionally, enormous stone avalanches were launched, causing large megabreccia bodies to develop. The bare and rocky slopes offered excellent opportunity for benthic organisms (brachiopods, crinoids, gastropods, bivalves, etc.) to adhere as well as a great number of niches. Ammonites laid their ovules on the rocky basement also and the young ammonites remained in these circumstances instead of the open sea until they reached the size of a few centimetres (VÖRÖS, 1970b). Skeletons of perished organisms were transported towards the basin by gravity and without being significantly broken. Large and less rolling skeletons (brachiopods, ammonites and other molluscs) were deposited in taluses. Crinoid skeletal pieces behaving as sand grains were transported for a greater distance and formed beds interfingering with the fine-grained calcareous mud found in the interior of the basin. Elevating over the surface of the deposit, the limestone blocks of the scarp breccia allowed rich benthic assemblages to flourish locally.

The fissure-filling deposits and the mass of skeletons accumulated in taluses were rather rapidly cemented, and this early diagenetic cement prevented, in many cases, calcareous mud from seeping into the intermediate cavities.

From palaeoenvironmental and palaeotectonic aspects Hierlatz limestone may be of fissure-filling or "talus" type. The fauna of the latter type is mixed from ecological point of view, since here the reworked fossils coming from shallower regions were mixed with the in-situ fauna components living in deeper water.

The model described before and elaborated for the Bakony Mts. is also applicable for the region of Hallstatt and its vicinity. The only essential difference between the two areas might be the height of the fault zone – and thus of the slope. In the vicinity of Hierlatz the northern edge of the Dachsteinkalk is likely to have been subsided into a depth of almost 1000 m (Fig. 12A).

Wide and several hundred metres deep vertical fissures may have been formed along the large and rather active fault zone; huge blocks (nearly kubic kilometres) may have been broken out of the edge that had been broken up and had remained without support, and, as a result, megabreccias were developed. In the Bakony Mts. the escarpment attached with the fault zone is likely to have been only a few hundred metres high (Fig. 12B). Therefore the associated phenomena are proportionally less dramatic; the Neptunian dykes are smaller, whereas breccias are thinner and occur in narrower zones.

4. Conclusions

As shown by the comparative study, the Hierlatzkalk found in the classical type area in Austria and in the areas studied in Transdanubia exhibits essentially identical features. According to an updated definition Hierlatz limestone is a peculiar formation that can be sufficiently described both lithologically and genetically, based mainly on the fossil content, diagenesis, stratigraphic age and the palaeo-environmental-palaeotectonic position. Thus the Hierlatz limestone is a sediment attached to Sinemurian–Pliensbachian submarine fault zones ("by-pass margin") and deposited in the form of Neptunian dykes and submarine taluses. This sediment consisting of a great mass of skeletons of assemblages living on the rock base (brachiopods, minor ammonites, bivalves, gastropods, crinoids) is characterized by polyphase sparitic cementation and geopetal structures.

Crinoid-brachiopod formations attached to submarine slopes and developed by reworking are extremely wide-spread in the Mediterranean Liassic. I have had personal opportunity to study these formations, ranging from Sicily through the Appennines and

Országos Széchényi Könyvtár

the Alps to the W Carpathians. In addition to the great number of identical features I have always found essential differences as compared to Hierlatz limestone. As far as I currently know, the typical Hierlatz limestone corresponding to the above definition occurs only in the Northern Limestone Alps and the Transdanubian Central Range, and, though some of the Austroalpine localities belong to Bavaria, I would not hesitate to say that the Hierlatz limestone is a peculiar, "Austro-Hungarian" facies.

Acknowledgements

My work and study trip to Austria was sponsored by a project of the National Research Fund (OTKA) led by Dr. J. HAAS (Budapest). I am especially indebted to Dr. G. SCHÄFFER (GBA Wien) for the help and discussions during the field-trip. Dr. H. LOBITZER (GBA Wien), whose overflowing cordiality can not be recompensated, critically read the manuscript and made valuable suggestions.

References

BERNOULLI, D. (1967): Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des Zentralen Apennin. – Verh. Naturf. Ges. Basel, **78**, 1, 35–54.

BERNOULLI, D. & JENKYNS, H. C. (1974): Alpine Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: DOTT, R. H. jr. & SHAVER, R. H. (Eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation, SEPM Spec. Publ., **19**, 129–160.

BÖCKH, J. (1874): Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony. II. – Mitt. Jb. K. Ung. Geol. Anst., **3**, 1, 1–180.

BÖHM, F. (1986): Der Grimming. – Geschichte einer Karbonatplattform von der Obertrias bis zum Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – Facies, **15**, 195–232.

CSÁSZÁR, G. (1984): Borzavár. – Magyarázó a Bakony-hegység 20.000-es földtani térképsorozatához, Budapest, 1–138.

CSIMA, K. & MÉSZÁROS, J. (1979): Úrkút. – Magyarázó a Bakony-hegység 20.000-es földtani térképsorozatához, Budapest, 1–77.

GALÁCZ, A. (1988): Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony mountains (Tansdanubian Central Range, Hungary). – Acta Geol. Hung., **31**, 3–4, 313–328.

GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. (1972): Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of principal lithological phenomena. – Földt. Közl., **102**, 2, 122–135 (in Hungarian).

GEYER, G. (1886a): Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **36**, 215–294.

GEYER, G. (1886b): Ueber die liasischen Cephalopoden des Hierlatz bei Hallstatt. – Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **12**, 213–287.

GEYER, G. (1889): Über die liasischen Brachiopoden des Hierlatz bei Hallstatt. – Abh. k. k. Geol. Reichsanst., **15**, 1–88.

GÉCZY, B. (1970): Biostratigraphische Auswertung der Pliensbach-Schichten von Kericser (Bakony-Gebirge, Ungarn). – Ösl. Viták, **14**, 45–59 (in Hungarian).

GÉCZY, B. (1971): The Pliensbachian of the Bakony Mountains. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **15**, 117–125.

GÉCZY, B. (1972): The Sinemurian in the Bakony Mountains. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **16**, 251–265.

GÉCZY, B. (1976): Les Ammonitines du Carixien de la Montagne du Bakony. – Budapest, 1-223.

HAAS, J., JOCHA-EDELÉNYI, E., GIDAI, L., KAISER, M., KRETZOI, M. & ORAVECZ, J. (1985): Geology of the Sümeg area. – Geol. Hung., Ser. Geol., **20**, 1–363.

HAUER, F. (1853): Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **4**, 715–784.

HUDSON, J. D. & JENKYNS, H. C. (1969): Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". – N. Jb. Geol. Pal., Mh. (1969), **9**, 552–558.

KOCH, A. (1875): A Bakony éjszaknyugati részének másodkori képletei. – Földt. Közl. **5**, 5, 104–126 (in Hungarian).

KONDA, J. (1970): Lithologische und Fazies-Untersuchung der Jura Ablagerungen des Bakony-Gebirges. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **50**, 2, 227–260.

KUEHN, O. (1962): Autriche. – Lexique Stratigraphique International, Paris, **1**, 8, 1–646.

LIPOLD, M. V. (1852): Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **3**/4, 90–98.

MÉSZÁROS, J. (1968): Városlöd – Herend – Szentgál – Úrkút környékének földtani vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. (1966), 53–71.

MÉSZÁROS, J. (1971): A Csehbányai-medence szerkezetföldtani fejlödésének alapvonásai. – Földt. Int. Évi Jel. (1969), 639–652.

MÉSZÁROS, J. (1980): Szentgál. – Magyarázó a Bakonyhegység 20.000-es földtani térképsorozatához, Budapest, 1–91.

NOSZKY, J. (1945): Geologische Beobachtungen am östlichen Abhang des Köris-Kékhegy Zuges und in der Papodhegy-Gruppe im Bakony. – Földt. Int. Évi Jel. (1941–42), **1**, 129–136.

NOSZKY, J. (1972): Jura. – In: DÉAK, M. (Ed.): Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatához. L-33-XII, Veszprém., Budapest, 72–110.

SCHÄFFER, G. (1975): Geologische Aufnahme, Blatt 96, Bad Ischl. – Verh. Geol. Bundesanst., **1975**/1, 67–69.

SCHÄFFER, G. (1982): Bad Ischl – Geologische Karte der Republik Österreich. 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.).

SIMONY, F. (1850): Bericht über die Arbeiten der Section V. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **1**/4, 651–657.

STUR, D.: (1871): Geologie der Steiermark. – 1–634, Graz.

SUESS, E. (1852): Ueber die Brachiopoden der Hierlatzer-Schichten. – Jb. k. k. Geol. Reichsanst., **3**/2, p. 171.

TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 1–580, Wien (Deuticke).

VADÁSZ, M. E. (1911): Die Juraschichten des südlichen Bakony. – Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, I, 2, Anhang: Palaeontologie der Umgebung des Balatonsees, **3**, 9, 1–89.

VIGH, G. (1961): Esquisse géologique de la partie occidentale de la Montagne Gerecse. – Ann. Inst. geol. Publ. Hung., **49**/2, 569–590.

VÖRÖS, A. (1970a): The Pliensbachian brachiopod fauna of Kericser (Bakony Mts., Hungary). – Ösl. Viták, **14**, 61–76 (in Hungarian).

VÖRÖS, A. (1970b): Fossilization of small ammonites in Brachiopoda valves. – Földt. Közl., **100**, 4, 399–401 (in Hungarian).

VÖRÖS, A. (1974): Bathymetric distribution of some Mediterranean Jurassic brachiopods (Bakony Mts., Hungary). – Ann. Univ. Sci. Budapest, Sec. Geol., **17**, 279–286.

VÖRÖS, A. (1986): Brachiopod paleoecology on a Tethyan Jurassic seamount (Pliensbachian, Bakony Mountains, Hungary). – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **57**, 241–272.

VÖRÖS, A. (1989): Fault-scarp controlled carbonate sedimentation in a Tethyan Jurassic seamount area (Bakony, Hungary). – Abstract, 10. IASD Regional Meeting, Budapest, 205–251.

WÄHNER, F. (1886): Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. – Verh. k. k. Geol. Reichsanst., (1886), 168–176, 190–206.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 155–191	Wien, September 1991	1. rész	pp. 155–191	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm – Steinplatte (Tirol/Salzburg)

Von Edith Kristan-Tollmann, Harald Lobitzer & Gábor Solti
Unter Mitarbeit von Csaba Ravasz, Alice Brukner-Wein, Ludmilla A. Kodina, Peter Klein, Bernd Schwaighofer, Ilse Draxler, Rouben Surenian & Herbert Stradner*)

Mit 3 Abbildungen, 9 Tafeln und 9 Tabellen

Tirol
Salzburg
Nördliche Kalkalpen
Nor/Rhät
Steinplatte
Kössener Schichten
Scheibelbergkalk
Bituminöse Gesteine
Geochemie
Foraminiferen
Ostracoden
Echinodermen
Kalkiges Nannoplankton
Palynomorphen
Tonmineralogie
Paläogeographie
Beckenfazies
Erdölmuttergestein

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 91, 92

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Inhalt

Zusammenfassung ... 156
Összefoglalás ... 156
Abstract ... 157
1. Einleitung ... 157
2. Bituminöse Kössener Schichten ... 158
2.1. Kurzbeschreibung der Aufschlüsse und Probenbezeichnungen ... 158
2.1.1. Aufschlußpunkte ... 158
2.1.2. Liste der Probenbezeichnungen ... 160
2.2. Mineralogische Untersuchungen ... 160
2.3. Geochemische Untersuchungen ... 161
2.3.1. Anorganische Geochemie ... 161
2.3.2. Organische Geochemie ... 162
2.3.2.1. Kohlenstoff- und Schwefelgehalte ... 162
2.3.2.2. Isotopengeologische Untersuchungen ... 162
2.3.2.3. Infrarotspektroskopie ... 163
3. Paläontologische Untersuchungen ... 163
3.1. Mikrofauna ... 163
3.1.1. Allgemeines ... 163
3.1.2. Foraminiferen ... 164
3.1.3. Ostracoden ... 164
3.1.4. Echinodermen ... 165

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Edith Kristan-Tollmann, Scheibenbergstraße 53, A-1180 Wien; Dr. Harald Lobitzer, Dr. Peter Klein, Dr. Rouben Surenian, Univ.-Prof. Dr. Herbert Stradner, Dr. Ilse Draxler, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. Gábor Solti, Dr. Csaba Ravasz, Dr. Alice Brukner-Wein, Ungarisches Geologisches Institut, Népstadion út 14, H-1442 Budapest; Dr. Ludmilla A. Kodina, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Kosygin Str. 19, USSR-117975 Moscow; Univ.-Prof. Dr. Bernd Schwaighofer, Universität für Bodenkultur, Gregor Mendel-Straße 33, A-1180 Wien.

3.1.5. Vergleich mit anderen Rhätfaunen 165
3.1.6. Anmerkungen zu einigen Ostracoden-Arten 166
3.2. Mikro- und Nannoflora 170
3.2.1. Palynomorphen 170
3.2.2. Kalkiges Nannoplankton 171
4. Bemerkungen zur Trias/Jura-Grenze 171
5. Wünschenswerte weiterführende Untersuchungen 171
Dank 171
Allgemeine Literatur 190
Ostracoden-Literatur 190

Zusammenfassung

In Ergänzung zu der insbesondere mikrofaziell orientierten monographischen Bearbeitung der fast durchwegs leicht bituminösen Kössener Schichten des Kammerköhralm-/Steinplatte-Gebietes durch STANTON & FLÜGEL (1989) werden von unserer Arbeitsgruppe Ergebnisse mikropaläontologischer und geochemischer Untersuchungen mitgeteilt, die jedoch z.T. lediglich vorläufigen Charakter aufweisen.

Die Mikrofauna wird von drei Hauptelementen geprägt: Foraminiferen, Ostracoden, Echinodermen. Von den Foraminiferen werden alle jene, die nicht höher als Rhät reichen, abgebildet – sie waren sämtlich aus Zlambachmergeln erstbeschrieben worden – sowie einige charakteristische, die schon vom Germanischen Lias und den Zlambachmergeln bekannt sind. Unter den Echinodermen werden distale Armschilde der Ophiure *Ophioflabellum cristatum* KRISTAN-TOLLMANN herausgegriffen und abgebildet, weil sie bisher nur aus Persien bekannt waren, nun aber sowohl vom Ostende der Tethys, vom nördlichen Schelf Australiens, als auch vom westlichen Bereich der Tethys, eben von der Steinplatte, nachgewiesen werden können. Die Ostracodenfauna wurde bearbeitet und alle erfaßbaren Arten abgebildet. Die z.T. nur als Larven vorliegenden Exemplare konnten 28 Arten, davon vier neu, einige nur mit generischer Nomenklatur, zugeordnet werden. Die Ostracodenfauna der Steinplatte zeigt eine große Eigenständigkeit gegenüber jener aus Kössener Schichten von Kössen, aber selbstverständlich erst recht gegenüber Faunen aus Zlambachmergeln. Hervorzuheben ist das Vorhandensein etlicher bisher nur aus dem Germanischen Lias bekannt gewesener Arten von *Ogmoconcha* und *Ogmoconchella*.

Weiters konnten keineswegs selten Palynomorphen und kalkiges Nannoplankton, beides von schlechter Erhaltung, nachgewiesen werden.

Die $C_{org.}$-Gehalte sind mit 0,1–1,6 % sowohl in den Kössener Kalken, als auch in den kalkmergeligen Zwischenlagen erwartungsgemäß niedrig, wobei die Bitumgehalte sich mit Werten von 140–2220 ppm bzw. mit Soxhlet-Extraktwerten $<0{,}12$ % ebenso als niedrig erweisen. Ebenso wie in den oftmals wesentlich bitumenreicheren Seefelder Schichten sind die Bitumina unseres Materials isotopengeochemisch stark variabel und generell schwerer als im bituminösen Hauptdolomit. Infrarot-Spektren der Chloroform-löslichen organischen Substanzen zeigen typische Absorptionsbande aliphatischer Gruppen, wobei langkettige aliphatische Verbindungen stark zurücktreten. Weiters sind auch aromatische Ringverbindungen bzw. solche mit heteroatomaren Ringen sowie Verbindungen der Karbonylgruppe, Säuren und Ketone im Bitumen nachweisbar. Die hell-orangerote Farbe des Extrakts spricht für das Vorhandensein von Metallporphyrinen in der organischen Substanz.

Mineralogisch erweisen sich die Kössener Kalke und deren Kalkmergel-Zwischenlagen in der Tonfraktion von Illit dominiert mit gelegentlich erheblichen Anteilen an Kaolinit und Montmorillonit. Das schwarze Pigment der Kössener Kalke dürfte auf die Paarung organische Substanz/Pyrit sowie wohl auch den Tonmineralanteil zurückgehen.

Die anorganisch geochemische Analytik der wichtigsten Oxide und Spurenelemente zeigt keine auffälligen Ergebnisse. In der einzigen bislang analysierten Mergellage zeigen die Gehalte an B, Cr, Ga, Pb, V und Zr deutlich höheren Background als in den karbonatischen Proben.

A Kammerköhralm – Steinplatte terület kösseni rétegeinek mikropaleontológiai és geokémiai vizsgálata (Tirol/Salzburg)

Összefoglalás

Kiegészítésként a Kammerköhralm–Steinplatte terület általában csaknem minden esetben bitumen tartalmú kösseni rétegeinek STANTON & FLÜGEL (1989) elsősorban mikrofaciális irányítottságú monografikus feldolgozásához, munkacsoportunk mikropaleontológiai és geokémiai vizsgálatok eredményét közli, amelyek egy része azonban csak előzetes jellegűnek tekinthető.

A mikrofaunát három fő elem: Foraminiferák, Ostracodák, Echinodermaták alkotják. A Foraminiferák közül azokkal foglalkozunk, amelyek a rhaeti emeletnél magasabb szintben nem fordulnak elő. Ezeket első ízben a Zlambachi Márgából írták le. A dolgozat tárgyát képezi továbbá néhány olyan jellemző foraminifera, amelyek a germán liászból és Zlambachi Márgából is ismeretesek. Az echinodermaták közül az ophiuroideákat választottuk ki és az *Ophioflabellum cristatum* KRISTAN-TOLLMANN disztális kar-lemezeit tanulmányoztuk, mert ezek eddig csak Perzsiából voltak ismeretesek, most azonban mind a Tethys keleti végpontjából, Ausztrália északi selfjéből, mind a Tethys nyugati tartományából, ezúttal a Steinplattéról is kimutathatók. Az ostracoda faunát feldolgoztuk és a valamennyi meghatározható fajt bemutatjuk. A részint csak lárvaként előforduló 28 fajból négy új, néhány pedig csak genusra határozható. A Steinplatte ostracoda faunája egyedi jellegűnek mondható a Kössen melletti kösseni rétegek faunájához, azaz valójában a Zlambachi Márgából származó faunához viszonyítva. Ki kell emelnünk néhány, eddig csak a germán liászból ismertté vált *Ogmoconcha*- és *Ogmoconchella* fajt.

Mindezek mellett ritkának nem nevezhető Palynomorphákat és meszes nannoplanktont lehetett kimutatni. Mindkét csoport rossz megtartási állapotú.

Mind a kösseni mészkövek, mind a mészmárga közbetelepülések 0,1–1,6 %-os értékű a Corg tartalma a várakozásnak megfelelően alacsony. Bitumentartalma 140–2220 ppm ill. Soxhlet-bitumenben kifejezve, 0,22 %, ami szintén alacsony. Anyagunk bitumenei izotópgeokémiai tekintetben erősen változékonyak, ugyanúgy, miként a gyakran lényegesen bitumengazdagabb seefeldi rétegekben, és általában nehezebbek, mint a bitumenes Fődolomitban. A kloroformban oldható szervesanyagok infravörös színképeiben az alifás csoportokra jellemző elnyelési sávok dominálnak, ezen belül a hosszúláncú alifás vegyületek alárendelt szerepet játszanak. A bitumenben kimutathatók továbbá aromás, heteroaromás vegyületek, valamint a karbonil-csoportot főleg sav és keton formában tartalmazó vegyületek is. A bitumen világos narancsszínű árnyalata fém-porfirinek jelenlétére utal a diszperz szervesanyagban.

Az ásványtani vizsgálatok igazolták, hogy a kösseni képződmények és a közbetelepült mészmárga rétegek agyagfrakciójának uralkodó ásványa az illit, alkalmanként jelentős a kaolinit és a montmorillonit mennyisége. A kösseni mészkövek fekete színű pigmentje a szervesanyag és a pirit együttes megjelenésére vezethető vissza.

A legfontosabb oxidok és nyomelemek szervetlen geokémiai elemzése nem mutat feltűnő dúsulást. Az egyetlen eddig elemzett márgarétegben a B, (Ba), Cr, Ga, Pb, V és Zr-tartalmak határozottan magasabb értékeket mutatnak, mint a karbonátos mintákban.

A Micropaleontological and Geochemical Study of the Kössen Beds in the Kammerköhralm – Steinplatte Area (Tirol/Salzburg)

Abstract

As a supplement to the mainly microfacies-oriented monographic study (STANTON and FLÜGEL 1989) of the Kössen beds of the Kammerköhralm – Steinplatte area which have a bitumen content almost in every case, results of micropaleontological studies and geochemical tests carried out by our team will be reported here. However, some of these results are only to be considered as preliminary ones.

The microfauna consists of three main components which are as follows: foraminifers, ostracods and echinoderms. Of the foraminifers, the ones not occurring in any stage above the Rhaetian will be dealt with. They were first described from the Zlambach Marl. The paper also deals with a few characteristic foraminifers that are known from the German Liassic and the Zlambach Marl, too. Of the echninoderms, Ophiuroideae have been chosen and the distal arm-plates of *Ophioflabellum cristatum* KRISTAN-TOLLMANN have been studied because they have been known only from Persia so far but now they can be detected from the eastern end of the Tethys, the northern shelf of Australia, and the western region of the Tethys, thus from the Steinplatte alike. The ostracod fauna has been studied and all identified species will be presented in the paper. Out of the 28 species with a part occuring only as a larva, four species are new and there are a few which can be identified only to genus. As compared to the fauna observed in the Kössen beds near Kössen, and in particular to the fauna encountered in the Zlambach Marl, the ostracoda fauna of the Steinplatte is considered to be unique. Some *Ogmoconcha* and *Ogmoconchella* species that have been known only from the German Liassic so far should be highlighted.

In addition, also frequent palynomorphs and calcareous nanno-plankton could be detected. Both groups have been poorly preserved.

As for the Kössen limestones and the calcareous marl intercalations alike, the $C_{org.}$ content ranging from O.l to 1.6 % is low as expected, and the bitumen content varying between 140 and 2220 ppm or being as high as 0.22 % in terms of Soxhlet bitumen is also low. The bitumens included in our material exhibit large variedness in regard to isotope geochemistry, as with the Seefeld beds that are frequently considerably richer in bitumen, and they generally are heavier than in the bitumenous Hauptdolomite. In the infrared spectra of organic materials that are soluble in chloroform the absorption bands characterizing the aliphatic groups are predominant including a subordinate role of long-chain aliphatic compounds within them. Aromatic, heteroaromatic compounds as well as compounds containing the carbonyl group mainly in the form of acid and ketone can also be indicated from the bitumen. The light orange colour of bitumen points to the fact that metal porphyrines are included in the dispersed organic matter.

As evidenced by mineralogical examinations, in the clay fraction of the Kössen beds and the intercalated calcareous marl beds illite is dominant but in some cases the amount of kaolinite and montmorillonite is also remarkably large. The black pigment of the Kössen limestones is derivable from the joint occurrence of the organic matter and the pyrite, probably in part also from the clay mineral content.

No remarkable enrichment has been shown by the inorganic geochemical analysis of the most important oxides and trace elements. In the only marl bed analized so far the B, Cr, Ga, Pb, V and Zr content is definitely higher than in the carbonate samples.

1. Einleitung

Das Steinplatte-Gebiet zieht seit Generationen in- und ausländische Geologen in ihren Bann, wobei MOJSISOVICS bereits 1869 im Hinblick auf die bruchtektonischen Verstellungen in den Kössener Schichten und im gebankten Dachsteinkalk treffend vermerkt:

„ ... die mächtigen Kalk- und Dolomit-Tafeln aus denen das Fellhorn, die Kammerkirplatte, das Loferer Steingebirge ... aufgebaut sind, zeigen eine außerordentlich flache Neigung, und Bruchlinien höherer oder niederer Ordnung übernehmen im Gebirgsbau die Rolle, welche die Faltung in den typischen Nordtiroler Kalkalpen spielt ... "

Zweifellos stellen diese sonst kaum noch anderswo in der alpinen Trias vorhandenen und vergleichsweise relativ wenig gestörten Faziesübergänge zwischen Tieferwasser- über Abhang- zu Karbonatplattform-Gesteinen – Hand in Hand mit den insbesondere von HAHN (1910) klar herausgearbeiteten lithologischen Typisierungen – die Ursache für eine Vielzahl weiterer Studien dieses inzwischen klassischen Gebietes dar. HAHN (1910) war der erste, der klar tiefere und höhere Horizonte innerhalb der Kössener Schichten unterschied und litho- bzw. biofaziell typisierte. Auch stachen ihm

bereits oft bitumenreiche Kalke, gelegentlich mit schwarzen Hornsteinknauern in den höheren Kössener Horizonten ins Auge. Auch KLEBELSBERG (1935) hob diese „Sonder-Fazies" besonders hervor, während in der jüngsten monumentalen Steinplatte-Bearbeitung durch STANTON & FLÜGEL (1989) diesen Fazies- bzw. Diagenese-Entwicklungen keine Beachtung geschenkt wird. Dies mag allerdings seine Begründung darin haben, daß diese Autoren die Hornsteinkalk-Entwicklung eventuell bereits als dem liassischen Scheibelbergkalk zugehörig erachten, eine Denkmöglichkeit, der sich auch wir mit Vorbehalt anschließen; der biostratigraphische Beweis steht jedoch wohl noch aus.

Wie bereits VORTISCH (1926) führen auch STANTON & FLÜGEL (1989) die dunkelgrauen Pigmente der Kössener Schichten auf höheren Gehalt an organischer Substanz etwa im Vergleich zu den „Flaserschichten" bzw. zum hellgrauen massigen Kalk im Wieslochsteig-Profil zurück. Diese Vermutung ließ sich auch durch unsere Untersuchungen untermauern, wobei jedoch angemerkt werden muß, daß wohl zumeist eine quantitativ wechselnde Kombination von organischer Substanz sowie ±Pyrit und/oder erhöhtem Tonmineralanteil das dunkle Pigment hervorruft.

Desgleichen sind geochemische Daten bislang eher rar und sind wohl auf GÖKDAG (1974), STANTON & FLÜGEL (1989) und KÖSTER (1989) beschränkt. Auch die mikropaläontologische Charakterisierung erschöpft sich weitgehend in der Erwähnung von Foraminiferen, die in Dünnschliffen angetroffen wurden (z.B. OHLEN, 1959; PILLER, 1981; STANTON & FLÜGEL, 1989) und vernachlässigte die Schlämmrückstände der Mergelzwischenlagen (erste Erwähnungen durch KRISTAN-TOLLMANN in LOBITZER, 1980). Conodonten-Bestimmungen wurden unlängst von KACHROO (1989) sowie GOLEBIOWSKI (1986) veröffentlicht, wobei sich letzterer in einer diffizilen Studie u.a. auch mit der Frage der Trias/Jura-Grenze auseinandersetzte. Die höchst interessanten Schlußfolgerungen von STANTON & FLÜGEL (1989) im Hinblick auf die Nicht-Existenz eines „Riffes" im Oberrhätkalk des Steinplatte-Gipfelabhangbereiches sind nicht Thema dieser Arbeit und sollen hier deshalb auch nicht weiter zur Diskussion gestellt werden. Ohne weitere Einzelheiten der Arbeit von STANTON & FLÜGEL (1989) zu kommentieren, kann festgehalten werden, daß dreißig Jahre nach der damals bahnbrechenden Pionierarbeit von OHLEN (1959) über ZANKL (1971) zu PILLER (1981) ein wesentlicher weiterer und gewaltiger Schritt zu einem besseren Verständnis der komplexen Faziesverhältnisse des wohl bekanntesten Obertrias-„Riffmodels" gegangen wurde; dazu ein herzlicher Glückwunsch! Es darf aber auch angemerkt werden, daß viele offene Fragen noch kaum im Ansatz diskutiert wurden und die Steinplatte auch weiterhin ein faszinierendes, ja nahezu unerschöpfliches Studienobjekt für weitere Geologengenerationen darstellen wird.

Die Geländearbeiten zu dieser Veröffentlichung wurden z.T. bereits in den späten Siebzigerjahren gemeinsam von H. LOBITZER und W. PILLER (Univ. Wien) im Rahmen der Vorbereitung einer Steinplatte-Exkursion für den Internationalen Geologenkongreß in Paris 1980 durchgeführt. Die Ergebnisse dieser gemeinsamen Arbeiten wurden von PILLER & LOBITZER (1979), LOBITZER (1980) und PILLER (1981) veröffentlicht. Bereits in diesen Arbeiten wurden auch in Kürze Mikrofossil-Bestimmungen und deren paläogeographische Implikationen mitgeteilt (PILLER, 1981; KRISTAN-TOLLMANN in LOBITZER, 1980). In den letzten Jahren wurden im Rahmen einer überregionalen Bestandsaufnahme österreichischer bituminöser und kerogenreicher Gesteine auch die Kössener Schichten der Kammerköhralm sowie die Seefelder Schichten-Zwischenlagen im hangenden Hauptdolomit des Steinplatte-Gebietes in diese Untersuchungen einbezogen. Ergänzende Probennahmen wurden vom österreichischen Projektkoordinator (LOBITZER) im Sommer 1988 gemeinsam mit SOLTI und RAVASZ sowie 1989 mit Frau KODINA durchgeführt.

Mit allem Nachdruck muß vermerkt werden, daß dieser Veröffentlichung lediglich Zwischenberichts-Charakter zukommen kann, da sowohl die Anzahl der bearbeiteten Proben(punkte) noch sehr gering ist, als auch der angestrebte Bearbeitungsumfang noch keineswegs ausgeschöpft ist.

2. Bituminöse Kössener Schichten

Beim Anschlagen mit dem Hammer bituminös riechende Kössener Schichten – feinkörnige Kalke, aber auch weiche Mergel! – sind in der Unkener Mulde und insbesondere auch auf der Kammerköhralm im Steinplatte-Gebiet weit verbreitet (HAHN, 1910; KLEBELSBERG, 1935). Bituminöse Kössener Schichten wurden auch von zahlreichen anderen nord- und südalpinen Lokalitäten (z.B. Gailbergsattel: SCHÖNLAUB, 1985; LOBITZER et al., 1991) bekanntgemacht. ALBRECHT (1953) berichtet bereits über die Foraminiferen-Assoziationen in den bituminösen Kössener Schichten der bayerischen Kalkalpen. Die vermutlich einzigen bislang veröffentlichten Ergebnisse organisch-geochemischer Untersuchungen organisch-reicher Kössener Schichten durch KODINA wurden in LOBITZER et al. (1988) festgehalten. Weitere diesbezügliche Daten sind in einem unveröffentlichten Bericht von SOLTI et al. (1987) dokumentiert; sie werden ebenso in diesem Festband publiziert (LOBITZER et al., 1991).

Ob und wieweit relativ stärker bituminöse Kössener Schichten an gewisse Mikrofaziestypen im Sinne von STANTON & FLÜGEL (1989) gebunden sind, müssen erst weitere Untersuchungen klären.

2.1. Kurzbeschreibung der Aufschlüsse und Probenbezeichnungen

In der Kartenskizze (Abb. 1) werden die Lagepunkte der Aufschlußpunkte 1 bis 6 dargestellt, auf die sich im wesentlichen unsere paläontologischen und/oder geochemisch-analytischen Untersuchungen beziehen. Weiters wird auf Abb. 2 verwiesen, die die Lage der Aufschlußpunkte 2, 5 und 6 zeigt. Abb. 3 zeigt einen Ausschnitt des Aufschlußpunktes 2 mit einer Probennahmestelle (Probenbezeichnung ST 90/3). Auf die Aufschlußpunkte 1–6 beziehen sich auch die Probenbezeichnungen im Textteil und in den Tabellen.

2.1.1. Aufschlußpunkte

○ **Aufschlußpunkt 1**
Hauptdolomit mit dm-mächtigen stärker bituminösen Lagen von Seefelder Schichten, an der Straße gleich unterhalb Gasthof Steinplatte.

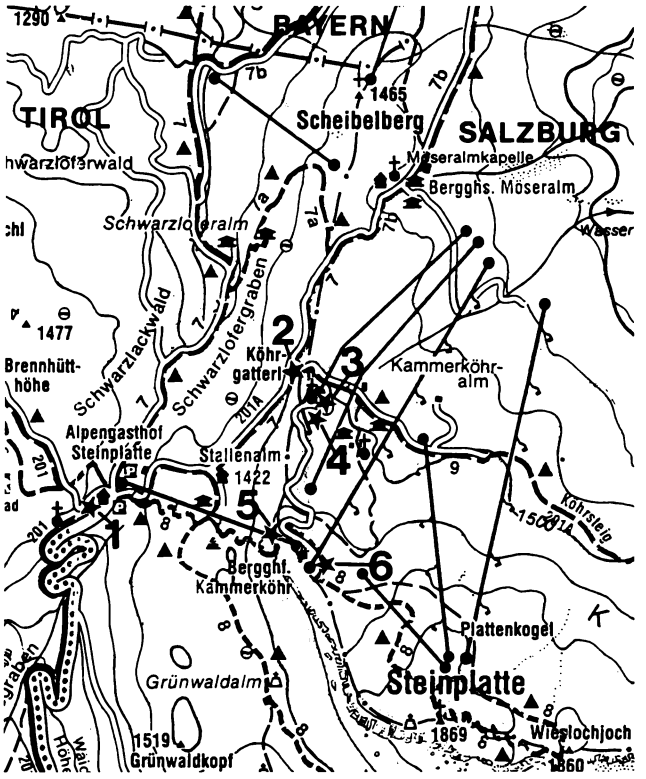


Abb. 1. Lagesituation der Aufschlußpunkte 1–6 im Maßstab 1 : 35.000.
Topographische Basis: Mayr-Wanderkarte 1 : 35. 000, Blatt Waidring, mit frdl. Genehmigung der Kartographischen Verlagsanstalt W. Mayr GmbH., Innsbruck.

○ **Aufschlußpunkt 2**
Untere Kössener Schichten des Köhrgatterl-Profils. Der Aufschluß liegt unmittelbar unterhalb des Köhrgatterls an der Privatstraße von der Stallenalm ins Kammerköhralm-Gebiet und schließt eine Kalk/Mergel-Wechselfolge auf, die zur Zeit im Detail sedimentologisch und paläontologisch untersucht wird. Aus diesem Aufschluß stammen zahlreiche Proben, von denen mehrere mikropaläontologisch bearbeitet wurden. Es sind dies die Schlämmproben 77/52, 77/54, 77/63, 77/65, 77/79, 77/81, 77/83, 77/85, 77/86, 77/87, 77/89. Abb. 3 zeigt Probenpunkt ST 90/3. Das Detailprofil soll in einer späteren Veröffentlichung dokumentiert werden.

○ **Aufschlußpunkt 3**
Hornsteinkalk, schwarzgrau, flüchtiger bituminöser Geruch, an der Straße vom Köhrgatterl zum Berggasthof Kammerköhr. Vermutlich handelt es sich um liassischen Scheibelbergkalk(?) und nicht um eine Kössener-„Sonderfazies"; schlämmbare Zwischenlagen fehlen.

○ **Aufschlußpunkt 4**
Etwa 50 cm mächtige bituminös riechende mergelige Lage („Bitumenmergel") in der Kössener Kalk/Mergel-Folge (? Untere Kössener Schichten) bei der Kapellenlift-Bergstation. Der Probennahmepunkt war im Sommer 1990 durch Wurfsteine verdeckt.

○ **Aufschlußpunkt 5**
Kössener Kalk/Mergel-Wechselfolge unmittelbar über dem Patch-Reef B gelegen; vermutlich handelt es sich um „Untere Kössener Schichten". Aus diesem Aufschluß stammen 4 Proben von verschiedener Lithologie, die bislang nur mineralogisch sowie z.T. geochemisch bearbeitet wurden; paläontologische Untersuchungen dieses Profils sind vorgesehen.

○ **Aufschlußpunkt 6**
Hellgrauer spätiger Crinoidenkalk im Übergangsbereich der Kössener Schichten zu den Slope- bzw.

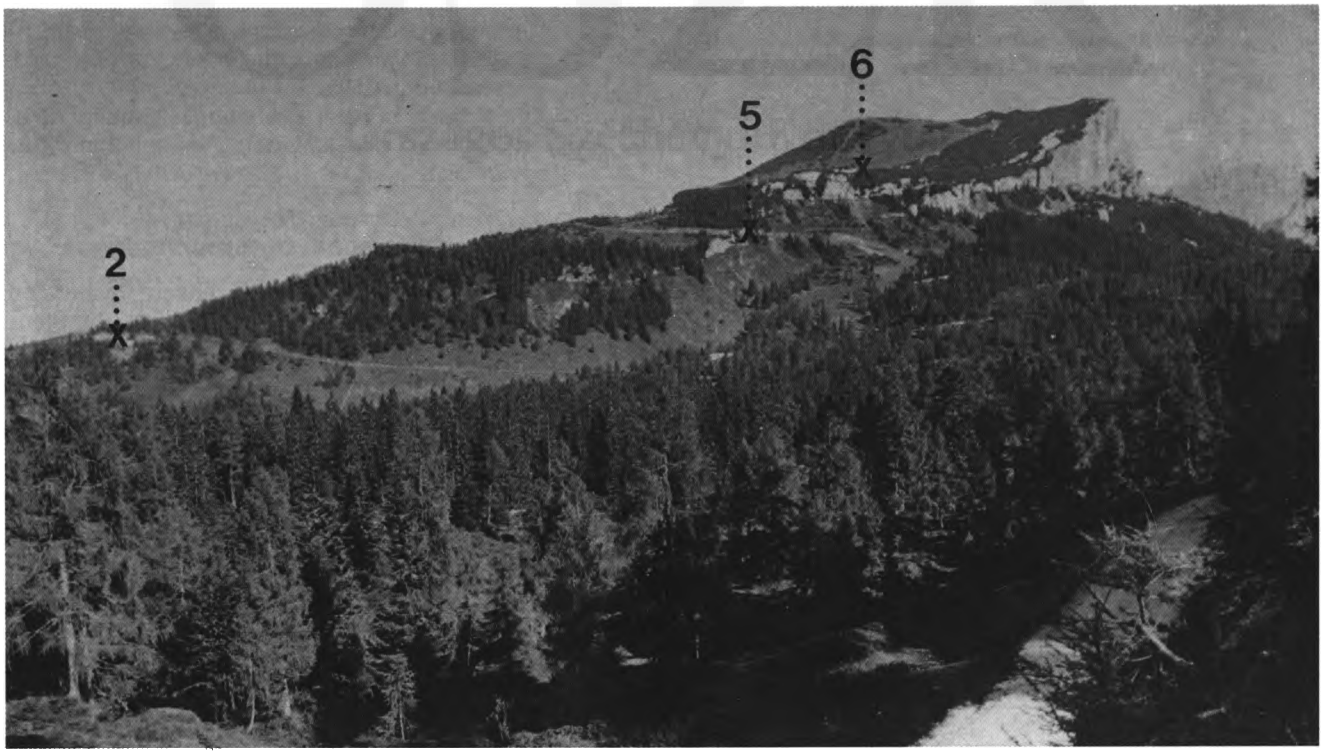


Abb. 2.
Ansicht der Westflanke des Steinplatte-Kammerköhr-Gebietes.
Rechts im Bild der "Oberrhätkalk" des Steinplatte Gipfelbereichs, der sich nach Norden zu (links im Bild) allmählich mit den Kössener Schichten verzahnt. Details dazu in STANTON & FLÜGEL 1989. Die Ziffern markieren die Situation der Aufschlußpunkte 2, 5 und 6.



Abb. 3.
Hangender Abschnitt des Köhrgatterl-Profils in den Unteren Kössener Schichten.
Aufschlußpunkt 2 p.p.. Beim Hammer die 30 cm mächtige Mergelbank von Probenpunkt ST 90/3.

Karbonatplattform „Oberrhätkalken" gelegen; ca. 150 m SE Berggasthof Kammerköhr.

2.1.2. Liste der Probenbezeichnungen

1/1: Bituminöser Hauptdolomit (Seefelder Schichten-Lage) an der Straße unweit unterhalb Gasthof „Steinplatte"; Aufschlußpunkt 1.

2/1: Brauner Pflanzenhäksel-führender „sandiger", etwas bituminöser Kalk der Kössener Schichten im hangenden Abschnitt des Köhrgatterl-Profils; Aufschlußpunkt 2.

3/1: Dunkelgrauer, sehr wenig bituminöser Hornsteinkalk (?Kössener-„Sonderfazies" oder ?Scheibelbergkalk des Lias); Aufschlußpunkt 3.

4/1: Mittelgraue, ca. 50 cm mächtige, leicht bituminös riechende mergelige Lage („Bitumenmergel") des Aufschlußpunkts 4.

5/1: Mittelgrauer, leicht bituminöser Kössener Kalk, Bankmächtigkeit ca. 25 cm im liegenden Anteil des Aufschlußpunkts 5.

5/2: Mittelgraue tonmergelige Lage der Kössener Schichten, hangend von 5/1; Aufschlußpunkt 5.

5/3: Brauner Pflanzenhäksel-führender „sandiger", etwas bituminöser Kalk der Kössener Schichten, hangend von Probe 5/2; Aufschlußpunkt 5. Lithologisch sehr ähnlich Probe 2/1.

6/1: Hellgrauer Crinoiden-Spatkalk des Übergangsbereiches der Kössener Schichten in die Slope- bzw. Karbonatplattform-Fazies des „Oberrhätkalks" des Steinplatte-Gipfelbereichs; Aufschlußpunkt 6.

ST 90/2: Mittelgraue, spröde mergelige, ca. 40 cm mächtige Lage in den Kössener Schichten von Aufschlußpunkt 5.

ST 90/3: Mittelgraue, 30 cm mächtige Mergelbank in den Kössener Schichten des Köhrgatterl-Profils; Aufschlußpunkt 2 (Abb. 3).

ST 90/8: Tonmergelige mittelgraue Kössener Schichten, 40–50 cm mächtig. Köhrgatterl-Profil; Aufschlußpunkt 2.

77/ff: Die Proben mit der Probenbezeichnung 77/ff. entstammen allesamt dem Aufschlußpunkt 2.

2.2. Mineralogische Untersuchungen

Die Tabellen 1–3 dokumentieren unsere bisherigen Ergebnisse mineralogischer Untersuchungen (Röntgendiffraktometrie, DTA) an ausgewählten Proben der Kössener Schichten. Erwartungsgemäß zeigen alle Proben einen erheblichen bis hohen Kalzitgehalt, was auch gut

Tabelle 1.
Röntgendiffraktometrische Mineralphasenanalyse.
Die Probenbezeichnungen beziehen sich auf die in Kap. 2.1. erläuterten Lokalitäten.

Probe	Montmorillonit	Illit–Montmorillonit	Illit	Kaolinit	Quarz	Kalzit	Dolomit	Pyrit	Amorph
6/1	3	2	5		Sp	90			
5/1	3	5	7		2	80	3		
5/2	9	7	19	4	9	34	9	3	5
5/3	2				7	90		1	
3/1	3		8			89			
2/1	3		5		3	88		1	
1/1	Sp.		Sp.		1	79	5		

Tabelle 2.
DTA-Mineralphasenanalyse.
Probenbezeichung siehe Kap. 2.1.

Probe	Montmorillonit	Illit	Kaolinit	Kalzit	Dolomit	Organische Substanz	Pyrit
6/1				>95			Sp.
5/1	2	9		80	5		+
5/2	7	26	7	37	9	≈1	+
5/3	3			86			+
3/1	2			96			
2/1	2	6	1	85			+
1/1				79	9	2–3	

mit den Ergebnissen der chemischen Analysen übereinstimmt; auch Dolomit ist sowohl in Kalken, als auch in Mergeln gelegentlich anzutreffen. Quarz ist in stark wechselnden Quantitäten nahezu omnipräsent. Weiters ist Pyrit in der Mehrzahl der Proben nachweisbar, was auch in den Dünnschliffen und Schlämmrückständen überprüft werden kann. Unter den Schichtsilikaten dominiert immer Illit; fast immer sind auch erhebliche Mengen an Montmorillonit und etwas seltener auch an Kaolinit nachweisbar.

Tabelle 3.
Gesamtmineralbestand und Tonmineralverteilung in der Korngrößenfraktion <2 µm.
Probenbezeichnung: siehe Erläuterungen in Kap. 2.1.

Probe	Gesamtmineralbestand [Rel.-%]		Tonmineralverteilung Fraktion <2µm [Rel.-%]	
4/1	Kalzit	82	Illit	60
	Schichtsilikate	13	Kaolinit	40
	Quarz	5		
2/1	Kalzit	86	Illit	80
	Schichtsilikate	10	Kaolinit	20
	Quarz	4		

2.3. Geochemische Untersuchungen

Anorganisch-geochemische Analysen für verschiedene Faziesbereiche, inklusive geochemischer Trends, zeigen STANTON & FLÜGEL (1989) auf. Sie dokumentieren und kommentieren vor allem den $CaCO_3$–Gehalt sowie die Verteilung von Fe, Mn, Mg, Sr und K; organisch-geochemische Untersuchungen werden nicht mitgeteilt.

Die von unserer Arbeitsgruppe durchgeführten anorganisch- und organisch geochemischen Untersuchungen (Tab. 4–8) sind noch nicht abgeschlossen, lassen aber bereits zum gegenwärtigen Zeitpunkt interessante Trends erkennen, die auch mit den Annahmen von STANTON & FLÜGEL (1989) großteils übereinstimmen bzw. deren Mutmassungen bestätigen.

Wir untersuchten an sechs Proben der Kössener Schichten (bzw. einer Probe aus ?Scheibelbergkalk) sowie aus einer bituminösen Seefelder-Mergellage im oberen Hauptdolomit die wichtigsten Oxide (Tab. 4) sowie spektroskopisch die Gehalte an weiteren 21 Elementen (Tab. 5). An diesen Proben wurden auch die Gehalte an Chloroform-extrahierbarem Soxhlet-Bitumen festgestellt sowie die IR-Extinktionsquotienten (Tab. 8). Zum Teil an den gleichen Proben, zum Teil an anderen, wurden die Gehalte an $C_{tot.}$ bzw. $C_{org.}$ und Schwefel (Tab. 6) sowie die $\delta^{13}C$-Isotope untersucht (Tab. 7).

2.3.1. Anorganische Geochemie

Die anorganisch-geochemische Analyse einer repräsentativen Probenserie (Tab. 4,5) von sechs karbonatischen Proben (4 Kössener Kalke, 1 bituminöser Hauptdolomit, 1 (?)Scheibelberg-Hornsteinkalk) und einer Probe feinklastischer Kössener Schichten zeigt keine besonderen Auffälligkeiten. Die Sr-Gehalte sind in den karbonatischen Kössener Schichten der tieferen Wasserbereiche mit 2500 ppm stärker erhöht als in den hellgrauen Echinodermenkalken (1000 ppm) des „Übergangsbereiches" zum Slope bzw. in Richtung Karbo-

Tabelle 4.
Chemische Analyse der wichtigsten Oxide.
Wegen der z.T. erhöhten Gehalte an organischen Substanzen wurden FeO und H_2O^+ nicht analysiert.
Probenbezeichung siehe Erläuterungen in Kap. 2.1.

Probe	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	P_2O_5	ΣS*)	SO_3	GV**)	OS***)
6/1	1,17	0,04	0,37	0,18		0,009	53,4	0,75	0,03	0,04		0,20	42,62	0,02	0,06	<0,01	43,45	0,63
5/1	5,82	0,11	1,98	1,08		0,035	48,4	1,46	0,08	0,39		0,42	39,09	0,04	0,34	<0,01	40,16	0,65
5/2	27,05	0,57	9,01	3,84		0,041	25,4	4,14	0,16	2,27		1,18	22,57	0,14	0,86	<0,01	26,85	3,10
5/3	4,26	0,08	1,09	2,46		0,007	50,2	0,80	0,06	0,21		0,20	39,48	0,02	0,82	<0,01	39,86	0,18
3/1	1,01	0,04	0,32	0,30		0,009	54,07	0,49	0,11	0,05		0,16	42,78	0,03	0,05	<0,01	43,50	0,56
2/1	5,56	0,16	1,51	2,78		0,016	48,59	0,89	0,18	0,24		0,32	38,04	0,02	0,77	0,14	38,88	0,52
1/1	3,30	0,09	1,28	0,62		0,007	49,10	1,98	0,15	0,29		0,18	40,59	0,09	0,17	0,09	42,94	2,17

*) ΣS = Gesamtschwefel.
**) GV = Glühverlust.
***) OS = Organische Substanz + H_2O.

Tabelle 5.
Spektralanalytik der Spurenelement-Gehalte (in ppm; n.b. = nicht bestimmt).
Probenbezeichnung: siehe Erläuterungen in Kap. 2.1.

Probe	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Co	Cr	Cu	Ga	La	Mo	Mn	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	Ti	V	W	Y	Zn	Zr
6/1	<0,4	<600	<16	60	<6	<16	< 4	4	60	< 4	n.b	<6	n.b.	6	< 6	<60	< 6	1000	n.b.	10	<60	<60	<100	<100
5/1	<0,4	<600	<16	250	<6	<16	10	25	40	6	n.b	<6	n.b.	25	10	<60	16	2500	n.b.	16	<60	<60	<100	<100
5/2	<0,4	<600	60	400	<6	<16	6	60	16	16	n.b	<6	n.b.	25	16	<60	< 6	1000	n.b.	60	<60	<60	<100	250
5/3	<0,4	<600	<16	600	<6	<16	4	10	25	4	n.b	<6	n.b.	40	< 6	<60	6	2500	n.b.	< 4	<60	<60	<100	<100
3/1	<0,4	<600	<16	100	<6	<16	< 4	6	40	< 4	n.b	<6	n.b.	< 4	< 6	<60	6	2500	n.b.	16	<60	<60	<100	<100
2/1	<0,4	<600	25	400	<6	<16	< 4	6	25	< 4	n.b	<6	n.b.	6	< 6	<60	6	2500	n.b.	< 4	<60	<60	<100	<100
1/1	<0,4	<600	<16	160	<6	<16	< 4	40	25	4	n.b	<6	n.b.	60	< 6	<60	6	1000	n.b.	25	<60	<60	<100	<100

natplattform. Auch in der „Bitumenmergel"-Probe sowie in der Seefelder-Schichten-Zwischenlage beträgt der Sr-Gehalt lediglich 1000 ppm. In der „Bitumenmergel"-Probe sind ferner folgende Elemente im Vergleich zu den karbonatischen Kössener Schichten deutlich erhöht: B,Cr,Ga,Pb,V,Zr.

In der bituminösen Hauptdolomit-(Seefelder Schichten-)Probe, die an der Straße unmittelbar unterhalb Gh. „Steinplatte" genommen wurde, zeigen lediglich Cr und Ni vergleichsweise erhöhte Gehalte.

2.3.2. Organische Geochemie

Die organisch-geochemischen Untersuchungen sind noch keineswegs abgeschlossen und sollten insbesondere im Hinblick auf das Kohlenwasserstoff-Bildungspotential, den Reifegrad sowie die detailierte Charakterisierung der organischen Substanz ergänzt werden.

2.3.2.1. Kohlenstoff- und Schwefelgehalte

Wie aus Tab. 6 entnommen werden kann, liegen die $C_{org.}$-Gehalte der Kössener Schichten (bituminöse Kalke und Mergel) im Bereich von 0,1–1,6 %. Der geringste $C_{org.}$-Gehalt entstammt erwartungsgemäß einer hellgrauen Echinodermenkalk-Probe aus dem Übergangsbereich in die Slope- bzw. Karbonatplattform-Bereiche aus der Umgebung des Gasthofs Kammerköhr. Sehr gering ist auch der $C_{org.}$-Gehalt im Hornsteinkalk (Aufschlußpunkt 3; (?)Scheibelbergkalk). Der prozentuelle Anteil des $C_{org.}$ am Gesamtkohlenstoff ist mit 0,9–16,1 % sehr unterschiedlich niedrig. Die Gesamtschwefelgehalte liegen in Bereichen von 0,05–2,7 %, sind also i.a. vergleichsweise gering und wie die mineralogische Analyse zeigt, weitestgehend an den Pyritgehalt gebunden.

In der bituminösen Lage vom Typ der Seefelder Schichten im Hauptdolomit-Straßenaufschluß unmittelbar unterhalb Gh. „Steinplatte" (Aufschlußpunkt 1) wurden 2,1 % $C_{org.}$ bei 0,12 % S gemessen.

Die Analytik wurde mit LECOMAT CS-244 durchgeführt.

2.3.2.2. Isotopengeologische Untersuchungen

In Tab. 7 werden die ersten Ergebnisse isotopengeochemischer Untersuchungen von drei lithofaziell sehr unterschiedlichen bituminösen Gesteinsproben aus dem Steinplatte-Gebiet aufgezeigt.

Die isotopengeochemischen Analysen zeigen signifikante Unterschiede dieser drei auch makroskopisch stark unterschiedlichen bituminösen Gesteinstypen.

Eine spröde bituminöse mergelige Zwischenschaltung vom Typ der Seefelder Schichten im Hauptdolomit an der Straße gleich unterhalb des Gasthofs „Steinplatte" (Aufschlußpunkt 1; Abb.1) erweist sich als reich an organischen Substanzen. Die organische Masse ist

Tabelle 7.
HCl-unlöslicher Rückstand, Bitumenertrag und $\delta^{13}C$-Isotope.
Probenbezeichung: siehe Erläuterung in Kap. 2.1.

Probe	Gehalte im Gestein		$\delta^{13}C$, ‰ (PDB)	
	HCl-unlöslicher Rückstand, [% Trockengewicht]	Bitumen [ppm]	$C_{org.}$	$C_{bit.}$
2/1	16,1	1790	–24,0	–26,3
4/1	22,6	140	–27,3	–27,8
1/1	16,7	2220	–28,2	–29,8

Tabelle 6.
Gehalte an Kohlenstoff und Schwefel.
Analytik mit LECOMAT CS-244; Probenbezeichung siehe Kap. 2.1.

Probe	Kohlenstoff [%]		Gesamtverteilung d. Kohlenstoffs [%]		Schwefel [%]	
	total	organisch	organisch	karbonatisch	total	unlösl. in 2m HCl
2/1	10,750	1,590	14,8	85,2	0,153	0,100
4/1	7,422	0,332	4,5	95,5	0,096	0,044
3/1	11,490	0,150	13,1	86,9	0,059	0,042
6/1	11,330	0,102	0,9	99,1	0,056	0,020
1/1	12,280	2,142	17,4	82,6	0,124	0,115
ST 90/2	6,700	0,500	7,5	92,5	0,740	0,630
ST 90/3	5,600	0,900	16,1	83,9	1,080	0,820
ST 90/8	5,860	0,750	12,8	87,2	1,030	0,825

aliphatisch und an leichten Kohlenstoff-Isotopen angereichert. In dieser Hinsicht erweist sich die Probe als vergleichbar mit der lagunären Faziesentwicklung der Seefelder Schichten – etwa des Profils bei der Nördlinger Hütte – welche unter normalen Sauerstoff-Verhältnissen im Wasser entstanden, jedoch Zeugnis von hoher Bioproduktivität (wohl unter Algen-Beteiligung) ablegen.

Die Probe aus der Pflanzenhäksel-reichen Hangendlage der unteren Kössener Schichten des Köhrgatterl-Aufschlußes ist ebenso eher reich an organischer Masse; die organische Substanz ist jedoch im Vergleich zur oben charakterisierten Seefelder-Einschaltung isotopisch viel schwerer. Der $\delta^{13}C_{org.}$-Wert von 24 ‰ spricht für Vorhandensein mariner Planktonbeteiligung. In der organischen Masse sind die isotopisch schwereren Substanzen – wahrscheinlich Humussäuren – angereichert, die unter dem „Schutz" anorganischer Elemente erhaltungsfähig waren. Außerdem ist – wie auch die Pflanzenhäksel-Anreicherungen zeigen – mit terrigener Beeinflussung zu rechnen.

Die weiche bituminös riechende Tonmergelprobe von der Kapellen-Schilift-Bergstation auf der Kammerköhralm (Aufschlußpunkt 4, Abb.1) erweist sich isotopengeochemisch von den anderen beiden Proben als grundlegend verschieden. Zum einen ist der $C_{org.}$-Gehalt sowie die Bitumenausbeute sehr gering und auch die organische Substanz zeigt ihre Eigenheiten insofern, als die organische Masse isotopisch leichter als in letzterer Probe aus den Kössener Schichten, aber schwerer als jene in der Seefelder Zwischenlage im Hauptdolomit ist. Es ist auch wichtig zu erwähnen, daß die Isotopenzusammensetzung dieser Probe im Bitumen und im Kerogen sehr ähnlich ist.

Der derzeitige Untersuchungsstand in isotopengeochemischer Hinsicht läßt vorderhand nur den Schluß zu, daß das Paläoenvironment der drei analysierten Proben sehr verschieden war und weitere Untersuchungen für konkretere Aussagen unumgänglich nötig sind.

2.3.2.3. Infrarotspektroskopie

Die Soxhlet-Bitumenextrakte (Tab. 8) zeigen durchwegs sehr geringe Bitumengehalte, die in den bislang untersuchten Proben aus den Kössener Schichten zwischen 0,009 % und 0,072 % schwanken. Im (?)Scheibelbergkalk wurde mit 0,013 % ebenso ein sehr niedriger Wert eruiert, während die Seefelder Schichten-Lage erwartungsgemäß den vergleichsweise höchsten Bitumengehalt (0,123 %) aufweist.

Infrarot (IR)-spektroskopische Untersuchungen der chloroformlöslichen organischen Substanzen erbrachten wertvolle Informationen hinsichtlich ihres Aufbaus bzw. ihrer Molekularstruktur (Tab. 8). Da es sich meist nicht um einzelne Moleküle sondern gelegentlich um Gruppen von bis zu mehreren tausend Verbindungen handelt, können die in den Verbindungen vorhandenen charakteristischen Bindungstypen sowie die diese aufbauenden Molekülteile – die charakteristischen Funktionsgruppen – aufgrund der IR-Spektren identifiziert werden.

In unseren Proben treten die für aliphatische Gruppen ($-CH_3$, $-CH_2$) typischen Absorptionsbande signifikant in jedem IR-Spektrum auf (insbesondere 2960–2850 cm^{-1}, 1470 cm^{-1}, 1380 cm^{-1}). Dies bedeutet, daß verschiedenen Typen von Kohlenwasserstoffen

Tabelle 8.
Soxhlet-Bitumengehalte und Infrarot-Extinktionsquotienten. Die Probenbezeichnungen beziehen sich auf die in Kap. 2.1. erläuterten Lokalitäten.

Probe	Soxhlet-Bitumen	Bitumoid IR Extinktions-Quotient				
	[%]	$\frac{720}{750}$	$\frac{1380}{1470}$	$\frac{1610}{1470}$	$\frac{1710}{1470}$	$\frac{1720-40}{1470}$
6/1	0,009	1,09	0,42	0,32	0,43	—
5/1	0,042	0,74	0,45	0,43	0,45	—
5/2	0,043	0,48	0,43	0,65	0,79	—
5/3	0,044	0,59	0,41	0,55	0,63	—
3/1	0,013	0,83	0,50	0,75	0,54	—
2/1	0,072	—	0,40	0,85	0,94	—
1/1	0,123	—	0,44	0,74	0,77	—

nämlich den geradkettigen, verzweigtkettigen, zyklischen, gesättigten und ungesättigten, stets ein bedeutender Anteil in der löslichen organischen Substanz zukommt. Sie treten entweder in Form eigenständiger Verbindungen oder als Verbindungs(bestand)teile zwischen NSO-Verbindungen auf, die ein größeres aromatisches oder Heteroatom (N,S,O) enthalten. Die langkettigen, d.h. die aus mehr als vier CH_2–Gruppen bestehenden, aliphatischen Verbindungen spielen – wie das nur schwach ausgeprägte 720 cm^{-1}-Absorptionsband des IR-Spektrums zeigt – nur eine untergeordnete Rolle.

In den IR-Spektren aller Proben sind die Absorptionsbande 3100–3000 cm^{-1}, 1610 cm^{-1} sowie 930–690 cm^{-1} vorhanden; sie deuten auf die Anwesenheit aromatischer Ringe bzw. auf Heteroatome-führende Ringe hin. In den Proben von Aufschlußpunkt 3 und 4 (Abb. 1) sind sie mit nur schwacher bzw. mittlerer Intensität, in den Proben von Aufschlußpunkt 1 sowie Aufschlußpunkt 2 p.p. jedoch stark ausgeprägt vorhanden. Das spricht dafür, daß sowohl aromatische und heteroaromatische bzw. mit einem aromatischen Ring in Konjugation stehende, ungesättigte C–C-Bindungen enthaltende Verbindungen sowie auch andere, heteroatomare Verbindungen in den löslichen organischen Substanzen dieser Probensuite angereichert sind.

Die für die Karbonylgruppe (-CO) charakteristische Valenz-Schwingungsbande ist mit 1710 cm^{-1} in allen Proben mit mittlerer Intensität festzustellen. Unter den sauerstoffhaltigen Verbindungen dominieren Säuren bzw. Ketone über Ester-Verbindungen.

Das Extrakt der Proben vom Aufschlußpunkt 1 sowie z.T. von Aufschlußpunkt 2 zeigt hellorangerote Farbe der Lösung; dies spricht für das Vorhandensein von Metallporphyrinen in der organischen Substanz.

Die IR-Spektren der löslichen organischen Substanzen der Kössener Schichten des Kammerköhralm-Gebietes sind jenen der Kössener Mergel der Bohrung Rezi 1 in Ungarn überraschend ähnlich. Weitere vergleichende Untersuchungen sind empfehlenswert!

3. Paläontologische Untersuchungen

3.1. Mikrofauna

(E. KRISTAN-TOLLMANN)

3.1.1. Allgemeines

Das hier beschriebene paläontologische Material, insbesondere die Abbildungsoriginale und Typen, wird

in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt unter Inventar-Nr. 1990/6 aufbewahrt, die Holotypen unter der GBA-Nr. 1990/6/1–4.

Ein Teil der hier präsentierten Mikrofossilbestimmungen wurde bereits 1978 bzw. 1979 durchgeführt und in zwei unveröffentlichten Berichten von KRISTAN-TOLLMANN dokumentiert. Einige der wesentlichen Schlußfolgerungen daraus wurden in LOBITZER (1980) publiziert. Auch in den Arbeiten von PILLER (1981) und STANTON & FLÜGEL (1989) finden wir einen Überblick über Paläoökologie und paläogeographische Verbreitung von Foraminiferen des Steinplatte Karbonatplattform/Becken-Komplexes; die Verteilung von Ostracoden-Assoziationen wurde jedoch bislang nicht veröffentlicht.

Die hier dokumentierten Mikrofossil-Untersuchungen stützen sich auf zwei Aufschlüsse, nämlich einen Profilabschnitt in den tieferen Kössener Schichten des Straßenaufschlusses beim Köhrgatterl (Abb. 1; Aufschlußpunkt 2, Abkürzung KM) sowie einen erst unlängst geschaffenen Aufschluß bei der Kapellen-Schlepplift-Bergstation auf der Kammerköhralm (Abb. 1; Aufschlußpunkt 4, „Bitumenmergel", Abkürzung BM). Der Reichtum an tonig/mergeligen Lagen zwischen den Kössener Kalkbänken legt auch für letzteren Aufschluß eine Zuordnung zu den tieferen Kössener Schichten nahe.

Obwohl es sich in beiden Fällen nur um Testproben naturgemäß geringen Volumens (ca. 2–3 kg) handelt, hat doch das zusätzliche Material eine beträchtliche Anzahl weiterer Arten – sowohl an Foraminiferen als auch an Ostracoden – erbracht. Dies eröffnet eine erste Vergleichsmöglichkeit mit gleich alten Mergeln aus anderen Ablagerungsräumen, geographisch und faziell gemeint. Es muß allerdings betont werden, daß dieses Material noch bei weitem kein vollständiges Bild über den Gesamtbestand der Mikrofauna der Kössener Schichten des Kammerköhralm-Gebietes ergeben kann, ein erster Vergleich daher natürlich lückenhaft bleiben muß. Dennoch scheinen die wesentlichen Bestandteile der Mikrofauna erfaßt und ausreichend für eine grundsätzliche Analyse zu sein.

Die Mikrofauna der genannten Proben wird von drei Hauptelementen geprägt: Foraminiferen, Ostracoden und Echinodermen. Während in den BM die Ostracoden arten- und zahlenmäßig vorherrschen, überwiegen in den Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils (KM) die beiden anderen Gruppen. Erstaunlicherweise führen die BM eine weitaus vielfältigere Mikrofauna, als ursprünglich anzunehmen gewesen wäre, und auch einen mannigfaltigeren Bestand als viele der „normalen" Kössener Mergel-Zwischenlagen.

3.1.2. Foraminiferen

Sowohl in den Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils als auch in den „Bitumenmergeln" herrschen die Nodosariiden vor, allerdings mit verschiedenem Schwerpunkt: In den KM überwiegen neben einigen *Nodosaria*-Arten vor allem die Lingulinen, und hier wieder *Lingulina tenera concosta*, eine auch in Zlambachmergeln oft häufige Art. Einen wesentlichen Bestandteil bilden auch Lenticulinen, gefolgt von Frondicularien und Eoguttulinen. Die Foraminiferen-Assoziation der BM hingegen setzt sich aus Nodosarien, Eoguttulinen, wenig Lenticulinen und Frondicularien zusammen. *Lingulina tenera* wurde bis jetzt nicht angetroffen.

Das Gros dieser Foraminiferen-Arten aus beiden Lokalitäten stellen Formen, die sowohl aus dem Germanischen Lias als auch aus den Zlambachmergeln bekannt sind. Außerdem kommen etliche rhätische Taxa vor, die aus Zlambachmergeln erstbeschrieben worden waren: *Frondicularia rhaetica* (KM), *Berthelinella rhaetica* (KM), *Lingulina lingua* (KM) und *Grillina grilli* (KM und BM). Es zeigt sich also, daß von den typischen Rhät- Foraminiferen der Zlambachmergel, inklusive *Lingulina tenera concosta*, wohl etliche in den KM vorkommen, aber nur eine (*G. grilli* sehr selten) in den BM. Beiden Mergel-Typen fehlen gänzlich z. B. *Involutina liassica* und Taxa von *Angulodiscus, Aulotortus* etc., weitgehend aber auch etwa von *Tetrataxis* oder den Variostomatidae.

Zwei der nun in den KM ebenfalls nachgewiesenen Rhät-Foraminiferen der Zlambachmergel konnten übrigens auch vom östlichsten Ende der Tethys gemeldet werden, und zwar *Frondicularia rhaetica* aus Neuseeland (KRISTAN-TOLLMANN, 1986, S. 214) und *Berthelinella rhaetica* vom Wombat Plateau am nördlichen Australien-Schelf (KRISTAN-TOLLMANN & GRAMANN, im Druck).

Aus der vorliegenden Foraminiferen-Suite werden die typischen Rhät-Foraminferen und jeweils einige charakteristische Rhät/Lias-Taxa aus den BM (Taf. 1, 2) und KM (Taf. 5, 6) abgebildet.

3.1.3. Ostracoden

Wesentlich gravierender als bei den Foraminiferen erweist sich der Unterschied in der Ostracoden-Assoziation zwischen den Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils (KM) und den „Bitumenmergeln" (BM). Während die KM eine eindeutige Vorherrschaft der Hungarellinae mit *Hungarella ? martini, Ogmoconcha amalthei, Ogmoconchella aspinata* (häufig), *Ogmoconchella ellipsoidea* und *Ogmoconchella gruendeli* sowohl in Art- als auch Individuen-Zahl erkennen lassen, herrschen in den BM Arten der Podocopina/Paracyprididae, Bairdiidae und Macrocyprididae sowie einiger typischer triadischer Cytheracea, wie etwa *Kerocythere, Judahella* und *Movschovitschia*, vor – Details siehe Ostracoden-Liste Tab. 9. Jene skulptierten Bairdiidae, die für die Zlambachmergel so charakteristisch sind, fehlen hingegen ganz.

Die überraschend so Ostracoden-reichen „Bitumenmergel" enthalten eine vielfältige Palette von Arten der Cypridacea, allerdings viele nur in Form von Larven, die erst zu einem geringen Teil spezifisch erfaßt werden konnten. Zwei charakteristische und häufige Arten der Gattung *Paracypris* und zwei Arten der Gattung *Monoceratina* werden neu beschrieben. Etliche der Taxa sind bis jetzt nur aus dem Germanischen Lias bekannt, wie solche von BLAKE, MICHELSEN, JONES & SHERBORN, APOSTOLESCU und JONES (siehe Tab. 9). *Hungarella ? martini* ANDERSON hingegen war aus dem außeralpinen Rhät von England erstbeschrieben worden und hat sich inzwischen als eine auch tethysweit verbreitete bezeichnende Ostracode des Rhät erwiesen – siehe Detailbeschreibung im Kapitel „Anmerkungen zu einigen Ostracoden." *H. ? martini* kommt in den BM und KM unseres Fundareals vor. *Polycope pelta* FISCHER schließlich war aus dem Germanischen Lias von Süddeutschland erstbeschrieben worden, hat im Lias eine weite regionale Verbreitung, und ist auch aus den rhätischen Zlambachmergeln bekannt. In unseren Proben aus KM und BM kommt sie selten bis nicht selten vor. Die wenigen restlichen Arten mit Autornamen BOLZ und/oder KOZUR

Tabelle 9.
Vergleich der Ostracodenfauna der beiden untersuchten Kössener-Faziestypen.

Ostracoden	Lokalität	
	„Bitumen-mergel"	„Profil Köhrgatterl"
Carinobairdia alpina KOLLMANN	–	+
Nodobairdia ? sp.	+	–
Fabalicypris triassica BOLZ	–	+
Isobythocypris elongata (BLAKE)	+	+
Pseudomacrocypris cf. *subtriangularis* MICHELSEN	+	+
Pseudomacrocypris sp.	–	+
Paracypris aff. *redcarensis* (BLAKE)	+	–
Paracypris loferensis n.sp.	+	–
Paracypris tabulasaxensis n.sp.	+	+
Pontocypris ? sp.	+	+
? *Triassocypris pusilla* (KOZUR)	+	–
Monoceratina praevulsa n.sp.	+	–
Monoceratina cf. *vulsa* (JONES & SHERBORN)	+	–
Monoceratina lobitzeri n.sp.	+	–
Triceratina fortenodosa (URLICHS)	–	+
? *Procytheridea bernierensis* APOSTOLESCU)	+	–
Kerocythere (K.) hartmanni (BOLZ & KOZUR)	+	–
Judahella (J.) andrusovi KOZUR & BOLZ	+	–
Movschovitschia norica BOLZ & KOZUR	+	+
Simeonella sp.	+	–
Hungarella ? *martini* ANDERSON	+	+
Ogmoconcha amalthei (QUENSTEDT)	–	+
Ogmoconchella aspinata (DREXLER)	–	+
Ogmoconchella ellipsoidea (JONES)	–	+
Ogmoconchella gruendeli MALZ	–	+
Ogmoconchella ? *moorei* (JONES)	+	–
Leviella fraterna valida BOLZ	+	–
Polycope pelta FISCHER	+	+

stellen typische Rhät-Ostracoden dar, die aus Zlambachmergeln der Ostalpen erstbeschrieben worden waren, deren stratigraphische wie regionale Verbreitung aber meist weiter reicht.

Für die Kössener Mergel mit ihrer beherrschenden Hungarellinae-Assoziation gilt ähnlich wie bei den BM, daß zahlreiche Arten bisher nur aus dem Germanischen Lias bekannt gewesen waren: Hervorzuheben sind die *Ogmoconcha*- und *Ogmoconchella*-Arten (siehe Tab. 9). Diese Taxa galten bis jetzt als typische Formen des tieferen Germanischen Lias. Mit ihrem Nachweis nun auch in Kössener Mergeln zeigt sich eindrucksvoll, daß weit mehr Ostracoden-Arten die Rhät/Lias-Grenze überschritten haben, als bisher angenommen worden war. Diese Lücke in unserer Kenntnis stammt daher, daß jene genannten Taxa in den gut bekannten und auf Ostracoden bearbeiteten Zlambachmergel-Mikrofaunen nicht vorkommen, während Kössener Mergel-Mikrofaunen noch wenig studiert sind. Es ist zu erwarten, daß gegenüber den einheitlicheren Zlambachmergeln der offenen Beckenregion weit diffizilere Teilfaziesentwicklungen mit den empfindlicher reagierenden Ostracoden in den Kössener Intraplattformsedimenten entstanden sind (siehe Kapitel 3.1.5. „Vergleich").

Von den Ostracoden wurden alle erfaßbaren Arten abgebildet, auch wenn sie nur als Bruchstücke vorhanden waren (z. B. *Carinobairdia alpina*, Taf. 7, Fig. 9), um eine möglichst vollständige Dokumentation darzulegen. Lückenlose Dokumentationen von kompletten Faunengemeinschaften erweisen sich für den tethysweit zunehmend wichtiger werdenden Vergleich als äußerst wertvoll. Ostracoden aus den BM finden sich auf Taf. 2–4, solche aus KM auf Taf. 7–9.

3.1.4. Echinodermen

Die Mikrofaunen enthalten reichlich isolierte Einzelelemente von Echinodermen, namentlich Lateralschilde von Ophiuren, Seeigelstacheln und Arm- und Stielteile von Crinoiden. Sie sind nicht Gegenstand der vorliegenden Bearbeitung. Stellvertretend für alle werden hier jedoch einige wenige, markante, doch seltene Elemente auf Taf. 9 abgebildet.

Hervorzuheben sind die beiden sehr kleinen Ophiuren-Lateralschilde Taf. 9, Fig. 12, 13. Die markant geformten, dünnen, gebogenen Schilde stammen aus dem distalen Armbereich von *Ophioflabellum cristatum* KRISTAN-TOLLMANN, 1979. Diese Art wird hiemit zum ersten Mal aus den Ostalpen nachgewiesen. Erstbeschrieben war *O. cristatum* aus Rhätmergeln vom Salzbrunnen (Bagerabad, 60 km NE Isfahan, Persien) worden, in denen sie nicht selten vorkommt (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1979, S. 167). Diese Mikrofauna vom Salzbrunnen-Rhät hat übrigens bezüglich der Zusammensetzung ihrer Ostracodenfauna eine vermittelnde Stellung zwischen unseren Proben und solchen aus Zlambachmergeln, worauf im Kapitel 3.1.5. „Vergleich" noch eingegangen werden soll.

Für die zunächst sehr ausgefallen oder gar als endemisch für den Zentraliran vermutete Ophiure *Ophioflabellum cristatum* ist inzwischen ihre sogar tethysweite Verbreitung erwiesen: Außer in den KM von der Steinplatte konnte sie auch in crinoidenreichen Rhät-Mergeln vom Wombat Plateau am Nordrand des australischen Schelfs gefunden werden (KRISTAN-TOLLMANN & GRAMANN, im Druck).

3.1.5. Vergleich mit anderen Rhätfaunen

Wie ja bekannt, stellen die Kössener Schichten mit den Kössener Kalken und Mergeln Ablagerungen des Intraplattformbeckens nördlich und westlich der großen Dachsteinkalkmassive dar. Sie sind daher deutlich in der Zusammensetzung ihrer Mikrofaunen von Sedimenten des offenen Beckens, wie etwa den gleich alten Zlambachmergeln, verschieden. Die biofazielle Zusammensetzung der Mikrofauna – namentlich der in dieser Hinsicht fein indizierenden Ostracoden – der Kössener Schichten ist bisher noch viel zu gering bekannt. Aus der persönlichen Kenntnis der Teilfaziesräume der Intraplattform-Beckenentwicklung ergeben sich aber bereits jetzt sehr schöne Hinweise auf den graduell gegen Norden in der Hauptdolomitfazies zunehmenden Einfluß von randalpinen bis außeralpinen Elementen.

In unserem Fall der KM und BM der Steinplatte macht sich bereits der Einfluß der größeren Nähe bzw. intensiveren Verbindung zum ozeanischen Bereich bemerkbar als bei der Fauna vom Weißloferbach, der Typlokalität der Kössener Schichten, weil die Steinplatte gegenüber den übrigen bekannten Kössener Schichten des Hauptdolomit-Faziesbereichs schon ganz am Südrand an der Grenze zur Dachsteinkalk-Fazies – also näher dem Tethys-Hauptbecken – gelegen ist.

Die innerhalb der Kössener Schichten auftretenden Bitumenmergel können in ihrem Milieu nach ihrer Mikrofauna keineswegs etwa mit den bituminösen Seefelder Schichten des Nor der Hauptdolomitfazies verglichen werden, da letztere ja in sehr schlecht durchlüfteten Auskolkungen und Mulden der Hauptdolomit-Plattform bei lebensfeindlichen, seichten, hypersalinaren und anoxischen Bedingungen entstanden sind – im

Gegensatz zu den an Leben reichen Bitumenmergeln der Kössener Schichten bathymetrisch tieferer Provenienz.

Nach den eingangs erwähnten biofaziellen Gegebenheiten kann es nicht verwundern, wenn die bisher einzige Publikation einer größeren kompletten Ostracodenfauna aus Kössener Schichten, nämlich jene vom Weißloferbach bei Kössen (URLICHS, 1972), eine gänzlich abweichende Zusammensetzung gegenüber unserer von der Steinplatte ausweist. Unserer Fauna fehlen erstens gänzlich *Lutkevichinella keupera* und *„Timiriasevia" suevica*, die beide auf Brackwasser oder eher hypersalines Milieu hindeuten. URLICHS (1972, S. 672f.) nennt beide Arten aus der Schwäbischen Fazies, nicht aber Kössener Fazies der Kössener Schichten. Auch aus den Kössener Schichten vom Kendelbachgraben (Osterhorngruppe, Salzburg) sind beide Arten bekannt (KRISTAN-TOLLMANN in A. TOLLMANN, 1976, Abb. 146). Unserer Fauna fehlt aber auch die für die Kössener Schichten vom Weißloferbach so charakteristische und häufige *Cytherella acuta*, die dort in beiden Faziesbereichen vorkommt. Insgesamt kommen, verglichen mit den abgebildeten Arten bei URLICHS, von den 28 von der Steinplatte zu verzeichnenden Arten nur sechs Arten auch im Weißloferbach vor. Das sind neben jenen Rhät-Ostracoden, die aus den Zlambachmergeln erstbeschrieben worden waren – *Carinobairdia alpina, Kerocythere (K.) hartmanni, Judahella andrusovi* und *Leviella fraterna valida* – nur noch *Triceratina fortenodosa* und *Hungarella ? martini*. *T. fortenodosa* war von URLICHS vom Weißloferbach erstbeschrieben worden und ist bis jetzt aus Zlambachmergeln nicht bekannt. *H. ? martini* kennt man ebenfalls aus Zlambachmergeln der Ostalpen bis jetzt nicht, sie ist aber aus Beckensedimenten des gesamten Tethys-Raumes bis zum Nordschelf von Australien bekannt geworden (siehe unter „Anmerkungen" Kapitel 2.4.6.).

Sehr interessant ist die Tatsache, daß genau die selben sechs Arten, die unsere Kössener Schichten von der Steinplatte mit jenen vom Weißloferbach gemeinsam haben (s. o.), auch die Gemeinsamkeit mit den Rhätmergeln vom Salzbrunnenprofil (von Bagerabad bei Isfahan, Zentralpersien) herstellen. Diese zwischen Korallenriff-Knospen eingeschalteten Rhätmergel vom Salzbrunnen haben eine vermittelnde Stellung zwischen Zlambachmergeln des Typs Plackles (Riffnähe) und Kössener Schichten des Typs Kössener Fazies vom Weißloferbach. Sie führen nämlich einerseits zahlreiche typische skulptierte Bairdiidae, andererseits aber, über unsere Fauna von der Steinplatte hinaus, auch ebenfalls häufig wie im Weißloferbach, die aus Zlambachmergeln des offenen Beckens nicht bekannte *Cytherella acuta*. Natürlich fehlen aber im Salzbrunnenprofil, so wie in den KM und BM der Steinplatte, die Hypersalinität anzeigenden beiden Arten *L. keupera* und *T. suevica*.

Mit gleich alten Zlambachmergeln Typ Fischerwiese der Ostalpen hat unser Fundort Steinplatte sieben Arten gemeinsam: *Carinobairdia alpina, Fabalicypris triassica, Isobythocypris elongata, Kerocythere (K.) hartmanni, Movschovitschia norica, Judahella andrusovi, Leviella fraterna valida*. Andererseits fehlen den Kössener Schichten hier viele der typischen, skulptierten oder glatten Bairdiidae der Zlambachmergel, wie etwa Arten der Gattungen *Parabairdia, Lobobairdia, Hiatobairdia, Urobairdia, Ptychobairdia* etc. sowie die charakteristischen, das Mikrofaunenbild der Zlambachmergel bestimmenden rhätischen Hungarellinae, wie z. B. *Torohealdia, Signohealdia, Triadohealdia* usw. Diese rhätischen Hungarellinae sind auch in den Rhätmergeln vom Salzbrunnen nicht präsent.

Umgekehrt betrachtet, zeigt sich nach dieser ersten Analyse, welche Ostracoden faziesüberschreitend leben konnten – es sind dies nur wenige Arten gegenüber den zahlreichen Foraminiferen. Es bestätigt sich aber erneut, daß die Ostracoden als ein feiner Biofazies-Indikator mit großem eigenständigen Charakter z. B. für die Zuordnung isolierter Rhätmergel-Vorkommen zu einem der beiden Haupt-Beckenentwicklungen Kössener Schichten oder Zlambachschichten, aber auch innerhalb deren geographischer Lage, bestens geeignet sind. Mit zunehmender Untersuchung der Ostracodenfaunen aus Kössener Schichten wird es auch möglich sein, die größere oder geringere Entfernung der Position der Fundpunkte im Bezug auf den Nordrand der Tethys bzw. ihren zentralen Ozeanbereich festzustellen – trotz aller tektonischer Schollen/Decken-Fernverfrachtungen.

Damit erweist sich die Mikrobiofazies, insbesondere die Ostracoden, als noch feineres Instrument zur Festlegung von Proximalität oder Distalität zum Vorland als die in manchen Schichtgliedern ebenfalls sehr sensible Lithofazies: Als bekanntestes Beispiel hiefür sei an die schrittweise Mächtigkeitsabnahme des norischen Karpatischen Keupers zugunsten des Hauptdolomites in den Ostalpen, insbesondere aber in den Karpaten, über die abgewickelten Deckensysteme hinweg vom Nordrand gegen das Innere hin, erinnert (wie D. ANDRUSOV und A. TOLLMANN wiederholt näher ausgeführt haben).

3.1.6. Anmerkungen zu einigen Ostracoden-Arten

Folgende Abkürzungen wurden verwendet: G = Gehäuse, K = Klappe, R = rechte Klappe, L = linke Klappe, DR = Dorsalrand, VR = Ventralrand.

Genus: *Fabalicypris* COOPER, 1946

Fabalicypris triassica BOLZ, 1971

(Taf. 7, Fig. 8)

* 1971 *Fabalicypris triassica* n. sp. – BOLZ, S. 232, Taf. 8, Fig. 108–111.

Bemerkungen: Die langgestreckte Art ist in ihrem Seitenumriß sehr charakteristisch. Doch gerade in der Gestaltung dieses Umrisses zeigt sie große Ähnlichkeit zu Exemplaren von *Bairdiacypris ? sartriensis* DONZE, 1966, vor allem zu Fig. 85, 86 auf Taf. 7; besonders jedoch zu Fig. 3, Taf. 23, in DONZE (1985); beide aus dem Hettang von Ardèche, Frankreich. Die Exemplare aus dem Germanischen Lias von Frankreich scheinen etwas dünner zu sein. Bei sonstiger Übereinstimmung, die am Typenmaterial zu überprüfen sein wird, fällt *F. triassica* in die Synonymie von *B. ? sartriensis*. Auch die Gattungszugehörigkeit ist einer nochmaligen Examination zu unterziehen.
H. BOLZ (1971, S. 233) vergleicht *F. triassica* zwar mit *Fabalicypris praelonga* DONZE, 1966, mit welcher sie ja wirklich keine Ähnlichkeit hat, nicht aber mit *B. ? sartriensis*, die auf der gleichen Tafel darunter abgebildet ist.

Alter und Verbreitung: *F. triassica* scheint in den sevatischen bis rhätischen Zlambachmergel-Proben der Ostalpen selten bis häufig auf. Aus Kössener Mergeln war sie bis jetzt noch nicht publiziert worden.

Gattung: *Isobythocypris* APOSTOLESCU, 1959

Isobythocypris elongata (BLAKE, 1876)

(Taf. 3, Fig. 2; Taf. 7, Fig. 2–4)

*1876 *Bairdia elongata*, spec. nov. – BLAKE in TATE & BLAKE, S. 431, Taf. 17, Fig. 5.
1958 *Bythocypris* cf. *elongata* (TATE & BLAKE 1876) – DREXLER, S. 515, Taf. 23, pars: Fig. 1a, 1b.
1979 *Isobythocypris tatei* (CORYELL, 1963) – HERRIG, S. 1347, Abb. 5, 6; Taf. 1, Fig. 7–13 [mit Synonymieliste].
1980 *Isobythocypris* aff. *elongata* (BLAKE, 1876) – SIVHED, S. 41, Taf. 2, Fig. 10–12.

Bemerkungen: Die langgestreckte Form zeichnet sich durch einen geraden bis wenig gewölbten Dorsalrand und durch ein kurz gerundetes Vorderende aus, das anteroventral etwas mehr hinaufgezogen erscheint, als es anterodorsal herabgeschwungen ist. Einen anterodorsalen gerundeten Knick, wie ihn BLAKE (1876, Taf. 17, Fig. 5) zeichnet, kann man jedoch bei keinem Exemplar in der Literatur oder aus unserem Material von der Steinplatte feststellen. Daß es sich hier um einen „Beobachtungs- oder Zeichenfehler BLAKES" handeln kann, hat auch HERRIG (1979, S. 1348) im Zusammenhang mit der Gestalt des anterodorsalen Randes angenommen. Sehr bezeichnend für die Art ist auch das kurze, abgestumpfte Hinterende, zu dem sich der Dorsalrand rasch in flachem Bogen herabschwingt, und das einen deutlichen posteroventralen, leicht gerundeten Knick, aber keine Zuspitzung aufweist. Gute Beispiele hiefür hat DREXLER (1958, Taf. 23) abgebildet, von denen z. B. Fig. 1b besonders gut mit unseren Exemplaren – auch im Hinblick auf den übrigen Umriß – übereinstimmt. Bei den von HERRIG (1979, Fig. 1) dargestellten Exemplaren zeigen alle den kurzen, abgestumpften Hinterrand. BLAKE hingegen zeichnet ein verlängertes, nicht so steil abgestumpftes Hinterende. Ob es sich hiebei abermals um eine Ungenauigkeit der Zeichnung handelt, könnte ja nur aus der Begutachtung des Originalmaterials hervorgehen. Jedenfalls haben jene in der bisherigen Literatur dargestellten Individuen, die mit dem Namen *elongata* oder *tatei* belegt worden waren, ein stumpfes Hinterende – abgesehen von gänzlichen Fehlinterprätationen wie z. B. bei LORD (1971, Taf. 122, Fig. 14, 15). Ich schließe mich der Gepflogenheit an, Exemplare mit jener Gestalt, wie sie etwa HERRIG (1979, Taf. 1, Fig. 7–13) abbildet, mit dem Artnamen *elongata* (= *tatei*) zu belegen. Manche Autoren, wie etwa RIEGRAF (1985, S. 77), bezeichnen die Art als „im Umriß variabel" und stellen „Übergänge zu den als *Bythocypris* aff. *tatei* (CORYELL) beschriebenen Individuen" fest. Unser Material ist nicht so reichlich, enthält aber keine Übergangsformen, sondern ausschließlich Individuen mit langem, nahezu geradem Dorsalrand, wie abgebildet. Eine Variabilität in der Gestaltung des Dorsalrandes auch unserer hier angesprochenen Art kann festgestellt werden: Während die meisten Exemplare z. B. bei HERRIG (1979) einen kurzen geraden Teil des DR und eine deutliche Abwärtsneigung des vorderen DR-Drittels aufweisen, neigt sich bei Fig. 11 der DR vorne wesentlich flacher und bei Fig. 9 kaum. Fig. 11 entspricht übrigens im Umriß weitgehend unserer Fig. 3, Taf. 7.

Alter und Verbreitung: Unsere Art ist ein typischer Bestandteil Germanischer Lias-Faunen von Deutschland, Schweden, Dänemark, England und Frankreich. Dort ist sie ab dem Hettang bis zum Pliensbach bekannt. Daß sie schon ab der obersten (alpinen) Trias vorkommt, und zwar sowohl in Kössener Schichten als auch in Zlambachmergeln, war bis jetzt nicht bekannt.

Genus: *Paracypris* SARS, 1866

Paracypris aff. *redcarensis* (BLAKE, 1876)

(Taf. 2, Fig. 12)

Bemerkungen: Die Art ist hoch und kurz, gedrungen klein. Der Dorsalrand besitzt einen kurzen geraden Teil, der mit flachem Winkel nach hinten abfällt und ab einem deutlichen Knick im hinteren G-Drittel rasch zum gerundet zugespitzten Hinterende herabläuft. Vorne schwingt der DR ab dem höchsten Punkt hinter dem G-Drittel in weitem Bogen anteroventral ausladend zum Ventralrand herab.

Dieser anhand unserer Exemplare geschilderte Umriß entspricht gut der Fig. 4, Taf. 17, bei BLAKE (1876). Demgegenüber werden jedoch in der Literatur über Lias-Ostracoden Formen mit mehrminder fixer Zuordnung zu *P. redcarensis* gestellt, welche ein längeres, niedrigeres G mit lang ausgezogenem und spitzem Hinterende aufweisen, wie z. B. APOSTOLESCU (1959, Taf. 2, Fig. 32), MICHELSEN (1975, Taf. 4, Fig. 48, 49), SIVHED (1980, Taf. 3, Fig. 23, 26, 28, 30), HERRIG (1982, Taf., Fig. 10), BATE, LORD & RIEGRAF (1984, Taf. 4, Fig. 8), OHM in FISCHER et al. (1986, Taf. 21, Fig. 10, 11). Auch die von URLICHS (1972, Taf. 1, Fig. 4) aus den Kössener Schichten vom Weißloferbach abgebildete Form kann wegen des ausgezogenen und zugespitzten Hinterendes wohl nicht zu *P. redcarensis* gestellt werden.

Alter und Verbreitung: Die Art ist aus dem Yorkshire Lias von England erstbeschrieben worden. Aufgrund der Unsicherheiten in den Zuordnungen bleibt unsere Kenntnis über ihre wahre Verbreitung noch ungewiß.

Paracypris tabulasaxensis KRISTAN-TOLLMANN n.sp.

(Taf. 2, Fig. 3?, 4–7; Taf. 7, Fig. 1)

Derivatio nominis: Nach dem Fundort „Steinplatte", latinisiert.

Holotypus: G Taf. 7, Fig. 1; Sammlungen der GBA – Nr. 1990/6/1.

Locus typicus: Köhrgatterl-Profil unterhalb des Köhrgatterls, Kammerköhralm, Steinplatte, Tirol; Probe 77/79 (siehe Aufschlußpunkt 2; Abb. 1, 2).

Stratum typicum: Kössener Mergel, Rhät.

Weiteres Vorkommen: Bitumenmergel innerhalb der Kössener Schichten vom gleichen Kammerköhralm-Gebiet (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1), Rhät.

Diagnose: Kleines, zartschaliges, kurzes Gehäuse mit sehr hohem, halbkreisförmig gerundetem Vorder-

ende, rasch zum Hinterende abfallendem, im Mittelteil geradem Dorsalrand und kurzem, abgestumpftem Hinterende. Dorsalrand an beiden Eckpunkten breit gerundet.

Beschreibung: Kleines, gedrungenes Gehäuse mit dünn- und glattschaligen Klappen. Linke Klappe nur geringfügig größer als die R: sehr wenig dorsal, etwas mehr ventral überlappend. Ventralrand gerade. Vorderrand flach halbkreisförmig mit gerundetem Knick aus dem Ventralrand heraus hoch aufgewölbt, am Scheitelpunkt mit mehrminder breit gerundetem Knick zum steil abfallenden, geraden bis kaum merklich konkaven Dorsalrand überleitend, dieser hinten rasch gerundet zum stumpfen, kurzen und niedrigen Ende herabgeschwungen. Kleine, gerundete, stumpfe Spitze posteroventral. Dorsaler Kulminationspunkt knapp nach dem vorderen G-Drittel. Innere Klappenmerkmale nicht bekannt.

Maße des Holotypus: Länge 0,31 mm, Höhe 0,20 mm.

Beziehungen: Von den bisher bekannten *Paracypris*-Arten aus dem Rhät und Lias inklusive *P. redcarensis* unterscheidet sich *Paracypris tabulasaxensis* vor allem durch die gleichmäßige halbkreisförmige Rundung des Vorderendes, das anteroventral nicht ausladend herausgewölbt ist. Auch das kurze Hinterende mit dem ohne Knick steil herabgewölbten Dorsalrand weist keine der bisher abgebildeten Formen auf. Die Unterschiede zu *Paracypris loferensis* n. sp. siehe dort.

Paracypris loferensis KRISTAN-TOLLMANN n. sp.

(Taf. 2, Fig. 8–10)

Derivatio nominis: Nach dem nahe gelegenen Ort Lofer.

Holotypus: G Taf. 2, Fig. 10; Sammlungen der GBA – Nr. 1990/6/2.

Locus typicus: Kammerköhralm, Kapellenlift-Bergstation; Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1).

Stratum typicum: „Bitumenmergel", Kössener Schichten, Rhät.

Diagnose: Kleines, längliches Gehäuse mit hohem, halbkreisförmigem Vorderende, einem langen, geraden, mäßig steil nach hinten abfallenden Dorsalrand und einem etwas verlängerten, zugespitzten Hinterende. Der Eckpunkt zwischen geradem DR-Mittelteil und steil abfallendem DR-Hinterende ist durch einen abgerundeten, trotzdem deutlichen Knick markiert.

Beschreibung: Das längliche, dünn- und glattschalige Gehäuse hat einen geraden Ventralrand, aus dem sich mit abgerundetem breitem Knick ein gleichmässig halbkreisförmig herausgewölbtes Vorderende abhebt. Der wohlgerundete dorsale Scheitelpunkt liegt vor dem vorderen G-Drittel. Ab diesem neigt sich der gerade DR mäßig steil nach hinten abwärts, um nach einem deutlichen, wenngleich abgerundeten Knick in der Mitte des hinteren DR-Drittels steil zu einem ebenfalls abgerundet zugespitzten Hinterende abzufallen. Innere Klappenmerkmale nicht bekannt. L nur sehr wenig größer als R, vor allem ventral überlappend.

Maße des Holotypus: Länge 0,58 mm, Höhe 0,35 mm.

Beziehungen: Mit *P. tabulasaxensis* hat *P. loferensis* das gleichmäßig hoch und flach halbkreisförmige, nicht anteroventral ausladend gewölbte Vorderende gemeinsam. Gegenüber *P. tabulasaxensis* ist unsere Art länglicher mit etwas verlängerter Hinterendenspitze und einem deutlichen posterodorsalen Knick.
Wie weit die Variationsbreite unserer Art abzustecken ist und ob auch die liassischen Formen z. B. aus Frankreich (DONZE in OERTLI [1985, Taf. 23, Fig. 4: *Paracypris* sp. 1, Pliensbach]) hierin Platz finden können, wird die Untersuchung reichlicheren, über Testproben-Menge hinausgehenden Materials erweisen.

Genus: *Monoceratina* ROTH, 1928

Monoceratina lobitzeri KRISTAN-TOLLMANN n. sp.

(Taf. 4, Fig. 6, 7)

Derivatio nominis: Nach Herrn Dr. Harald LOBITZER, Geol. Bundesanstalt Wien, dem Bearbeiter der Steinplatte, von dem auch das vorliegende Ostracoden-Material stammt.

Holotypus: G Taf. 4, Fig. 6; Sammlungen der GBA – Nr. 1990/6/3.

Locus typicus: Kammerköhralm, Kapellenlift-Bergstation; Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1).

Stratum typicum: „Bitumenmergel", Kössener Schichten, Rhät.

Diagnose: Mittelgroßes, robustes, dickes Gehäuse, das einen nahezu rechteckigen Seitenumriß aufweist. Auf der stark gewölbten Medianfläche etwa 15 Längsrippen, die sich nicht auf den breiten Vorder- und Hinterrand erstrecken. Seichte Medianfurche in der Mitte der dorsalen Medianflächen-Hälfte. Flacher, länglicher „Augenknoten". Kein ventraler Lateralfortsatz.

Beschreibung: Das etwa mittelgroße, gleichklappige Gehäuse wirkt gedrungen durch seine Höhe und Kürze. Der nahezu rechteckige Seitenumriß ergibt sich durch den geraden bis wenig konvex gewölbten, parallel verlaufenden Dorsal- und Ventralrand, den senkrechten, geraden bis ebenfalls nur wenig konvex gewölbten Vorderrand und durch einen sehr breiten Hinterrand, der ventral nur wenig schräg eingezogen ist. Gegenüber dem sowohl breiten, glatten, flachen Vorder- wie Hinterrand wölbt sich die Medianfläche stark heraus und hat nur in ihrer oberen Mitte eine flache, senkrechte Eindellung. Die gesamte Medianfläche wird von rund 15 Längsrippen überzogen, von denen jene der ventralen Hälfte in der ganzen Länge parallel durchziehen. Im unteren Teil der dorsalen Hälfte hören etliche der Rippen im Bereich der Medianfurche auf, wodurch eine lockere Verzahnung von etwa drei bis vier Rippen, mit dazwischen wieder komplett durchziehenden Rippen, entsteht. Die recht kräftigen Rippen sind locker verteilt; gegen ihr beidseitiges Ende hin dünnen sie allmählich aus. Anterodorsal liegt am Rand der Medianfläche ein glatter, flacher, länglicher „Augenknoten". Die ventrale Herauswölbung der Medianfläche ist halbkugelförmig glatt, ohne jeglichen Lateralfortsatz.

Maße des Holotypus: Länge 0,45 mm, Höhe 0,28 mm.

Alter und Verbreitung: Bis jetzt nur aus den Bitumenmergeln in den rhätischen Kössener Schichten der Typlokalität bekannt.

Beziehungen: Die meisten Beziehungen bestehen zu *Monoceratina michelseni* RIEGRAF, 1984, die ein ebenfalls hohes Gehäuse mit breitem, außen oft glattem Rand und ohne Lateralfortsätze aufweist. Dieser Art gegenüber hat *M. lobitzeri* aber einen noch höheren und verhältnismäßig kurzen, fast „schachtelförmig" rechteckigen Seitenumriß mit einem sehr wenig ventral abgeschrägten Hinterende. Zusätzlich besteht ein Hauptunterschied in der Ausbildung der Skulptur, die bei unserer Art in glatten Längsrippen, bei *M. michelseni* in Form einer längsorientierten „Retikulation" entwickelt ist.
Gegenüber anderen längsgestreiften *Monoceratina*-Arten, wie etwa *M. striata* TRIEBEL & BARTENSTEIN, 1938, oder *M. multistriata* MICHELSEN, 1975, unterscheidet sich *M. lobitzeri* schon allein durch die hohe Form mit eckigem Seitenumriß, aber auch durch die kräftigeren Rippen und den breiten, glatten Vorder- und Hinterrand.

Monoceratina praevulsa KRISTAN-TOLLMANN n. sp.

(Taf. 4, Fig. 1a-c)

Derivatio nominis: Möglicherweise ein Vorläufer von *Monoceratina vulsa* (JONES & SHERBORN).

Holotypus: G Taf. 4, Fig. 1; Sammlungen der GBA – Nr. 1990/6/4.

Locus typicus: Kammerköhralm, Kapellenlift-Bergstation; Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1).

Stratum typicum: Bitumenmergel, Kössener Schichten, Rhät.

Diagnose: Längliches Gehäuse mit leicht konvex gewölbtem Dorsal- und Ventralrand, breit gerundetem Vorderende und gerundet spitzem Hinterende mit schrägem Ventralteil. Medianfläche flach herausgewölbt ohne Medianfurche, vorne von breitem, glattem und flachem Randsaum begrenzt. Hinterer Randsaum sehr schmal. Lateroventral etwa ab halber Länge der Medianfläche nach hinten allmählich ein Wulst entwickelt, der abrupt endet und deutlich abgesetzt ist. Kein Augenknoten entwickelt. Flache Grübchen-Skulptur, auf der Ventralfläche des lateroventralen Wulstes zusätzlich Längsrippen. Ein bis drei Längsrippen auch dorsomarginal.

Beschreibung: Kräftiges, längliches Gehäuse mit breit und gleichmäßig halbkreisförmig gerundetem Vorderende; langem, fast geradem, nur wenig konvex gewölbtem Dorsalrand; geradem bis kaum konvex gerundetem Ventralrand, der in breitem Bogen zum gerundet zugespitzten Hinterende hinaufschwingt. Die flach herausgewölbte, furchenlose Medianfläche ist vorne gegen den sie umrahmenden, breiten, doch ganz flachen Randsaum scharf abgegrenzt. Der hintere Randsaum hingegen ist ganz schmal und weniger markant abgesetzt. Aus der vorne wohl gerundeten ventralen Lateralwölbung der Medianfläche entwickelt sich etwa ab ihrer halben Länge allmählich ein ventraler Wulst, der gegen hinten abrupt endet und deutlich abgehoben ist, jedoch nicht in einer ausdrücklichen Spitze ausläuft. Das Hinterende ist ventral hinter dem Wulst kräftig eingedellt. Augenknoten konnte keiner beobachtet werden. Die Gehäuseoberfläche zeigt in der Medianregion eine flache, oft undeutliche (Erhaltung?) Grübchen-Skulptur, die im dorsalen Bereich auch von ein bis drei Längsrippen begleitet sein kann. Ebenso weist die Ventralregion des Lateroventralwulstes einige schwache Längsrippchen auf. Der breite Vorderrandsaum dürfte glatt sein.

Maße des Holotypus: Länge 0,45 mm, Höhe 0,275 mm.

Alter und Verbreitung: Bisher nur von den Bitumenmergeln der Typlokalität bekannt.

Beziehungen: Mit *Monoceratina vulsa* (JONES & SHERBORN, 1888) sensu TRIEBEL & BARTENSTEIN, 1938, aus dem Dogger, aber auch mit den so bezeichneten Exemplaren bei BATE & COLEMAN (1975) und RIEGRAF (1985) aus dem Lias scheint unsere Art verwandtschaftliche Beziehungen zu haben: Ähnlich ist der seitliche Umriß, der breite glatte Randsaum und die Grübchenskulptur. Zum Unterschied hat unsere Form aber einen gut entwickelten ventralen, hinten abgesetzten Lateralwulst mit ventralen Längsrippchen, keine Medianfurche, sowie ein breites abgerundetes Hinterende.
Die aus Kössener Schichten vom Weißloferbach bei Kössen bekannt gemachte *Monoceratina loferensis* URLICHS, 1972, hat gegenüber *M. praevulsa* einen abweichenden Umriß, einen breiten, schon vorne beginnenden Wall, eine breite und tiefe Medianfurche und eine wesentlich kräftiger ausgeprägte Grübchenskulptur.

Genus: *Kerocythere* KOZUR & NICKLAS, 1970
Subgenus: *Kerocythere* KOZUR & NICKLAS, 1970 – KRISTAN-TOLLMANN, 1972

Kerocythere (Kerocythere) hartmanni (BOLZ & KOZUR, 1971)

(Taf. 3, Fig. 9)

*1971 *Noricythere hartmanni* BOLZ & KOZUR n. sp. – in: BUNZA & KOZUR, S. 54, Taf. 7, Fig. 1, 4, 5; Taf. 8, Fig. 4, 7.
1980 *Kerocythere (Kerocythere) hartmanni* (BOLZ & KOZUR, 1971) – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN et al., S. 196, Taf. 11, Fig. 1–4 [mit Synonymieliste].

Bemerkungen: *K. hartmanni* ist vor allem eine typische Ostracode der Zlambachmergel, in denen sie nicht selten bis häufig auftritt, doch kommt sie auch in den gleich alten Kössener Mergeln, allerdings wesentlich seltener, vor (vgl. M. URLICHS, 1972, S. 686). In unseren Kössener Mergeln der Steinplatte ist die Art äußerst spärlich vertreten. Außer von zahlreichen Punkten in den Nördlichen Kalkalpen konnte sie auch in den Rhätmergeln vom Salzbrunnenprofil nahe Bagerabad bei Isfahan (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1980, S. 196) nachgewiesen werden. Die tethysweite Verbreitung zumindest der Gattung bis Misol (Indonesien) ist inzwischen ebenfalls erwiesen (KRISTAN-TOLLMANN & HASIBUAN, 1990).

Genus: *Hungarella* MEHES, 1911

Hungarella ? *martini* ANDERSON, 1964

(Taf. 4, Fig. 4; Taf. 9, Fig. 1, 4–6)

1951 Ostracode (800) – WICHER, S. 759, Taf. 1, Fig. 12, 13.
*1964 *Hungarella martini* sp. nov. – ANDERSON, S. 147, Taf. 13, Fig. 83–89.
1969 *Healdia* ? *tenuivirgata* n. sp. – WILL, S. 52, Taf. 1, Fig. 2.
1972 *Healdia martini* (ANDERSON, 1964) – URLICHS, S. 688, Taf. 3, Fig. 10–13.
1978 *Ogmoconcha martini* (Anderson, 1964) – BATE in BATE & ROBINSON (ed.), S. 182, Taf. 2, Fig. 9–11.
1980 *Hungarella* ? *martini* ANDERSON, 1964 – KRISTAN-TOLLMANN in KR.-TOLLM. et al., S. 197, Taf. 12, Fig. 8–11.

Bemerkungen: In unserem Material ist *H.* ? *martini* sowohl in den Bitumenmergeln als auch in den übrigen Proben der Kössener Mergel vertreten. Die Gehäuse variieren in der Länge und Höhe, keines der vorliegenden hat den Kaudalfortsatz am Hinterende der linken Klappe ausgebildet. Auch URLICHS (1972, S. 689), welcher zum ersten Mal diese Art aus Kössener Schichten beschreibt, weist darauf hin, daß bei seinen etwa 3000 Exemplaren der Kaudalfortsatz meist nicht erhalten (oder ursprünglich nicht vorhanden?) ist. Dieses so charakteristische Schalenmerkmal ist aber auch beim Typenmaterial von ANDERSON nicht immer vorhanden, wie Fig. 10, Taf. 2 in BATE (1978) zeigt, und zu dem er schreibt, es sei gewöhnlich („usually") ausgebildet. Gemeinsam ist aber beiden Klappen-Typen, jenen mit als auch jenen ohne Kaudalfortsatz, die typische „Fingerabdruck"-Skulptur auf der Schalenoberfläche.

Auch unsere Exemplare von der Steinplatte sind so schlecht erhalten, daß bei den Einzelklappen kein Muskelfeld untersucht werden konnte (vgl. URLICHS [1972, S. 689] und KRISTAN-TOLLMANN [1980, S. 197]). Die Gattungszugehörigkeit der Art bleibt also weiterhin offen.

Alter und Verbreitung: *H.* ? *martini* ist eine typische, oft häufig vorkommende Ostracode des Rhät. Sie ist faziesüberschreitend sowohl aus dem außeralpinen Rhät bekannt – England: Westbury Beds der Bohrung Plattlane, Whixall, Shropshire; NW-Deutschland: Oberkeuper der Bohrung Lehrte und Bohrung Hohne (bei Celle) – als auch aus dem alpinen Rhät der gesamten Tethys. Vom Westabschnitt der Tethys kennt man *H.* ? *martini* aus Kössener Schichten (Schwäbische Fazies und Kössener Fazies) der Typlokalität Kössen (Weißloferbach) in Tirol (Österreich). Nicht hingegen ist sie bis jetzt aus Zlambachmergeln der Ostalpen gemeldet worden. Der nächste, weit östlich gelegene Fundort ist das rhätische Salzbrunnen-Profil von Bagerabad bei Isfahan, Zentraliran, wo die Art ziemlich häufig in Mergellagen zwischen Korallenriffknospen-Kalken vorkommt. Schließlich ist auch noch ein neuer Fundpunkt vom Ostende der Tethys zu vermelden: Kettendredge-Proben vom Nordhang des Wombat-Plateaus am Nordrand des Exmouth Plateaus, Nordwestrand des Australien-Schelfs, enthielten in Rhätmergeln der Kössener Fazies ebenfalls *H.* ? *martini* (siehe KRISTAN-TOLLMANN & GRAMANN, in Druck).

Genus: *Ogmoconcha* TRIEBEL, 1941

Ogmoconcha amalthei (QUENSTEDT, 1858)

(Taf. 9, Fig. 3)

*1858 *Cypris amalthei* – QUENSTEDT, S. 164, 200, Taf. 24, Fig. 37a.
1950 *Ogmoconcha amalthei* (QUENSTEDT 1858) – TRIEBEL, S. 118, Taf. 1, Fig. 1–5; Taf. 2, Fig. 13–17.
1959 *„Ogmoconcha" amalthei* (QUENSTEDT) – APOSTOLESCU, S. 805, Taf. 1, Fig. 12, 13.
1967 *Ogmoconcha amalthei amalthei* (QUENSTEDT 1858) – DREYER, S. 497, Taf. 1, Fig. 2a–e.
1967 *Ogmoconcha amalthei* (QUENSTEDT, 1858) – DONZE, S. 74, Taf. 1, Fig. 9–12.
1975 *Ogmoconcha amalthei amalthei* (Quenstedt, 1858) – MICHELSEN, S. 225, Taf. 25, Fig. 391–394; Taf. 26, Fig. 397–399.
1980 *Ogmoconcha amalthei amalthei* (QUENSTEDT, 1858) – SIVHED, S. 53, Taf. 9, Fig. 86, 89, 91.

Bemerkungen: Diese Art mit dem charakteristischen Umriß variiert etwas in der Länge, und auch der Dorsalrand kann hinten steiler oder flacher abfallen. Gedrungenere, kürzere Formen wie jene aus unserem Material haben auch APOSTOLESCU (1959, Taf. 1, Fig. 12) und MICHELSEN (1975, Taf. 26, Fig. 397) abgebildet.

Alter und Verbreitung: Germanischer Lias von Nord- und Süddeutschland, Dänemark und Schweden, Frankreich. *O. amalthei* wird hier zum ersten Mal aus Kössener Schichten nachgewiesen.

Genus: *Ogmoconchella* GRÜNDEL, 1964

Ogmoconchella aspinata (DREXLER, 1958)

(Taf. 8, Fig. 3–11)

*1958 *Healdia aspinata* n. sp. – DREXLER, S. 505, Taf. 21, Fig. 5a–e; Taf. 25, Fig. 1–4.
1964 *Ogmoconchella aspinata* (DREXLER 1958) – GRÜNDEL, S. 470, Taf., Fig. 5–7.
1966 *Ogmoconchella aspinata* (DREXLER, 1958) – DONZE, S. 128, Taf. 6, Fig. 48–56.
1975 *Ogmoconchella aspinata* (Drexler, 1958) – MICHELSEN, S. 238, Taf. 31, Fig. 450; Taf. 33, Fig. 470–471 [mit Synonymieliste].

Bemerkungen: Unser Material stimmt mit den Typen von DREXLER gut überein, vor allem mit Fig. 5a, b von Taf. 21 und sehr gut mit Fig. 1 von Taf. 25, ganz besonders jedoch mit dem abgebildeten Material von DONZE (1966, Taf. 6, Fig. 48–56). Unsere Exemplare zeigen die selbe Variabilität im Seitenumriß, wie etwa Winkel und Länge des vorderen Dorsalrandes, Lage des dorsalen Kulminationspunktes, Lage des posterodorsalen Knicks der L, wie bei den Figuren auf Taf. 6 bei DONZE (1966) ersichtlich. Die Schalen sind glatt oder im hinteren Abschnitt mit kleinen Grübchen versehen.

Alter und Verbreitung: Germanischer Lias von Nord- und Süd-Deutschland, Dänemark, England und Frankreich. In unseren Kössener Mergeln verhältnismäßig häufig vertreten, hier zum ersten Mal abgebildet.

3.2. Mikro- und Nannoflora

3.2.1. Palynomorphen

An drei Proben der mergeligen Kössener Schichten der Aufschlußpunkte 2, 4 und 5 (Abb. 1) wurde der

mengenmäßig relativ reiche organische Rückstand nach der Probenaufbereitung für Palynomorphen untersucht. Dieser zeigt nur wenige und nahezu unbestimmbare, schlecht erhaltene Pollenkörner und organische Wandauskleidungen von Foraminiferen sowie auch noch wenig pflanzlichen Detritus, der z.T. aus schwarzem bzw. dunkelbraunem-opaken Kerogen besteht und z.T. aus hellbraunen durchscheinenden Cuticularesten. Der Detritus zeigt körnige amorphe Reste von sehr unterschiedlichen Korngrößen im Bereich 1–120 Mikron. Die Exinen der Pollenkörner weisen Löcher auf, die von herausgelösten Pyritkristallen herrühren und lassen keine Struktur- und Skulpturelemente erkennen. Folgende Pollen-Taxa konnten beobachtet werden: *Ovalipollis* sp., *Circulina* sp. (Einzelkörner und Tetraden) sowie saccate Pollenformen, trilete Sporen und eine unbestimmbare Form. Weiters finden sich Acritarchen (Aufschlußpunkt 5).

3.2.2. Kalkiges Nannoplankton

In einer Probe weicher bituminöser Kössener Mergel konnte auch nicht selten kalkiges Nannoplankton beobachtet werden, das schlechte Erhaltung aufweist und im wesentlichen auf zwei Taxa, nämlich *Prinsiosphaera triassica* und *Conusphaera zlambachensis*, beschränkt sein dürfte.

4. Bemerkungen zur Trias/Jura-Grenze

Das Relief der Kössener Schichten, aber auch des Oberrhätkalks erweist sich an vielen Stellen als verkarstet und von Lias-Rotkalken diskordant überlagert. An zwei Punkten wurde gemeinsam von Dr. M. NAZAROV (Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moskau) und H.L. die Grenze Kössener Schichten zu Lias-Rotkalken aufgegraben, wobei sich beide Grenzen als durch Winkeldiskordanz gestört erwiesen. Bislang deutet kein Indiz auf jüngeres Alter des „Oberrhätkalks" und der Kössener Schichten als „Rhät". Der älteste durch Ammoniten belegte Lias erwies sich als Hettangien.

5. Wünschenswerte weiterführende Untersuchungen

Künftige Geländearbeiten und analytische Untersuchungen in den Kössener Schichten des Kammerköhralm-Gebietes sollten u.a. folgende Zielsetzungen verfolgen:

- Detailierte Profil-Aufnahme mit Probennahme in den tieferen und höheren Kössener Schichten sowie in den eingeschalteten Patch-Reefs im Hinblick auf das Studium der ökologischen Verteilung von Foraminiferen- und Ostracoden-Assoziationen. In den Patch Reefs wäre ferner ein ökologisches (und systematisches) Studium der Riffbildner, insbesondere der Korallen, im Vergleich zu den Riff- bzw. riffoiden Entwicklungen der Steinplatte-Karbonatplattform erstrebenswert. Auch sind weitere Untersuchungen des kalkigen Nannoplanktons aktuell.
- Studium der Schwermineralspektren der feinklastischen Sedimente im Hinblick auf einen Vergleich mit gleichaltrigen Ablagerungen im tethyalen (z.B. Zlambachschichten) und germanischen Raum. Diesbezügliche Vergleiche aus paläogeographischer Sicht sind aufgrund des guten Kenntnisstandes der Foraminiferen- und Ostracoden- sowie auch der Korallenfaunen (div. Arbeiten von KRISTAN bzw. KRISTAN-TOLLMANN; RONIEWICZ, 1989) von aktuellem Interesse.
- Weitere geochemische, insbesondere organisch-geochemische, Untersuchungen – inklusive Isotope – von Kerogen und Bitumen verschiedener Faziesbereiche der tieferen und höheren Kössener Schichten lassen aufschlußreiche Indizien hinsichtlich ihrer Ablagerungs- und Diagenesebedingungen erwarten. Besondere Aufmerksamkeit sollte auch den diagenetischen Verhältnissen der Patch Reefs entgegengebracht werden, insbesondere auch einer eventuellen vadosen/marinen Zementationszyklik (MAZZULLO et al., 1990).
- Wie ein Teil des Schliffmaterials erkennen läßt, würden sich Säurelösproben von Kössener Kalken lohnen, um die nicht allzu selten nachweisbaren Holothurien-Sklerite und sandschaligen Foraminiferen artlich bestimmen zu können. Dies könnte u.U. auch der Schlüssel zur Klärung der Altersstellung der Hornsteinkalke des Aufschlußpunkts 3 (?Kössener „Sonderfazies" oder ?Scheibelbergkalk) sein.

Dank

Die Geländearbeiten, die dieser Veröffentlichung zugrunde liegen, wurden von der Geologischen Bundesanstalt aus Mitteln der Ergänzenden Grundlagenforschung sowie aus dem Rohstoffprojekt ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich" finanziert; dafür sei der Direktion der Geologischen Bundesanstalt ergebenst gedankt. Der Projektkoordinator (H. LOBITZER) dankt ferner allen Koautoren sehr herzlich für die engagierte Zusammenarbeit, die unter großem Zeitdruck aller Beteiligten vonstatten gehen mußte.

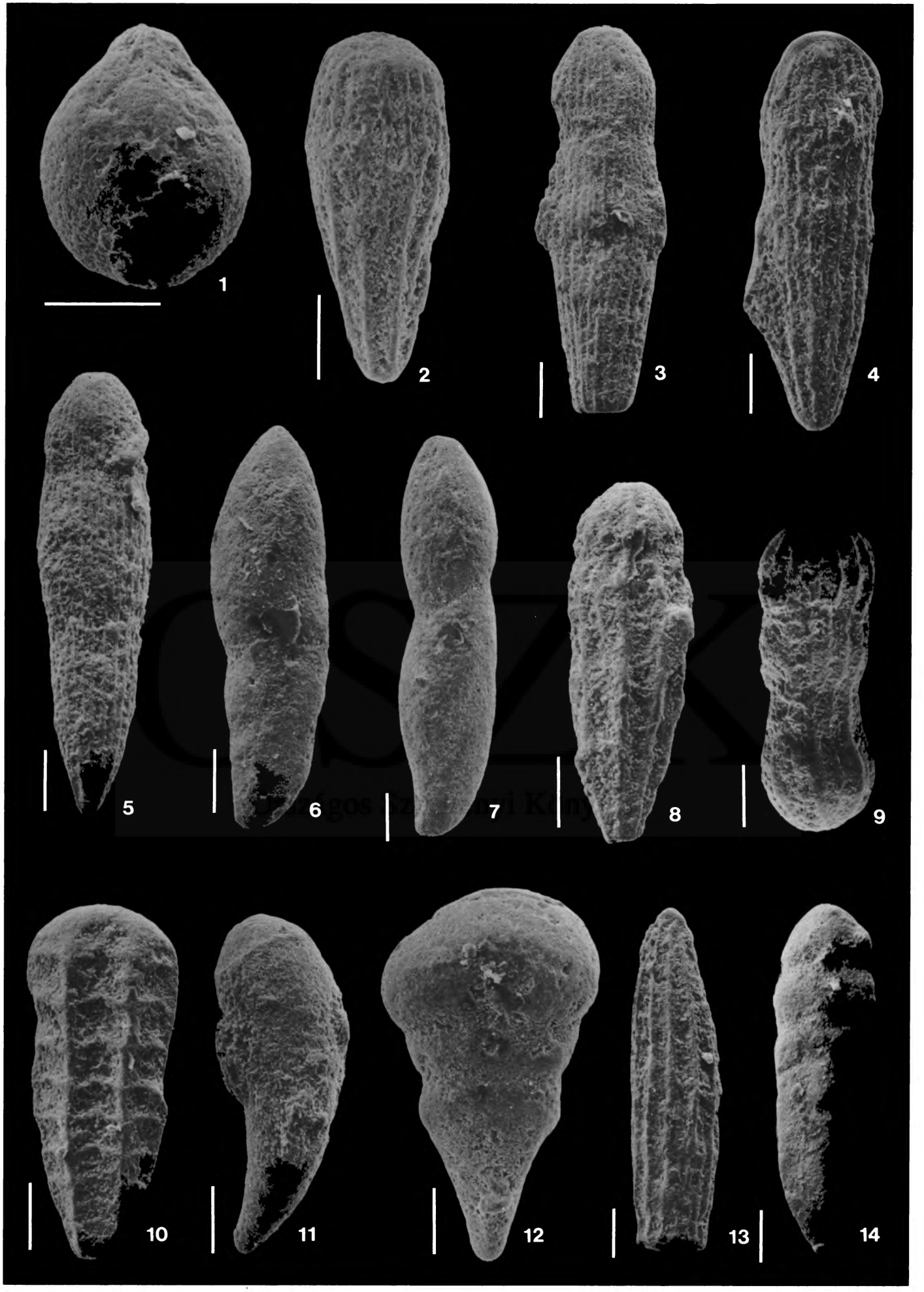
Tafel 1.

Rhät-Foraminiferen aus den Kössener „Bitumenmergeln“ bei der Bergstation des Kapellen-Schilifts (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Lagena globosa*** **WALKER & BOYS, 1784.**
Fig. 2: ***Pseudonodosaria oveyi*** **(BARNARD, 1953).**
Fig. 3–5: ***Pseudonodosaria plurimicostata*** **(KRISTAN-TOLLMANN, 1964).**
Fig. 6: ***Marginulina solida*** **TERQUEM, 1868.**
Fig. 7: ***Vaginulina flaccida*** **(SCHWAGER, 1865).**
Fig. 8: ***Pseudonodosaria holocostata*** **(KRISTAN-TOLLMANN, 1964).**
Fig. 9: ***Nodosaria fontinensis*** **TERQUEM, 1870.**
Fig. 10: ***Grillina grilli*** **KRISTAN-TOLLMANN, 1964.**
Fig. 11: ***Dentalina curva*** **LIEBUS, 1944.**
Fig. 12: ***Lingulina esseyana*** **DEECKE, 1886.**
Fig. 13: ***Nodosaria dolicha*** **KRISTAN-TOLLMANN, 1964.**
Jüngste Kammer.
Fig. 14: ***Frondicularia intumescens*** **BORNEMANN, 1854.**

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Tafel 2

Rhät-Foraminiferen und -Ostracoden aus den „Bitumenmergeln" der Kössener Schichten der Kapellen-Schilift-Bergstation (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Tetrataxis inflata*** **KRISTAN, 1957.**
Jugendform ventral.

Fig. 2: ***Diplotremina placklesiana*** **KRISTAN-TOLLMANN, 1960.**
Jugendform dorsal.

Fig. 3: ***Paracypris tabulasaxensis*** **?.**
Sehr frühe Larve, G von links.

Fig. 4– 7: ***Paracypris tabulasaxensis*** **n.sp.**
Frühe Larven.
Fig. 4–5: Gehäuse von links.
Fig. 6: Gehäuse von rechts.
Fig. 7: Gehäuse von oben.

Fig. 8–10: ***Paracypris loferensis*** **n.sp.**
Fig. 8: Larve, G von links.
Fig. 9: Gehäuse von rechts, frühe Larve.
Fig. 10: Holotypus, G von links.

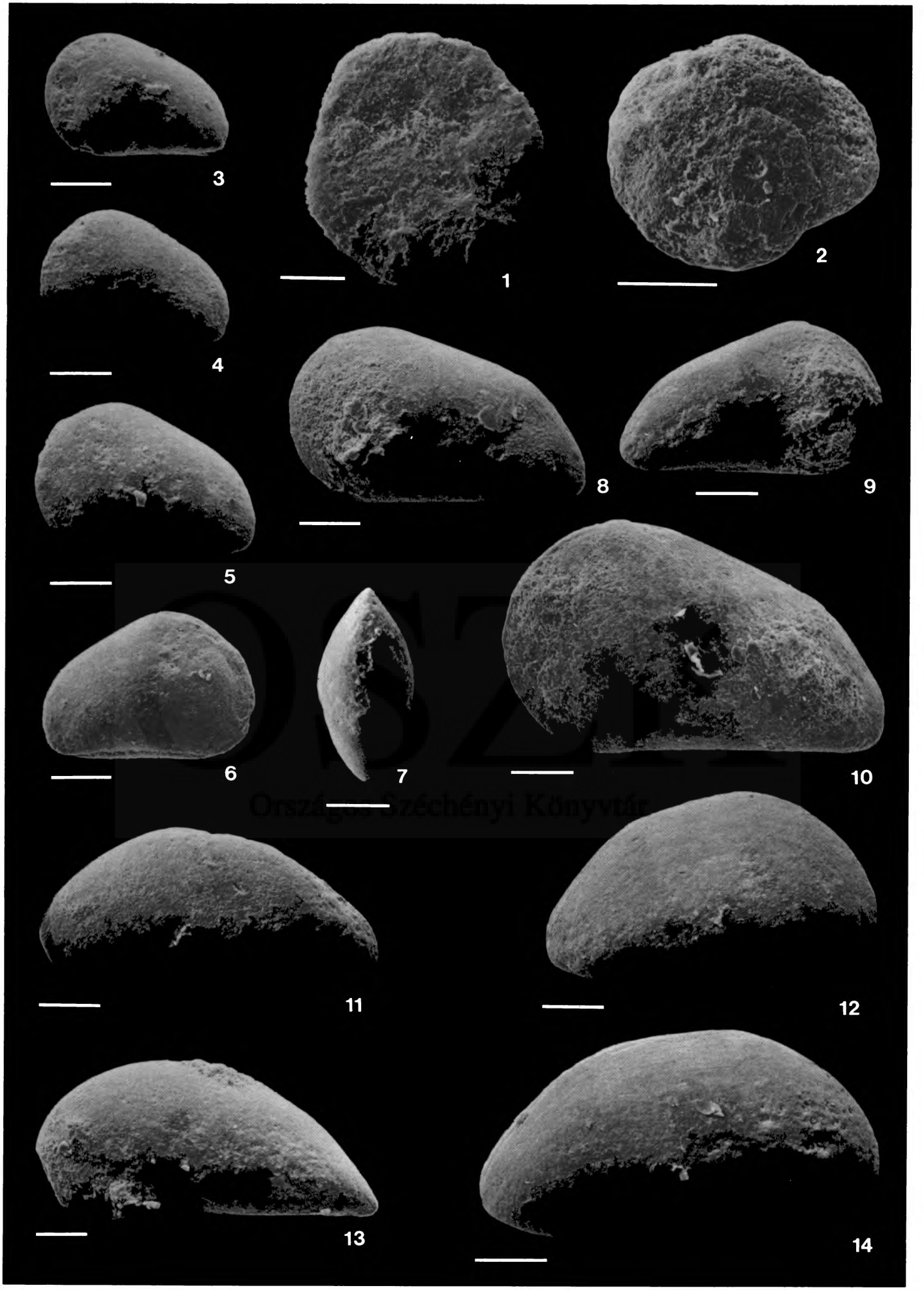
Fig. 11: ***Pontocypris*** **? sp.**
Linke Klappe.

Fig. 12: ***Paracypris*** **aff.** ***redcarensis*** **(BLAKE, 1876).**
Von rechts.

Fig. 13: ***?Triassocypris pusilla*** **(KOZUR, 1968).**
Gehäuse von links.

Fig. 14: ***Pseudomacrocypris*** **cf.** ***subtriangularis*** **MICHELSEN, 1975.**
Gehäuse von links.

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar. Der Maßstab bei Fig. 10 gilt auch für Fig. 3–10 und Fig. 12.



Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 3

Rhät-Ostracoden aus den „Bitumenmergeln" der Kössener Schichten der Kammerköhralm (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Nodobairdia* ? sp.**
Larve, linke Klappe

Fig. 2: ***Isobythocypris elongata* (BLAKE, 1876).**
G von links.

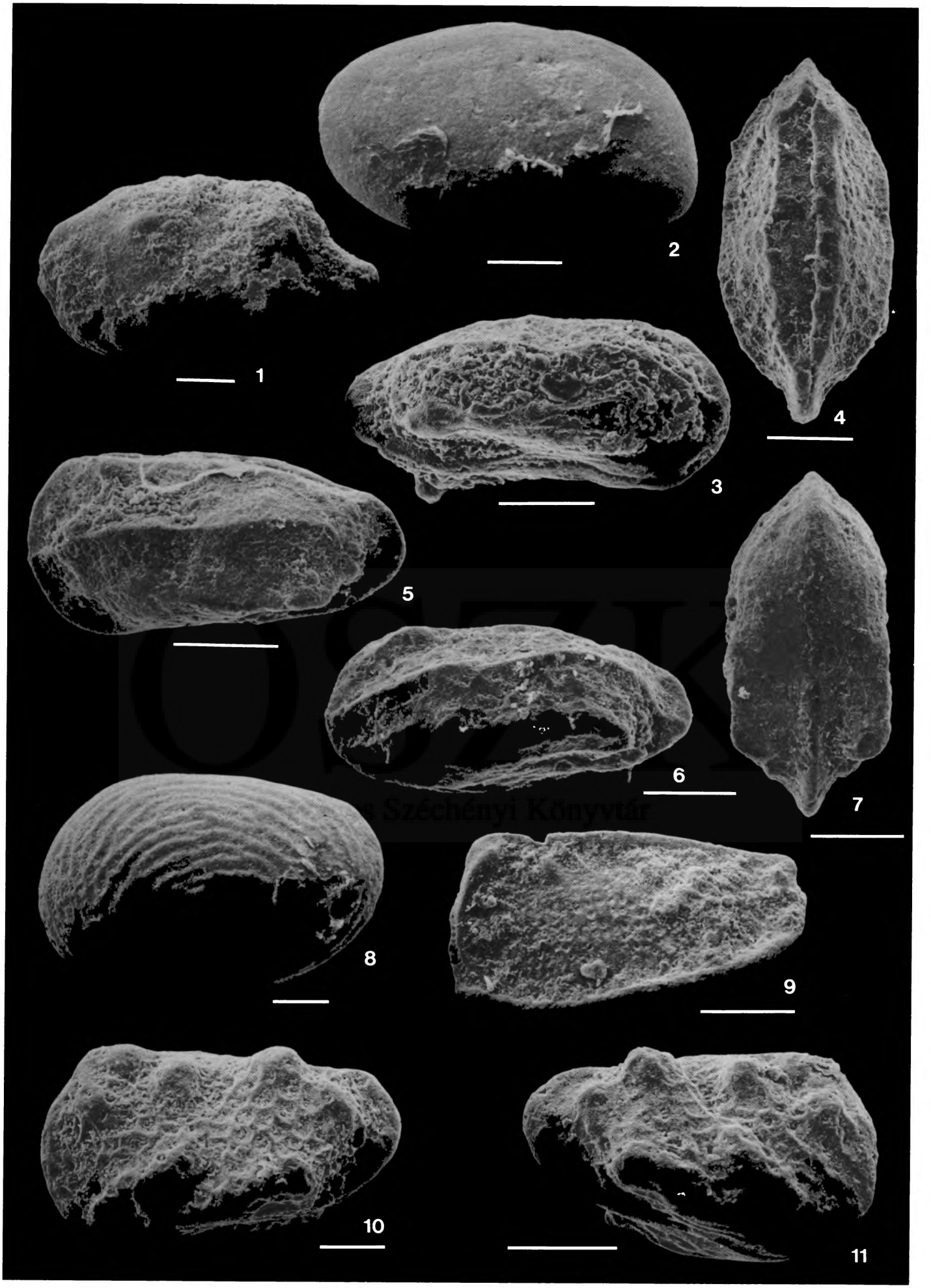
Fig. 3– 7: ***Movschovitschia norica* BOLZ & KOZUR, 1971.**
Fig. 3: Larvales Gehäuse von rechts, ventral angehoben.
Fig. 4: Larvales Gehäuse von oben.
Fig. 5: Larvales Gehäuse von links.
Fig. 6: G von links, ventral etwas angehoben.
Fig. 7: G von unten.

Fig. 8: ***Simeonella* sp.**
G von links.

Fig. 9: ***Kerocythere (Kerocythere) hartmanni* (BOLZ & KOZUR, 1971).**
Linke Klappe.

Fig. 10,11: ***Judahella (Judahella) andrusovi* KOZUR & BOLZ, 1971.**
Fig. 10: G von links.
Fig. 11: G von rechts, ventral etwas angehoben.

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.



OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 4

Rhät-Ostracoden aus den „Bitumenmergeln" der Kössener Schichten von der Kapellen-Schilift-Bergstation (Aufschlußpunkt 4; Abb. 1).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Monoceratina praevulsa* n.sp.**
Holotypus, G von links.
1a: G ventral stark angehoben.

Fig. 2: ***Monoceratina* cf. *vulsa* (JONES & SHERBORN, 1888).**
G von links.

Fig. 3: ***?Procytheridea bernierensis* APOSTOLESCU, 1959.**
G von links.

Fig. 4: ***Hungarella ? martini* ANDERSON, 1964.**
G von rechts.

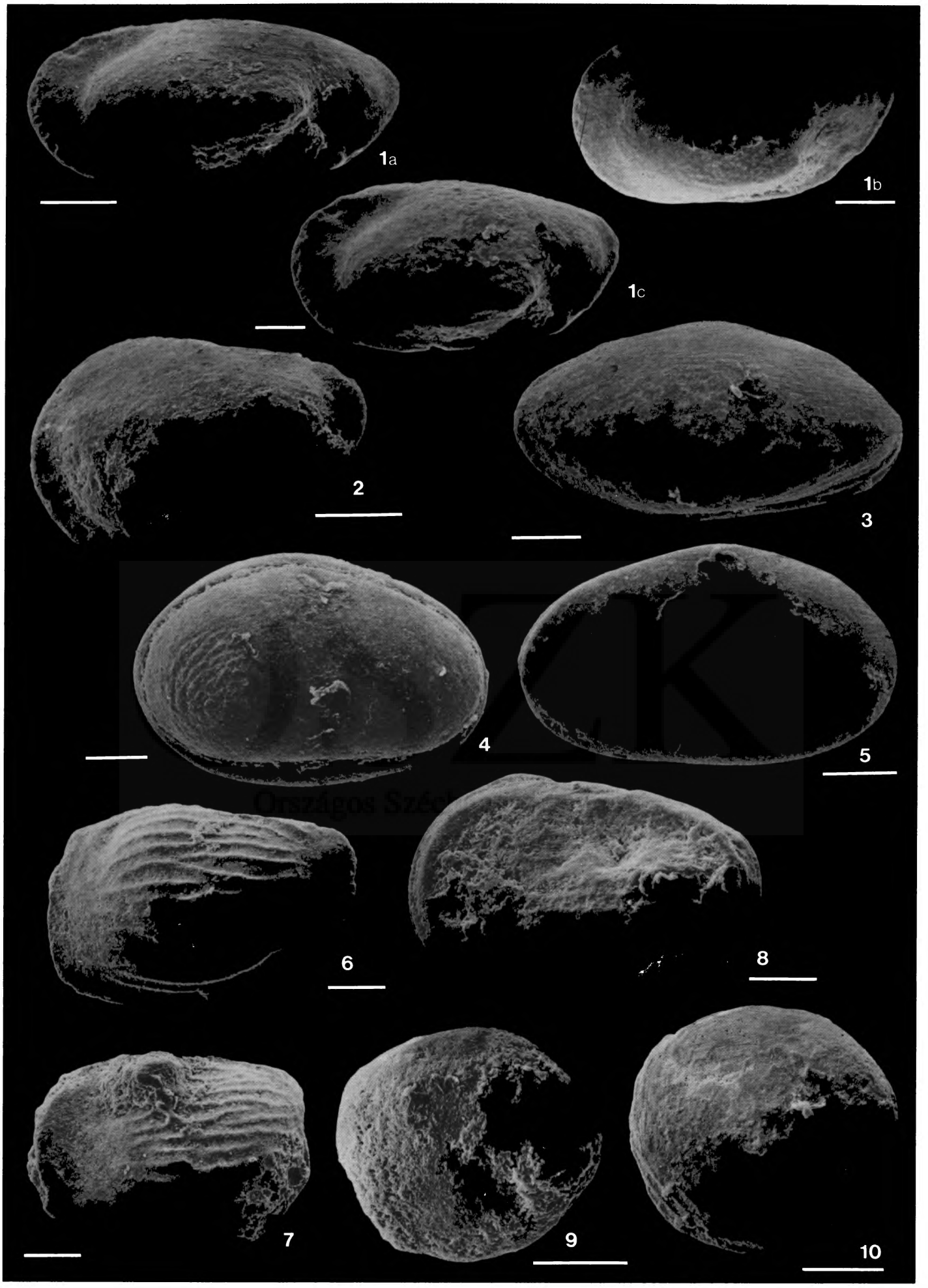
Fig. 5: ***Ogmoconchella ? moorei* (JONES, 1894).**

Fig. 6,7: ***Monoceratina lobitzeri* n.sp.**
Fig. 6: Holotypus, G von links.
Fig. 7: Paratypoid, G von links, Hinterende beschädigt.

Fig. 8: ***Leviella fraterna valida* (BOLZ, 1970).**
Sehr frühe Larve.

Fig. 9,10: ***Polycope pelta* FISCHER, 1961.**

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.


1a
1b
1c
2
3
4
5
6
8
7
9
10

Tafel 5

Rhät-Foraminiferen aus Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils, Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 2; Abb. 1,2).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Glomospira gordialis*** **(JONES & PARKER, 1860).**
Probe 77/87.

Fig. 2: ***Glomospirella shengi*** **HO, 1959.**
Probe 77/54.

Fig. 3: ***Ladinosphära ? subcircularis*** **KRISTAN-TOLLMANN 1964.**
Probe 77/87.

Fig. 4: ***Berthelinella rhaetica*** **KRISTAN-TOLLMANN, 1970.**
Probe 77/63.

Fig. 5,6: ***Dentalina curva*** **LIEBUS, 1944.**
Probe 77/86.

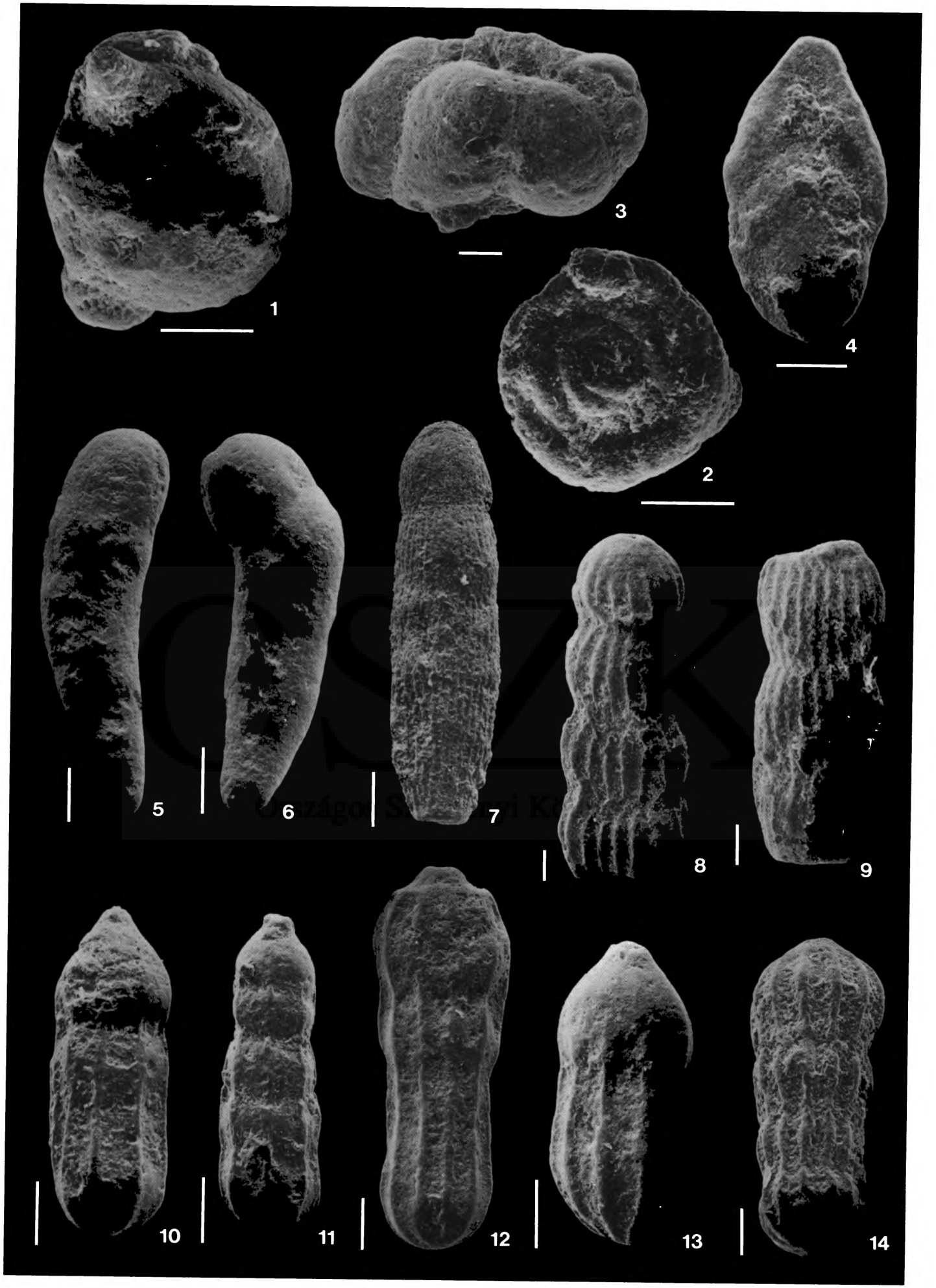
Fig. 7: ***Pseudonodosaria plurimicostata*** **(KRISTAN-TOLLMANN, 1964).**
Probe 77/81.

Fig. 8,9: ***Nodosaria raphanistriformis*** **(GÜMBEL, 1862).**
Probe 77/87.
Fig. 8: Die drei vorletzten Kammern flachgedrückt.
Fig. 9: Bruchstück ohne Anfangs- und Endkammern.

Fig. 10–13: ***Nodosaria metensis robusta*** **BARNARD, 1950.**
Fig. 10: Probe 77/85.
Fig. 11: Probe 77/63.
Fig. 12,13: Probe 77/87.

Fig. 14: ***Nodosaria fontinensis*** **TERQUEM, 1870.**
Probe 77/52.

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.


1
3
4
2
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Tafel 6

Rhät-Foraminiferen aus Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils, Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 2; Abb. 1,2).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Lingulina tenera pupa* (TERQUEM, 1866).**
Probe 77/79.

Fig. 2,6: ***Lingulina tenera tenera* BORNEMANN, 1854.**
Fig. 2: Probe 77/52.
Fig. 6: Probe 77/79.

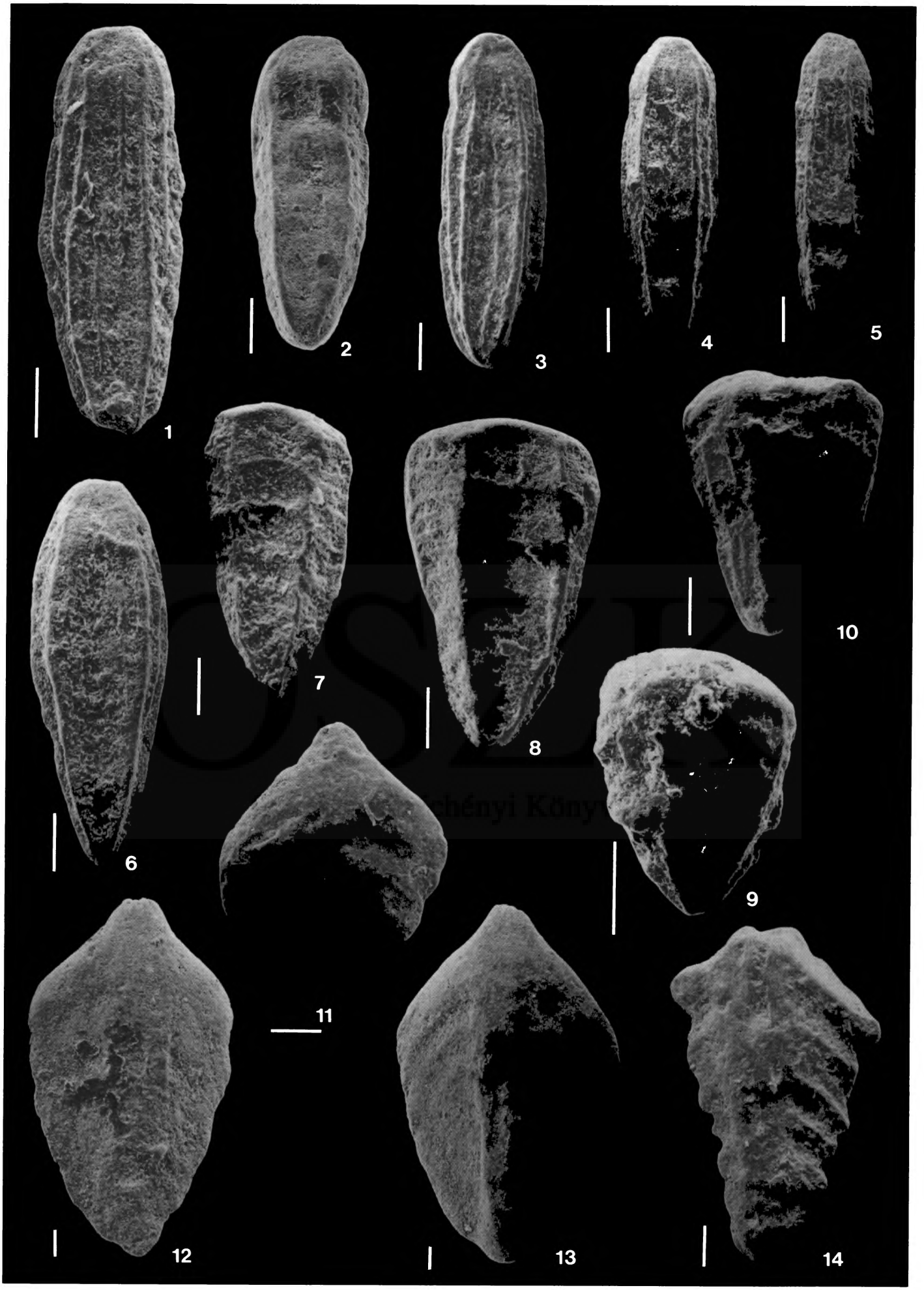
Fig. 3– 5: ***Lingulina tenera concosta* KRISTAN-TOLLMANN, 1964.**
Fig. 3,4: Probe 77/63.
Fig. 5: Probe 77/54.

Fig. 7,8: ***Grillina grilli* KRISTAN-TOLLMANN, 1964.**
Fig. 7: Probe 77/54.
Fig. 8: Probe 77/87.

Fig. 9,10: ***Lingulina lingua* KRISTAN-TOLLMANN, 1964.**
Fig. 9: Probe 77/63.
Fig. 10: Probe 77/85.

Fig. 11–14: ***Frondicularia rhaetica* KRISTAN-TOLLMANN, 1964.**
Fig. 11: Jugendform, Probe 77/87.
Fig. 12,13: Probe 77/83.
Fig. 14: Charakteristische Erhaltung bei starker Abwitterung; Probe 77/89.

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Tafel 7

Rhät-Ostracoden aus Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils, Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 2; Abb. 1,2).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Paracypris tabulasaxensis* n.sp.**
Holotypus, G von links.
Probe 77/79.

Fig. 2–4: ***Isobythocypris elongata* (BLAKE, 1876).**
Fig. 2: G von links; Probe 77/79.
Fig. 3,4: G von rechts, frühe Larven; Probe 77/54.

Fig. 5: ***Pontocypris* ? sp..**
Linke Klappe; Probe 77/81.

Fig. 6: ***Pseudomacrocypris* cf. *subtriangularis* MICHELSEN, 1975.**
G von links.
Probe 77/81.

Fig. 7: ***Pseudomacrocypris* sp.**
G von rechts, Larve.
Probe 77/79.

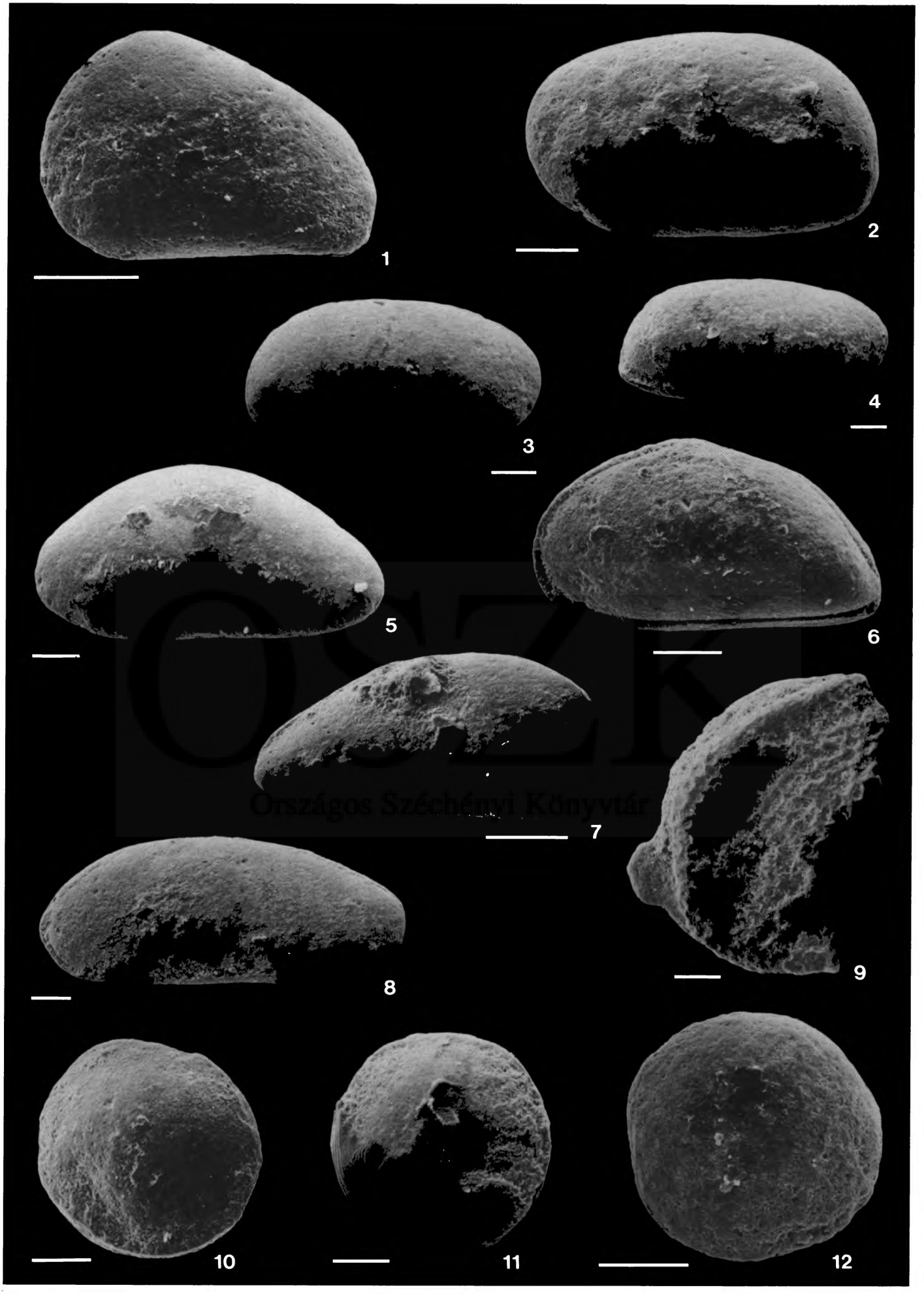
Fig. 8: ***Fabalicypris triassica* BOLZ, 1971.**
G von rechts.
Probe 77/81.

Fig. 9: ***Carinobairdia alpina* KOLLMANN, 1963.**
Linke Klappe, Bruchstück.
Probe 77/81.

Fig. 10,11: ***Polycope pelta* ?**
Fig. 10: Probe 77/52.
Fig. 11: Probe 77/89.

Fig. 12: ***Polycope pelta* FISCHER, 1961.**
Probe 77/81.

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.



Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 8

Rhät-Ostracoden aus Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils, Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 2; Abb. 1,2).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1,2: ***Triceratina fortenodosa* (URLICHS, 1972).**
Fig. 1: Larve, linke Klappe; ventral beschädigt; Probe 77/52.
Fig. 2: Linke Klappe, Bruchstück; Probe 77/65.

Fig. 3–11: ***Ogmoconchella aspinata* (DREXLER, 1958).**
Fig. 6: Probe 77/52, alle anderen Probe 77/65.
Fig. 3: Linke Klappe von innen.
Fig. 4,6,9: Linke Klappe von außen.
Fig. 5,8: Rechte Klappe von außen.
Fig. 7,10: Gehäuse von rechts.
Fig. 11: Gehäuse von oben (etwas schräg).

Fig. 12,13: ***Ogmoconchella ellipsoidea* (JONES, 1872).**
Fig. 12: Gehäuse von links; Probe 77/83.
Fig. 13: Gehäuse von rechts; Probe 77/52.

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 9

Rhät-Ostracoden und -Echinodermen aus Kössener Mergeln des Köhrgatterl-Profils, Steinplatte, Tirol (Aufschlußpunkt 2; Abb. 1,2).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1,4–6: ***Hungarella ? martini* Anderson, 1964.**
Fig. 1,4: G von links; Probe 77/52.
Fig. 5: Rechte Klappe; Probe 77/65.
Fig. 6: G von links; Probe 77/63.

Fig. 2: ***Movschovitschia norica* Bolz & Kozur, 1971.**
G von links; Probe 77/81.

Fig. 3: ***Ogmoconcha amalthei* (Quenstedt, 1858).**
Linke Klappe; Probe 77/54.

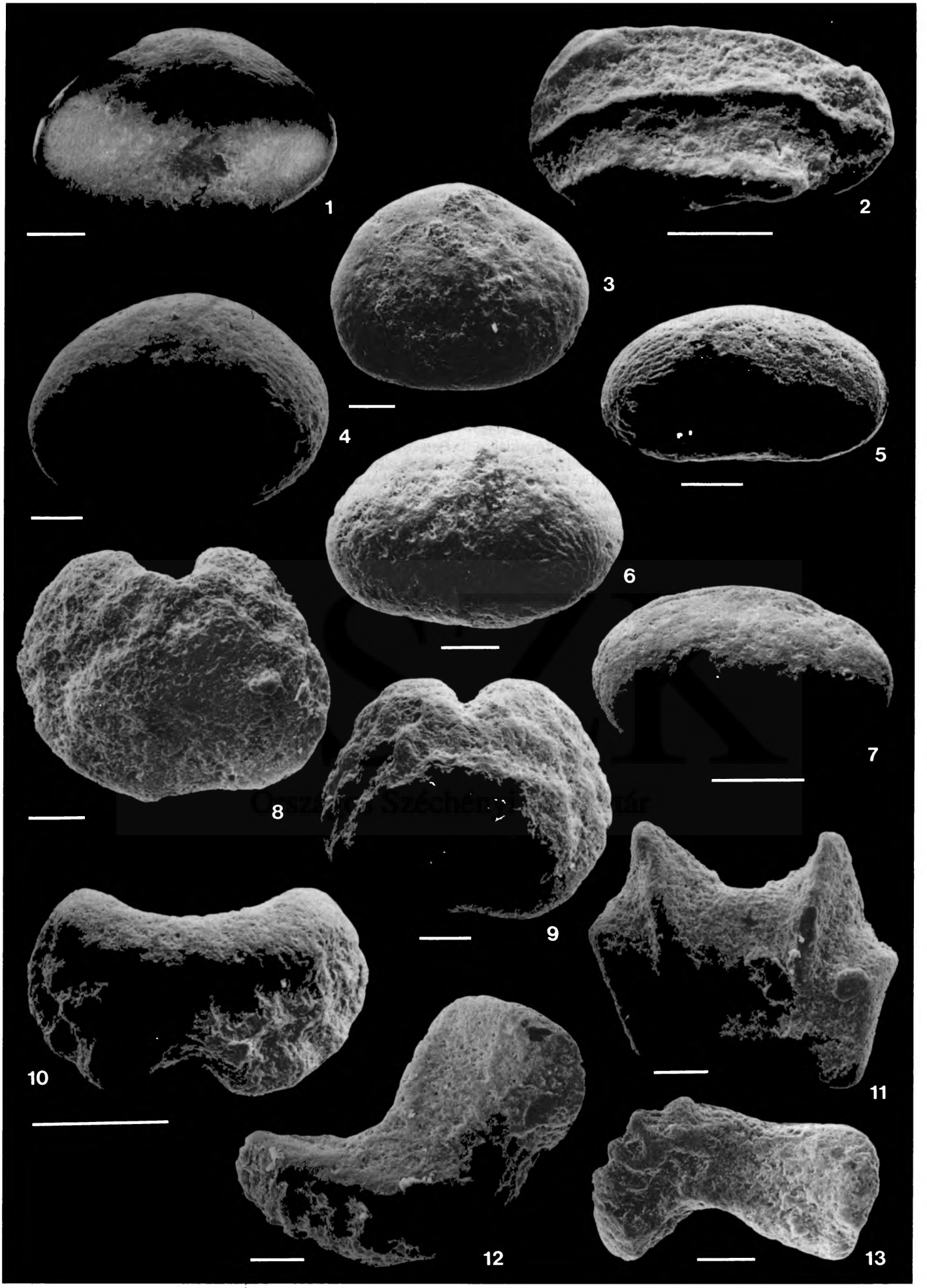
Fig. 7: ***Ogmoconchella gruendeli* Malz, 1971.**
G von rechts; Probe 77/63.

Fig. 8–10: **Asteriden-Terminalplatten.**
Aboralansicht.
Fig. 8,10: Probe 77/85.
Fig. 9: Probe 77/79.

Fig. 11: **Holothurien-Schlundringplättchen.**
Probe 77/89.

Fig. 12,13: ***Ophioflabellum cristatum* Kristan-Tollmann, 1979.**
Ophiuren-Lateralschilde aus dem distalen Armbereich.
Fig. 12: Probe 77/89.
Fig. 13: Mergelschicht; Probe 77/52.

Der Maßstab-Balken stellt jeweils 100 µm dar.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Allgemeine Literatur

ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach (Roß- und Buchsteingebiet bei Lenggries). – Geol. Bavarica, **17**, 89–98, München 1953.

FLÜGEL, E.: Die Steinplatte (Oberrhätkalk) bei Waidring/Tirol: Kein Riff-Modell. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 28–29, Innsbruck 1989.

GOLEBIOWSKI, R.: Neue Misikellen-Funde (Conodonta) und ihre Bedeutung für die Abgrenzung des Rhät s. str. in den Kössener Schichten. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **195**, 53–65, Wien 1986.

GÖKDAG, H.: Sedimentpetrographische und isotopenchemische (^{18}O, ^{13}C) Untersuchungen im Dachsteinkalk (Obernor-Rät) der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. Univ. Marburg, 156 S., Marburg /L. 1974.

HAHN, F.F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. I. Teil. – Jb. Geol. R.-A., **60**, 311–420, Wien 1910.

KACHROO, R.K.: Uppermost Triassic Conodonts from the Kössen Formation of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 665–676, Wien 1989.

KLEBELSBERG, R.v.: Geologie von Tirol. – VII + 872 S., Berlin (Borntraeger) 1935.

KÖSTER, J.: Organische Geochemie und Organo-Petrologie kerogenreicher Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Nor) der Nördlichen Kalkalpen. – Clausthaler Geowiss. Diss., H. **36**, 262 S., Clausthal-Zellerfeld 1989.

KUSS, J.: Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Bekken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **9**, 61–172, Erlangen 1983.

LOBITZER, H.: The Steinplatte Carbonate Platform/Basin-Complex (Norian/"Rhaetian"), Northern Calcareous Alps. – Abh. Geol. B.-A., **34**, 294–299, Wien 1980.

LOBITZER, H., KODINA, L.A., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R.: Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine – Ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **15**, 85–107, Innsbruck 1988.

LOBITZER, H., SOLTI, G. et al.: Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser und kerogenreicher Gesteine Österreichs (Arbeitstitel). – Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn, II. Band (in Vorbereitung).

MAZZULLO, S.J. BISCHOFF, W.D. & LOBITZER, H.: Diagenis of radiaxial fibrous calcites in a subunconformity, shallow-burial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria. – Sedimentology, **37**, 407–425, Amsterdam 1990.

MOJSISOVICS, E.v.: Die Umgebungen von Waidring und Fieberbrunn (Pillersee) in Nordtirol. – Verh. Geol. R.-A., Jg. **1869**, 277–279, Wien 1869.

OHLEN, H.R.: The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. – PHD-Thesis Univ. Princeton, 122 p., Princeton, N.J. 1959.

PILLER, W.E.: The Steinplatte Reef Complex, part of an Upper Triassic carbonate platform near Salzburg (Austria). – In: D.F. TOOMEY (Ed.): European fossil Reef Models. – Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ., **30**, 261–290, Tulsa 1981.

PILLER, W.E. & LOBITZER, H.: Die obertriadische Karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1979**, 171–179, Wien 1979.

RONIEWICZ, E.: Triassic scleractinian corals of the Zlambach Beds, Northern Calcareous Alps, Austria. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **126**, 152 p., Wien 1989.

SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50. 000, Blatt 197 Kötschach. – Wien (Geol. B.-A.) 1985.

SOLTI, G., LOBITZER, H. (Projektleiter) et al.: Aufsuchung von Alginit in Österreich. Bericht 1986 über die österreichisch-ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Forschung. – VIII + 176 S., Unveröff. Bericht, Budapest – Wien (MAFI/Geol. B.-A.) 1987.

STANTON, R.J.jr. & FLÜGEL, E.: Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte "Reef" (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – Facies, **20**, 1–138, Erlangen 1989.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band II: Außerzentralalpiner Anteil. – XV + 710 S., Wien (Deuticke) 1985.

VORTISCH, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil. – Jb. Geol. B.-A., **76**, 1–64, Wien 1926.

ZANKL, H.: Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. – In: G. MÜLLER (Ed.): Sedimentology of Central Europe, Guidebook. – 147–185, Frankfurt (Kramer) 1971.

Ostracoden-Literatur

ANDERSON, F. W.: Rhaetic Ostracoda. – Bull. geol. Surv. Great Britain, **21**, 133–174, Taf. 8–15, London 1964.

APOSTOLESCU, V.: Ostracodes du Lias du Bassin de Paris. – Rev. Inst. franç. Pétrol., **14**, 795–826, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 1–4, Paris 1959.

BATE, R. H. & COLEMAN, B. E.: Upper Lias Ostracoda from Rutland and Huntingdonshire. – Bull. geol. Surv. Great Britain, **55**, 1–42, 18 Abb., 1 Tab., 15 Taf., London 1975.

BATE, R. H., LORD, A. & RIEGRAF, W.: Jurassic Ostracoda from Leg 79, Site 547. – In: HINZ, K., WINTERER, E. L. et al.: Init. Repts. DSDP, **79**, 703–710, 1 Tab., 5 Taf., Washington (U. S. Governm. Printing Office) 1984.

BATE, R. H. & ROBINSON, E. (Hrsg.): A stratigraphical index of British Ostracoda. – XIII, 538 S., zahlr. Abb., Tab., Taf., Liverpool (Seel House Press) 1978.

BIZON, J.-J.: Sur quelques ostracodes du Lias du Bassin Parisien. – Rev. Micropal., **2**, 203–211, 3 Taf., Paris 1959.

BOLZ, H.: Einige *Cytherelloidea*-Arten (Ostrac.) aus der alpinen Obertrias. – Senckenbergiana lethaea, **51**, 239–263, 6 Abb., 2 Taf., Frankfurt/Main 1970.

BOLZ, H.: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden, 1: Ostrakoden der Zlambach-Schichten, besonders Bairdiidae. – Ebenda, **52**, 129–283, 34 Abb., Taf. 1–16, Frankfurt/Main 1971.

BUNZA, G. & KOZUR, H.: Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, H. 2, 1–76, Photo-Taf. 1–8, Falttaf. 1–3, Innsbruck 1971.

DONZE, P.: Ostracodes de l'Hettangien entre Aubenas et Privas (Ardèche). – Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Lyon, n. s. **13**, 121–139, 2 Tab., Taf. 5–7, Lyon 1966.

DONZE, P.: Les ostracodes du sondage de Laneuveville-Devant-Nancy (Lotharingien de la région type). – Sciences de la Terre, **12**, 71–92, 1 Tab., 4 Taf., Nancy 1967.

DONZE, P.: Espèces nouvelles d'Ostracodes du Lias inférieur normand. – Bull. Soc. Linn. Normandie, (10) **9** (1968), 78–87, 2 Taf., Rouen 1969.

DREXLER, E.: Foraminiferen und Ostracoden aus dem Lias alpha von Siebeldingen/Pfalz. – Geol. Jb., **75**, 475–554, 25 Abb., Taf. 20–27, Hannover 1958.

DREYER, E.: Mikrofossilien des Rät und Lias von SW-Brandenburg. – Jb. Geol., **1** (1965), 491–531, 1 Tab., Taf. 1–9, Berlin 1967.

FISCHER, W.: Neue Arten der Ostracoden-Gattung Polycope SARS 1865 aus dem oberen Lias (Württemberg). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1961**, 497–501, 1 Abb., Stuttgart 1961.

GRÜNDEL, J.: Zur Gattung Healdia (Ostracoda) und zu einigen verwandten Formen aus dem unteren Jura. – Geologie, **13**, 456–477, 7 Abb., 7 Tab., 1 Taf., Berlin 1964.

HERRIG, E.: Weitere glattschalige Ostrakoden aus dem Lias von Thüringen. – Z. geol. Wiss., **7**, 1343–1361, 10 Abb., Taf. 1–2, Berlin 1979.

HERRIG, E.: Die Gattung *Ogmoconcha* TRIEBEL, 1941 (Ostracoda) im Lias von Thüringen. – Z. geol. Wiss., **9**, 207–219, 1 Abb., Taf. 1–3, Berlin 1981a.

HERRIG, E.: Die *Ogmoconchella*-Arten (Ostracoda) im Lias von Thüringen. – Ebenda, **9**, 561–579, 6 Abb., Taf. 1–3, Berlin 1981b.

HERRIG, E.: Die polycopen Ostrakoden aus dem thüringischen Lias. – Ebenda, **9**, 675–696, 4 Abb., Taf. 1–5, Berlin 1981c.

JONES, T. R.: On the Rhaetic and some Liassic Ostracoda of Britain. – Quart. J. geol. Soc. London, **50**, 156–169, Taf. 9, London 1894.

KOZUR, H.: Neue Ostracoden aus dem Röt und Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens. – Mon.ber. dt. Akad. Wiss. Berlin, **10**, 498–519, 6 Abb., Taf. 1–3, Berlin 1968.

KOZUR, H.: Neue Ostracoden aus der germanischen Mittel- und Obertrias. – Geologie, **19**, 434–455, 6 Abb., Taf. 1–4, Berlin 1970.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Beobachtungen zur Trias am Südostende der Tethys – Papua/Neuguinea, Australien, Neuseeland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1986** (4), 201–222, 7 Abb., Stuttgart 1986.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & GRAMANN, F.: Paleontological evidence for Triassic age of rocks dredged from the Northern Exmouth Plateau (Tethyan foraminifers, echinoderms and ostracods). – Proc. ODP, Sci. Results, **122**, 5 Abb., 1 Tab., 4 Taf., im Druck.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & HASIBUAN, F.: Ostracoden aus der Obertrias von Misol (Indonesien). – Mitt. österr. geol. Ges., **82** (1989), 173–181, 2 Taf., Wien 1990.

KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. I. Revision der Triasgliederung, Rhätfazies im Raum von Isfahan und Kössener Fazieseinschlag bei Waliabad SE Abadeh. – Ebenda, **70**, 119–186, 17 Abb., 1 Tab., 5 Taf., Wien 1979.

KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A.: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. II. Zur Rhätfauna von Bagerabad bei Isfahan (Korallen, Ostracoden). – Ebenda, **73**, 163–235, 11 Abb., 13 Taf., Wien 1980.

MALZ, H.: Zur Taxonomie „glattschaliger" Lias-Ostracoden. – Senckenbergiana lethaea, **52**, 433–455, 4 Abb., Taf. 1–5, Frankfurt/Main 1971.

MICHELSEN, O.: Lower Jurassic biostratigraphy and ostracods of the Danish Embayment. – Danmarks geol. undersøg., (2) **104**, 287 S., 45 Abb., 13 Tab, 42 Taf., København 1975.

OERTLI, H. J. (Hrsg.): Atlas des Ostracodes de France (Paléozoïque – Actuel). – Mém. Elf-Aquitaine, **9**, 396 S., 45 Abb., 16 Tab., 116 Taf., Pau 1985.

OHM, H. H.: Ostracoden. – 99–120, Abb. 13, Taf. 21–24. In: FISCHER, R., JÄGER, M. et al.: Paläontologie einer epikontinentalen Lias-Schichtfolge: Oberes Sinemurium bis Oberstes Domerium von Empelde bei Hannover. – Facies, **15**, 53–176, 14 Abb., Taf. 14–30, Erlangen 1986.

RIEGRAF, W.: Neue Ostracoden-Arten aus dem Oberen Pliensbachium und Unteren Toarcium Südwestdeutschlands und Südfrankreichs. – Stuttgarter Beitr. Naturkd., Ser. B, **104**, 1–19, 2 Abb., 2 Taf., Stuttgart 1984.

RIEGRAF, W.: Mikrofauna, Biostratigraphie und Fazies im Unteren Toarcium Südwestdeutschlands etc. – Tübinger mikropaläont. Mitt., **3**, 232 S., 33 Abb., 12 Taf., Tübingen 1985.

SIVHED, U.: Lower Jurassic Ostracodes and Stratigraphy of Western Skåne, Southern Sweden. – Sveriges geol. undersök., ser. Ca, Avh. 14 :0, Nr. 50, 85 S., 39 Abb., 12 Taf., Uppsala 1980.

SOHN, I. G.: Triassic Ostracodes from Makhtesh Ramon, Israel. – Bull. geol. Surv. Israel, **44**, 71 S., 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Jerusalem 1968.

TATE, R. & BLAKE, J. F.: The Yorkshire Lias. – 475 S., 19 Taf., 1 Kt., London (J. v. Voorst) 1876.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – XV, 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976.

TRIEBEL, E.: Die taxonomische Stellung der Ostracoden-Gattung *Ogmoconcha* und der Lectotypus von *O. amalthei*. – Senckenbergiana, **31**, 113–120, Taf. 1–2, Frankfurt/Main 1950.

TRIEBEL, E. & BARTENSTEIN, H.: Die Ostracoden des deutschen Juras. 1. *Monoceratina*-Arten aus dem Lias und Dogger. – Senckenbergiana, **20**, 502–518, 3 Taf., Frankfurt/Main 1938.

URLICHS, M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21** (1972), 661–710, 8 Abb., Taf. 1–4, 1 Beil.-Taf., Innsbruck 1973.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 193–219	Wien, September 1991	1. rész	pp. 193–219	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Karnische Ostracoden und Conodonten der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn)

Von EDITH KRISTAN-TOLLMANN, JÁNOS HAAS & SÁNDOR KOVÁCS*)

Mit 4 Abbildungen, 1 Tabelle und 5 Tafeln

Ungarn
Transdanubisches Mittelgebirge
Lithostratigraphie
Mikrofauna
Ostracoden
Conodonten

Inhalt

Zusammenfassung ... 193
Összefoglalás ... 194
Abstract ... 194
1. Einleitung ... 194
2. Lithostratigraphie (J. HAAS) ... 195
2.1. Hornsteinkalk-Member der Mátyáshegy-Formation ... 195
2.1.1. Mátyáshegy-Kalk-Member ... 195
2.1.2. Hornstein-Dolomit-Member ... 195
3. Allgemeine Anmerkungen zur Mikrofauna (E. KRISTAN-TOLLMANN) ... 197
3.1. Liste der Mikrofossilien (exclusive Conodonten) aus der Bohrung Zsámbék-14 ... 197
4. Beschreibung der Mikrofauna ... 198
4.1. Conodonten (S. KOVÁCS) ... 198
4.2. Ostracoden (E. KRISTAN-TOLLMANN) ... 200
4.2.1. Bemerkungen zu den Arten ... 200
5. Analyse der Ostracodenfauna (E. KRISTAN-TOLLMANN) ... 206
Dank ... 207
Literatur – Lithostratigraphie, Conodonten ... 218
Literatur – Ostracoden ... 218

Zusammenfassung

Der bituminöse Hornsteinkalk und Dolomit der Bohrung Zsámbék-14 entspricht eindeutig der Mátyáshegy-Formation des Budaer Gebirges (Mátyáshegy-Kalk, Sashegyi-Dolomit). Der Mergel, der vor und nach diesem Abschnitt vorkommt, zeigt die Charakterzüge des Veszprém-Mergels. Die Bohrung erschließt demnach die Verzahnung der beiden Formationen des mittleren Karn (Obertrias).

Conodonten: Die außerordentlich arme Conodonten-Assoziation – Gondolelloiden fehlen – zeigt im Zusammenhang mit dem bituminösen Charakter des Kalkes, daß die Verbindung dieses restringierten Beckens zum offenen Meer stark eingeschränkt war. Unter solchen Umständen konnten nur die neospathoden Conodonten, die mit rudimentären Pa-Elementen ausgestattet waren, leben.

Das Vorkommen von *Neospathodus* n.sp. vom Typ „*Misikella*" KOZUR & MOCK, 1974, beweist, daß die „*Misikella*"-Arten, die insbesonders für oberstes Nor–Rhät charakteristisch sind (Kössener Wende), in einer ungünstigen Umwelt auch früher, in diesem Fall im mittleren Karn, vorkommen.

Ostracoden: Die aus 19 Ostracodenarten bestehende Fauna von Zsámbék wird von einer für die Raibler Schichten (Karn) des südalpinen Bereichs charakteristischen Dominanz der Cytheracea (z.B. *Kerocythere, Rekocythere, Mostlerella*) und Cytherellacea (*Issacharella, Reubenella, Leviella*) geprägt.

Die Fauna weist beträchtliche Ähnlichkeiten zu solchen anderer südalpiner Faziesbereiche wie Cassianer- und Seelandschichten auf, unterscheidet sich aber z.B. durch Fehlen der Hungarellinae von jenen deutlich.

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. EDITH KRISTAN-TOLLMANN, Scheibenbergstraße 53/6, A-1180 Wien; Dr. JÁNOS HAAS, Központi Földtani Hivatal, Arany János u. 25, H-1371 Budapest; Dr. SÁNDOR KOVÁCS, ELTE Földtani tanszék, Múzeum krt. 4/a, H-1088 Budapest.

Karni Ostracodák és Conodonták a Zsámbék 14. sz. fúrásban

Összefoglalás

A Zsámbék 14. sz. fúrás által feltárt bitumenes, szarúköves mészkő és dolomit egyértelműen megfelel a Budai-hegység Mátyáshegyi Formációjának (Mátyáshegyi Mészkő, Sashegyi Dolomit). Az e szakasz előtt és után jelentkező márga a Veszprémi Márga F. jellemvonásait mutatja. A fúrás ezek szerint a két középső-karni formáció összefogazódását tárta fel.

Conodonták: A rendkívül szegényes Conodonta-társulásból a Gondolellák hiányzanak. A Conodonta-szegénység a mészkő bitumenes jellegével összefüggésben azt mutatja, hogy ennek a korlátozott terjedelmű medencének a nyílt tengerrel való kapcsolata erősen leszűkült. Ilyen körülmények között csak a *Neospathodus* típusú Conodonták élhettek meg, amelyek csökevényes platform elemekkel rendelkeztek.

A *„Misikella"* (KOZUR & MOCK, 1974) típusú *Neospathodus* n. sp. előfordulása azt bizonyítja, hogy a *„Misikella"*-fajok, amelyek különösen a legfelső nórira–rhaetire jellemzőek (kösszeni-esemény), egy kedvezőtlen környezetben korábban is, ez esetben a középső-karniban is előfordulnak.

Ostracodák: A 19 ostracoda-fajból álló zsámbéki faunára egy a délalpi tartomány raibli rétegeire (karni) jellemző Cytheracea (pl. *Kerocythere, Rekocythere, Mostlerella*) és Cytherellacea (*Issacharella, Reubenella, Leviella*) dominancia nyomja rá a bélyegét.

A fauna jelentős hasonlatosságokat mutat más délalpi fáciesterületekéivel, mint amilyenek a kassziáni és a seelandi rétegek, azonban világosan eltér ezektől pl. a Hungarellinae hiányával.

Carnian Ostracods and Conodonts of the Borehole Zsámbek-14 in the Transdanubian Central Range (Hungary)

Abstract

In the middle Carnian Mátyáshegy Fm. and Veszprém Marl Fm. of the borehole Zsámbék-14 (Transdanubian Midmountains, W Hungary) a fairly well preserved ostracod fauna and a very poor conodont fauna have been found. The ostracod association shows a close south Alpine affinity, namely to those of the Raibl Beds, characterized by the dominance of alpine Cytheracea and Cytherellacea. The occurrence of a *"Misikella"*-type *Neospathodus* n.sp. throws new light on the taxonomy and phylogeny of the genus *Neospathodus* MOSHER, 1968.

1. Einleitung

Die Bohrung Zsámbék-14 wurde im südlichen Vorland des Gerecse-Gebirges niedergebracht. Sie hat eine zusammenhängende Schichtfolge angetroffen, die vom oberen Teil des ladinisch–cordevolischen Budaörs-Dolomit bis zum unteren Teil des oberkarnisch–unternorischen Hauptdolomit reicht. Zwischen den zwei Plattform-Fazies befindet sich der Veszprém-Mergel und die Mátyáshegy-Formation, die eine Bek-

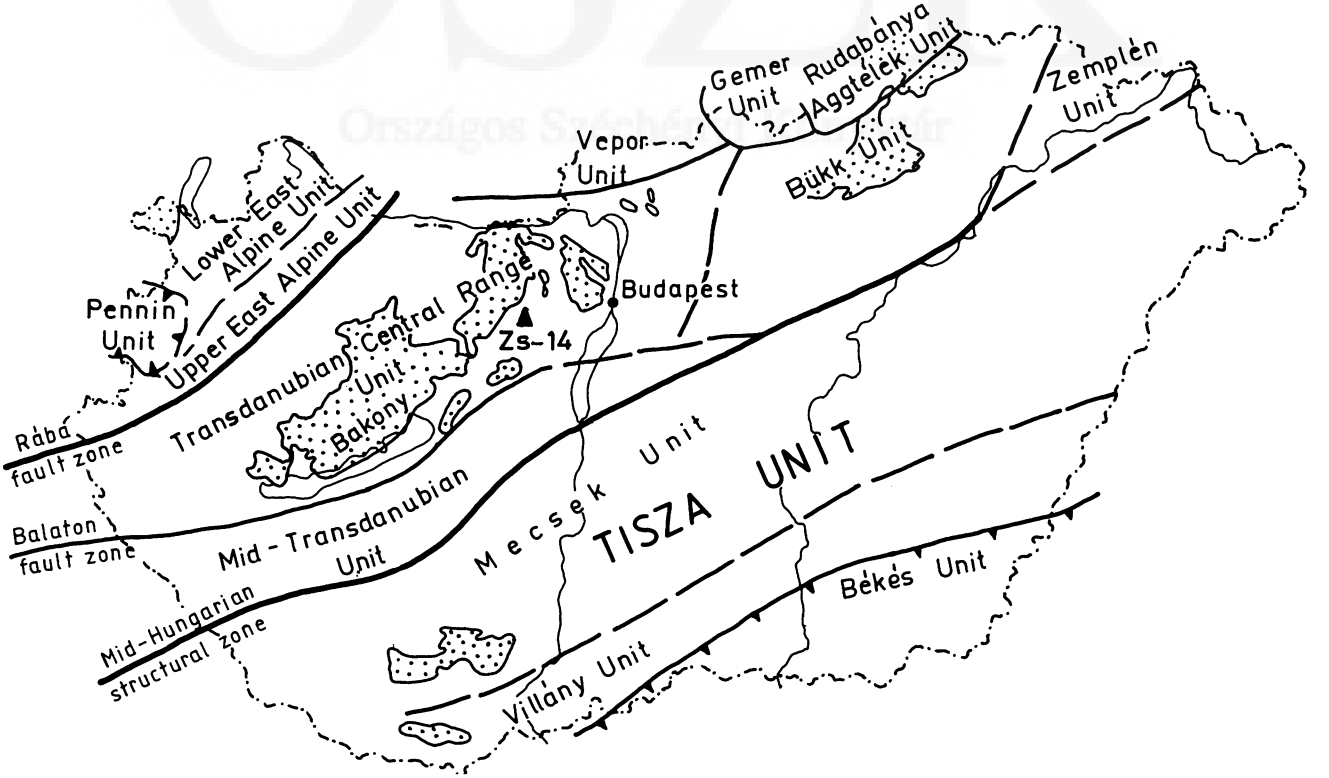


Abb. 1.
Position der Bohrung Zsámbék-14 (Zs-14) auf der geotektonischen Skizze von Ungarn.

kenfazies repräsentieren. Die ausführliche Untersuchung der Bohrung hat eine reiche mittel-karnische Sporomorphen- und Foraminiferen-Assoziation aus den beiden Formationen der Beckenfazies erbracht (K. BALOGH et al., 1983). Durch die Conodonten-Untersuchungen haben wir eine relativ reiche Ostracoden-Fauna und eine sehr arme Conodonten-Fauna gefunden, die hier zusammen mit ihren biostratigraphischen, faziologischen und paläogeographischen Auswertungen bekanntgegeben werden.

2. Lithostratigraphie

(J. HAAS)

Die Abbildung 1 zeigt den Ort des Typus-Profils und die geologische Umgebung der Bohrung Zsámbék (Zs)-14. In der Schichtfolge der Bohrung zwischen dem Budaörs-Dolomit und dem Hauptdolomit kann man die folgenden Einheiten unterscheiden:

- Unterer Teil des Veszprém-Mergels (684,0–750,0 m)
- Hornsteinkalk-Member der Mátyáshegy-Formation (444,5–684,0 m)
- Hornsteindolomit-Member der Mátyáshegy-Formation (394,2–444,5 m)
- Oberer Teil des Veszprém-Mergels (317,5–394,2 m)

Auf Grund der Mikrofauna (A. ORAVECZ-SCHEFFER) und den Sporomorpha (F. GÓCZÁN) ist der untere Teil des Veszprém-Mergels in den unteren Teil des Cordevol und der obere Teil in die Mitte des Jul einstufbar. Die Einschaltung der Mátyáshegy-Formation umfaßt den oberen Teil des Cordevol und den unteren Teil des Jul.

Die wichtigsten Charakteristika der einzelnen Abschnitte sind die folgenden:

Der untere Teil des Veszprém-Mergels ist durch graue bis bräunlich-graue Mergel charakterisiert, hauptsächlich im unteren Teil treten dünne Kalkeinschaltungen auf. Anhand der Einschaltungen kann man zwei Teile unterscheiden:

Für den unteren Teil (731,0–750,0 m) sind die dünnen (1–30 cm), häufig vorkommenden Kalk-Einschaltungen und die mikrolamellierte Struktur des Mergels charakteristisch. Die untere Grenze der Formation ist dort, wo auf den obersten, dolomergeligen Teil der Budaörs-Formation Kalke auflagern. Der obere Teil (684,0–731,0 m) besteht aus Mergeln und Kalkmergeln mit einheitlicher Zusammensetzung und mit dm-dicken, dunkelgrauen tonmergeligen Einschaltungen. Die Zunahme des Karbonatgehaltes im obersten Abschnitt zeigt den Übergang in die Mátyáshegy-Formation.

Für die Mikrofazies ist vor allem Biomikrit-Mikrosparit (Wackestone) mit Spiculae (im oberen Teil mit Spiculen und Ostracoden) und Mikrit-Mikrosparit ohne Fossilien (Mudstone) charakteristisch. Für die Mikrofazies sind hier außerdem kleine Foraminiferen sehr charakteristisch (*Earlandia, Trochammina, Ammodiscus*), aber es erscheinen auch Nodosariiden und die primitive Form der Art *Aulotortus friedli* (det. Frau A. ORAVECZ-SCHEFFER), die später, im oberen Teil der Obertrias, in großen Mengen vorkommen. Neben den obengenannten Fossilien als Hauptbestandteil erscheinen noch Ostracoden, Muscheln, Gastropoden und Echinoiden-Reste, die ab und zu aber auch in großen Mengen vorkommen.

Gegen oben hin nimmt die Zahl der Fossilien schrittweise ab, und im oberen Teil des obersten Abschnitts (nach 704,4 m) gibt es praktisch kein Mikrofossil mehr.

2.1. Hornsteinkalk-Member der Mátyáshegy-Formation

2.1.1. Mátyáshegy-Kalk-Member

Gelbbrauner, feingeschichteter Hornsteinkalk, der durch 10–30 cm dicke Mergeleinschaltungen gegliedert ist. Von unten nach oben kommen diese Mergeleinschaltungen immer seltener vor, aber ihre Dicke nimmt zu (bis 3,5 m). Im oberen Teil des Members erscheint ein 7 m dicker Mergel-Abschnitt, der Kalklinsen enthält. Sowohl die Kalke als auch die Mergel sind dolomitisch.

Mikrofazies: Biomikrit, Biopelmikrit bzw. Mikrosparit mit Spiculae und Ostracoden. Die Mikrofauna dieses Gliedes ist wesentlich reicher als jene des Veszprém-Mergels, der das Liegende bildet.

Der Hornstein stammt aus Spiculae. In den Hornstein-Schichten erscheinen die Spiculae in großen Mengen. Im obersten Teil, wo der Hornstein fehlt, ist das Übergewicht der Ostracoden charakteristisch. Die Foraminiferen-Gesellschaft ist relativ arm an Arten- und Individuum-Zahlen. Im mittleren Teil ist aber die *Nodosaria* cf. *ordinata* häufig, was auf einen Kontakt mit einem tieferen Becken hinweist (Frau A. ORAVECZ-SCHEFFER). Die Conodonten-Gesellschaft besteht aus wenigen Arten und aus wenigen Individuen und zeigt Sedimentations-Bedingungen eines abgesperrten Beckens.

Im unteren Teil der Einheit ist die Menge der mikroskopischen inkohlten Pflanzenfragmente gering, die Menge der Sporomorphen ist sehr gering.

Im mittleren Teil (700,0–735,0 m) ist die Masse der inkohlten Pflanzenreste im mittelgroben Sediment zu finden, die Menge der Sporomorphen schwankt zwischen mittel und beträchtlich. Im oberen Teil der Einheit vermindert sich die Menge der Pflanzenreste auf ein Minimum, dagegen ist die Menge der Sporomorpha bis 695,0 m beträchtlich, tritt aber gegen oben hin zurück.

2.1.2. Hornstein-Dolomit-Member

(Sashegy-Dolomit-Member)

Es entwickelt sich schrittweise aus dem Hornsteinkalk, dieser Übergang ist mit Kalk/Dolomit-Wechsellagerung verbunden (Mächtigkeit ca. 16 m).

Das Gestein ist ein grauer, gut geschichteter Dolomit, im unteren Teil mit Mergeleinschaltungen; nach 408,0 m enthält das Gestein Hornstein-Tüpfel bzw. kleine Hornstein-Knollen.

Das Gesteinsmaterial ist rekristallisiert zu einem Dolomikrosparit, welcher schlecht erkennbare Fossilien enthält. Im oberen Teil ist der Dolosparit ganz rekristallisiert. In den Teilen, wo die Grundmasse nur wenig rekristallisiert ist, sind Spiculen und Ostracoden erkennbar.

Die Menge der Pflanzenreste, die mit dem Mikroskop beobachtbar sind, ist im allgemeinen sehr gering, nur im oberen Teil des Members reicherte sie sich deutlich an. Insbesondere die Verminderung der Sporomorphen ist auffallend, im Vergleich zum Kalk-Member.

Mikrofazies: Mudstone, der arm an Mikrofossilien ist, und Wackestone, in dem selten auch Foraminiferen und Ostracoden vorkommen.

Die Menge der Pflanzenreste, die nur mit dem Mikroskop erkennbar ist, ist gering, nur selten treten mittelgroße Reste auf. Im oberen Teil der Einheit (nach 365,0 m) nimmt die Menge der Sporomorphen wesentlich zu, in einigen Schichten reicherte sie sich stark an

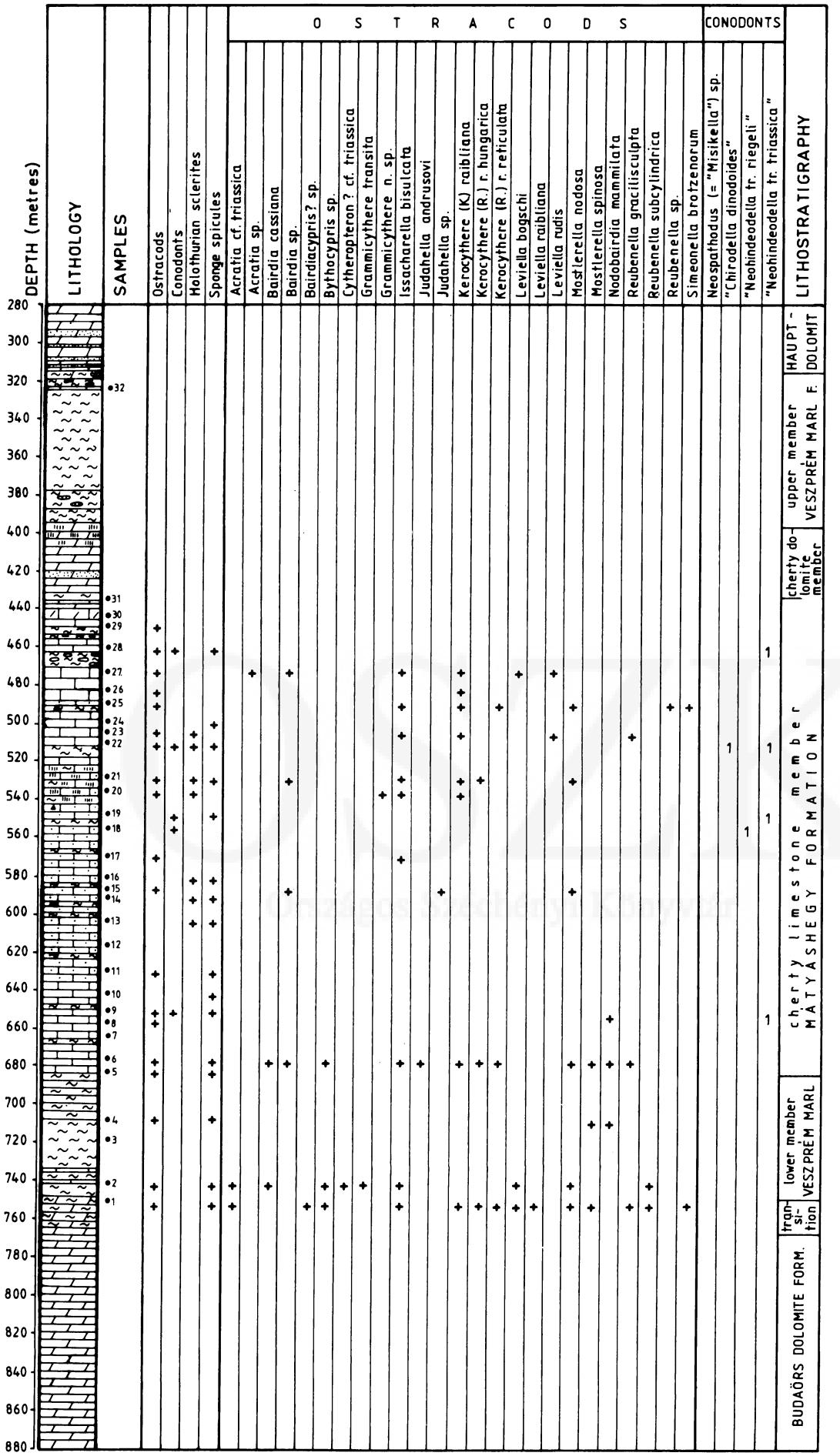


Abb. 2.
Lithostratigraphisches Profil der Bohrung Zsámbék-14 mit der Ostracoden- und Conodonten-Fauna.

(massenhaft). Die Menge der verkohlten Pflanzenreste ist mittelgroß bis groß. Anhand der mikromineralischen Untersuchungen (Frau L. RAVASZ-BARANYAI), die über die Abtragungsgebiete wichtige Informationen geben, zeigt sich, daß in den Gesteinen der Veszprém- und Mátyáshegy-Formation die Mineralkörner groß sind, aber in kleinen Mengen vorkommen. Sie haben eine kalkalkalische, wahrscheinlich alkalische Herkunft (Magmatit, Hypersthen, Augit, grüner Amphibol, basischer Amphibol, Andesin-Labradorit, vulkanisches Glas bzw. Monidin, Epidot-Klinozoisit, Biotit) und Mineralien, die aus kristallinen Schiefern stammen (Granat, Turmalin, Disthen, Staurolith, Zirkon, Chlorit, Mikroklin, Oligoklas, Andesin, Muskovit).

3. Allgemeine Anmerkungen zur Mikrofauna

(E. KRISTAN-TOLLMANN

Die hier bearbeiteten Mikrofossilien wurden durch Lösen aus Kalken der karnischen Veszprém- und Mátyáshegy-Formation gewonnen (siehe Abschnitt Conodonten und Abb. 2). Die Lösproben erbrachten neben spärlichen Conodonten und einigen schlecht erhaltenen Holothurien, die nur generisch als *Theelia* sp. zu bestimmen waren, vor allem Poriferenspiculae und Ostracoden.

Die Poriferenspiculae kommen besonders in den unteren Proben des Bohrprofils vor und setzen sich insgesamt nur aus zwei Arten zusammen. Die wesentlich häufigere, in der untersten Probe (752,0–752,1) sogar massenhaft auftretende Art gehört zu den Tetractinen, den Orthodichotriaen (siehe Taf. 4, Fig. 9, 10); die zweite, stets nur selten vorhandene Art ist den Diactine zuzuordnen und ein charakteristischer Amphiox-Typ.

a) Orthodichotriaene
Die Spiculae gehören allesamt zu einem einzigen Typus, der durch folgende Merkmale charakterisiert wird (Taf. 4, Fig. 9, 10): Langes, sich allmählich verjüngendes und in einer scharfen Spitze endendes Rhabd. Die drei Kladisken sind an ihrer Basis fast so dick wie das Rhabd, sie haben rund ¾ von dessen Durchmesser. Die Kladisken weisen eine in der Strahlenebene liegende dichotome Aufspaltung auf in Form nadelförmiger, glatter, in der Länge variierender, am Ende spitzer Äste, die in einem Winkel von 80–90° auseinander streben.
Eine stratigraphische Auswertung und Untersuchung der Verbreitung dieses Kieselschwammes mit offenbar nur einer, allerdings charakteristischer Form von Spiculae ist derzeit noch nicht möglich.

b) Amphioxe
Diese seltenen Spiculae sind sehr lang, dünn, gerade, in der Mitte wenig verstärkt, an den Enden allmählich spitz auslaufend.

Die Ostracoden finden sich zwar in jeder Probe, aber mit stark variierender Quantität an Arten und Individuen. Meist handelt es sich um sehr kleine Ostracodensuiten aus schlecht erhaltenen Exemplaren oder nur Bruchstücken, die nahezu ausnahmslos nur verschiedenen, z. T. sehr frühen Larven angehören. Adulte Klappen sind insgesamt äußerst selten. Trotzdem waren auch die Larven in fast allen Fällen artlich bestimmbar, da die meisten der vorhandenen Ostracodenarten schon von anderen Fundpunkten gut bekannt sind. Die kleine Ostracodenfauna der Bohrung Zsámbék-14 setzt sich aus 19 Arten zusammen, unter denen typische Vertreter der triadischen Cytheracea und Cytherellacea vorherrschen. Manche der Arten sind jedoch nur durch eine oder zwei larvale Klappen repräsentiert. Eine Übersicht über die Verteilung der Arten im einzelnen gibt nachstehende Liste (siehe auch Abb. 2).

3.1. Liste der Mikrofossilien (exclusive Conodonten) aus der Bohrung Zsámbék-14

474,10–474,50
Ostracoden
Bairdia sp. (frühe Larve)
Acratia sp. (Larve)
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL) – frühe Larven
Issacharella bisulcata KOZUR (frühe Larve)
Leviella bogschi KOZUR (Bruchstück, frühe Larve)
Leviella rudis KRISTAN-TOLLMANN (Bruchstück, frühe Larve)

483,30–483,70
Ostracoden
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL) – 2 sehr frühe Larven

490,10–490,45
Poriferenspiculae
Orthodichotriaene
Ostracoden
Simeonella brotzenorum SOHN (1 Bruchstück)
Mostlerella nodosa KOZUR
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL)
Kerocythere (Rekocythere) reticulata KRISTAN-TOLLMANN, Bruchstück
Issacharella bisulcata KOZUR
Reubenella sp.

507,00–507,50
Holothurien
Theelia sp.
Ostracoden
Mostlerella nodosa KOZUR
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL)
Issacharella bisulcata KOZUR
Reubenella graciliculpta n. sp. (Bruchstück)

529,10–529,40
Poriferenspiculae
Orthodichotriaene
Holothurien
Theelia sp. (Bruchstück)
Ostracoden
Bairdia sp. (sehr frühe Larve)
Mostlerella nodosa KOZUR
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL)
Kerocythere (Rekocythere) reticulata hungarica n. ssp.
Issacharella bisulcata KOZUR

538,65–539,00
Holothurien
Theelia sp.

Ostracoden
Grammicythere n. sp
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL)
Issacharella bisulcata KOZUR

567,45–567,70
Poriferenspiculae
1 Orthodichotriaen
Ostracoden
Issacharella bisulcata KOZUR

585,20–585,50
Ostracoden
Bairdia sp.
Judahella sp.
Mostlerella nodosa KOZUR

653,65–653,80
Poriferenspiculae
Orthodichotriaene
Ostracoden
Nodobairdia mammilata KOLLMANN

676,50–676,90
Poriferenspiculae
Orthodichotriaene
Amphiox
Ostracoden
Bairdia sp. sp. (einige Larven)
Bairdia cassiana (REUSS) – Bruchstücke
Bythocypris sp.
Nodobairdia mammilata KOLLMANN
Judahella andrusovi KOZUR & BOLZ
Mostlerella nodosa KOZUR
Mostlerella spinosa KRISTAN-TOLLMANN
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL)
Kerocythere (Rekocythere) reticulata reticulata KRISTAN-TOLLMANN
Kerocythere (Rekocythere) reticulata hungarica n. ssp.
Issacharella bisulcata KOZUR
Reubenella graciliculpta n. sp.

719,80–720,10
Poriferenspiculae
Orthodichotriaene
Ostracoden
Nodobairdia mammilata KOLLMANN
Mostlerella spinosa KRISTAN-TOLLMANN

742,75–743,20
Poriferenspiculae
Orthodichotriaene
Amphiox
Ostracoden
Bairdia cassiana (REUSS) – Larve
Bythocypris sp.
Acratia cf. *triassica* KOZUR
Cytheropteron ? cf. *triassica* KOZUR
Grammicythere transita (KOZUR)
Mostlerella nodosa KOZUR
Issacharella bisulcata KOZUR
Reubenella subcylindrica (SANDBERGER)
Leviella bogschi KOZUR

752,00–752,10
Poriferenspiculae
Orthodichotriaene sehr häufig
Amphiox selten
Ostracoden
Bairdia sp.
Bairdiacypris ? sp. (1 Larve)
Bythocypris sp.
Simeonella brotzenorum SOHN
Mostlerella nodosa KOZUR
Mostlerella spinosa KRISTAN-TOLLMANN
Kerocythere (Kerocythere) raibliana (GÜMBEL)
Kerocythere (Rekocythere) reticulata hungarica n. ssp.
Issacharella bisulcata KOZUR
Reubenella subcylindrica (SANDBERGER)
Reubenella graciliculpta n. sp.
Leviella raibliana (GÜMBEL)
Leviella bogschi KOZUR

4. Beschreibung der Mikrofauna

4.1. Conodonten

(S. KOVÁCS)

Für die Conodonten-Untersuchungen wurden zwischen dem Budaörs-Dolomit und dem Hauptdolomit insgesamt 32 Proben genommen. Sie stammen aus den Hornsteinkalken der Mátyáshegy-Formation und aus den kalkigen Zwischenlagen der Veszprém-Mergelformation. Das durchschnittliche Gewicht der Proben lag zwischen einem und zwei Kilogramm. In diesen bituminösen Kalken, typischerweise aus eingeschränkter Beckenfazies, sind Conodonten außerordentlich selten: insgesamt konnten nur fünf astförmige Elemente und ein neospathodes Element gefunden werden (siehe Abb. 3, 4). Es sind dies folgende Formen:

○ *Neospathodus* (= „*Misikella*") n. sp.
Probe Nr. 18, 557,45–557,80 m
○ „*Chirodella dinodoides*" (TATGE) Morphoelement
Probe Nr. 22, 517,00–517,40 m
○ „*Neohindeodella triassica riegeli*" (MOSHER) Morphoelement
Probe Nr. 9, 653,65–653,80 m
○ „*Neohindeodella triassica triassica*" (MÜLLER) Morphoelement
Probe Nr. 19, 549,30–549,50 m
Probe Nr. 22, 517,00–517,40 m
Probe Nr. 28, 461,40–461,80 m

Im Gegensatz zu den Conodonten sind Schwammnadeln und Ostracoden in den meisten der Proben ziemlich häufig, speziell die Schwammnadeln sind in bestimmten Lagen sehr häufig. Ein paar Holothurien-Sklerite, die zur Gattung *Theelia* gehören, wurden ebenfalls gefunden.

Das totale Fehlen von gondolelliden Elementen und die extreme Seltenheit von anderen Conodonten als auch von typischen pelagischen biogenen Komponenten (wie Radiolarien und „Filamenten") sowohl in Dünnschliffen als auch Lös-Rückständen zeigt an, daß das Ablagerungsmilieu ein höchst eingeschränktes Becken darstellte. Die Bedingungen waren jedoch günstig für

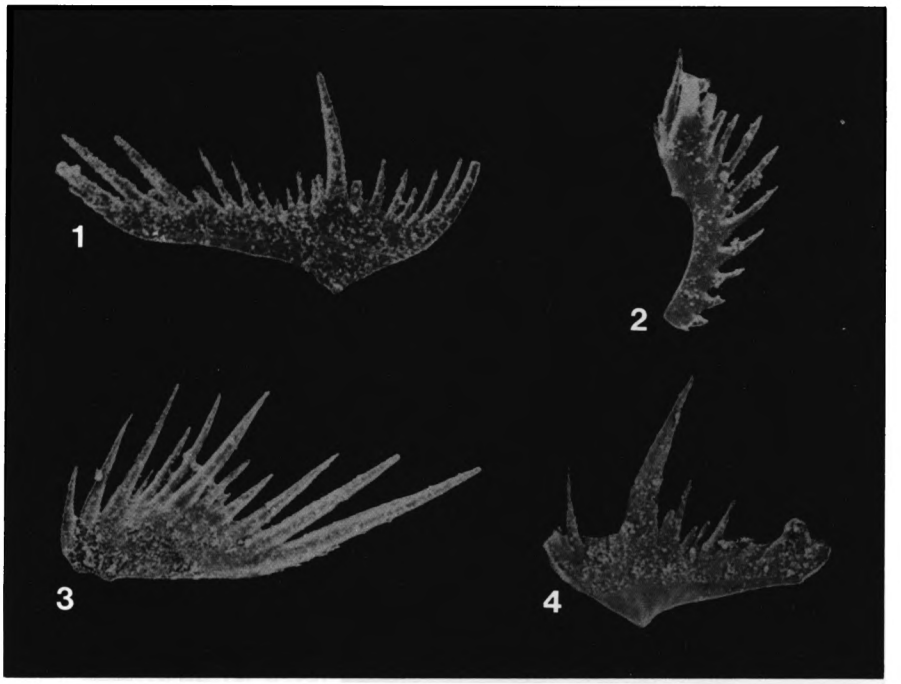


Abb. 3.
Zahnreihen-Conodonten aus dem Karn der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn).
1) *„Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER). Morphoelement; Probe Nr. 28; 451,40–451,80 m. T-5595.
2) *„Chirodella dinodoides"* (TATGE). Morphoelement; Probe Nr. 22; 517,00–517,40 m. T-5596.
3) *„Neohindeodella triassica riegeli"* (MOSHER). Morphoelement; Probe Nr. 9; 653,65–653,80 m. T-5597.
4) *„Neohindeodella triassica triassica"* (MÜLLER). Morphoelement; Probe Nr. 22; 517,00–517,40 m. T-5598.
Vergrößerung: alle 60×.

benthonische Organismen wie Kieselschwämme und Ostracoden.

Im folgenden taxonomischen Teil wird nur das *„Misikella"*-artige neospathode Element im Detail beschrieben.

Neospathodus n. sp.
(Abb. 4)

Beschreibung: Das Exemplar ist ein sehr kleiner, blattförmiger Conodont, der ein rudimentäres Pa-Element repräsentiert. Es trägt vier weit auseinander stehende Zähnchen, unter denen das erste sehr rudimentär ist (wahrscheinlich ist das Exemplar eine juvenile Form), und das letzte, längste, leicht nach hinten weisende den Hauptzahn darstellt. Die Basalgrube ist hinten sehr breit, typisch tropfenförmig.

Bemerkungen: Das Vorkommen einer typischen *„Misikella"* im mittleren Karn wirft ein neues Licht auf die phylogenetischen Beziehungen und die Reichweite der Gattung *„Misikella"* KOZUR & MOCK 1974 und anderer neospathoder Conodonten. Die genannten Autoren haben eine Entwicklungslinie vom Oberkarn bis zum Rhät in der folgenden Art angenommmen: *Prioniodina excavata* → *Prioniodina sweeti sweeti* → *Misikella longidentata* → *Misikella hernsteini* → *Misikella posthernsteini*. Tatsächlich ist bisher nur der Übergang von *„M." hernsteini* zu *„M" posthernsteini* nahe der Grenze Obernor/Rhät mit zahlreichen Übergangsformen in zusammenhängenden Profilen dokumentiert worden.

Neospathode Conodonten treten vom Mittelperm (*Spathognathodus divergens* BENDER & STOPPEL) bis zum Ende der Trias (*Misikella posthernsteini* KOZUR, 1974) auf, obwohl sie bisher nur mit beträchtlichen Unterbrechungen angegeben worden sind. Etliche Autoren betrachten sie als zugehörig zu verschiedenen, aber mehr oder weniger homöomorphen Evolutionsreihen. Allerdings sind evolutionäre Verbindungen mit den angenommenen Vorläufern in den meisten Fällen nur hypothetisch, aber nicht befriedigend nachgewiesen. Der Autor dieser Zeilen bevorzugt hingegen eine Erklärung durch einen Wechsel des Milieus und nicht immer durch Entstehung neuer homöomorpher Evolutions-Linien mit neospathoden Endformen. Auf Grund dieser Interpretation war es eben eher das Milieu, das sich geändert hat (z. B. zufolge der Raibler und Kössener Wende), welches ungünstigere Bedingungen für Gondolellide und metapolygnathide Conodonten schuf. In solch restringierter Beckenfazies konnten nur Conodonten mit rudimentären, neospathoden Pa-Elementen überleben; andere Elemente ihres Apparates konnten ebenfalls reduziert oder nur schwach mineralisiert worden sein. Das unerwartete Auftreten von neospathoden Conodonten wie *„Misikella"* und *„Neospathodus kockeli"* auct. im mittleren Karn (letzgenannte Form sehr stark an den mittelanisischen *Neospathodus kockeli* erinnernd und in verschiedenen Profilen in Nordungarn und im Balaton-Hochland auftretend [vgl. K. BALOGH & S. KOVÁCS, 1981 und S. KOVÁCS, unpubl.]) legen eine kontinuierliche Entwicklungslinie von neospathoden Conodonten nahe, irgendwo in „verborgenen" eingeschränkten Milieus.

Der Grund ihrer nicht zusammenhängenden Überlieferung kann darin liegen, daß die Conodonten-Untersuchungen (speziell in der Mittel- und Obertrias) sich hauptsächlich auf Schichtfolgen der offen-pelagischen Beckenfazies konzentriert haben, wo sie gewöhnlich nicht oder nur selten auftreten. Die fehlenden Evolutionsstufen zwischen dem abrupten Auftreten und Verschwinden legen nahe, daß – so weit bekannt – neospathode Arten in restringierter Beckenfazies zu erwarten sind. Daher sollten die hypothetischen Endformen, die zu phylogenetisch distinkten Gattungen zugewiesen werden (*Merrillina* KOZUR; *Nicoraella* KOZUR; *Mosherella* KOZUR; *Neocavitella* BUDUROV & SUDAR; *Misikella* KOZUR & MOCK) in einer einzigen Gattung zusammengefaßt werden, für die als ältester verfügbarer Name *Neospathodus* MOSHER, 1968, zu verwenden wäre.

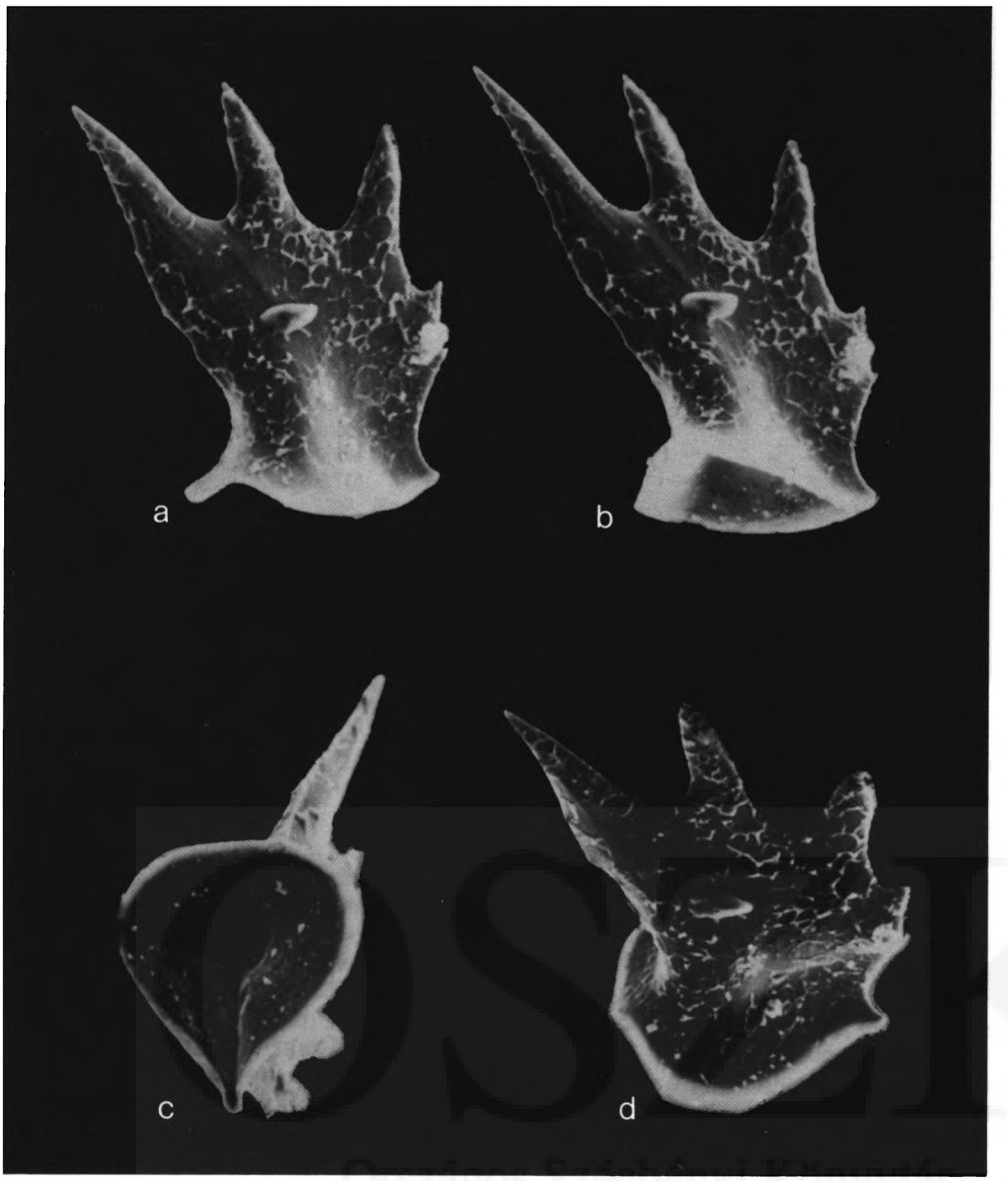


Abb. 4.
***Neospathodus* n. sp. vom Typ „*Misikella*" KOZUR & MOCK aus dem Karn der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge, Ungarn.** Probe Nr. 18, 557,45–557,80 m; alle 300x. T-5599.
a) Direkte Lateralansicht.
b) Lateralansicht von schräg unten.
c) Ansicht von unten.
d) Lateralansicht von schräg oben.

4.2. Ostracoden

(E. KRISTAN-TOLLMANN)

Die Ostracoden zu Zs-14 werden in der Sammlung des Museums des Ungarischen Geologischen Institutes unter den Nummern T-5600 bis T-5637 aufbewahrt, die Exemplare von Taf. 5 befinden sich in der Sammlung KRISTAN-TOLLMANN am Geolog. Inst. der Univ. Wien.

Folgende Abkürzungen werden verwendet: G = Gehäuse, K = Klappe, L = linke Klappe, R = rechte Klappe.

4.2.1. Bemerkungen zu den Arten

Superfamilia: Bairdiacea SARS, 1888
Genus: *Bairdia* MCCOY, 1844

Bairdia cassiana (REUSS, 1868)

(Taf. 1, Fig. 5)

* 1868 *Cythere Cassiana* n. sp. – REUSS, S. 108 [nomen nudum].
1869 *Bairdia Cassiana* Rss. spec. (?) – GÜMBEL, S. 180, Taf. 5, Fig. 18, 19.
1971 *Bairdia cassiana* (REUSS, 1868) – URLICHS, S. 705, Abb. 3; Taf. 1, Fig. 1–2.
1978 *Bairdia cassiana* (REUSS, 1868) – KRISTAN-TOLLMANN, S. 81, Taf. 1, Fig. 4; Taf. 6, Fig. 6.

Bemerkungen: Unter den spärlich vorhandenen *Bairdia*-Larven, die in den Proben der Bohrung Zs-14 enthalten sind, konnten doch einige wenige Exemplare von zwei Abschnitten (676,50–676,90 und 742,75–743,20) der *B. cassiana* zugeordnet werden. Diese Art kommt normalerweise sowohl in den tieferen als auch höheren Anteilen der Cassianer Mergel von Südtirol wie auch in den Raibler Schichten von Raibl sehr häufig vor.

Genus: *Acratia* DELO, 1930

Acratia cf. *triassica* KOZUR, 1970

(Taf. 1, Fig. 6)

Bemerkungen: Das einzige, noch dazu schlecht erhaltene, larvale Exemplar zeigt Ähnlichkeit zu *A. triassica* KOZUR, doch scheint der Dorsalrand bei unserer Larve niedriger gewölbt. Allerdings sind noch keines-

wegs junge Larven von der Art *triassica* bekannt, die zum Vergleich untersucht werden könnten. Es wäre durchaus möglich, daß frühe Larven niedrig sind und sich der Dorsalrand erst bei den letzten Stadien hochwölbt bzw. bei adulten Formen seine endgültige höhere Wölbung erreicht.

Genus: *Nodobairdia* KOLLMANN, 1963

Nodobairdia mammilata KOLLMANN, 1963

(Taf. 1, Fig. 1–3)

* 1963 *Nodobairdia mammilata* n. g. n. sp. – KOLLMANN, S. 174, Taf. 7, Fig. 6–15.
1971 *Nodobairdia mammilata* KOLLM. – KRISTAN-TOLLMANN, S. 61, Abb. 1, Fig. 1.
· 1971 *Triebelina* sp. G. – BOLZ, Taf. 2, Fig. 9.
· 1971 *Triebelina (Nodobairdia) triassica* n. sp. – BOLZ, S. 216, Taf. 16, Fig. 229–232.
1973 ?*Nodobairdia mammilata* KOLLMANN – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & HAMEDANI, Abb. 12, Fig. 9; Abb. 13, Fig. 1.
1978 *Nodobairdia mammilata* KOLLMANN, 1963 – KRISTAN-TOLLMANN, S. 84, Taf. 8, Fig. 1–6.
1980 *Nodobairdia mammilata* KOLLMANN, 1963 – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN et al., S. 185, Taf. 7, Fig. 11–13.
1986 *Nodobairdia mammilata* KOLLMANN, 1963 – KRISTAN-TOLLMANN, S. 209f., Abb. 4.
1988 *Nodobairdia mammilata* KOLLMANN – KRISTAN-TOLLMANN, S. 219f., Abb. 6, Fig. 6.

Bemerkungen: *N. mammilata* konnte in drei Proben aus dem Bohrabschnitt zwischen 653,65 und 720,10 m nachgewiesen werden (siehe Liste der Mikrofossilien). Auch hier handelt es sich um meist sehr frühe Larven, die zudem schlecht erhalten sind (vgl. Taf. 1, Fig. 1, 2).

Nodobairdia mammilata gehört zu jenen Trias-Ostracoden, die eine sehr große stratigraphische Reichweite aufweisen und deren Tethys-weite Verbreitung nachgewiesen ist. Bis jetzt ist sie von folgenden Punkten bekannt:

Rhät:

1) Zlambachmergel vom Grünbachgraben (Untersberg-E, Salzburg), Nördliche Kalkalpen, Österreich.
2) Zlambachmergel vom Höllgraben SE Berchtesgaden, Bayern, BRD.
3) Zlambachmergel vom Salzbrunnen NE Bagerabad bei Isfahan, Zentral-Iran.

Obertrias, vermutlich Unter-Nor:

4) Mergel der Bohrung Sahul Shoals 1, NW-Rand des Australien-Schelfes.

Ober-Karn:

5) Opponitzer Schichten vom Stiegengraben bei Göstling, Lunzer Gebiet, Nördliche Kalkalpen, Österreich.

Unter-Karn:

6) Cassianer Mergel der Sett-Saß-Scharte; Pedraces; Pralongia-S; Ruones Wiesen; Pitzbach bei Seis; alle Südtirol, Italien.
7) Halobienschiefer vom Steiglweg beim Vorderen Gosausee, Oberösterreich.
8) Raibler Schichten vom Kämpferbach bei Raibl (Cave de Predil), Italien.
9) Raibler Schichten der Bohrung Zsámbék-14, Transdanubisches Mittelgebirge, Ungarn.
10) Seelandschichten der Seelandalpe bei Schluderbach, Südtirol, Italien.

Anis:

11) Reiflinger Kalk vom Schneeberg, Nördliche Kalkalpen-E, Österreich.

Das kosmopolitische Vorkommen dieser Art wird noch durch ihr faziesüberschreitendes Auftreten unterstrichen, wie an der obenstehenden Liste unschwer abzulesen ist.

Superfamilia: Cytheracea BAIRD, 1850
Genus: *Cytheropteron* SARS, 1866

Cytheropteron ? cf. *triassica* KOZUR, 1971

(Taf. 4, Fig. 4)

Bemerkungen: Uns liegt nur ein einziges, sehr fragiles G vor, das von der linken Seite abgebildet wird, da die R weitgehend zerstört ist. Die L zeichnet sich durch einen breit gerundeten Vorderrand, einen hoch gewölbten Dorsalrand, ein leicht zugespitztes Hinterende und einen in der Mitte geraden Ventralrand aus. Ein posteroventraler Wulst, der hinten hochgezogen rasch endet, ist recht gut entwickelt. Die glatte Schale zeigt in großen Abständen mittelgroße Poren unregelmäßig verteilt.

Da KOZUR 1971, S. 20, Taf. 4, Fig. 1, nur eine einzige R (als Holotypus) von dieser Art abbildet, kann unsere L nicht direkt verglichen werden. KOZUR beschreibt zwar in der „Diagnose" genau die Beziehungen beider K zueinander, gibt dann aber unter „Beziehungen" an, daß „nur verkrustete RK vorlagen". Der Hauptunterschied zwischen den beiden uns vorliegenden K – der R bei KOZUR und der linken K des G aus Zs-14 – scheint in der Wölbung des Dorsalrandes zu liegen, eventuell auch in der Gestaltung der Ventralfläche. Zusätzlich ist bei unserem G die Beschaffenheit des Schlosses unbekannt.

Nach KOZUR S. 20 kommt seine neue Art im „Unterkarn von Ungarn und Österreich" vor, er nennt aber keinen österreichischen Fundpunkt, sondern nur eine ungarische Typlokalität: Bakonyszücs – eine äußerst spärliche Angabe.

Genus: *Grammicythere* KOZUR, 1972, emend. KRISTAN-TOLLMANN, 1989 (pro: *Gramella* KOZUR, 1971, non CANU, 1917)

Grammicythere transita (KOZUR, 1971)

(Taf. 2, Fig. 4)

* 1971 *Judahella transita* KOZUR n.sp., S. 27, Taf. 4, Fig. 9,11,13.

Bemerkungen: Die Art ist in unserem Material äußerst spärlich vertreten, obwohl sie aus Ungarn (Veszprém) erstbeschrieben worden ist. Die einzige (etwas verdrückte) larvale L, deren Hinterende posterodorsal ausgebrochen ist, kann zufolge ihres Umrisses und ihrer typischen Skulptur mit kräftiger Retikulation, großem, glattem Augenknoten und den übrigen Knoten in bestimmender Position ganz einwandfrei zugeordnet werden. Die Knoten sind übrigens auf

dem Original kräftiger entwickelt, als das Foto Taf. 2, Fig. 4 zeigt. Die Zuordnung dieser Art zur Gattung *Grammicythere* wird in KRISTAN-TOLLMANN (1989) ausführlich besprochen.

Die Art ist zuerst aus dem Tuval (Ober-Karn) von Veszprém, Steinbruch am Schlachthof, bekannt gemacht worden. Ihr Auftreten ab dem tieferen Karn mit einem Exemplar aus der Bohrung Zsámbék-14 ist hier nachgewiesen. Vorläufig kennt man sie somit aus dem Karn nur von Ungarn.

Grammicythere n. sp.

(Taf. 1, Fig. 4)

Bemerkungen: Es liegt nur eine kleine R vor, die durch ihre gedrungene, kurze, nahezu rundliche Gestalt charakterisiert wird. Dem in der Mitte geraden Dorsalrand steht ein ausladend gerundeter konvexer Ventralrand gegenüber, welcher allmählich in den breit gerundeten Vorderrand überleitet sowie zu dem ventral ebenfalls gerundeten, gegen dorsal rasch gerundet zugespitzten Hinterende hinaufschwingt. Außer der speziellen Gestalt fällt an dieser Art ebenfalls besonders die große Retikulation auf, die sich auf der gewölbten Medianfläche aus irregulären, vier- bis sechseckigen Feldern mit kräftigen Rändern zusammensetzt. Randlich formieren sich die Felder mehrminder deutlich zu einer bis mehreren parallel zum Klappenrand verlaufenden Reihen. Eine sich posteroventral ab der Kl-Mitte allmählich entwickelnden Kante endet am Hinterende leicht angeschwollen, abrupt.

Maße: Länge 275 µm, Höhe 185 µm.

Beziehungen: Die neue, eigenständige Art hat noch am ehesten Ähnlichkeit zu *G. tumida* KRISTAN-TOLLMANN, 1989, welche ebenfalls eine gedrungene, ventral konvex gewölbte Gestalt, kräftige Retikulation, keine Knoten aufweist (siehe Taf. 5, Fig. 8, 9). Im Gegensatz zu *Grammicythere tumida* hat die neue Art aber doch einen abweichenden Seitenumriß: antero- und posteroventral ist sie wesentlich stärker abgeschrägt, der Ventralrand dafür im Mittelabschnitt viel mehr konvex herausgewölbt. Die Retikulation ist größer gefeldert, keinerlei Pusteln sind ausgebildet. Vom Hinterrand können keine Details angegeben werden. *Grammicythere hungarica* (KOZUR, 1971) unterscheidet sich durch die längliche Gestalt mit geradem bis leicht konkavem Ventralrand, durch das breite Hinterende und durch das ventral schräg weit herausgewölbte Vorderende.

Genus: *Judahella* SOHN, 1968

Judahella andrusovi KOZUR & BOLZ, 1971

(Taf. 2, Fig. 8; Taf. 5, Fig. 1–7)

* 1971 *Judahella andrusovi* KOZUR & BOLZ n. sp. in BUNZA & KOZUR, S. 25, Taf. 5, Fig. 14,16–22.
1972 *Judahella andrusovi* KOZUR & BOLZ, 1971 – URLICHS, S. 679, Taf. 1, Fig. 15.
1973 *Judahella andrusovi* – KOZUR, Taf. 2, Fig. 9.
1980 *Judahella (Judahella) andrusovi* KOZUR & BOLZ, 1971 – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN et al., S. 189, Taf. 11, Fig. 9,10.
? 1982 *Judahella andrusovi* KOZUR & BOLZ – BASHA, S. 8, Taf. 1, Fig. 13.
1983 *Judahella (Judahella) andrusovi* KOZUR & BOLZ, 1971 – KRISTAN-TOLLMANN, S. 151, Taf. 9, Fig. 5–9.

Bemerkungen: Von dieser Art wurde in unserem Material nur eine larvale R gefunden. Sie stimmt mit der Erstbeschreibung in allen Punkten sehr gut überein mit einer Ausnahme: Der vorderste Knoten, welcher sich schräg unterhalb und vor dem Augenknoten befinden sollte, ist nicht vorhanden. Meines Erachtens wird dieses Faktum jedoch mit dem frühen Stadium der Larve zusammenhängen (sie hat eine Länge von 360 µm gegenüber adulten Längen von etwa 480 µm), und dieser schwächste Knoten sich erst zuletzt entwickelt. Der ventrale Wulst hingegen ist auch bei unserem Exemplar schon gut ausgebildet; er ist kräftiger, als das Foto Taf. 1, Fig. 8 vermuten läßt. Ebenso verhält es sich mit dem schrägen ventraloiden Wulst im vorderen Kl-Abschnitt.

Zum Vergleich werden Exemplare aus rhätischen Zlambachmergeln von Österreich abgebildet (siehe Taf. 5, Fig. 1–7), aus denen *J. andrusovi* bisher noch nicht beschrieben worden war. Die sehr gut erhaltenen K zeigen alle typischen Skulpturmerkmale in ausgeprägter Form, die zusätzlich durch die Scan-Aufnahmen mit 30 kV besonders hervorgehoben werden. Zu beachten sind auch die Dörnchen am Vorderrand, gut erhalten an Fig. 1 und 2.

Neben *Judahella tuberculifera* (GÜMBEL) gehört *Judahella andrusovi* zu den Trias-Ostracoden mit der weitesten stratigraphischen wie regionalen Verbreitung und zu jenen wenigen Ostracoden der Trias, die sowohl im alpinen als auch im germanischen und/oder sephardischen Faziesbereich der mittleren-oberen Trias beheimatet gewesen sind.

Erstbeschrieben wurde *Judahella andrusovi* aus Kössener Schichten (Sevat) vom Ampelsbach N Aachwald, Südflügel der Thierseermulde, Tirol, Österreich. Ebenfalls aus Kössener Schichten sevatischen Alters, vom Weißloferbach östlich von Kössen, Tirol, Österreich, machte sie URLICHS bekannt. Mir liegt sie von vier verschiedenen Fundpunkten aus Zlambachmergeln (Sevat/Rhät) von Österreich vor (siehe Taf. 5, Fig. 1–7): Stambach-Westast (Probe R342) 3 km NE Bad Goisern, Salzkammergut, Ober-Österreich; Grünbachgraben (Probe R62), rechter Quellast (= Drachenlochbach), Ostseite des Untersberges in Salzburg; Krautgartenalm, 50 m N Krautgartenalmhütte, SW Vorderer Gosausee, Salzkammergut, Ober-Österreich (S746) und vom Plackles, Hohe Wand bei Wiener Neustadt, Nieder-Österreich. Die Art konnte aber auch im Sevat-Rhät-Profil des Salzbrunnens bei Dizlu NE Bagerabad, 60 km NE Isfahan, Persien (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1980), nachgewiesen werden. Ein Exemplar aus dem dortigen Material (l. c. Taf. 11, Fig. 10) hat übrigens auch den vordersten subdorsalen Knoten nur ganz schwach ausgebildet. Aus dem unteren kalkigen Anteil des Karn (oberster Teil des Hisban Limestone) vom Wadi Hisban im Jordantal W Amman, Jordanien, führt BASHA *J. andrusovi* ebenfalls an. Das auf Taf. 1, Fig. 13, abgebildete Exemplar ist allerdings derart ungünstig erhalten oder/und abgebildet, daß die Bestimmung aufgrund dieses Fotos nicht verifiziert werden kann. Schließlich konnte *J. andrusovi* in nicht wenigen Individuen im Profil von Leidapo 30 km S Guiyang in Südchina nachgewiesen werden. Die dortige Kalk-Mergel-Serie in Cassianer Fazies gehört der oberanisischen Leidapo-Subforma-

tion in der anisischen, also mittel-triadischen Qingyan-Formation an.

Genus: *Mostlerella* KOZUR, 1971

Mostlerella nodosa KOZUR, 1971

(Taf. 2, Fig. 5–7,9–12; Taf. 3, Fig. 6)

* 1971 *Mostlerella nodosa nodosa* KOZUR n. sp., S. 38, Taf. 4, Fig. 10,12,14,16.
1971 *Mostlerella nodosa parva* KOZUR n. subsp., S. 39, Taf. 4, Fig. 2.
1973 *Mostlerella nodosa* KOZUR – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & HAMEDANI, S. 199, Abb. 8, Fig. 10,11; Abb. 13, Fig. 3.
1982 *Mostlerella nodosa parva* KOZUR – KRISTAN-TOLLMANN, S. 566, Abb. 2, Fig. 5–7.
? 1982 *Mostlerella nodosa* KOZUR – BASHA, S. 8, Taf. 1, Fig. 17.

Bemerkungen: *Mostlerella nodosa* ist eine der (verhältnismäßig) häufigsten Ostracoden-Arten in unserem Material, sie kommt in fast jeder Probe der Bohrung vor. Öfters finden sich sogar mehrere Exemplare pro Probe mit primär kräftiger oder schwächer entwickelter Skulptur, aber auch in verschiedener Erhaltung, darunter Larven in verschiedenen Stadien. Anhand dieses Materials zeigt sich, daß eine Aufrechterhaltung der unterartlichen Unterscheidung von *M. nodosa nodosa* und *nodosa parva* nicht überall möglich ist.
Nach bisheriger Kenntnis scheint *Mostlerella nodosa* auf das Karn beschränkt zu sein. In regionaler Hinsicht ist die Verbreitung wesentlich weiter und auch faziesüberschreitend. Sie kann bisher von folgenden Punkten angegeben werden:

Tuval:

1) Mergel von Veszprém, Steinbruch am Schlachthof, Ungarn.
2) Opponitzer Schichten vom Stiegengraben nahe Göstling/Ybbs, Kalkvoralpen, Niederösterreich.

Cordevol–Jul:

3) Veszprém, Fußballplatz, Ungarn.

Cordevol:

4) Cassianer Schichten, Ruones Wiesen/Pralongia SE Corvara, Südtiroler Dolomiten, Italien.
5) Hisban Limestone Formation, Wadi Hisban im östlichen Jordantal WSW Amman, Jordanien (Bestimmung aufgrund des schlecht erhaltenen Exemplars mit nicht besonders gutem Foto auf Taf. 1, Fig. 17, bei BASHA nicht einwandfrei nachvollziehbar; Cordevol [?]).

Karn i.a.:

6) Mohilla-Formation der Devora-2A-Bohrung in Nord-Israel (Abstract und Dia zum Vortrag GERRY, E., HONIGSTEIN, A., ROSENFELD, A. & HIRSCH, F.: „Ostracods of the Carnian salinity crisis in Israel; 10th Int. Sympos. on Ostracoda, Aberystwyth, 25. Juli 1988).

Mostlerella spinosa KRISTAN-TOLLMANN, 1982

(Taf. 3, Fig. 5; Taf. 5, Fig. 10)

* 1982 *Mostlerella spinosa* n. sp. – KRISTAN-TOLLMANN, S. 564, Abb. 1, Fig. 1–6; Abb. 2, Fig. 1–4.

Bemerkungen: *Mostlerella spinosa* kommt in unserem Material nur in einem Probenpunkt vor. Charakteristisch für diese Art ist, daß sie außer dem glatten Augenknoten keine weiteren Knoten ausgebildet hat, sondern breit höckerige, mehrminder flach bis höher gewölbte Erhebungen, die große Flächen der Kl einnehmen: Eine dorsal hinter, eine median vor dem breiten, gut ausgebildeten Sulcus. Besonders typisch ist aber der lange, glatte, meist im rechten Winkel abstehende posteroventrale Stachel auf dünnem, nicht verdicktem Ansatz der Ventralrippe. Auch die L aus unserem Material (Taf. 3, Fig. 5) besitzt einen derartigen langen Stachel, der aber leider auf dem Foto nicht richtig zur Geltung kommt.
Mostlerella spinosa war bisher nur vom Erstfundpunkt aus Raibler Schichten, Jul, vom Kämpferbach W Raibl (Cave de Predil), Julische Alpen, Italien, bekannt.

Genus: *Kerocythere* KOZUR & NICKLAS, 1970
Subgenus: *Kerocythere* KOZUR & NICKLAS, 1970 – KRISTAN-TOLLMANN, 1972

Kerocythere (Kerocythere) raibliana raibliana (GÜMBEL, 1869)

(Taf. 2, Fig. 1–3)

* 1869 *Cythere Raibliana* GÜMBEL, S. 184, Taf. 6, Fig. 36a, b.
1972 *Kerocythere (Kerocythere) raibliana raibliana* (GÜMBEL, 1869) – KRISTAN-TOLLMANN, S. 44, Abb. 1, Fig. 5–7.
1973 *Kerocythere raibliana* (GÜMBEL, 1869) – URLICHS, S. 685, Taf. 2, pars: Fig. 9?, 10?, non Fig. 11, 12; Fig. 13?; Fig. 14.
1979 *Kerocythere raibliana* (GÜMBEL 1869) – LIEBERMAN, S. 102, Taf. 5, Fig. 4.

Bemerkungen: Die für die Unterart charakteristischen groben Poren sind bei den Larven grundsätzlich seichter, daher nicht so prägnant zu sehen wie bei adulten Kl. Unser Material ist zudem meist stark korrodiert, und auch aus diesem Grund können die Poren oft nur mehr schlecht zu sehen sein. An Fig. 1 kann man die großen Poren gerade erahnen, an Fig. 3 kann man sie besser wahrnehmen. Es hat trotz der nicht besonders günstigen Erhaltung der Schalen den Anschein, daß die Unterart *raibliana levis* hier nicht vertreten ist. Im Zweifelsfalle muß man sich mit der bloß artlichen Determinierung zufrieden geben.
K. raibliana ist bisher von etlichen Fundstellen in Raibler Schichten und Cassianer Mergeln von Raibl und in den Südtiroler Dolomiten, Italien, bekannt.
Soweit sich bisher überblicken läßt, ist die Gattung *Kerocythere* mit ihren beiden Untergattungen *Kerocythere* und *Rekocythere* ein typischer Indikator alpiner/tethyaler Fazies der Trias. Trotz der noch immer spärlichen Kenntnis von Trias-Ostracodenfaunen aus dem östlichen Bereich der Tethys zeichnet sich aber schon ab, daß auch *Kerocythere* und *Rekocythere* tethysweit verbreitet waren. Als Beispiele können angeführt werden:
❶ Die beiden auffälligsten und typischesten Vertreter dieser Gattung im Rhät, *Kerocythere (Kerocythere) hartmanni* und *K. (Rekocythere) mostleri*, bekannt von allen Fundorten der Zlambachmergel und z. T. auch aus Kössener Schichten in den Ostalpen, und als Leitfossilien für Sevat/Rhät anzusehen, gehören auch zu den häufigsten Ostracoden-Arten der gleich alten Mikrofauna vom Salzbrunnenprofil bei Dizlu, 10 km NE

Bagerabad, 60 km NE Isfahan, Persien (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1980).

❷ Die bei GRAMANN et al. (1972, S. 13, Taf. 3, Fig. 12; Taf. 4, Fig. 25a–c) aus dem Thigaungdaung Limestone (vermutlich [Ober-Ladin-] Unter-Karn) von Burma (5 km E Hsa Hmong Hkaman an der Kalaw-Heho-Straße, Southern Shan State) dargestellte *Kerocythere* ? sp. gehört nach Beschreibung und Abbildungen mit größter Wahrscheinlichkeit zur Art *Kerocythere (Kerocythere) sulcata* KRISTAN-TOLLMANN, 1972. Diese Art wurde aus den unterkarnischen Heiligenkreuzer Schichten von Heiligenkreuz bei St. Leonhard/Abtei, Dolomiten, Italien, erstbeschrieben.

❸ Ein sehr spärliches Ostracoden-Material aus dem tieferen Karn der Insel Misol/Indonesien enthält eine frühe Larve der Gattung *Kerocythere*, die man am besten bei *K. raibliana* einordnen kann (siehe KRISTAN-TOLLMANN & HASIBUAN 1990, Taf. 2, Fig. 1).

❹ Für ein tethysweites Vorhandensein auch der Untergattung *Rekocythere* spricht *K. (Rekocythere) cristata* KRISTAN-TOLLMANN. Diese sehr eigenständige Form stellt die bisher älteste Art der Gattung *Kerocythere* dar. Sie wurde in etlichen Exemplaren in der kalkführenden Mergelserie des oberanisischen Profiles von Leidapo, 30 km S Guiyang, in Südchina gefunden (KRISTAN-TOLLMANN, 1983, S. 161, Taf. 13, Fig. 7, 9–12).

❺ Schließlich verdient auch Erwähnung, daß die erst jüngst aufgestellte Gattung *Dettermania* SOHN, 1987, höchstwahrscheinlich ein jüngeres Synonym von *Rekocythere* darstellt. Von *Dettermania* sind noch nicht Schloß und Schließmuskel bekannt. Vorausgesetzt, daß auch diese mit jenen von *Rekocythere* übereinstimmen, kann weder in der Beschreibung noch an den Abbildungen zur Gattung bzw. zum Generotypus *D. truncata* SOHN ein Grund zur Abtrennung von *Rekocythere* gefunden werden. Leider zieht SOHN bei Aufstellung dieser neuen Form keinen Vergleich zu *Rekocythere. Monoceratina subtriangulata* HUANG & GOU, 1977, aus dem Nor von Yunnan, China, die SOHN ebenfalls zu *Dettermania* stellt, gehört übrigens sicher nicht hierher.

K. (Rekocythere)? truncata (SOHN, 1987) paßt in ihrem Umriß, der Schalenbeschaffenheit sowie in der Ausbildung der Skulptur in die Gattungsdiagnose von *Rekocythere* (vgl. KRISTAN-TOLLMANN, 1972, S. 44). Die SOHNsche Art *truncata* stammt aus dem ladinischen Anteil der Shublik Formation in der Fire Creek section, Mount Michelson quadrangle, Alaska. Aus dem obernorischen Anteil der nämlichen Shublik Formation von Alaska hat auch TAPPAN (1951) die Foraminifere *Variostoma helictum* beschrieben, ein sevatisches Leitfossil der aristogeosynklinalen alpinen Fazies, verbreitet und nachgewiesen im Gesamtraum der Tethys von den Ostalpen bis Timor (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1983, S. 207f., Taf. 14).

Subgenus: *Rekocythere* KRISTAN-TOLLMANN, 1972
Synonym?: *Dettermania* SOHN, 1987

Kerocythere (Rekocythere) reticulata KRISTAN-TOLLMANN, 1972

(Taf. 1, Fig. 8, 9)

1971 *Kerocythere veghae* KOZUR n. sp. – S. 49, Taf. 4 partim: Fig. 19.

* 1972 *Kerocythere (Rekocythere) reticulata* n. sp. – KRISTAN-TOLLMANN, S. 46, Abb. 2, Fig. 4, 5.

1979 *Kerocythere reticulata* KRISTAN-TOLLMANN 1972 – LIEBERMAN, S. 103, Taf. 5, Fig. 5.

Bemerkungen: Von dieser zartschaligen Art liegt nur eine sehr frühe Larve vor, an der die Retikulation der Schalenoberfläche nicht zu sehen ist. Charakteristisch für die Art – und auch schon an der larvalen K beobachtbar – ist der gerade, nicht hinten geknickte, ganz leicht konvex gewölbte Dorsalrand sowie, als wichtiges Merkmal, der dünne und glatte, nicht gekielte und nicht verdickte oder mit zusätzlichem Wulst versehene Vorderrand.

K. (Rekocythere) reticulata ist bisher aus den Raibler Schichten (Jul) von Raibl (Cave de Predil), Julische Alpen, Italien (KRISTAN-TOLLMANN, 1972; LIEBERMAN, 1979); Mürztaler Mergeln (Jul) der Mürzschlucht SE Frein, Steiermark, Österreich (KRISTAN-TOLLMANN, 1972); Tuval von Veszprém, Steinbruch am Schlachthof, Bakony, Ungarn (KOZUR, 1971) bekannt.

Kerocythere (Rekocythere) reticulata hungarica n. ssp.

(Taf. 1, Fig. 7, 10, 11)

Derivatio nominis: Nach dem (endemischen?) Auftreten in Ungarn.

Holotypus: Taf. 1, Fig. 11.

Locus typicus: Bohrung Zsámbék-14, südliches Vorland des Gerecse-Gebirges im Transdanubischen Mittelgebirge, Ungarn.

Stratum typicum: Mátyáshegy Formation (Raibler Schichten), Unter-Karn (Jul), Ober-Trias.

Diagnose: Unterart der *Rekocythere reticulata* mit folgenden Besonderheiten: Dorsalrand und Vorderrand leicht wulstig verdickt. Parallel zum Vorderrand verläuft in der oberen Hälfte ein Wulst, der unter dem Dorsalwulst beginnt und bis zur Mitte des Vorderendes herabreicht, d. h. ein Stück oberhalb der medianen Längsrippe endet. Dorsalrand leicht konvex gewölbt.

Beschreibung: Mittelgroßes, zartschaliges G mit dem typischen Seiten-Umriß dieser Gattung. Wand mäßig herausgewölbt, Retikulation wie bei der Nominatunterart, in unserem Material aber schlecht zu sehen. Lange mediane Rippe wie bei Nominatunterart. Als Unterschied zu dieser ist der Dorsalrand sowie der Vorderrand leicht wulstig verdickt, und dem Vorderrand parallel verläuft in seiner oberen Hälfte ein zusätzlicher Wulst. Dieser Wulst beginnt direkt unterhalb des Dorsalrandwulstes und endet etwas oberhalb vom Vorderende des medianen Längswulstes. Der Dorsalrand ist leicht konvex gewölbt, ohne deutlichen hinteren Knick.

Maße des Holotypus (Larve): Länge 520 µm, Höhe 270 µm.

Beziehungen: Unsere Unterart mußte einerseits wegen des deutlich ausgeprägten parallelen Wulstes zum oberen Vorderrand sowie wegen des leicht wulstigen Dorsalrandes von *Rekocythere reticulata reticulata* abgetrennt werden; andererseits bestehen auch enge verwandtschaftliche Beziehungen zu *Kerocythere (Rekocythere) mostleri* (BOLZ & KOZUR). Zu dieser kann sie aber auch nicht gestellt werden, weil diese Art im

Gegensatz zu unserer einen rundum kräftig wulstig verdickten Rand aufweist, der Dorsalrand zum Hinterende mit deutlichem Knick rascher und schräger abfällt, die Seitenwände stärker aufgebläht sind, und schließlich der sehr kräftige, an den Enden auch zusätzlich verdickte, Parallelwulst zum Vorderrand diesem in der ganzen Länge folgt – beginnend unterhalb vom Dorsalrandwulst, endend direkt am Ventralwulst. Sehr schön ist die den gesamten Vorderrand parallel begleitende, senkrechte, leicht gebogene wulstige Leiste am Holotypus Taf. 7, Fig. 6 (in BUNZA & KOZUR, 1971) zu sehen.

Superfamilia: Cytherellacea SARS, 1866
Familia: Cytherellidae SARS, 1866
Subfamilia: Recytellinae GRAMM, 1970
Genus: *Issacharella* SOHN, 1968

Issacharella bisulcata KOZUR, 1972, emend.

(Taf. 3, Fig. 2; Taf. 4, Fig. 1–3, 5–7)

* 1972 *Issacharella bisulcata* n. sp. – KOZUR, S. 22, Taf. 1, Fig. 1, 5–7.

Revidierte Diagnose: Längliches Gehäuse mit breit gerundetem Vorderende und etwas niedrigerem, ebenfalls gleichmäßig gerundetem Hinterende. Dorsalrand über den beiden tief eingesenkten, kurzen, in einer gemeinsamen Grube liegenden Sulci dachgiebelförmig hochgezogen und mit kurzem, etwa 45° geneigtem Schenkel zum Hinterrand, der im letzten Stück wieder gerade verläuft, abfallend. Gesamte Schalenoberfläche zart retikuliert, unregelmäßig oder in Streifen angeordnet, oft mit kleinen, zugespitzten Pusteln auf den Kreuzungspunkten.

Beschreibung: Langgestrecktes Gehäuse mit etwas höherem Vorderende und niedrigerem Hinterende. Beide Enden gleichmäßig breit gerundet. Ventralrand gerade oder leicht konvex im Mittelabschnitt gebogen. Dorsalrand ab dem breiten Vorderende nur sehr wenig bis zur Mitte ansteigend, dann mit Knick bis zur halben Strecke der hinteren Dorsalrandhälfte abfallend und schließlich wieder fast waagrecht in den gerundeten Hinterrand übergehend. Der Dorsalrand wirkt dadurch über der Gehäusemitte giebelförmig hochgezogen (vgl. Taf. 4, Fig. 5). Der Scheitelpunkt des Giebels liegt genau oberhalb der Sulci-Grube oder etwas dahinter, über dem Gruben-Hinterrand. Die Grube mit den beiden kurzen Sulci liegt in der oberen Gehäusehälfte, mehrminder in der Mitte. Der hintere Sulcus ist meist markanter und tiefer ausgeprägt. Der Grubenrand ist ringsum wulstig verdickt, vor allem oben, oft auch vorn und unten, bisweilen eher hinten. Dies variiert oder hat mit der Erhaltung zu tun; auf den Fotos erscheinen die Klappen jedenfalls zu flach, z. B. hat Fig. 4 auf Taf. 4 vorne und hinten einen kräftig wulstig verdickten Grubenrand; auch das Hinterende ist stärker aufgebläht. Am vorderen Gruben-Unterrand befindet sich ein schräger Einschnitt. Die gesamte Schalenoberfläche erweist sich zart retikuliert, wobei die Retikulation vor allem in der unteren Gehäuse-Hälfte oft in Streifen angeordnet sein kann. An den Schnittpunkten sitzen meist kleine, zugespitzte Pusteln, sodaß bei schlechterer Erhaltung von der zarten Retikulation nur diese sichtbar bleiben (vgl. Taf. 4, Fig. 1–3).
Larven: Die Larven unterscheiden sich in der Gestaltung des Gehäuse-Seitenumrisses beträchtlich von den Erwachsenen. Bei den Larven ist das Hinterende gegenüber dem Vorderende noch wesentlich niedriger, es ist deutlich abgeschrägt, der Dorsal- und Ventralrand konvergieren nach hinten ziemlich stark. Der Ventralrand ist noch selten konvex, sondern meist leicht konkav eingezogen oder gerade. Auch der Dorsalrand verläuft entweder gerade oder mäßig konvex gewölbt, jedoch noch ohne den charakteristischen giebelförmigen Buckel.

Bemerkungen: H. KOZUR (1972, S. 22) hat seine Art auf frühen Larven begründet, die größte Larve (Holotypus) hat eine Länge von 0,78 mm. Unsere erwachsene L (Taf. 4, Fig. 5) hingegen mißt 0,85 mm. Entsprechend den bei Larven dieser Art aber beträchtlich gegenüber adulten Exemplaren abweichenden Umrißlinien gibt KOZUR eine für die Art untypische Beschreibung, die hier korrigiert werden mußte.

Verbreitung: *I. bisulcata* kennt man bis jetzt nur aus Ungarn:
a) Karn (Jul?, Tuval) vom ehemaligen Steinbruch gegenüber dem Schlachthof Veszprém, Balatonhochland (KOZUR, 1972).
b) In unserer Bohrung Zsámbék-14 stellt sie unter den Ostracoden die häufigste Art, die außerdem in fast jeder der Proben enthalten ist. Allerdings ist sie auch hier – mit einigen Ausnahmen – hauptsächlich durch Larven verschiedener Altersstufen vertreten.

Genus: *Reubenella* SOHN, 1968

Reubenella graciliculpta n. sp.

(Taf. 3, Fig. 4, 8, 9)

Derivatio nominis: gracilis (lat.) = zart, sculptus (lat.) = skulptiert; wegen der zarten Retikulation.

Holotypus: R Taf. 3, Fig. 4.

Locus typicus: Bohrung Zsámbék-14, südliches Vorland des Gerecse-Gebirges im Transdanubischen Mittelgebirge, Ungarn.

Stratum typicum: Veszprém-Mergel, unterer Teil (Raibler Schichten), Unter-Karn (Jul), Ober-Trias.

Material: Einige Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Reubenella* SOHN, 1968, mit folgenden Besonderheiten: Längliches Gehäuse mit parallel verlaufendem Dorsal- und Ventralrand und nahezu gleich hohem, breit gerundetem Vorder- und Hinterende. Das Hinterende ist bloß gegenüber dem gleichmäßig oben und unten gerundeten Vorderende dorsal etwas abgeschrägt. Feine Retikulation zieht sich in zarten Streifen, den Umrißlinien der Klappen folgend, über die gesamte Schalenoberfläche.

Beschreibung: Mittelgroße, längliche Gehäuse von gleichbleibender Höhe durch parallel verlaufenden Dorsal- und Ventralrand. Der Ventralrand ist lediglich in der Mitte ganz leicht konkav gebogen, der Dorsalrand gerade bis unwesentlich konvex gewölbt. Das Vorderende ist oben und unten gleichermaßen symmetrisch breit gerundet, während das Hinterende unten in gleicher Weise wie das Vorderende gerundet

erscheint, oben jedoch etwas abgeschrägt ist. Eine breite, dem Hinterrand parallele wulstige Verdickung des Hinterendes (Taf. 3, Fig. 4, 9) charakterisiert wahrscheinlich weibliche Exemplare. Die Mediangrube ist kaum eingesenkt, auch nicht von einem verstärkten Rand umgeben, sondern nur als schmale, senkrechte, schlitzförmige Rille erkennbar. Die gesamte Schalenoberfläche ist zart retikuliert, und zwar vorwiegend in Form von verbundenen feinen Streifen, die in ovalen Ringen entsprechend dem Klappen-Umriß verlaufen.

Maße des Holotypus: Länge 575 µm, Höhe 320 µm.

Beziehungen: Von den ebenfalls retikulierten *Reubenella*-Arten *R. picardi* SOHN, *R. avnimelechi* SOHN, *R. amnekhoroshevi* GRAMM und *R. gibbera* KRISTAN-TOLLMANN unterscheidet sich *R. graciliscula* außer im Umriß (mit dem auch dorsal gut gerundeten Vorderende), der kleinen Mediangrube, dem Fehlen jeglichen Skulptur-Wulstes, vor allem durch die feine, in konzentrischen Streifen angeordnete Retikulation.

Genus: *Leviella* SOHN, 1968

Leviella fraterna (REUSS, 1867)

(Taf. 3, Fig. 7)

* 1867 *Cythere fraterna* Rss. – REUSS, S. 283f., Fig. 7.
1869 *Cythere Raibliana* n. sp. – GÜMBEL, S. 183, Taf. 6, Fig. 32.
1972 *Leviella veghae* n. sp. – KOZUR, S. 21, Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 8–14.
1973 *Leviella raibliana* (GÜMBEL, 1869) – KRISTAN-TOLLMANN, S. 364, Abb. 5, Fig. 1–8.
1973 *Leviella raibliana* (GÜMBEL, 1869) – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & HAMEDANI, S. 213, Abb. 12, Fig. 1, 2.
non 1979 *Leviella raibliana* (GÜMBEL 1869) – LIEBERMAN, S. 104, Taf. 5, Fig. 12 [= *Leviella rudis* KR.-TOLLM.].

Bemerkungen: Nach eingehender Prüfung des am Naturhistorischen Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, vorhandenen Originalmaterials von *Cythere fraterna* REUSS und Vergleich mit reichlichem Material von *Leviella raibliana* (GÜMBEL) aus der eigenen Aufsammlung in Raibl konnte geklärt werden, daß es sich bei *C. fraterna* um stark abgewitterte Exemplare der Art *C. raibliana* GÜMBEL handelt. Zu *C. raibliana* und deren Zugehörigkeit zur Gattung *Leviella* wurde in KRISTAN-TOLLMANN (1973) Stellung genommen. Aus Prioritätsgründen ist nun der Name *Leviella fraterna* zu verwenden, *L. raibliana* fällt in die Synonymie. Eine ausführliche Revision mit Abbildungen von *L. fraterna*-Originalen wird anderwärts gegeben werden.

Verbreitung: *Leviella fraterna* kennt man aus Raibler Schichten von Raibl, Torer Schichten von Raibl, Italien, und Heiligenkreuzer Schichten von Heiligenkreuz bei St. Leonhard/Abtei, Dolomiten, Italien, alle unteres Karn. Ferner ist sie aus dem (Jul-) Tuval, Ober-Karn, von Veszprém, Balatonhochland, Ungarn, und aus den Opponitzer Schichten, Tuval, vom Stiegengraben bei Göstling/Ybbs, niederösterreichische Kalkvoralpen, bekannt. In nur sehr geringer Abwandlung von höchstens unterartlichem Charakter reicht die Art als *Leviella fraterna valida* (BOLZ) bis in das Rhät hinauf und wurde in Kössener Mergeln und Zlambachmergeln der Nördlichen Kalkalpen in Österreich und Bayern (Thälerergraben, Grünbachgraben, Höllgraben, Fischerwiese, Roßmoos, Weißloferbach – BOLZ, 1970), aber auch in Zlambachmergeln vom Salzbrunnen-Profil NE Bagerabad bei Isfahan in Persien (KRISTAN-TOLLMANN et al., 1980) nachgewiesen.

Leviella bogschi KOZUR, 1972

(Taf. 3, Fig. 1, 3)

* 1972 *Leviella bogschi* n. sp. – KOZUR, S. 20, Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1–7.

Bemerkungen: *Leviella bogschi* wurde bis jetzt nicht außerhalb von Ungarn gefunden. Erstbeschrieben wurde die Art vom Fundpunkt Veszprém, Steinbruch gegenüber dem Schlachthof, Balatonhochland, aus dem Karn (mittleres bis Ober-Karn). Unsere Bohrung Zsámbék-14 stellt erst den zweiten Fundort dieser Art dar. Sie ist hier nicht häufig vertreten. Unser erwachsenes Exemplar Taf. 3, Fig. 3, hat übrigens eine Länge von 650µm, ist somit größer als der Holotypus mit 620 µm.

5. Analyse der Ostracodenfauna

Die Ostracodenfauna des karnischen Abschnittes der Bohrung Zsámbék-14 entspricht in ihrer Zusammensetzung ganz den Faunen der Raibler Schichten von Raibl.

Insgesamt setzt sich die kleine Ostracodensuite aus 19 Arten zusammen, die vornehmlich den Cytheracea und Cytherellacea angehören. Beherrschend sind die Arten (nach Häufigkeit) *Issacharella bisulcata, Mostlerella nodosa, Kerocythere (Rekocythere) reticulata hungarica* und *Kerocythere (Kerocythere) raibliana*. Die Bairdiacea zeigen sich nur spärlich vertreten – sowohl an Arten- als auch an Individuen-Zahl –, die Healdiacea fehlen ganz.

Von den insgesamt acht Arten, die bisher nur aus den beiden ungarischen Fundpunkten Zsámbék-14 und Veszprém bekannt sind (siehe Tabelle 1), sind drei nicht sicher artlich zuordenbar (*Acratia* cf. *triassica, Cytheropteron* ? cf. *triassica, Grammicythere* n. sp.), drei durch KOZUR aus Veszprém erstbeschrieben und einstweilen nur in der Bohrung Zsámbék-14 wiedergefunden (*Grammicythere transita, Issacharella bisulcata, Leviella bogschi*), die beiden Formen *Kerocythere (Rekocythere) reticulata hungarica* und *Reubenella graciliscula* sind neu. Sieht man von diesen acht Arten ab, zeigt die Analyse der übrigen Fauna, daß sie durchwegs Arten enthält, welche in den Raibler Schichten von Raibl oder anderen karnischen Lokalitäten im Bereich der Tethys vorkommen, darunter zwei Arten, die bisher sonst nur von Raibl bekannt waren: *Mostlerella spinosa, Reubenella subcylindrica*. Nur vier der in Zsámbék angetroffenen Ostracoden-Arten kennt man auch aus Cassianer Mergeln (vgl. Tab. 1), bezeichnenderweise haben diese Taxa zumeist eine darüber hinaus weite regionale Verbreitung. Typisch für den Charakter der Raibler Fauna ist aber nicht so sehr das Aufscheinen dieser oder jener Art – die Suite von Zs-14 ist ja nur ein kleiner Ausschnitt, der bei mehr gelöstem Material gewiß eine umfangreichere Fauna erbracht hätte – sondern die Gesamtzusammensetzung. Sowohl in Zsámbék-14 als auch in Raibl wird die Fauna durch Taxa der Gattungen *Reubenella, Leviella, Kerocythere* und *Rekocythere* sowie *Mostlerella* geprägt, die Bairdiacea treten ganz in den Hintergrund und die Healdiacea fehlen gänzlich. Ganz im Gegensatz dazu wird die Ostraco-

Tabelle 1.
Übersicht über die regionale Verbreitung der in der Bohrung Zs-14 angetroffenen Ostracoden.

	Zsámbek-14	Veszprém	Cassianer Sch. Südtirol	Raibler Sch. Raibl	Übrige westl. Tethys	Tethys gesamt	Sephardische Provinz
Bairdia cassiana	×		×	×			
Acratia cf. *triassica*	×						
Nodobairdia mammilata	×		×	×	×	×	
Cytheropteron ? cf. *triassica*	×						
Grammicythere transita	×	×					
Grammicythere n. sp.	×						
Simeonella brotzenorum	×			×	×		×
Judahella andrusovi	×				×	×	×?
Mostlerella nodosa	×	×	×		×		×
Mostlerella spinosa	×			×			
Kerocythere (K.) raibliana	×		×	×			
Kerocythere (R.) reticulata reticulata	×	×		×	×		
Kerocythere (R.) reticulata hungarica	×						
Issacharella bisulcata	×	×					
Reubenella subcylindrica	×			×			
Reubenella gracilisculpta	×						
Leviella fraterna	×	×		×	×	×?	
Leviella rudis	×			×	×		
Leviella bogschi	×	×					

denfauna der Cassianer Mergel von Arten der Gattung *Hungarella* (Healdiacea) dominiert, als zweithäufigste Gruppe herrschen Taxa der Gattungen der Bairdiacea, und die Cytheracea treten stark in den Hintergrund, Cytherellacea fehlen meist völlig. Es macht also vor allem das Fehlen der Hungarellinae in den Raibler Schichten den Unterschied zu den Cassianer Schichten aus. Wenn man bedenkt, daß der Ablagerungsraum der Raibler Schichten der beiden ungarischen Fundpunkte bei Zurücknahme der gewaltigen Seitenverschiebung dieses Bereichs des Transdanubischen Gebirges ursprünglich weit im Westen, etwa zwischen dem originalen Bereich der Cassianer Mergel von Südtirol und der Raibler Schichten von Raibl gelegen war, dann verwundert es nicht, daß die Hauptzahl der Ostracoden-Arten, vornehmlich der Cytheracea, in den vordem benachbarten Ablagerungsräumen von Raibler Schichten, Cassianer Schichten und ebenfalls Seeland-Schichten gleichermaßen vertreten waren. Mit zunehmender Kenntnis von karnischen Faunengemeinschaften wird man übrigens wahrscheinlich auch eine große Zahl jener Taxa, die derzeit auf die nun „ungarischen" Fundpunkte beschränkt zu sein scheinen, in anderen Aufschlüssen nachweisen können.

In regional-geologischer Hinsicht zeigt der Vergleich der vorliegenden transdanubischen Fauna mit den allerdings noch immer erst spärlich bekannten unterkarnischen Ostracodenfaunen der Alpen, daß Faunen ähnlicher Zusammensetzung (Details siehe oben und Tab. 1) aus verschiedenen Fundpunkten der Südalpen (Cassianer-, Seeland- und Raibler Schichten) bekannt sind, während sich die allerdings erst aus einem Fundpunkt (Halobienschiefer vom Steiglweg, Gosau) bekannte unterkarnische Ostracodenfauna aus den Nordalpen mit ihrer absoluten Bairdiiden-Dominanz völlig unterscheidet. Mit anderen Worten, der Ablagerungsraum der Raibler Schichten von Zsámbék-14 liegt im genannten südalpinen Bereich und ist von dem nordalpinen Faziesbereich zu trennen.

Dank

Die Scan-Aufnahmen der Ostracoden aus der Bohrung Zsámbék-14 konnten dankenswerterweise durch Unterstützung von Herrn Prof. Tufar und Herrn Fecher am Geowissenschaftlichen Fachbereich der Universität Marburg/Lahn angefertigt werden.

Tafel 1

Ostracoden aus dem Karn der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge, Ungarn.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1–3: ***Nodobairdia mammilata*** **KOLLMANN.**
Fig. 1: sehr frühe larvale L; 676,5–676,9 m. T-5600.
Fig. 2: Larve, R; anterodorsal und ventral ausgebrochen; 676,5–676,9 m. T-5601.
Fig. 3: Larve, L; 653,65–653,80 m. T-5602.

Fig. 4: ***Grammicythere*** **n. sp..**
R; 538,65–539,00 m. T-5603.

Fig. 5: ***Bairdia cassiana*** **(REUSS).**
Larvale R; 748,75–743,20 m. T-5604.

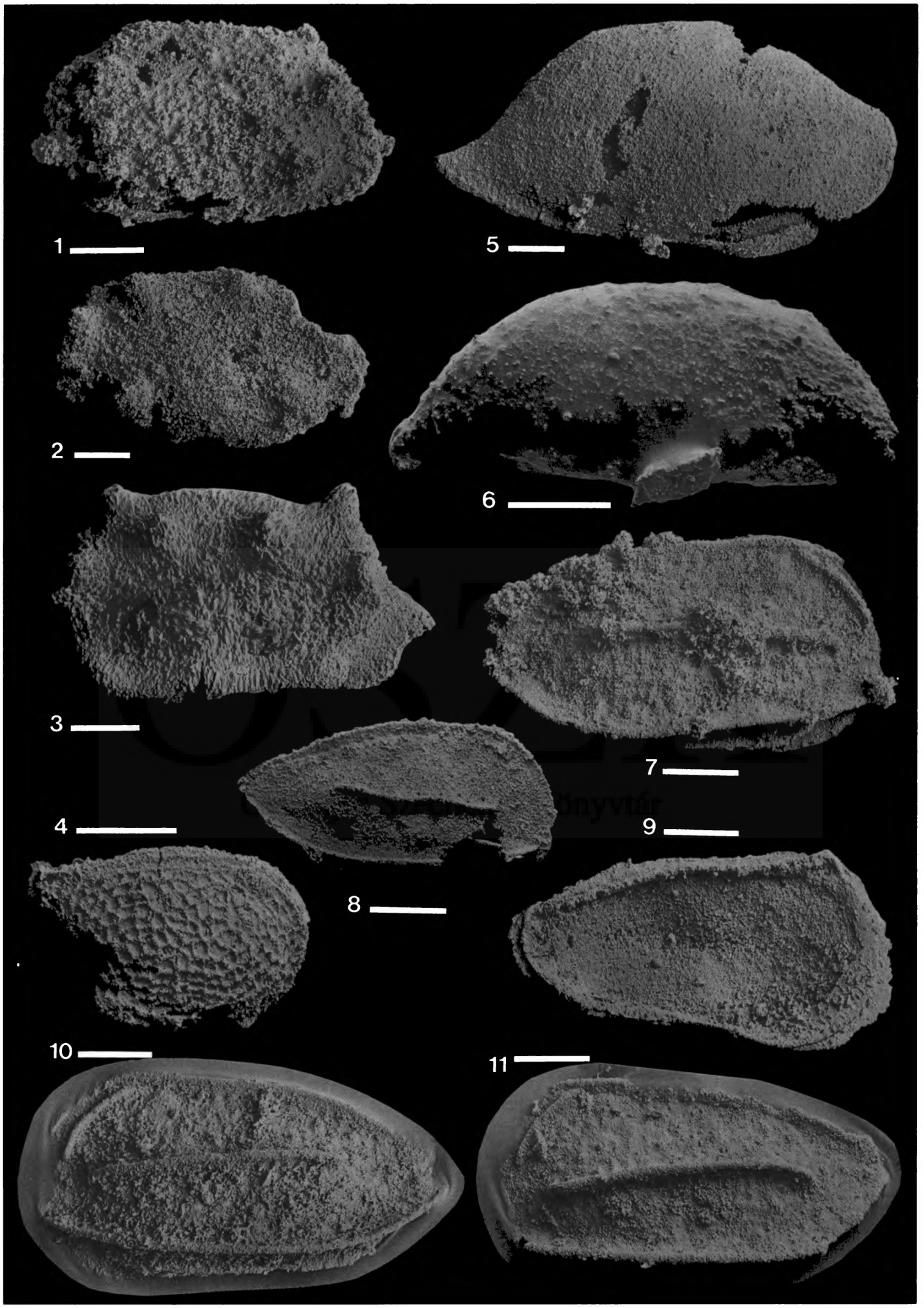
Fig. 6: ***Acratia*** **cf.** ***triassica*** **KOZUR.**
Larvale R; 748,75–743,20 m. T-5605.

Fig. 7,10,11: ***Kerocythere (Rekocythere) reticulata hungarica*** **n. ssp..**
Fig. 7: R, verkrustet; 676,5–676,9 m. T-5606.
Fig. 10: L; 676,5–676,9 m. T-5607.
Fig. 11: **Holotypus**, L; 676,5–676,9 m. T-5608.

Fig. 8: ***Kerocythere (Rekocythere) reticulata reticulata*** **KRISTAN-TOLLMANN.**
Larve, R; 676,5–676,9 m. T-5609.

Fig. 9: ***Kerocythere (Rekocythere) reticulata.***
L von innen; 752,00–752,10 m. T-5610.

Alle Maßbalken = 100 μm.


1
5
2
6
3
7
4
9
8
10
11

Tafel 2

Ostracoden aus dem Karn der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge, Ungarn.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

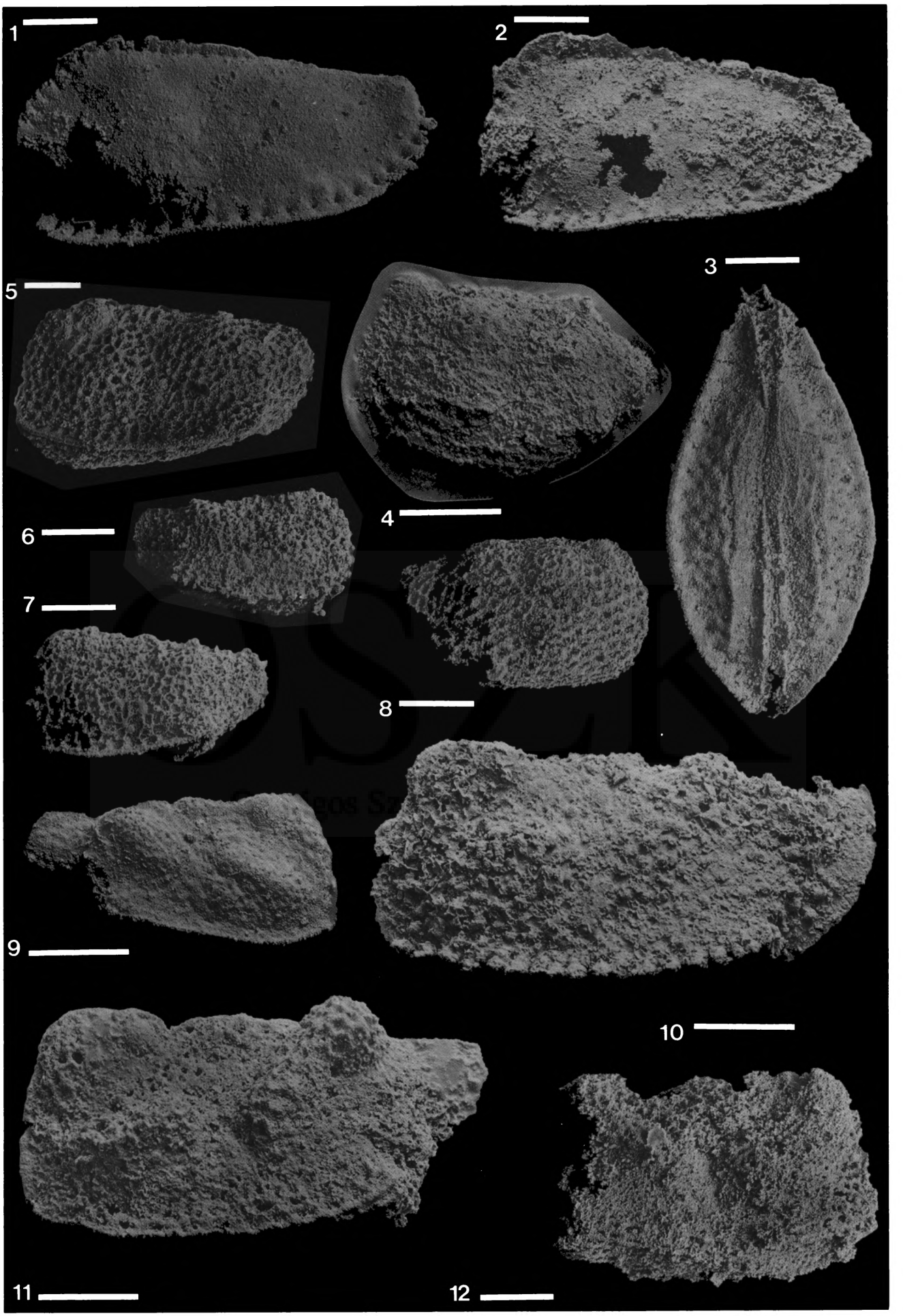
Fig. 1–3: ***Kerocythere (Kerocythere) raibliana*** **(GÜMBEL).**
Fig. 1: L; 507,00–507,50 m. T-5611.
Fig. 2: L; 676,50–676, 90 m. T-5612.
Fig. 3: G von unten; 538,65–539,00 m. T-5613.

Fig. 4: ***Grammicythere transita*** **(KOZUR).**
Etwas verdrückte larvale L; alle Knoten sind am Original kräftiger entwickelt, als das Bild erkennen läßt; Hinterende posterodorsal abgebrochen; 748,75–743,20 m. T-5614.

Fig. 5–7, 9–12: ***Mostlerella nodosa*** **KOZUR.**
Fig. 5: Larve, L; Dorsalrand vorne etwas beschädigt; 676,5–676,9 m. T-5615.
Fig. 6: Sehr frühe Larve, R; 676,5–676,9 m. T-5616.
Fig. 7: Sehr frühe larvale L; 676,5–676,9 m. T-5617.
Fig. 9: Larvale R; 507,00–507,50 m. T-5618.
Fig. 10: L; 752,00–752,10 m. T-5619.
Fig. 11: L, posteroventral beschädigt; 742,75–743,20 m. T-5620.
Fig. 12: R, z. T. verkrustet; 676,5–676,9 m. T-5621.

Fig. 8: ***Judahella andrusovi*** **KOZUR & BOLZ.**
Larve, R; ventraler Wulst kräftiger ausgebildet, als auf Bild sichtbar; 676,5–676,9 m. T-5622.

Alle Maßbalken = 100 μm.


1
2
3
5
4
6
7
8
9
10
11
12

Tafel 3

Ostracoden aus dem Karn der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge, Ungarn.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1,3: ***Leviella bogschi*** **KOZUR.**
Fig. 1: frühe Larve von rechts; 742,75–743,20 m. T-5623.
Fig. 3: R; 752,00–752,10 m. T-5624.

Fig. 2: ***Issacharella bisulcata*** **KOZUR.**
Larvales G von rechts; Grubenrand rings um die Sulci verdickt, vor allem hinten und unten, auf Foto zu flach; 752,00–752,10 m. T-5625.

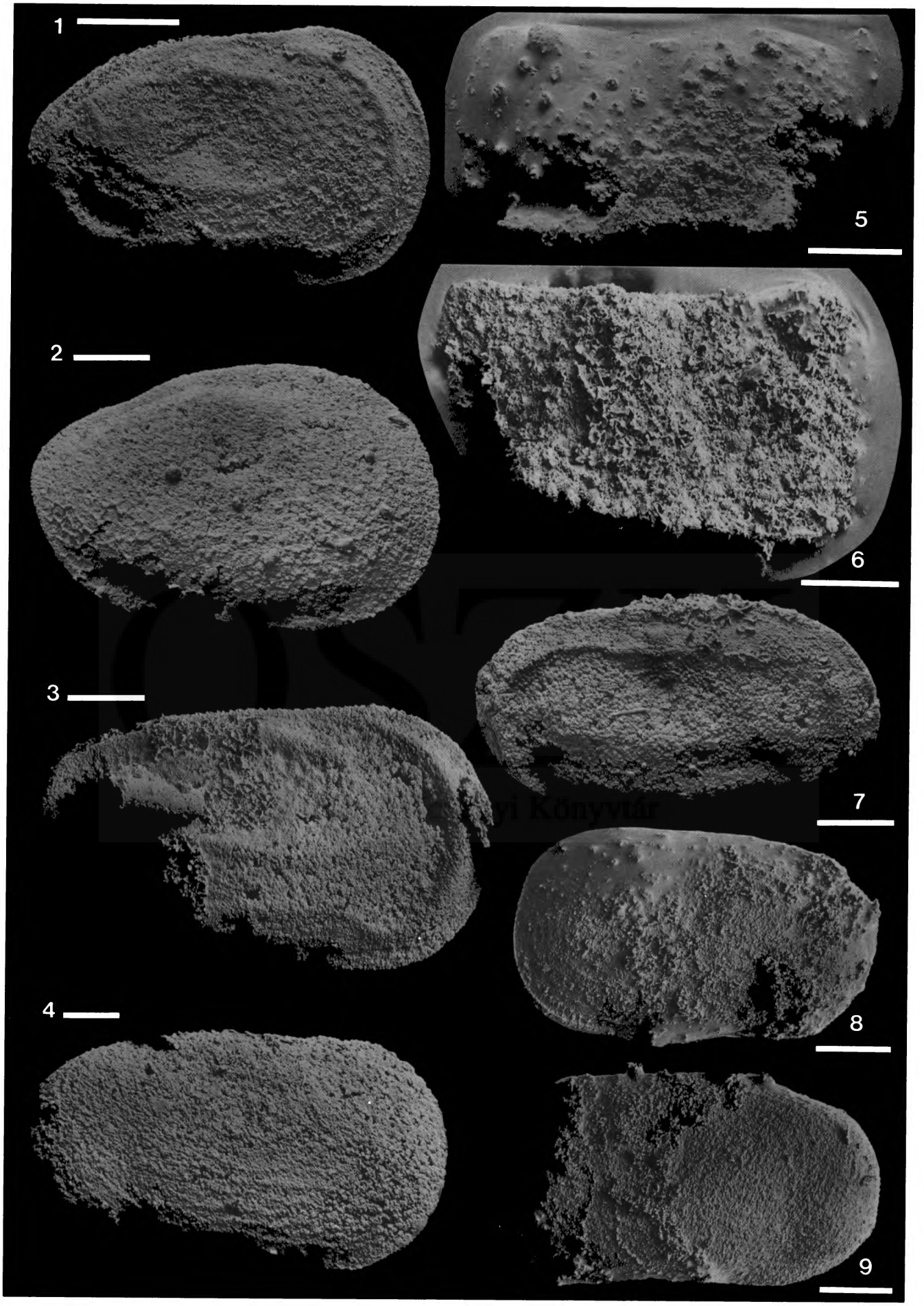
Fig. 4,8,9: ***Reubenella gracilisculpta*** **n. sp..**
Fig. 4: **Holotypus**, R; 752,00–752,10 m. T-5626.
Fig. 8,9: larvale L; 676,5–676,9 m. T-5627.

Fig. 5: ***Mostlerella spinosa*** **KRISTAN-TOLLMANN.**
L; langer posteroventraler Stachel auf Bild nicht gut zu sehen; 709,80–720,10 m. T-5628.

Fig. 6: ***Mostlerella nodosa*** **KOZUR.**
R, schlecht erhalten; 752,00–752,10 m. T-5629.

Fig. 7: ***Leviella fraterna*** **(REUSS).**
Etwas verdrückt; 752,00–752,10 m. T-5630.

Alle Maßbalken = 100 µm.


1
2
3
4
5
6
7
8
9

Tafel 4

Mikrofossilien aus dem Karn der Bohrung Zsámbék-14 im Transdanubischen Mittelgebirge, Ungarn.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

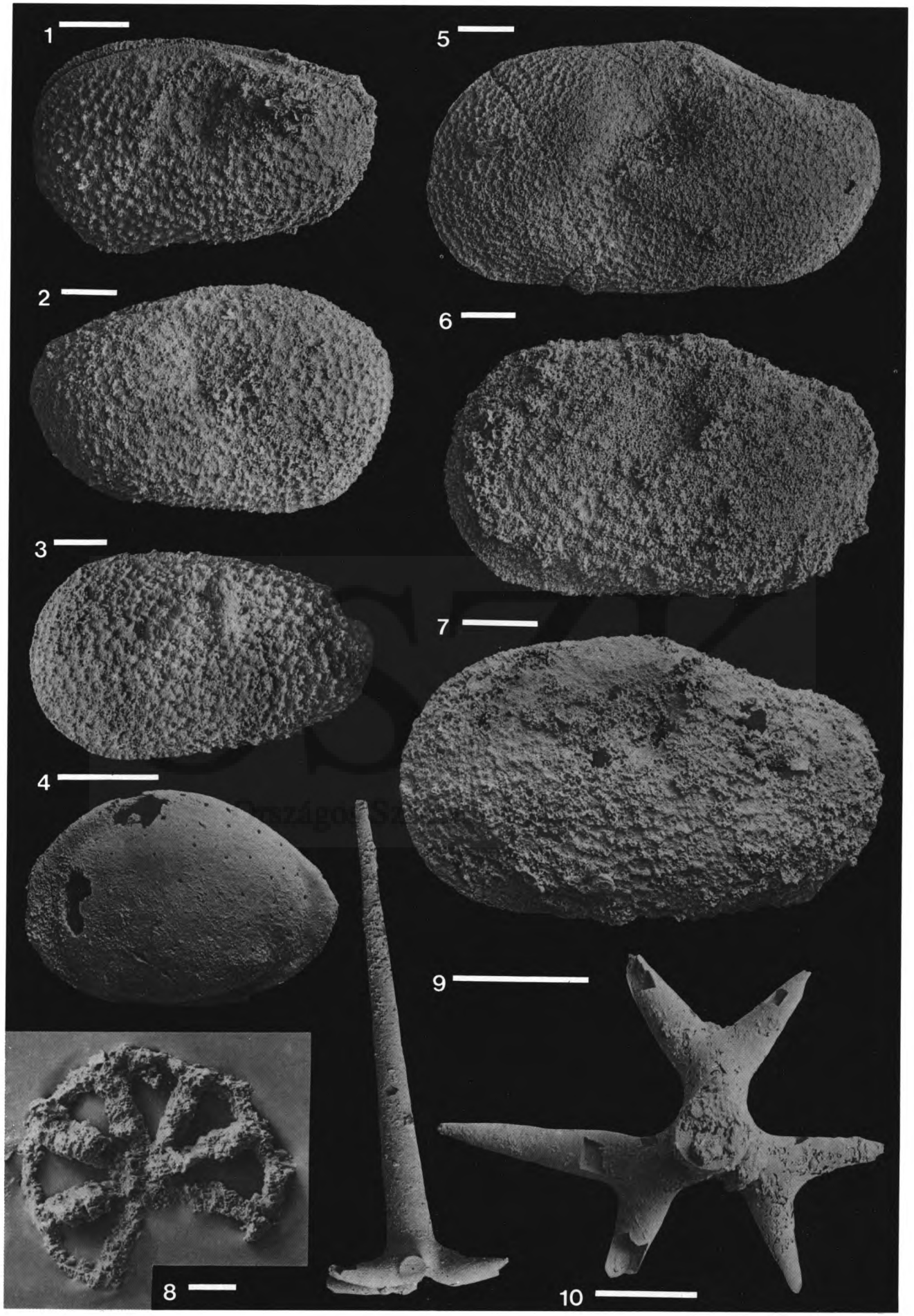
Fig. 1–3, 5–7: ***Issacharella bisulcata*** **KOZUR.**
Fig. 1: larvales G von links; 676,5–676,9 m. T-5631.
Fig. 2: larvale R; 676,5–676,9 m. T-5632.
Fig. 3: larvale L; 676,5–676,9 m. T-5633.
Fig. 5: adulte L mit typischem Umriß; Wulst um die Sulci und am Hinterende kräftiger aufgebläht, als auf dem Foto sichtbar; 538,65–539,00 m. T-5634.
Fig. 6: larvale L; 538,65–539,00 m. T-5635.
Fig. 7: larvale L; 752,00–752,10 m. T-5636.

Fig. 4: ***Cytheropteron ? cf. triassica*** **KOZUR.**
G von links; 742,75–743,20 m. T-5637.

Fig. 8: **Holothurien-Sklerit: *Theelia* sp..**
538,65–539,00 m.

Fig. 9, 10: **Poriferenspiculae: Orthodichotriaene.**
Fig. 9: Nadel in Seitenansicht mit fast komplett erhaltenem langem Rhabd; 752,00–752,10 m.
Fig. 10: Proximalansicht, Rhabd abgebrochen; 709,80–720,10 m.

Alle Maßbalken = 100 µm, außer Fig. 8 (= 30 µm).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Tafel 5

Ostracoden aus der Obertrias der Nord- und Südalpen als Vergleich zu jenen der Bohrung Zs-14.

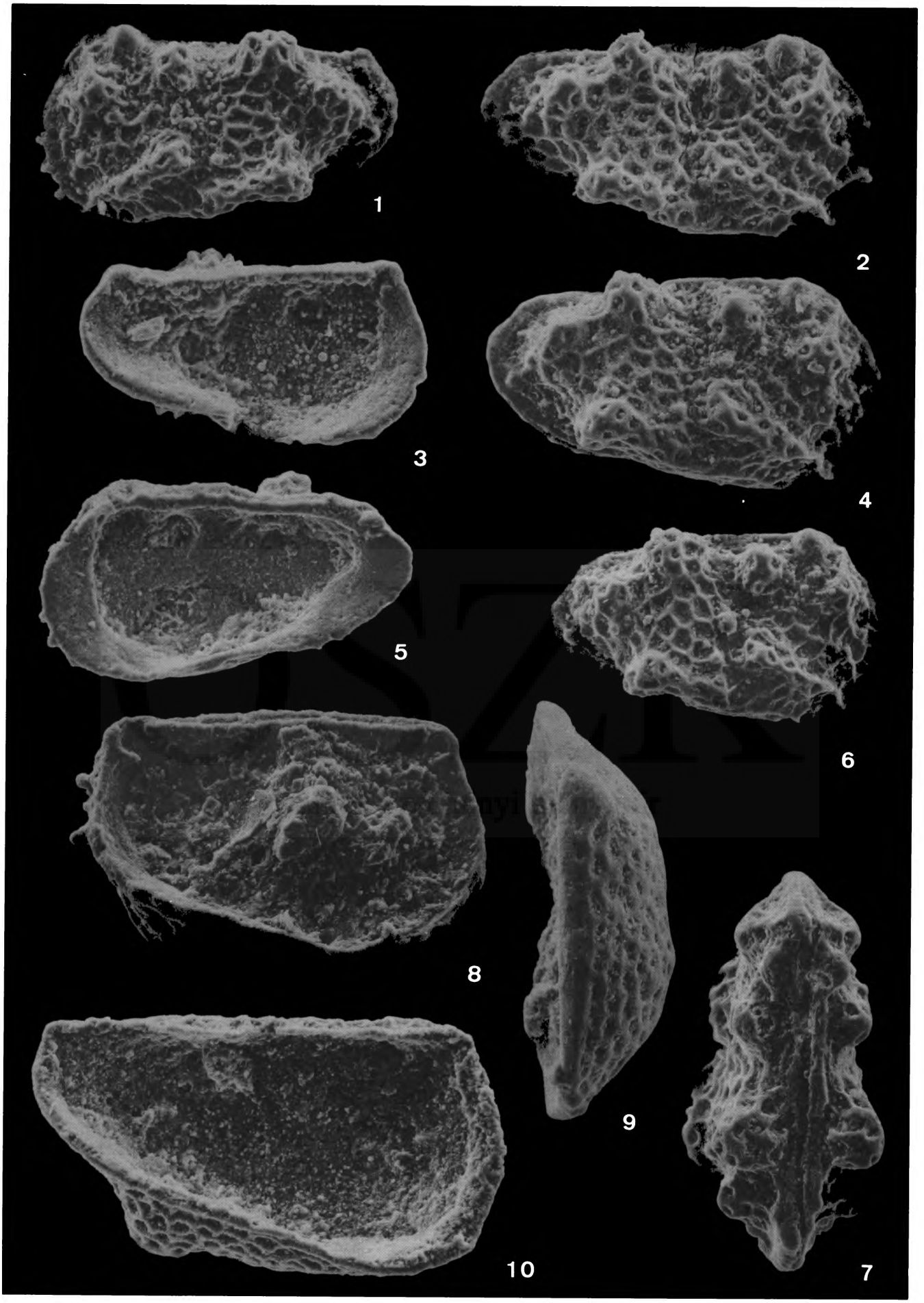
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1–7: ***Judahella andrusovi*** **Kozur & Bolz aus Zlambachmergeln (Sevat–Rhät).**
Fig. 1: L von außen; Stambach (Probe R343) bei Bad Goisern, Ober-Österreich.
Fig. 2: R von außen; Grünbachgraben (Probe R62), Untersberg-Ostseite, Salzburg.
Fig. 3: L von innen; Stambach wie Fig. 1.
Fig. 4: R von außen; Grünbachgraben wie Fig. 2.
Fig. 5: R von innen; Plackles, Hohe Wand bei Wiener Neustadt, Nieder-Österreich.
Fig. 6: R von außen, Larve; Stambach wie Fig. 1.
Fig. 7: Gehäuse von oben; Plackles wie Fig. 5.

Fig. 8,9: ***Grammicythere tumida*** **Kristan-Tollmann aus Raibler Schichten (Karn).**
Fig. 8: L von innen; Kämpferbach (Probe U965) W Raibl, Julische Alpen, Italien.
Fig. 9: R von oben; Kämpferbach (Probe U968) wie Fig. 8.

Fig. 10: ***Mostlerella spinosa*** **Kristan-Tollmann.**
L von innen; Raibler Schichten, Karn, Kämpferbach (Probe U965) wie Fig. 8.

Vergrößerungen 200×.


1
2
3
4
5
6
8
9
10
7

Lithostratigraphie, Conodonten

BALOGH, K. (1981): Correlation of the Hungarian Triassic. – Acta Geol. Hung., **24**/1, 3–48, Budapest.

BALOGH, K. & KOVÁCS, S. (1981): A szölösardó-I. sz. furás (The Triassic sequence of the borehole Szölösardó-I). – MÁFI Évi Jel., **1979**, 39–63, Budapest (In Ungarisch mit Englischer Zusammenfassung).

BALOGH, K., DOBOSI, K., GÓCZÁN, F., HAAS, J., ORAVECZ, J., ORAVECZ-SCHEFFER, A., SZABÓ, J. & VÉGH-NEUBRANDT, E. (1983): Report on the Activities of the Triassic Working-Group in Hungary. – In: ZAPFE, H. (Ed.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias, Österr. Akad.-Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., **5**, 17–36, Wien – New York (Springer).

GAZDZICKI, A. (1978): Conodonts of the genus *Misikella* KOZUR & MOCK, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathians). – Acta Palaeont. Pol., **23**/3, 341–350, pls. 37–40, Warszava.

KOZUR, H. & MOCK, R. (1974): Zwei neue Conodonten-Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. – Cas. Miner. Geol., **19**/2, 135–139, Brno.

KOZUR, H. (1974): *Misikella posthernsteini* n. sp., die jüngste Conodontenart der tethyalen Trias. – Cas. Miner. Geol., **19**/3, 245–250, Brno.

KRYSTYN, L. (1980): Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). – In: Second European Conodont Symposium, guidebook. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 61–98, Wien.

MOSHER, L. C. (1968): Triassic Conodonts from Western North America and Europe and Their Correlation. – Journ. Paleont., **42**/4, 895–946, pls. 113–118, Tulsa/Okl.

MOSTLER, H., SCHEURING, B. & URLICHS, M. (1978): Zur Mega-Mikrofauna und Mikroflora der Kössener Schichten (alpine Obertrias) vom Weißloferbach in Tirol unter besonderer Berücksichtigung der in der suessi- und marshi-Zone auftretenden Conodonten. – In: ZAPFE, H. (ed.): Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **4**, 141–174, Wien – New York (Springer).

Ostracoden

BASHA, S. H. (1982): Microfauna from the Triassic rocks of Jordan. – Revue de Micropaléontologie, **25**, 3–11, 4 Abb., 2 Taf.

BOLZ, H. (1970): Einige *Cytherelloidea*-Arten (Ostrac.) aus der alpinen Obertrias. – Senckenbergiana lethaea, **51**, 239–263, 6 Abb., 2 Taf., Frankfurt/Main.

BOLZ, H. (1971): Late Triassic Bairdiidae and Healdiidae. – Bull. Centre Rech. Pau, **5** suppl., 717–745, Taf. 1–4, Pau.

BOLZ, H. (1974): Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden. – Senckenbergiana lethaea, **52**, 129–283, 34 Abb., 16 Taf., Frankfurt/Main.

BUNZA, G. & KOZUR, H. (1971): Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 1–76, Falttaf. 1–3, Foto-Taf. 1–8, Innsbruck.

GRAMANN, F., LAIN, F. & STOPPEL, D. (1972): Paleontological Evidence of Triassic Age for Limestones from the Southern Shan and Kayah States of Burma. – Geol. Jb., B **1**, 33 S., 1 Fig., 6 Taf., Hannover.

GRAMM, M. N. (1969): [Ussuricavininae – eine neue Unterfamilie triadischer Ostracoden]. – Iskopajemaja fauna i flora Dalnego Wostoka, **1**, 41–78, 6 Abb., 1 Tab., Taf. 3–8, Wladiwostok.

GRAMM, M N. (1970): [Die Adduktoren-Abdrücke der triadischen Cytherelliden, Ostracoda, von Primorje und einige Fragen der Theorie der Phylontogenie]. – Paleont. Shurnal SSSR, **1970**/1, 88–103, 5 Abb., 1 Tab., Taf. 6, Moskwa.

KOLLMANN, K. (1960): Ostracoden aus der alpinen Trias Österreichs. I. Parabairdia n. g. und Ptychobairdia n. g. (Bairdiidae). – Jb. Geol. B.-A., Sdb. **5**, 79–105, 3 Abb., Taf. 22–27, Wien.

KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 121–203, 8 Abb., 3 Tab., 11 Taf., Wien.

KOZUR, H. (1971): Die Bairdiacea der Trias. Teil I: Skulptierte Bairdiidae aus mitteltriadischen Flachwasserablagerungen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **1**, 1–27, Taf. 1–3, Innsbruck.

KOZUR, H. (1972): Einige Bemerkungen zur Systematik der Ostracoden und Beschreibung neuer Platycopida aus der Trias Ungarns und der Slowakei. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **2**, 1–27, Taf. 1–2, Innsbruck.

KOZUR, H. (1973): Die Bedeutung triassischer Ostracoden für stratigraphische und paläoökologische Untersuchungen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 623–660, 3 Abb., 2 Tab., Taf. 1–3, Innsbruck.

KOZUR, H., KAMPSCHUUR, W., MULDERBLANKEN, C. W. H. & SIMON, O. J. (1974): Contribution to the Triassic ostacode faunas of the Betic Zone (southern Spain). – Scripta Geol., **23**, 56 S., 22 Abb., 1 Beil.-Tab., Taf. 1–4, Leiden.

KOZUR, H. & NICKLAS, L. (1970): Ostrakoden aus dem Plattenkalk-Niveau des Hauptdolomites (Rhätikon). – Festbd. Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 309–320, 3 Abb., Taf. 1–3, Innsbruck.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1969): Zur stratigraphischen Reichweite der Ptychobairdien und Anisobairdien (Ostracoden) in der alpinen Trias. – Geologica et Palaeont., **3**, 81–95, 4 Abb., 3 Taf., Marburg.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1971): Weitere Beobachtungen an skulptierten Bairdiidae (Ostrac.) der alpinen Trias. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139**, 57–81, 5 Abb., Stuttgart.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1972): Die obertriadischen Arten der Ostracoden-Gattung Kerocythere Kozur & Nicklas, 1970, und ihr stratigraphischer Wert. – Erdoel-Erdgas-Z., **88**, 43–49, 2 Abb., Wien – Hamburg.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1973): Zur Ausbildung des Schließmuskelfeldes bei triadischen Cytherellidae (Ostracoda). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1973**, 351–373, 9 Abb., Stuttgart.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1977): Zur Evolution des Schließmuskelfeldes bei Healdiidae und Cytherellidae (Ostracoda). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 621–639, 10 Abb., Stuttgart.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1977): On the development of the muscle-scar patterns in Triassic ostracoda. – In: LÖFFLER & DANIELOPOL (Hrsg.), Proc. Sixth Int. Sympos. on Ostracoda, 133–143, 5 Abb., Den Haag (W. Junk).

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1978): Bairdiidae (Ostracoda) aus den obertriadischen Cassianer Schichten der Ruones-Wiesen bei Corvara in Südtirol. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **4**, 77–104, 1 Abb., 9 Taf., Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1979): Taxonomie der mesozoischen Healdiidae. – In: KRSTIĆ (Hrsg.): Proceed. VII int. sympos. Ostr., 41–45, Beograd (Serb. Geol. Soc.).

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1982): Bemerkungen zur triadischen Ostracoden-Gattung *Mostlerella*. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982**, 560–572, 5 Abb., Stuttgart.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1983): Ostracoden aus dem Oberanis von Leidapo bei Guiyang in Südchina. – Schriftenr. erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **5**, 121–176, 8 Abb., 19 Taf., Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1986): Beobachtungen zur Trias am Südostende der Tethys – Papua/Neuguinea, Australien, Neuseeland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1986**, 201–222, 7 Abb., Stuttgart.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1988): Unexpected microfaunal communities within the Triassic Tethys. – In: AUDLEY-CHARLES &

HALLAM (Hrsg.): Gondwana and Tethys, Geol. Soc. Special Publ, **37**, 213–223, 9 Figs., London.

KRISTAN-TOLLMANN, E. (1989): Untersuchungen zum Schloßbau triadischer Cytheracea (Ostracoda). – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **113**, 49–60, 2 Abb., 4 Taf., Frankfurt/Main.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & HAMEDANI, A. (1973): Eine spezifische Mikrofaunen-Vergesellschaftung aus den Opponitzer Schichten des Oberkarn der niederösterreichischen Kalkvoralpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **143**, 193–222, 13 Abb., Stuttgart.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & HASIBUAN, F. (1990): Ostracoden aus der Obertrias von Misol (Indonesien). – Mitt. österr. geol. Ges., **82** (1989), 173–181, 2 Taf., Wien.

KRISTAN-TOLLMANN, E., TOLLMANN, A. & HAMEDANI, A. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Trias von Persien. II. Zur Rhätfauna von Bagerabad bei Isfahan (Korallen, Ostracoden). – Mitt. österr. geol. Ges., **73**, 163–235, 11 Abb., 13 Taf., Wien.

LIEBERMAN, H. (1979): Die Bivalven- und Ostracodenfauna von Raibl und ihr stratigraphischer Wert. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 85–131, 3 Abb., 7 Taf., Wien.

SOHN, I. G. (1968): Triassic Ostracodes from Makhtesh Ramon, Israel. – Bull. geol. Surv. Israel, **44**, 71 S., 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf., Jerusalem.

SOHN, I. G. (1987): Middle and Upper Triassic marine Ostracoda from the Shublic Formation, northern Alaska. – Bull. U. S. geol. Surv., **1664**, 84 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf., Washington.

URLICHS, M. (1971): Variability of some Ostracods from the Cassian Beds (alpine Triassic) depending on the ecology. – Bull. Centre Rech. Pau, suppl. **5**, 695–715, 5 Abb., 1 Taf., Pau.

URLICHS, M. (1973): Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. – Mitt. Ges. Geol.-Bergbaustud., **21**, (1972), 661–710, 8 Abb., Taf. 1–4, 1 Beil.-Taf., Innsbruck.

YE, Ch., GAO, Y., HOU, Y. & CAO, M. (1977): Mesozoic and Cenozoic Ostracode Fauna from Yunnan. In: Mesozoic Fossils from Yunnan, China, vol. 2, 153–330, 25 Abb., 4 Tab., 24 Taf., Peking (Sci. Publ. House).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 221–245	Wien, September 1991	1. rész	pp. 221–245	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

„Pietra verde" – ein Diskussionsbeitrag zur Geodynamik der Südalpen

Von JOHANNES H. OBENHOLZNER & JÜRGEN PFEIFFER*)

Mit 2 Abbildungen, 1 Tabelle und 3 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 198, 199, 200, 204, 211, 212, 213

Austria
Italy
Yugoslavia
Southern Alps
Anisian
Ladinian
Pietra verde
Volcaniclastic sediments
Geodynamics

Inhalt

Zusammenfassung ... 222
Összefoglalás ... 222
Abstract ... 222

Teil I: Vorkommen und Charakterisierung der Pietra verde

1. Einleitung ... 223
2. Die Ablagerungsräume nördlich der Periadriatischen Linie und der östlichen Südalpen (J. PFEIFFER) ... 223
   2.1. Nördlich der Periadriatischen Linie ... 223
      2.1.1. Drauzug ... 223
      2.1.2. Dobratsch ... 223
      2.1.3. Karawanken-Nordstamm ... 223
   2.2. Südlich der Periadriatischen Linie ... 223
      2.2.1. Karnische Alpen ... 223
         2.2.1.1. Österreichischer Anteil ... 223
         2.2.1.2. Italienischer Anteil ... 224
      2.2.2. Julische Alpen ... 224
         2.2.2.1. Italienischer Anteil (Tarvisiano) ... 224
         2.2.1.2. Jugoslawischer Anteil (Nördliche Dinariden) ... 224
      2.2.3. Karawanken-Südstamm ... 224
   2.3. Zusammenfassung ... 224
3. Mineralogische Zusammensetzung der Pietra verde aus der Livinallongo-Formation (J.H. OBENHOLZNER) ... 224
4. Gesamtgesteinschemismus der Pietra verde ... 224
5. Vulkanologische Aspekte ... 226
   5.1. Modell: Subvulkanischer Vulkanismus und epiklastische Umlagerung ... 226
   5.2. Modell: Subaquatischer Vulkanismus und epiklastische Umlagerung ... 227
   5.3. Zusammenfassende Bemerkungen ... 227
6. Schlußbetrachtung ... 228
   Dank ... 228

Teil II: Übersicht über Pietra verde-Vorkommen im Großraum der Südalpen und benachbarter Gebiete

1. Nördlich der Periadriatischen Naht ... 229
   1.1. Drauzug – Lienzer Dolomiten ... 229
   1.2. Dobratsch (westlich von Villach) ... 230
   1.3. Karawanken-Nordstamm ... 230

*) Anschriften der Verfasser: Dr. JOHANNES H. OBENHOLZNER, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, Franz Josef-Straße 18, A-8700 Leoben; Dipl.-Geol. JÜRGEN PFEIFFER, Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstraße 28, D-8520 Erlangen.

2. Südlich der Periadriatischen Naht ... 230
2.1. Carnia – Österreich ... 230
2.2. Carnia – Italien ... 230
2.3. Cadore – Italien ... 232
2.4. Julische Alpen – Italien ... 232
2.5. Julische Alpen – Jugoslawien (Nördliche Dinariden) ... 232
2.6. Karawanken-Südstamm – Österreich ... 233
2.7. Karawanken-Südstamm – Jugoslawien ... 233
3. Ausblick auf die Pietra verde-Vorkommen im westlichen Teil der Südalpen (Dolomiten, Vizentinische Voralpen, Lombardei) ... 233
3.1. Zentraler Dolomiten-Bereich ... 233
3.2. Vizentinische Voralpen ... 235
3.3. Südalpenanteil der Lombardei ... 235
4. Vulkanoklastische Sedimente in der Mittelkärntner Trias und in den Nördlichen Kalkalpen ... 235
5. Vulkanoklastische Sedimente in der Mitteltrias Ungarns ... 236
5.1. Einführung ... 236
5.2. Zentralgebirge ... 236
5.2.1. Balaton-Gebiet ... 236
5.2.2. Buda-Gebirge ... 236
5.3. Bükk-Gebirge ... 236
5.4. Aggtelek-Szilice ... 236
Literatur ... 242

Zusammenfassung

Die als „Pietra verde“ bezeichneten vulkanoklastischen Sedimente im Anis und Ladin der Südalpen entstanden durch pyroklastische Fragmentation und submarine, epiklastische Ablagerung. Nur in wenigen Beispielen sind pyroklastische Ablagerungen („fall-out ashes“) nachweisbar. Die regional unterschiedliche, mineralogische Zusammensetzung mit variierenden Gehalten an Plagioklas, Sanidin, Quarz und Biotit deutet auf einen sauren Vulkanismus hin. Die große stratigraphische Reichweite dokumentiert eine Epoche explosiver vulkanischer Tätigkeit innerhalb der komplexen magmatischen Geschichte der südalpinen Trias.

„Pietra verde“ – vitacikk a Déli-Alpok geodinamikájához

Összefoglalás

A régióban használt régi terminussal „pietra verde“-ként megjelölt vulkanoklasztikus üledékek az anisusiban és a ladinban a Déli-Alpokban piroklasztikus fragmentációval és tengeralatti, epiklasztikus lerakódással keletkeztek. A piroklasztikus üledékeknek („fall-out ashes“) csupán néhány példája ismert. A regionálisan eltérő ásványi összetétel – a változó plagioklász-, szanidin-, kvarc- és biotittartalommal – savanyú vulkanizmusra utal. A jelentős rétegtani elterjedés explóziós vulkáni tevékenységet igazol a délalpi triász komplexum magmás történetében. A szerzők rövid áttekintésben hasonlítják össze a korban azonos magyar vulkanoklasztikus üledékeket a dél-alpiakkal. Az összehasonlítás pontosítása érdekében a munkák folytatását ajánlják.

“Pietra verde” – A Contribution to the Geodynamics of the Southern Alps

Abstract

“Pietra verde” is an old, regionally used term for various kinds of volcaniclastic sediments of Anisian and Ladinian age in the Southern Alps. The often plagioclase, sanidine, quartz and biotite containing rocks originate from mainly pyroclastic fragmentation and submarine epiclastic deposition. Only in a few instances pyroclastic deposition can be proofed (fall-out ashes with rare accretionary lapilli). The mineralogical composition indicates generally an acidic volcanism. The large stratigraphic distribution documents a periode of explosive volcanic activity linked to the complex magmatic history of the Triassic of the Southern Alps.

Teil I:
Vorkommen und Charakterisierung der „Pietra verde“

1. Einleitung

Der seit RICHTHOFEN (1859) gebräuchliche Begriff „Pietra verde“ (wird im Text abgekürzt mit PV) hat bis heute keine lithologische Definition erfahren. Verschieden grüne, aber auch schwarze, vulkanoklastische Lagen im Anis und Ladin, aber auch im Karn und Nor der Südalpen werden als PV bezeichnet und als Tuffe, Tuffite und Turbidite interpretiert. Eigene Beobachtungen im östlichen Teil der Südalpen und eine Revision der entsprechenden Literatur (im Teil II) hat ergeben, daß bisher keine überzeugenden Beweise erbracht werden konnten, daß es innerhalb der anisischen und ladinischen PV Tuffe im Sinne von pyroklastischer Fragmentation und pyroklastischer Transportation bzw. Deposition gibt. Daher wird im folgenden der beschreibende Begriff „Vulkanoklastika“ verwendet.

Die vorliegende Studie soll Modelle möglicher Ablagerungsmechanismen präsentieren und diese auf ihre Vereinbarkeit mit bestehenden geodynamischen Vorstellungen überprüfen.

Weiterer Sinn dieser Darstellung ist es, die Informationen über sauren Vulkanismus (dazitisch bis rhyolithisch) in den Südalpen und in den nördlich benachbarten Gebieten zu präsentieren (im Teil II) und mögliche Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von Laven und vulkanoklastischen Sedimenten zu diskutieren, wobei die Anwesenheit von Biotit als Indikator für die Acidität eines Magmas herangezogen wird.

Es folgt eine Einführung in die Lithologie und Ablagerungsgeschichte der anisischen und ladinischen Sedimentserien des Drauzugs, der Karawanken, der Karnischen und Julischen Alpen.

2. Die Ablagerungsräume nördlich der Periadriatischen Linie und der östlichen Südalpen

(J. PFEIFFER)

2.1. Nördlich der Periadriatischen Linie

2.1.1. Drauzug

Das Anis der nördlichen Gailtaler Alpen kann nach WARCH (1979) in drei lithologische Einheiten gegliedert werden: Eine Kalk-Dolomitserie im Liegenden, in der Mitte Wurstel-, Bank- und Knollenkalke und im Hangenden Zwischendolomit. Im Ladin folgen Plattenkalke (Fellbachkalk) und Wettersteinkalk. Die vulkanoklastischen Sedimente sind beschränkt auf dünne Lagen in den hangenden Anteilen des Zwischendolomits und in den basalen Partien der Fellbachkalke. Während der Alpine Muschelkalk flachmarine Verhältnisse widerspiegelt (NACHTMANN, 1975), kommt es im Ladin zu einer starken Absenkung (BECHSTÄDT et al., 1976, nehmen für den Fellbachkalk ca. 500 m Ablagerungstiefe an).

Weiter westlich in den Lienzer Dolomiten besteht ebenfalls eine lithologische Dreigliederung (BRANDNER, 1972). Eine liegende Flaserkalkabfolge wird von terrigen beeinflußten Sedimenten überlagert (Knollenkalke und Sandsteine). Im Hangenden folgen ein Riffkomplex, sowie geschichtete Kalke und Dolomite mit Tuffiten in den hangenden Anteilen. Die Knollenkalke zeigen hier eine Faziesheteropie bereits im Anis an.

2.1.2. Dobratsch

Über Werfener-Formation liegt eine 240 m mächtige Dolomitabfolge mit Tonschiefern, in die an der Basis Kalke und in den höheren Anteilen Gipse eingeschaltet sind (STREHL, 1980 a). Darauf folgt im Oberanis ca. 200 m Zwischendolomit, in dessen oberen Anteil erstmals Vulkanoklastika auftreten. Die oberanisisch–ladinische Abfolge von Buntkalken und Vulkaniten ist je nach tektonischer Position, Liegendscholle oder Hangendscholle, vor allem in der Mächtigkeit sehr unterschiedlich. Sie repräsentiert eine differenzierte Beckenentwicklung (COLINS & NACHTMANN, 1974). Die Ablagerungsverhältnisse sind im Anis flachmarin, im obersten Anis erfolgt eine Absenkung. Im oberen Ladin und Cordevol folgt über den Buntkalken Wettersteindolomit.

2.1.3. Karawanken-Nordstamm

CERNY (1977) gibt für das Anis des Karawanken-Nordstammes eine Dreigliederung an. Eine Untere Schichtgruppe mit Wurstel-, Flaser-, Bankkalken, Plattendolomiten und Mergeln. Darüber „Zwischendolomit“ (dieser entspricht nicht dem Zwischendolomit aus dem Drauzug) und im Hangenden eine Obere Schichtgruppe mit Knollenkalken und Knollendolomiten, Bankkalken und Plattendolomiten. Vulkanoklastische Einschaltungen sind auf dünne Lagen in den Knollenkalken der Oberen Schichtgruppe (Beckenfazies) beschränkt. Das heißt, daß auch in den Nordkarawanken bereits im Anis Faziesdifferenzierung einsetzt. In den Fellbachkalken und im Wettersteinkalk treten ebenfalls geringmächtige Lagen von vulkanoklastischen Sedimenten auf (BAUER, 1970).

2.2. Südlich der Periadriatischen Naht

2.2.1. Karnische Alpen

2.2.1.1. Österreichischer Anteil

Im Gartnerkofel-Zielkofel-Gebiet überlagert das Muschelkalk-Konglomerat (= Uggowitzer Brekzie) mit einer leichten Diskordanz das Campile Member der Werfener Formation. Die terrestrisch, fluviatil abgelagerten Konglomerate (SCHMIDT, 1987) enthalten vorwiegend aufgearbeitete Werfener Formation, lokal auch Bellerophon-Formation. SCHMIDT (1987) konnte erstmals anisische Komponenten nachweisen. Das Trockenfallen des Gartnerkofel-Zielkofel-Gebietes konnte also erst nach der Skyth/Anis-Grenze erfolgen. Auf das Konglomerat oder direkt auf Werfener Formation folgt „Alpiner Muschelkalk“: Lagunäre Kalke und Dolomite mit einer oberanisischen (Pelson/Illyr) Dasycladaceen-Flora (KAH-

LER & PREY, 1963; FLÜGEL, 1970). Die Einheit ist äquivalent zu den Calcari di Pontebba (FOIS & JADOUL, 1983). Sie sollte zusammen mit dem Muschelkalk-Konglomerat als Pragser Formation (Gruppo di Braies; PIA, 1937; BECHSTÄDT & BRANDNER, 1971) bezeichnet werden, wie dies für die entsprechenden Schichtglieder auch von FARABEGOLI et al. (1985) für die westlichen Julischen Alpen vorgeschlagen wurde. Den Abschluß der Triasabfolge bildet eine heteropische Faziesentwicklung mit Buchensteiner Schichten (Formazione di Livinallongo) und Schlerndolomit in Plattformrand- und Lagunenfazies (PFEIFFER, 1987 und 1988). Vulkanische Einschaltungen treten in der Pragser Formation (im Kongolomerat und in den lagunären Kalken) und in den basalen Anteilen der Buchensteiner Schichten, beziehungsweise des Schlerndolomites auf.

2.2.1.2. Italienischer Anteil

Die Mitteltrias der Karnischen Alpen ist auf italienischem Gebiet wesentlich differenzierter entwickelt als im österreichischen Anteil. Nördlich Pontebba ist die Anis-Abfolge ähnlich geringmächtig entwickelt wie auf österreichischer Seite: über Uggowitzer Brekzie (Breccia di Ugovizza) folgen Calcari di Pontebba, im Ladin Buchensteiner Schichten und Schlerndolomit (FOIS & JADOUL, 1983). Vulkanische Einschaltungen finden sich im Hangenden der Calcari di Pontebba und in den Buchensteiner Schichten. Das Gebiet stellt ein strukturelles Hochgebiet dar („Dorsale Paleocarnica"; FOIS & JADOUL, 1983). Nach Osten wird die Anis-Abfolge heterogener und ergänzt durch Oberen Sarldolomit (JADOUL & NICORA, 1986). Vulkanische Einschaltungen im Anis gibt es in der M. Bivera-Formation und der Uggowitzer Brekzie. Im Ladin sind Vulkanoklastika in die Formazione di Livinallongo und im Schlerndolomit eingelagert, zwischen den beiden Einheiten liegen Kaltwasser-Vulkanite (Vulcaniti di Rio Freddo; JADOUL & NICORA, 1986).

Westlich Pontebba nimmt das Anis ebenfalls schnell an Mächtigkeit und an Faziesdifferenzierung zu. Hier folgen nach CARULLI et al. (1987) über der dolomitisch-evaporitisch entwickelten Formazione di Lusnizza im oberen Anis „Dolomie e calcari stratificati", Serla-Formation mit Einschaltungen von Uggowitzer Brekzie. Darüber liegt die Formazione di Dont, die M. Bivera-Formation und die Torbiditi d'Aupa (JADOUL & NICORA, 1979). Die überlagernden Buchensteiner Schichten enthalten einen ca. 30 m mächtigen „Pietra verde"-Horizont.

12 km westlich Pontebba (südöstlich Paularo) liegen zwischen Mergeln der Ambata-Formation und den Arenarie di Zoppé drei vulkanoklastische Abfolgen innerhalb der Buchensteiner Formation.

2.2.2. Julische Alpen

2.2.2.1. Italienischer Anteil (Tarvisiano)

Über Werfener Formation folgt Unterer Sarldolomit und dann eine stark differenzierte Ausbildung der Pragser Formation (Congl. di Rio Senata, Formazione di Agordo, Formazione di Dont, Formazione di M. Bivera, Breccia di Ugovizza, Arenarie del Rio Gelovitz (entspricht einem Member der Uggowitzer Breccie), Calcari di Pontebba, Torbiditi d'Aupa; FARABEGOLI et al. 1985). Über der Pragser Formation liegen Buchensteiner Schichten. Vulkanische Einschaltungen finden sich in der Pragser Formation und in den Buchensteiner Schichten. Zwischen Buchensteiner Schichten und Schlerndolomit sind die mächtigen Kaltwasser-Vulkanite eingeschaltet (Vulcaniti di Rio Freddo; ASSERETO et al. 1968; SPADEA, 1970).

2.2.2.2. Jugoslawischer Anteil (Nördliche Dinariden)

Um einen Überblick über die Mitteltrias-Abfolge nach Osten zu bekommen, wurden mehrere Profile in Jugoslawien besucht. Das Vollständigste findet sich an der Straße von Straza im Idrija-Tal nach Jagrsce (Jägersee). Über Werfener Formation liegt unteranisischer Dolomit, gefolgt von Kalken und Mergeln. Im Oberanis folgen lagunäre Dolomite, darüber etwa 30 m geschichtete vulkanoklastische Ablagerungen, dann eine Plattenkalkabfolge mit turbiditischen Einschaltungen, die ihrerseits von langobardischen Vulkanoklastika (mit *Daonella lomelli* WISSMANN) überlagert werden, auf denen direkt Schlerndolomit („Cordevolischer Dolomit") folgt.

2.2.3. Karawanken-Südstamm

Der „Alpine Muschelkalk" im Karawanken-Südstamm wird nach CERNY (1977) und nach CERNY (in BAUER et al., 1983) dreigeteilt in eine Untere Schichtgruppe mit Kalken und Dolomiten, eine Mittlere Schichtgruppe mit klastischem Einfluß (Mergel, sandige Kalke und Konglomerate), sowie eine Obere Schichtgruppe mit Flaser- und Wurstelkalken, sowie roten Knollenkalken, aus denen PREY (1975) eine Ammonitenfauna aus dem Anis/Ladin-Grenzbereich beschreibt. Auch hier kommt es bereits während des Anis zu einer Differenzierung in eine Becken- und Flachwasserfazies.

2.3. Zusammenfassung

Die Begriffe „Alpiner Muschelkalk", beziehungsweise „Serie des Alpinen Muschelkalkes" im Sinne von SARNTHEIN (1965), entsprechen im wesentlichen der Pragser Formation (Gruppo di Braies).

Bemerkenswert ist die geringe Mächtigkeit des Anis in den Karnischen Alpen im österreichischen Anteil und nördlich Pontebba, in dem die Pragser Formation nur etwa 80 m erreicht. Im Hinblick auf die ebenfalls geringe Mächtigkeit der Grödener Formation, der Bellerophon-Formation und der Werfener Formation im Reppwandprofil ist dies jedoch nicht überraschend.

Die Faziesdifferenzierung ist nördlich der Periadriatischen Naht nur von gering entwickelten vulkanoklastischen Einschaltungen begleitet.

3. Mineralogische Zusammensetzung der Pietra verde aus der Livinallongo-Formation

(J.H. OBENHOLZNER)

Ergänzend zu der im Teil II angeführten Literatur sind die Arbeiten von CALLEGARI (1965), CALLEGARI & DE PIERI (1966, 1967) und CALLEGARI & JOBSTRAIBIZER (1964). Als primäre Mineralphasen in den PV-Lagen wurden erkannt: Intermediärer Plagioklas, z. T. mit Zonarbau, Quarz, z. T. mit Korrosionsbuchten, Biotit, Sanidin

(z. T. mit Entmischungen und Umwandlungen zu Schachbrettalbit), Apatit und Zirkon. Seladonit, Chlorit, Serpentin, Serizit/Illit, Analzim als Hohlraumfüllung und pseudomorph nach Glasscherben, Anatas, authigener Albit und Baryt können als Sekundärminerale vorkommen.

Mineralchemische Untersuchungen liegen nur von Sanidin (2), Orthoklas (5), Plagioklas (5), Pyroxen (1), Amphibol (1) und Biotit (1) vor (JOBSTRAIBIZER, 1981; Zahl in Klammer entspricht der Analysenanzahl).

Als verläßliches Indikatormineral für eine Aciditätseinschätzung des parentalen Magmas steht Biotit zur Verfügung (GILL; 1981: Biotit tritt nur in hoch-K-hältigen Schmelzen mit einem SiO_2-Gehalt über 63 % auf, koexistiert meistens mit Hornblende). Der PV-Biotit ist meistens überraschend frisch, jedoch gibt es keine systematischen Untersuchungen an magmatischen Biotiten.

Ein interessantes Beispiel für rezentes Auftreten von Biotit in dazitischer Tephra gibt HOPSON (1971). In der initialen Aktivität des heutigen Kraters (Mt. St. Helens, USA) kam es zu einer zyklischen Abwechslung von Tephra-Eruptionen und dem Aufdringen dazitischer Dome, bzw. dem Ausfließen von sauren und basischen Andesiten.

Die Feldspäte in den PV-Typen sind meistens von verschiedenen Alterationserscheinungen betroffen, die Herkunft von Quarz ist oft nicht sicher feststellbar, wenn er nicht typische, magmatische Korrosionsbuchten aufweist. Pyroxen und Amphibol kommen relativ selten vor und scheiden daher ebenfalls als Indikatorminerale aus.

Die Mineralvergesellschaftung von Sanidin, Quarz und Bitotit unter Anwesenheit von Bimsfragmenten ist typisch für eine fragmentierte, rhyolithische Schmelze.

Chlorit wird in allen Studien als Umwandlungsprodukt von Glas angesehen. Unverständlich bleibt, warum die Bimsfragmente erstens so selten vorkommen und zweitens nicht chloritisiert, sondern nur devitrifiziert (Verwachsung von Quarz und K-Feldspat) sind. Frisches saures Glas aus der PV ist nicht bekannt. Chlorit und Analzim können sich aber während der Diagenese („burial diagenesis") aus sauren Gläsern bilden (FISHER & SCHMINCKE, S. 342, 1984).

4. Gesamtgesteinschemismus der Pietra Verde

Erste Untersuchnungen haben CALLEGARI & MONESE (1964) unternommen. Sie analysierten 23 Proben (Carnia, Cadore, Zoldano, Alta Valle del Cordevole) auf ihren Hauptelementchemismus. Hier seien nur die Werte von

SiO_2 (61–79; $\bar{x}$: 71 %),
Al_2O_3 ($\bar{x}$: 14 %),
K_2O (1,5–5,5 %),
TiO_2 (O,1–0,86 %)

angeführt. Alle Proben stammen aus der Livinallongo-Formation. Trägt man diese Ergebnisse in ein K_2O-SiO_2- Diagramm ein, fallen die Datenpunkte in die Felder für mittel- bis hoch-K-hältige Dazite und Rhyolithe.

Bemerkenswert dabei erscheint, daß

1) die Granulometrie der PV-Typen unwesentlich ist (inkludiert sind siltige, sandig-siltige und sandige Typen),
2) auch Biotit-führende PV-Proben aus dem Tarvisiano – Cave del Predil (Anzahl: 5; JOBSTRAIBIZER, 1981) und aus der Lombardei (Anzahl: 1; PASQUARE & ROSSI, 1969) ebenfalls in diesen Feldern liegen,
3) das Auftreten von Biotit auf saure Andesite, Dazite und Rhyolithe beschränkt ist (SiO_2>63 %; GILL, 1981), was in Konkordanz mit dem Gesamtgesteinschemismus zu stehen scheint.

Der Hauptelementchemismus der angeführten Proben gleicht dem Durchschnittsrhyolith von Taupo, Neuseeland (EWART et al., 1968).

Eine zweite Art vulkanoklastischer Sedimente verhält sich geochemisch unterschiedlich. JOBSTRAIBIZER (1981) unterscheidet neben den PV-Typen auch noch „Typ A und B", die stratigraphisch über dem PV-Horizont vorkommen und folgende Hauptelementcharakteristika aufweisen:

„Typ A" (4 Proben)
SiO_2 (51–54 %)
Al_2O_3 (20–25 %)
K_2O (2–5 %)
TiO_2 (0,35–0,96 %)
„Typ B" (3 Proben)
SiO_2 (49–54 %)
Al_2O_3 (20–25 %)
K_2O (6–10 %)
TiO_2 (0,29–1,0 %)

„Typ B" soll durch Diagenese aus „Typ A" hervorgegangen sein. JOBSTRAIBIZER (1981) interpretiert beide Typen auf Grund ihres Chemismus und ihrer mineralogischen Zusammensetzung („Typ A": Intermediärer Plagioklas, Biotit, Pyroxen, Amphibol, Ilmenit, Apatit, Zirkon und Karbonatklasten und ehemals vitrische Grundmasse; „Typ B": Illit/Smektit, ±Orthoklas) als Tuffite, deren vulkanogener Anteil einem basischen bis intermediären Magma entspricht. Der Autor führt weiter den Chemismus von Pyroxenen (Methode nach LE BAS, 1962) als Indiz für ein subalkalisches Magma an.

Von den Spurenelementdaten, die JOBSTRAIBIZER (1981) angibt, gliedern den PV-Typ und den „Typ A und B" deutlich das Zr/TiO_2-Verhältnis.

PV: Nb/Y (0,44–1,4) Zr/TiO_2 (O,08 –0,13)
A: Nb/Y (0,75–5) Zr/TiO_2 (0,006–0,13)
B: Nb/Y (0,75–5) Zr/TiO_2 (0,006–0,05)

Trägt man diese Werte in ein WINCHESTER & FLOYD-Diagramm (1977) ein, so fallen die PV-Proben in die Felder Dazit/Rhyolith, bzw. Trachyandesit/Trachyt; die Proben „Typ A und B" in die Felder Alkalibasalt/Trachyandesit. Diese breite Streuung läßt eine diagenetische oder epiklastische Verunreinigung der Proben vermuten.

PHOLIADIS (1984) führt in seiner Dissertation Tuffit-Analysen vom Latschur (Drauzug, Oberanis) und vom Dobratsch (Unterladin) an. Seine Ergebnisse seien ebenfalls auszugsweise zitiert (Tabelle 1).

DO 4, LA 2, 4 liegen innerhalb der von CALLEGARI & MONESE (1964) angegebenen Werte, DO 3 entspricht dem „Typ B", DO 1 dem „Typ A". Die restlichen Proben streuen weit.

Die Nb/Y-Verhältnisse sind ident mit denen der Proben aus Cave del Predil, die Zr/TiO_2-Verhältnisse vom Dobratsch und Latschur haben eine geringere Variationsbreite als die Typen aus Cave del Predil.

Weitere Analyen von PV-Typen, die den angegebenen sehr ähnlich sind (nur Hauptelemente) sind bei SPADEA (1970) und bei ROSSI und VIEL (1976) angeführt.

Tabelle 1.
Tuffitanalysen nach PHOLIADIS (1984).

	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	TiO_2	Nb/Y	Zr/TiO_2
Latschur (LA)						
1.	66	16	6	0,15	0,56	0,007
2.	66	19	4	0,67	0,73	0,001
3.	62	19	10	0,8	1,18	0,001
4.	76	12	3	0,13	0,53	0,006
Dobratsch (DO)						
1.	49	16	1	1,68	0,74	0,001
2.	66	17	10	0,26	0,64	0,003
3.	52	24	6	0,53	0,9	0,004
4.	85	7	2	0,71	1,27	0,001

Anmerkung: Alle Hauptelementangaben außer für TiO_2 sind gerundet.

Keiner der genannten Autoren hat bei seiner Probenauswahl mögliche pyroklastische oder epiklastische Prozesse bedacht, die zu einer Kristallanreicherung bzw. zur Separierung von Feinanteilen führen (Diskussion im Kapitel 5) und dadurch die Aussagekraft einer chemische Analyse in Frage stellen.

Zusammenfassend sei gesagt, daß solange nicht die Ablagerungsart (Deposition) dieser Sedimente geklärt ist, ein Gesamtgesteinschemismus nur von sedimentgeochemischer, nicht aber von magmengenetischer Bedeutung ist, auch wenn einzelne Mineralphasen auf eine nähere Charakterisierung des Magmas deuten. Es ist nicht auszuschließen, daß die Pyroxene in diesen Sedimenten und das umgebende vulkanoklastische Material verschiedener Herkunft sind (z. B.: Zwei zeitgleiche Ausbrüche verschiedener Zentren, Umlagerung von Feinstfraktionen durch Strömungen). Auch die geringe Anzahl der vorhandenen Analysen macht eine sinnvolle Interpretation dieser Daten zur Zeit noch nicht möglich.

5. Vulkanologische Aspekte

Beim Versuch, ein Faziesmodell für die Ablagerungsmechanismen der vulkanoklastischen Sedimente („Pietra verde s. l.") zu erstellen, stößt man auf geologische und vulkanologische Unvereinbarkeiten. Es werden daher im folgenden zwei Modelle diskutiert.

5.1. Modell: Subaerischer Vulkanismus und epiklastische Umlagerung

In einigen Gebieten, in denen akkrezionäre Lapilli (siehe Teil II, Kap. 3.1., 3.3.) auftreten, gab es sicher lokale subaerische, bzw. die Atmosphäre erreichende Ausbrüche. Auch die Paläokarstfüllungen (siehe Teil II, Kap. 3.1.) könnten ein guter Hinweis auf subaerische Tätigkeit sein.

Die weitverbreiteten, kristallreichen PV-Lagen (Kristallanteil>60 Vol.-%) entsprechen geochemisch wahrscheinlich keiner Magmen-Zusammensetzung, da solch ein Kristallgehalt die Viskosität der Schmelze so weit erhöht, daß sie die Oberfläche kaum erreichen würde. Es sind weltweit nur wenige Laven bekannt, die einen Kristallanteil (Einsprenglinge) von mehr als 50 %, ebenso Ignimbrite, die einen Kristallanteil von mehr als 60 % haben (CAS & WRIGHT, S. 337–40, 1987). In Ignimbriten sind Kristallanreicherungen durch Verlust an Feinmaterial (Sortierung in der Eruptionssäule, später beim Transport) bekannt (WALKER, 1971). Zu einer weiteren Anreicherung kann es kommen, wenn eine pyroklastische Wolke vom Land ins Meer strömt. Es kommt zu phreatomagmatischen Explosionen („rootles vents"), die nochmals Feinanteile von der Wolke separieren (WALKER, 1979). Die verbleibende Asche gleicht einem kristallreichen Küstensand und kann große Flächen bedecken (z. B.: Rotoehu Asche: Noch 80 km vom Ignimbrit entfernt beträgt der Kristallanteil der 0,5-mm-Fraktion 50 %). Viele PV-Typen werden als sandig eingestuft, allerdings stößt man bei dieser Interpretation auf volumetrische Schwierigkeiten. Viele sandige PV-Lagen sind mehrere 10er-m mächtig, dies würde pyroklastische Wolken von unbekannter Größe implizieren und es gäbe keine Erklärung für die fehlenden, korrespondierenden Bimsablagerungen. Außerdem müßten solche Ignimbrite im Anis und Ladin mehrmals aufgetreten sein und auch andere Spuren hinterlassen haben, wie z. B. subaquatische, pyroklastische Debris-Ströme (CAREY et al., 1980). Möglicherweise entspricht das basale Konglomerat im Rio Pecol Lungo-Profil solch einer Ablagerung (s. Teil II, Kap. 2.2.).

Weitere Modelle für die Entstehung kristallreicher „Tuffe" durch fluviatile Sortierung, die aber für die Genese der PV unwahrscheinlich sind, gibt CAS (1983).

Allerdings stellen die unverfestigten Ablagerungen von pyroklastischen Wolken an der Land-Meer-Grenze ein Reservoir von Lockermaterial dar, das zu periodischem „slumping" neigt und aus dem vulkanische Turbidite hervorgehen können (FISHER & SCHMINCKE, S. 296, 1984).

„Slumping" Strukturen, die in Debris-Ströme, bzw. „submarine inertia flows" (CARTER, 1975) übergehen, deuten auf ein nahes Liefergebiet hin („Puzzle-Fragmente" sind z. B. in der Dierico-Abfolge erhalten; siehe Teil II, Kap. 2.2. und Taf. 2, Fig. 3).

Obwohl anisische Emersionsphasen bekannt sind (in den Vizentinischen Voralpen, BARBIERI et al., 1977; „Dorsale Paleocarnica"), fehlt das „Ladinische Land" mit subaerischen Tuffen, „surge"-Ablagerungen (typisch für flachmarine und phreatische Eruptionen: MOORE, 1967) oder Biotit-führenden Ignimbriten, die stratigraphisch der Livinallongo-Formation, in der die größte Akkumulierung von vulkanoklastischem Material während der Mitteltrias stattfand, entsprechen. Die ignimbritische Rio Freddo-Einheit (siehe Teil II, Kap. 2.4.) liegt über der Livinallongo-Formation, der anisische „welded tuff" der Kammleiten (siehe Teil II, Kap. 2.1 .) darunter.

Angemerkt sei auch, daß verschweißte Ignimbrite ohne unterlagernde, terrestrische Sedimente keinen sicheren paläogeographischen Indikator für subaerische Ablagerung darstellen, da im submarinen Milieu sogar günstigere Bedingungen für eine Verschweißung vorliegen können (SPARKS et al., 1980).

Betrachtet man die Verteilung von PV-Lagen in Bezug auf ihre Lithologie und die Fazies ihrer über- und unterlagernden Schichten, so sieht man, daß die sandigen (kristallreichen), vulkanoklastischen Horizonte fast immer zwischen Beckensedimenten vorkommen. Nur die Typen, deren heutiger Mineralbestand hauptsäch-

lich durch Tonminerale (Alterationsprodukte von Glas) vertreten wird, liegen auch zwischen Flachwasser-Karbonaten (basaler Schlerndolomit und Wettersteinkalk (siehe Teil II, Kap. 1.1., 1.2., 1.3., 2.4.; Marmoladakalk (HOUTEN, 1930), keine Information über Tiarfinkalk). Auch dies macht die Interpretation der meisten PV-Lagen als subaerische „fall-out tuffs" schwierig, denn die einzelnen Becken und Flachwasserbereiche waren zur Anis–Ladin-Periode in engster Nachbarschaft, sodaß auch ein pyroklastischer „Regen" auf diese Bereiche hätte niedergehen müssen, wenn man stark explosive Eruptionen postuliert (vergleiche die Ablagerungen der Mazama Asche: NELSON et al., 1968).

Plausibler erscheint, daß Strömungen Feinstfraktionen verdriftet haben, die in den Flachwasserbereichen abgelagert wurden. Problematisch ist der Schwermineralgehalt in diesen Sedimenten (siehe Teil II, Kap. 1.1.). Bis jetzt wurde aber noch nie untersucht, ob es sich dabei u. U. um diagenetische Neubildungen handelt. Besonders gute Bildungsbedingungen findet Apatit in diesem Milieu (biogene Karbonate liefern reichlich Calziumphosphat; BRAITSCH, 1960). In der Literatur wird auch von der diagenetischen Neubildung von Zirkon berichtet (BOND, 1948; SAXENA, 1966).

Eine alternative Vorstellung zu diesem Ablagerungsmechanismus wäre, daß es zwischen Südalpen und den nördlich davon gelegenen Gebieten eine Inselkette, oder ein Festland gab, das der Ort der subaerischen, vulkanischen Aktivität war. Konstante Windverhältnisse können eine extreme geographische Asymmetrie der Verteilung mächtiger, turbiditischer (gegen die Windrichtung) und dünner „fall-out" Ablagerungen (in Windrichtung) verursachen (SIGURDSON et al., 1980). Dies würde das Auftreten von feinstkörnigen Tuffiten und Tuffen im Drauzug, in den Nord-Karawanken, der Mittelkärntner Trias und in den Nördlichen Kalkalpen erklären. Auch die Akkumulierung epiklastischen Materials (Turbidite, Debris-Ströme etc.) im Südalpen-Bereich, sowie der Gehalt an terrigenen Kristallinfragmenten in den Arenarie di Zoppé (BACELLE et al., 1968; siehe Teil II, Kap. 3.1.) wären damit verständlich. Ebenso impliziert dieses Modell die Existenz eines „Ladinischen Landes".

Daß die anisischen und ladinischen Vulkanoklastika in Bezug auf das Styriakum (TOLLMANN; 1987: Zwischen Südalpen und Licikum plus Oberostalpin gelegen) von paläogeographischer Bedeutung sind, haben CROS & SZABO (1984) gezeigt.

5.2. Modell: Subaquatischer Vulkanismus und epiklastische Umlagerung

Die unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung der PV in verschiedenen Lagen und Gebieten (Fehlen von Tiefsee-Tephra-Lagen, die man eindeutig zwischen Profilen korrelieren könnte; im Sinn von NINKOVICH et al., 1978), deuten eher auf regional begrenzte, subaquatische Ereignisse hin. Typische subaquatische Bims-Strom-Ablagerungen (YAMADA, 1973; KATO et al., 1971; YAMAZAKI et al., 1973), gradierte Fragmentsortierungen nach Korngröße und Klastentyp (Kristalle, Bims, Asche bzw. Glas) im Sinne von NIEM (1977) und Anzeichen einer heißen Deposition fehlen jedoch.

Das gemeinsame Vorkommen von Bimsfragmenten („pumice shards") mit röhren- und kugelförmigen Blasen im Dünnschliffbereich ist ein weiterer Beweis für die epiklastische Umlagerung (Straza–Jagrsce-Profil: Teil II, Kap. 2.5.; Taf. 1, Fig. 1,2; FISKE, 1969). Bimsfragmente mit röhrenförmigen Blasen sinken rasch ab, solche mit kugelförmigen können wesentlich weiter und länger schwimmen. Ebenso ungewöhnlich ist die Assoziation dieser Bimsfragmente mit Blasen- und Blasenwand-Scherben („bubble- und bubble-wall-shards"; siehe Taf. 1, Fig. 3). Die diagenetische Kompaktion der Bimsfragmente mit röhrenförmigen Blasen kann auch umgelagerten Vulkanoklastika den Duktus von „welded tuffs" geben (FISKE, 1969).

Verständlich ist das seltene Auftreten von größeren Lava- oder Bimsklasten, wenn man bedenkt, daß die Interaktion von sauren Schmelzen mit Wasser zu extremer Fragmentation führt (phreatomagmatische Fragmentation; SELF et al., 1978). Solange keine Wassertiefe von mehr als ca. 500 m vorliegt (Konkordanz mit BECHSTÄDT et al. (1976) für Fellbachkalk; BOSELLINI et al.(1979) geben eine Gesamtmächtigkeit des Livinallongo-Beckens im S. Lucano Tal mit 800 bis 1000 m an, dies ist bei langsamen Absinken kein Widerspruch), kann ein rhyolithisches Magma auch durch die expandierende Gasphase fragmentiert werden, bei größeren Tiefen müßten diese Magmen einen sehr hohen Wassergehalt (Hornblende ist aus der OPV der Dolomiten bekannt: CROS & HOUEL, 1983) haben, um durch die Expansion der Gasphase die Schmelze noch fragmentieren zu können (nicht-phreatomagmatische Fragmentation; MCBIRNEY, 1963).

Die Schwierigkeit, einzelne PV-Lagen oder Minerale daraus dem ± zeitgleichen, sauren effusiven Magmatismus zuzuordnen, beruhen auf dem mäßigen, stratigraphischen, geochemischen, bzw. mineralchemischen Wissensstand darüber. Angemerkt sei aber, daß im Ostteil der Südalpen (Slowenien), in den Vizentinischen Voralpen und in der Lombardei Quarz- und Biotit-führende Laven auftreten.

5.3. Zusammenfassende Bemerkungen

Beide Modelle geben beim heutigen Wissensstand über die anisisch-ladinische Paläogeographie keine zufriedenstellende Antwort auf die vulkanische Fazies der PV-Deposition. Mit Sicherheit kann man sagen, daß es weder ein „Pietra verde-Ereignis" noch einen spezifischen „Pietra verde-Vulkanismus" gegeben hat. Die heute bekannten PV-Aufschlüsse stellen vorrangig sedimentologische, nicht vulkanologische Probleme dar. Daher sollte man den PV-Begriff, der ohnehin weder deskriptiven, genetischen, noch stratigraphischen Wert besitzt, nicht auch noch außerhalb der Südalpen, verwenden, wie z.B. OBRADOVIC & STOJANOVIC (1972), die in den Dinariden PV beschreiben.

Die vielerorts eindeutigen Anzeichen einer epiklastischen Umlagerung stellen die Frage nach den auslösenden Impulsen, die zu verschiedenen Zeiten das vulkanische Lockermaterial in Bewegung gesetzt haben, da die über- und unterlagernden Karbonate meistens auf ruhige Beckensedimentation hinweisen. Neben vulkanischen Beben könnten auch eine kompressive Tektonik (ist z. B. im Marmolada-Gebiet durch mitteltriadische Störungssysteme dokumentiert: CASTELLARIN et al., 1985), oder der Diapirismus der evaporitischen Bel-

lerophon-Schichten (DOGLIONI 1984: „Caotico eterogeno“ als basaler Teil der UPV; siehe auch Teil II, Kap. 3.1., 2.6.) während der Mitteltrias dafür verantwortlich sein.

6. Schlußbetrachtung

Versucht man für den heutigen, aufgeschlossenen Bereich der Südalpen (Anis/Ladin) das Ablagerungsmodell für vulkanische und vulkanoklastische Gesteine innerhalb eines magmatischen Inselbogens nach DICKINSON (1974) anzuwenden, so ergibt sich ein sehr uneinheitliches Bild, obwohl der Chemismus der Laven orogene Charakteristika besitzt.

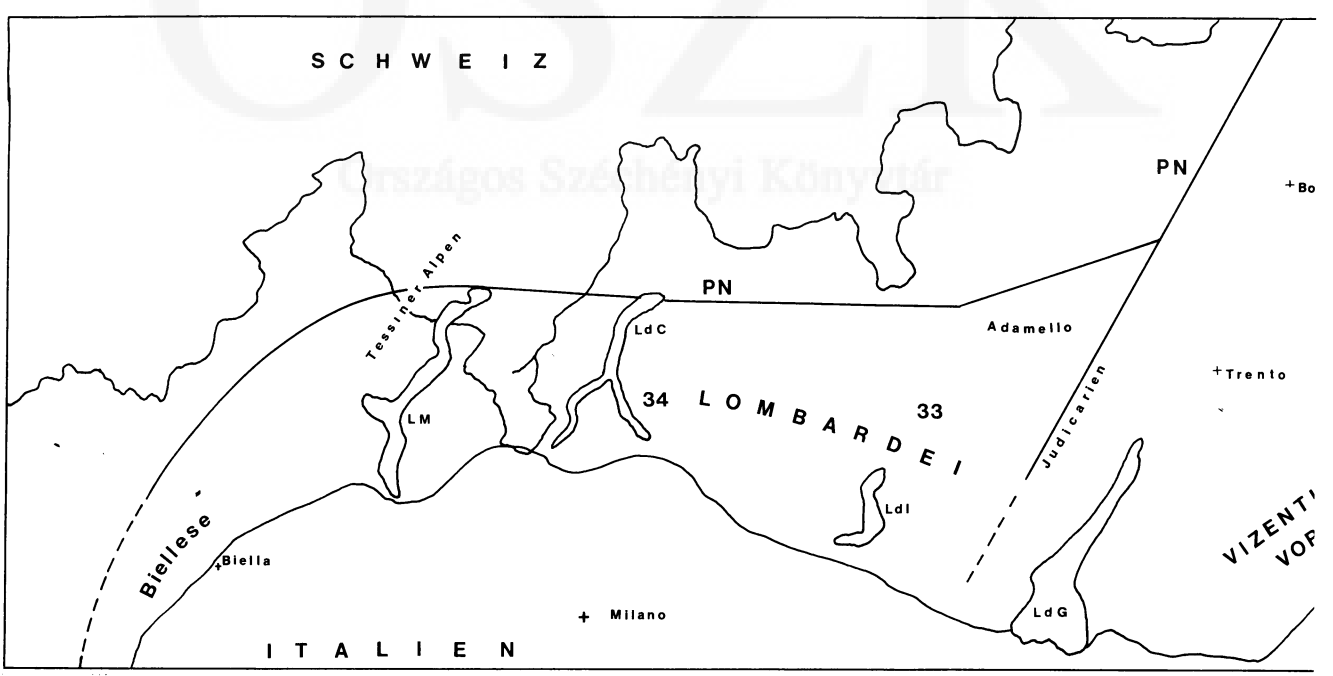
Der Karawanken-Südstamm und die Karnischen Alpen in Österreich, die Karnischen und Julischen Alpen in Italien, z. T. auch in Jugoslawien weisen für das Anis intermediären Vulkanismus (Laven und Ignimbrite [„welded tuffs“]), der mit fluviatilen Sedimenten assoziiert ist, auf. Dies entspräche einer zentralen vulkanischen Fazies auf kontinentaler oder semikontinentaler Kruste (dicker als 15–20 km). Weiter im Westen haben sich nur geringmächtige vulkanoklastische Sedimente dokumentiert, mit Ausnahme saurer Effusiva in den Vizentinischen Voralpen. Am Dobratsch verweisen die Pillow-Breccien eher auf ozeanische oder semiozeanische Kruste (dünner als 15–20 km), aber ebenfalls zentrale Fazies.

Im Ladin dominieren im gesamten Südalpen-Bereich umgelagerte vulkanoklastische Sedimente (z. T.: Turbidite) eines sauren Magmatismus, untergeordnet basaltische Pillowlaven und Pillow-Breccien (Karnische Alpen, Italien), rhyolithische Ignimbrite (Julische Alpen, Italien), Basalte, Andesite und Dazite in den Vizentinischen Voralpen, saurer, effusiver Vulkanismus in Slowenien und in der Lombardei. Diese Situation ist in das DICKINSON-Modell nicht mehr einbindbar. Die Akkumulierung vulkanoklastischen Materials in den zentralen Südalpen verwiese noch auf ein „intra-arc oder back-arc basin“ auf ozeanischer, bzw. semiozeanischer Kruste.

Nach allgemeiner geologischer Anschauung stellt die südalpine Trias einen Ablagerungsraum auf kontinentaler Kruste dar. Es fehlen auch jegliche Hinweise für die Existenz einer permischen oder alttriadischen ozeanischen Kruste in diesem Gebiet. Das DICKINSON-Modell demonstriert aber trotz der problematischen Adaptierung für die Anis-Ladin-Situation, daß die Südalpen zwar keinen vollständig ausgebildeten Ablagerungsraum eines magmatischen Inselbogens darstellen, daß aber typische Fragmente solch eines Milieus erhalten sind. Hieraus wird verständlich, warum eine Korrelierung zwischen „volcanic fields“ in zentraler Fazies und den Beckenfüllungen zur Zeit nicht gelingt.

Dank

Mein Dank gebührt meinem Freund, Herrn Prof. Dr. P.L. ROSSI (Universität Bologna), der mir in den letzten Jahren durch Diskussionen und logistische Unterstützung für Bibliotheks- und Feldarbeit eine große Hilfe war.



Teil II:
Übersicht über „Pietra verde“ Vorkommen im Großraum der Südalpen und benachbarter Gebiete

(J.H. OBENHOLZNER)

Hier folgt eine Revision der bestehenden Anis/Ladin Literatur (seit ca. 1960), der eigenen Ergebnisse, und eine Darstellung der Begriffsverwendung „Pietra verde“ (Kurzbezeichnung: PV) verschiedener Autoren. Ebenfalls angeführt sind die Vorkommen von sauren Effusiva im südalpinen Anis und Ladin.

Stratigraphische und petrographische Bezeichnungen sind den Originalarbeiten entnommen. Abb. 1 zeigt die geographische Lokalisierung der im Teil II besprochenen Gebiete.

Im folgenden wird der Raum nördlich der Periadriatischen Naht und der östlichen Südalpen dargestellt, im weiteren wird ein Überblick über vulkanoklastische Sedimente in den zentralen (Dolomiten, Vizentinischen Voralpen) und westlichen Teilen der Südalpen (Lombardei) gegeben.

1. Nördlich der Periadriatischen Naht

1.1. Drauzug – Lienzer Dolomiten

HAGENGUTH (1984) beschreibt 3 Tuffithorizonte im Wettersteinkalk und Wettersteindolomit (Ladin) aus den Stollen der Bleiberger Bergwerks Union und unterscheidet diese von den stratigraphisch jüngeren „Grünen Schichten“ in den Marxerbänken (Oberes Ladin) auf Grund ihrer geochemischen Charakteristik und des Schwermineralspektrums. Die Tuffite weisen einen Schwermineralgehalt von 90 % opaken Erz und 10 % transparenten Mineralen (davon: 80 % idiomorpher Apatit, 10 % Zirkon, Rest: Granat, Titanit, Rutil) auf. Die „Grünen Schichten“ enthalten nur Einzelkörner von Schwermineralen und sind reicher an Spurenelementen. Als Ablagerungsmodell werden Einschwemmungen von terrigenen Verwitterungsprodukten eines kontinentalen Hinterlandes in die Lagune angenommen.

Aus anderen Lokalitäten des Bergbaues werden ähnliche grüne Horizonte untersucht (KOSTELKA & SIEGL, 1966). Die Genese der Erzphasen in diesen Lagen soll diagenetisch sein. Weitere Literatur zu dem Problem der „Grünen Schichten“ findet man bei EPPENSTEINER (1970). WARCH (1979) hat im Zuge seiner Kartierung des Drauzuges zwischen Oberanis und Ladin das Auftreten von Tuffen/Tuffiten und Dazittuffen unterschieden.

- ○ Oberes Anis: Zwischendolomit
  Hier sei exemplarisch nur eine Probe vom Latschur genannt, die Feldspatbruchstücke, Apatit, Quarz, Magnetit(?), Biotit und Chlorit und Glimmer i. A. enthält.
- ○ Unterladin: Partnachkalke (Fellbachkalke)
  Hier sei ebenfalls exemplarisch nur die Probe vom Goldschupfen genannt, die sich aus Feldspatbruch-

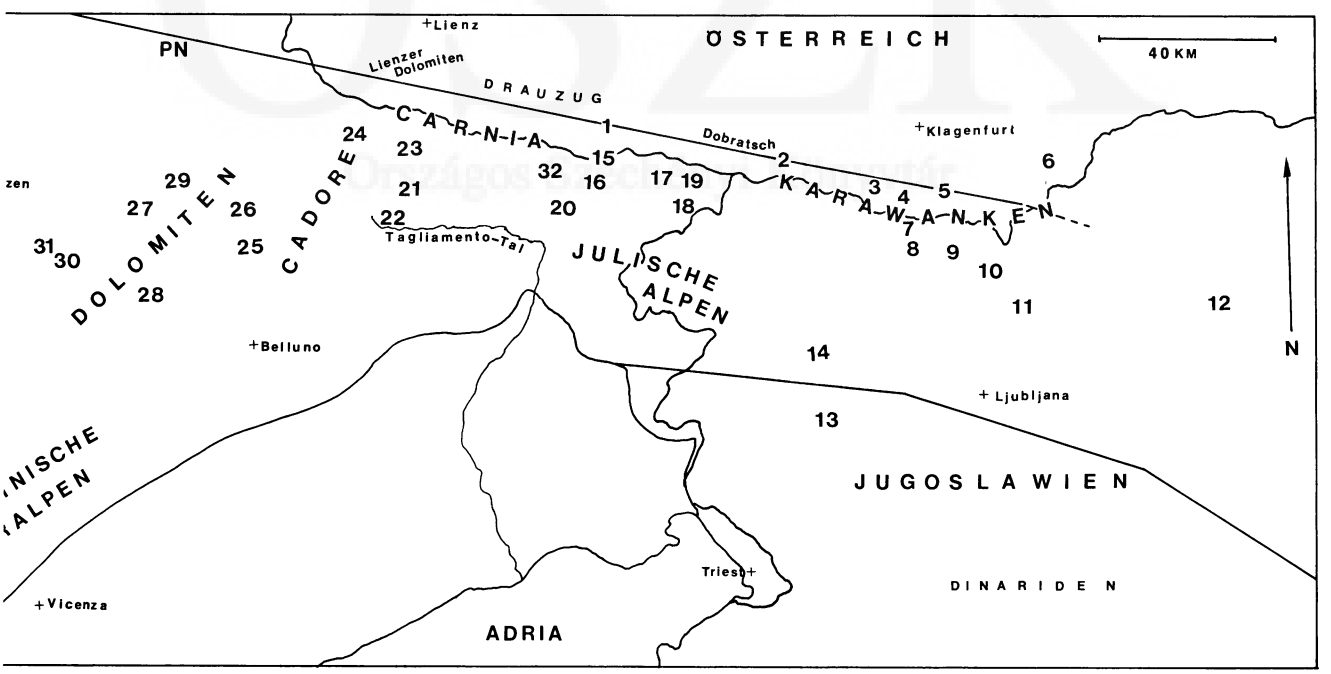


Abb. 1.
Übersicht über die Pietra verde-Vorkommen der Alpen.
Die Grenzziehung Dinariden/Südalpen wurde nach PAMIC (1984) durchgeführt.
PN = Periadriatische Naht; LdG = Lago di Garda; LdC = Lago di Como; LM = Lago Maggiore; LdI = Lago di Iseo.
1 = Hermagor; 2 = Finkenstein; 3 = Bärental; 4 = Lojbltal; 5 =ö Waidisch; 6 = Globasnitz; 7 = Ljublej; 8 = Trzic; 9 = Storzic; 10 = Kokra; 11 = Kamnik; 12 = Celje; 13 = Idrija; 14 = Cerkno; 15 = Gartnerkofel; 16 = Pontebba; 17 = Uggovizza; 18 = Cave del Predil; 19 = Tarvisio; 20 = Val d'Apua; 21 = Sauris; 22 = Forni di Sopra; 23 = Sappada; 24 = Comelico; 25 = Zoldo; 26 = M. Pelmo; 27 = Marmolada; 28 = Gruppo delle Pale die S. Martino; 29 = Livinallongo-Tal; 30 = Predazzo – Monzoni; 31 = M. Agnello; 32 = Paularo.

stücken, Apatit, Quarz, Magnetit(?), Biotit, Zirkon, Rutil in einem Chlorit-Tonmineral-Grundgewebe zusammensetzt.

Der Dazittuff ist ein sandiger PV-Typ, die anderen Tuffe und Tuffite sind siltige oder siltig-sandige Typen, die z. T. symmetrische Gradierung von normal zu invers zeigen (Fellbachgraben). Die Mächtigkeit dieser vulkanoklastischen Sedimente beträgt wenige cm bis dm. Hinweise auf turbiditische Eingleitungen liegen nicht vor. Die Gradierungen könnten durch verschiedene Absinkgeschwindigkeiten von Kristallen und Feinfraktion, die lithologisch verschiedenen Lagen könnten als schlotnahe (kristallreiche) und schlotferne (glasreiche) Sedimente gedeutet werden.

Aus den Lienzer Dolomiten beschreibt SCHLAGER (1962) Porphyrite und Porphyrittuffe, die in ihrer Zusammensetzung und ihrem stratigraphischem Auftreten den unterladinischen Tuffen im Drauzug gleichen.

1.2. Dobratsch (westlich von Villach, Österreich)

Die im oberen Anis vorkommenden Vulkanite sind basaltische Pillowbreccien und Vulkanoklastika mit intermediärem Chemismus (STREHL 1960, 1980b; COLINS & NACHTMANN 1974; PILGER & SCHÖNENBERG, 1958). Im Profil der Hangendscholle kommen (unterstes Ladin bis in das untere Cordevol) 14 Lagen mit Biotit, Quarz und Feldspat vor. Weiter sind einige Tuffitlagen (cm-mächtig), die keinen Biotit führen, aus dem Zwischendolomit (Anis) bekannt.

Auf österreichischem Gebiet stellen die Dobratsch-Vulkanite das einzige Vorkommen eines basischen Magmatismus in der Mitteltrias dar. Petrographisch und geochemisch sind die basischen Vulkanite mit den Pillowbreccien bei Forni di Sopra (Tagliamento-Tal; CASTELLARIN & PISA, 1973) vergleichbar.

1.3. Karawanken-Nordstamm (Österreich)

Hier treten in der Mitteltrias dm-mächtige Lagen eines siltigen, vulkanoklastischen Sediments und Kalkarenite mit vulkanogenem Detritus auf, die beide Biotitfrei sind (Lokalität SE Waidisch; von BAUER, 1985 als Tuffitlage im Fellbacher Kalk – Oberanis/Ladin – eingestuft). Weitere Vorkommen von Tufflagen sind bei BAUER (1970) im tieferen Wettersteinkalk (4 Lagen bei Globasnitz, 20 Lagen im Leppengraben) angeführt.

Südlich der Periadriatischen Naht

2.1. Carnia – Österreich

Im Gebiet des Gartnerkofels kommen auf der Kammleiten und auf der Kühweger Alm zwei vulkanogene Horizonte vor. Auf der Kammleiten ist in das anisische Muschelkalkkonglomerat (MKK) eine Schweißtuff-Lage eingebettet, die dazitischen Chemismus aufweist (KAHLER & PREY, 1963; CROS, 1982; OBENHOLZNER, 1988, 1989). Dieser Tuff enthält außer mm-großen Klasten der Werfener Schichten auch Fragmente einer andesitischen Lava und hellen Bims mit röhrenförmigen Blasen. Die 4 m mächtige Lage (Bohrprofil) könnte den di-

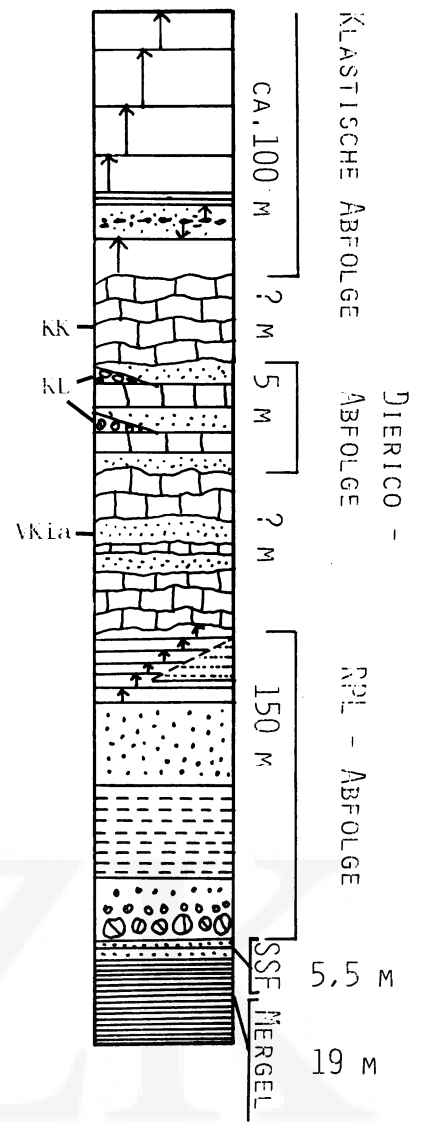
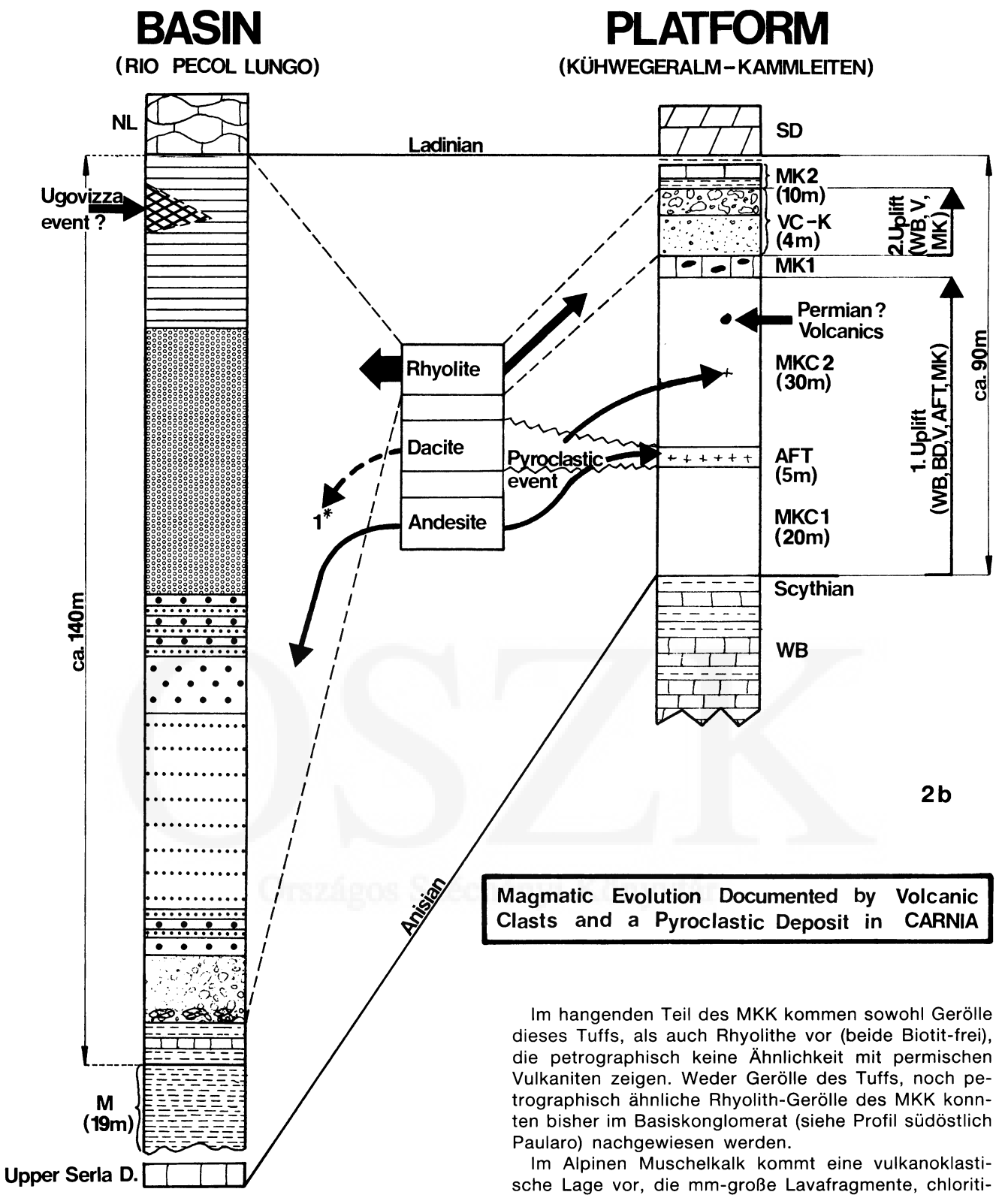


Abb. 2.
Mitteltrias-Profile.

a) Schematisiertes Profil SE Paularo.
Die Mergel an der Basis entsprechen der Ambata-Formation (Oberes Illyr), die Klastische Abfolge den Arenarie die Zoppé (Unteres Langobard). Die Aufschlußverhältnisse lassen eine genaue Bestimmung der Mächtigkeiten zwischen Klastischer und Dierico-Abfolge und zwischen Dierico- und RPL-Abfolge nicht zu. Die Mächtigkeiten betragen schätzungsweise 20–30 m. SSF = Sandstone-Shale Facies (proximaler Turbidit); VK i.a. = Vulkanoklastische Sedimente im allgemeinen (Pietra Verde); KK = Knollenkalke der Livinallongo-Formation; KL = Konglomerate, im Aufschlußbereich auskeilend; Pfeile = Normale Gradierung; Doppelpfeile = Symmetrische Gradierung von invers zu normal.

b) Mitteltrias-Profile aus den Karnischen Alpen (gegenüberliegende Seite).
Diese Abbildung entspricht der teilweisen Wiedergabe der Posterpräsentation „The Rhyolite Catastrophy in Carnia" (EUG V – Straßburg 1989; IAVCEI – Santa Fe 1989).
Es sei darauf hingewiesen, daß die magmatische Entwicklung in den Karnischen Alpen z.T. nur durch Lavaklasten in sedimentären bzw. pyroklastischen Abfolgen dokumentiert ist und daß das Schema Andesit – Dazit – Rhyolith nur eine stratigraphische Relevanz hat. Eine magmatische Differentiation ist zur Zeit noch nicht nachgewiesen. Die Pfeile symbolisieren Klastenschüttungen.
NL = Knollenkalk (Livinallongo-Formation); M = Graue Mergel (Ambata-Formation); SD = Schlerndolomit (Ladinische Plattform; PFEIFFER, 1988); MK2 = Oberer Muschelkalk (Lagunenkalk, Anis; FLÜGEL, 1974); Vc-K =Vulkanoklastische Lage (fluviale Ablagerung, im Hangenden Konglomerat); MK1 = Unterer Muschelkalk (Lagunenkalk); MKC2 = Oberes Muschelkalk-Konglomerat (fluviale Ablagerung; SCHMIDT, 1987); AFT = Ash Flow-Tuff (Dazit; OBENHOLZNER, 1988); MKC2 = Unteres Muschelkalk-Konglomerat (fluviale Ablagerung); WB = Werfener Schichten (zeigen kontinuierliche Absenkung an); BD = Bellerophon-Dolomit (Perm); V = Vulkanite i.a.; 1* = Ash Flow-Tuff-Klasten (CROS et al., 1982).



Magmatic Evolution Documented by Volcanic Clasts and a Pyroclastic Deposit in CARNIA

stalen Teil eines Ignimbrites darstellen (P.L. ROSSI, mündl. Mitt.), der heute abgetragen oder nicht aufgeschlossen ist. Eine definitive Charakterisierung als ignimbritische Abfolge im Sinne von SPARKS et al. (1973):

1) Plinianische Bims-Fall-Ablagerung;
2) Pyroklastische Strom-Phase mit Ignimbriten und „surge"-Ablagerungen;
3) Effusive Phase mit Lavaströmen ist daher nicht möglich.

Im hangenden Teil des MKK kommen sowohl Gerölle dieses Tuffs, als auch Rhyolithe vor (beide Biotit-frei), die petrographisch keine Ähnlichkeit mit permischen Vulkaniten zeigen. Weder Gerölle des Tuffs, noch petrographisch ähnliche Rhyolith-Gerölle des MKK konnten bisher im Basiskonglomerat (siehe Profil südöstlich Paularo) nachgewiesen werden.

Im Alpinen Muschelkalk kommt eine vulkanoklastische Lage vor, die mm-große Lavafragmente, chloritisierte Glasscherben, Plagioklase und Biotite enthält. Sie wird als feinklastische Einschwemmung in den lagunären Bereich gedeutet (siehe Taf. II, Fig. 1).

Die Forschungsbohrung Perm/Trias-Grenze, die im Gebiet Kammleiten abgeteuft wurde, hat auch den Nachweis erbracht, daß in den Werfener Schichten vulkanogener Detritus (Olivin und Pyroxen) vorkommt (STATTEGGER, mündl. Mitt.).

Im Gebiet der Kühweger Alm kommt im Muschelkalk eine ca. 5 m mächtige vulkanoklastische Abfolge vor, die aus einem 4 m mächtigen basalen Anteil (Biotit-füh-

rend; Gerölle der liegenden Karbonate und ältere Vulkanoklastika enthaltend) und aus einem oberen 1 m mächtigen Konglomerat (vorwiegend Muschelkalk-Gerölle, untergeordnet Vulkanoklastika in einer Biotit-Plagioklas-Chlorit-Kalzit-führenden Matrix) besteht. Diese Abfolge wird als kleine Delta-Schüttung in eine Lagune interpretiert.

Die Aufschlüsse auf der Möderndorfer Alm (südlich Hermagor) lassen eine genaue Einstufung der dort vorkommenden Vulkanite nicht zu. Örtlich voneinander getrennt, gibt es PV-Typen (Biotit-führend), die „slumping"-Strukturen (siehe Taf. 3, Fig. 2) zeigen und Biotitführende Rhyolithe, die petrographisch ähnlich den Geröllen im Basiskonglomerat (siehe Profil südöstlich Paularo) und den Rhyolithen aus dem Gebiet Trzic, Kokra und Kamnik (Jugoslawien) sind.

2.2. Carnia – Italien

Die Profile „Rio Marodia" und „Val Marodia" (Seitental des oberen Tagliamento) bei Forni di Sopra weisen eine PV-Lage unmittelbar unter den Produkten des basaltischen Vulkanismus auf (Oberladin). CASTELLARIN & PISA (1973) beschreiben sie als siltigen und feinen Arenit.

Das Mitteltriasprofil „südöstlich Paularo" stellt innerhalb der in der Literatur beschriebenen, PV-führenden Profile in den Südalpen das komplexeste dar (siehe Abb. 2). Zwischen Ambata-Formation (Oberillyr; ASSERETO et al., 1977) – hier vertreten durch graue Mergel und einer „sandstone-shale-facies" (proximaler Turbidit im Sinne von WALKER, 1978) – und den Arenarie di Zoppé kommen innerhalb der Livinallongo-Formation drei vulkanoklastische Abfolgen vor. Die unterste im Graben des Rio Pecol Lungo (CROS & FRYSSALAKIS, 1982) wird von einem Basiskonglomerat, schlecht geschichteten, groben, kristallreichen Vulkanoklastika, einer massigen, feinen, kristallreichen Lage und Aschenturbiditen aufgebaut (siehe Taf. 2, Fig. 2; Taf. 3, Fig. 3; OBENHOLZNER & PFEIFFER, 1989). Zwischen dieser normal gradierten Abfolge treten immer wieder Wechsellagerungen grober klastischer und sandiger Lagen auf. Eine genaue Darstellung des Ablagerungsmodells ist in Vorbereitung. Die mittlere Abfolge besteht aus 4 PV-Lagen, die in einer Knollenkalksequenz vorkommen. Die obere Abfolge (Dierico-Abfolge; OBENHOLZNER & PFEIFFER, 1988, 1989) stellt eine Wechsellagerung von Konglomeratbänken, Knollenkalken und ca. 30 vulkanoklastischen Lagen (siehe Taf. 3, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 3) dar. Alle drei Abfolgen enthalten Biotit.

Bemerkenswert ist der Klasteninhalt des Basiskonglomerats (Rio Pecol Lungo-Abfolge), der aus den unterlagernden Mergeln und Kalkareniten mit vulkanogenem Detritus, Plattformkarbonaten (oberes Anis und unteres Ladin), sauren, Biotit-führenden und intermediären Vulkaniten besteht. Die 150 m mächtige Abfolge dokumentiert das Vorhandensein eines intermediären Vulkanismus an der Anis/Ladin-Grenze, der damals schon zur Abtragung kam. Dies steht nicht im Einklang mit der weiter unten angeführten Hypothese der Bologneser Schule (siehe Kap. 3.1.), die für den Dolomitenraum ein Einsetzen des intermediären Vulkanismus erst für die Ladin/Karn-Grenze postuliert.

Die Arenarie di Zoppé (bei PISA; 1974: Arenarie tufacee del M. Rigoladis; Oberladin) kommen zwischen Livinallongo-Formation und der Formazione dell'Acquatona vor und sind gekennzeichnet durch Breccien, Konglomerate und durch Turbidite, die reich an vulkanogenem Detritus sind. Die bedeutendsten Vorkommen in der Carnia sind südlich und süd-westlich des Lago di Sauris (hier zum Teil grobklastisch ausgebildet) und südöstlich Paularo (hier ausschließlich feinklastisch, z. T. mit „clay chips" in symmetrischer Gradierung von invers zu normal).

Aus dem benachbarten Gebiet um den M. Tersadia (westlich Paularo) beschreibt METZELTIN (1973) nur mehr das Auftreten von „siltiti verde" im Unterladin der Buchensteiner Schichten. Das charakteristische Mineralspektrum dieser Siltite ist Plagioklas, Quarz und Biotit (10 %) in einer chloritischen/illitischen Grundmasse.

2.3. Cadore – Italien

Im „Comelico occidentale" treten im Oberanis Tuffite auf, die Lavafragmente und Plagioklase führen (CASATI, 1979). Im „Bellunese"– Gebiet um Sappada – kommen an der Anis/Ladin-Grenze PV-Lagen vor, die als rhyolithischer Tuff interpretiert werden (LAGNY, 1974).

Im östlichen Cadore (Val di Piova, Rio della Ruoiba) kommt eine Biotit-führende Lava im Aufstiegskanal vor, die Werfener Schichten (Campil) durchschlägt (MARINELLI & ROSSI, 1977).

2.4. Julische Alpen Italienischer Anteil (Tarvisiano)

Im nördlichen Teil finden sich Einschwemmungen von vulkanischem Lockermaterial (z. T. Biotit-führend) bereits in der Uggowitzer Breccie, die auch Komponenten eines intermediären Vulkanismus führt (z. B.: Rio Citt, Cave del Predil). In den Hangendbereichen der Calcari di Pontebba, in der Livinallongo-Formation und den basalen Anteilen des Schlerndolomites sind vulkanoklastische Einschaltungen häufig.

Im Osten setzen ähnliche Ablagerungen ebenfalls bereits im Anis (Fm. di M. Bivera) ein. Darüber in der Livinallongo-Formation kommen 10er-m mächtige Abfolgen von gut geschichteten Vulkanoklastika (z. T. Biotitführend, mit „bubble-shards" in schwarzen Lagen; siehe Taf. 1, Fig. 3) vor.

Die Abfolge vom M. Fioranca (östlich Tarvisio) gleicht der Hangendpartie der basalen PV-Lage vom Profil Jagrsce (siehe unten) in mineralogischer Zusammensetzung und im Gehalt von Bimsfragmenten.

Die Rio Freddo-Ignimbrit-Sequenz wird ausführlich von SPADEA (1974) und LUCCHINI et al. (1980) beschrieben. Sie zeigt rhyolithischen Chemismus und führt Biotit nur akkzessorisch.

Der basale Anteil des Schlerns (von ROMAGNOLI, 1966, als „Serie Calcareo-Tufacea" bezeichnet) enthält die von JOBSTRAIBITZER (1981) beschriebenen vulkanoklastischen Lagen (siehe Kapitel 4.).

2.5. Julische Alpen Jugoslawischer Anteil (Nördliche Dinariden)

Die basale, vulkanoklastische Abfolge des Profils Straza – Jagrsce zeigt eine rhythmische Schichtung, die durch ca. 10 cm mächtige, homogene, feinkörnige

und ca. 1–2 cm dicke, sandige Lagen definiert wird. Biotit tritt in diesen Lagen nur akzessorisch auf. Bemerkenswert sind mikroskopische Intraklasten eines noch feineren PV-Typs (siehe Taf. 1, Fig. 4). Der Übergang zu den oberen Lagen ist nicht aufgeschlossen. Diese führen gut erhaltene Bimsfragmente (mm-groß; Typ mit röhrenförmigen und Typ mit kugeligen Blasen kommt im Dünnschliffbereich zusammen vor) und zeigen „slumping"- Strukturen (siehe Taf. 3, Fig. 4; Taf. 1, Fig. 1, 2).

In der Plattenkalkabfolge (entspricht hier der Livinallongo-Fm.) kommen auch tonige-kohlige Schichten vor, die mm-starke, graue, Plagioklas-reiche Lagen beinhalten.

Auch in den turbiditischen Kalkareniten (z. T. normal und invers gradiert) tritt vulkanogener Detritus auf. Der obere Teil dieser klastischen Abfolge wird von gut geschichtetem, vulkanoklastischem Material (normale Gradierung, scharfe Grenzen zwischen dichten schwarzen und kristallreichen Lagen mit Biotit) gebildet. Die lithologische Ausbildung dieser Abfolge gleicht den Arenarie di Zoppé.

Eine Darstellung des Mitteltrias-Vulkanismus in den Dinariden gibt PAMIC (1984).

2.6. Karawanken-Südstamm (Österreich)

Im äußersten Westteil des Karawanken-Südstammes in Österreich (südlich Finkenstein) tritt innerhalb der Buchensteiner Schichten eine 1–2 m mächtige, kristallreiche PV-Lage auf (F.K. BAUER; mündl. Mitt.), die an der Basis Karbonatgerölle der Buchensteiner Schichten führt und Gradierungen, bzw. schlechte Schichtung aufweist (Biotit-führend).

Dieser PV-Typ gleicht jenen im Val d'Aupa (südwestlich Pontebba, Italien) und der VK5–Lage in der Rio Pecol-Lungo-Abfolge (siehe Abb. 2; Kap. II/2.2.).

Weiter im Osten im Gebiet des Loibl- und Bärentals kann man zwei Profilarten unterscheiden:

1) An der Anis/Ladin-Grenze treten Andesite und Dazite (nicht Biotit-führend) als Lava auf, über die Konglomerate und Beckensedimente (Buchensteiner Schichten) folgen. In den Konglomeraten findet man neben den vorherrschenden Karbonaten diese intermediären Laven als Gerölle wieder, und in die Bekkensedimente ist eine geringmächtige Lage (5–30 cm) von sandiger PV (siehe Taf. 2, Fig. 4: Plagioklas, Quarz, Biotit) eingeschaltet (z. B.: Profil Kraßniggraben; PREY & KAHLER, 1957).

2) Zwischen Oberanis-Karbonat und intermediären Laven kommt ein Konglomerat vor, das überwiegend Vulkanit-Komponenten, die in einer vulkanogenen Matrix liegen, enthält. Die Komponenten entsprechen den über dem Konglomerat (Channel-filling Sediment) folgenden Laven (z. B.: Profil Ogrisalm).

Eine detaillierte petrographische und geochemische Darstellung der orogenen, intermediären Vulkanite geben OBENHOLZNER (1984, 1985) und HÖCK & OBENHOLZNER (1987).

2.7. Karawanken-Südstamm (Jugoslawien)

Die Anis/Ladin-Grenze im Karawankenanteil Jugoslawiens (Profil Ljubelj) wird durch das Auftreten von Tuffen und einer vulkanischen Breccie, die Fragmente von Ignimbriten enthält, markiert. Darüber folgt ein ladinisches Konglomerat, das Tuffgerölle führt (BUSER, 1974). Über Plattenkalken und einer Dolomitlage treten nochmals Tuffe und Tuffite auf.

In den Gebieten um Jezersko, Storzic und Trzic tritt unter dem Cordevol-Dolomit ein ignimbritischer Tuff auf, der nach eigenen Studien zum Teil den Rio Freddo-Typen gleicht (nicht Biotit-führend). Innerhalb dieses Komplexes gibt es aber auch Biotit-führende Rhyolithe, ähnlich denen, die bei Kokra und Kamnik weiter im Osten aufgeschlossen sind. Bei Kokra und Kamnik kommen in den ca. 100 m mächtigen vulkanischen Einheiten auch Biotit-freie Rhyolithe vor.

GRAFENAUER (1980) gibt für das Einsetzen der triadischen, vulkanischen Aktivität in Slowenien das Ladin an, das Ende ist im Karn. Er ordnet alle Vorkommen der südalpinen Eugeosynklinale zu, ausgenommen das Gebiet um Idrija, das er den Dinariden zurechnet. In der anschließenden Tabelle werden die Gebiete, in denen Biotit-führende Magmatite vorkommen, aufgelistet.

1) Rabelj-Gruppe:
   Biotit-Trachyt-Tuff
2) Östliche Julische Alpen:
   a) Tolsti vrh und Kodrašc Gebiet:
      Augit-Biotit-Porphyr
      Albit-Biotit-Porphyr
   b) Jelovica (Langobard/Wengener Schichten):
      Biotit-Quarz-Porphyrit
      Albit-Biotit-Trachyt
      Biotit-Liparit
      Biotit-Quarz-Trachyt
   c) Kamna-Gorica und Kropa:
      Biotit-Quarz-Porphyrit
   d) Besniski gozd:
      Biotit-Trachyt
3) Idrija- und Cerkno-Gebiet:
   a) Poljane und Novaki:
      Biotit-Liparit
   b) Ravne und Zakriz:
      Quarz-Biotit-Porphyrit mit Fragmenten von Biotit-Diorit
4) Savinja-Alpen:
   Quarz-Biotit-Porphyrit
5) Stajerska, insbesondere Celje-Gebiet:
   a) Dobroveljska Plateau:
      Biotit-Liparit
   b) Polzela-Smartno:
      Biotit-Quarz-Keratophyr
      Biotit-Quarz-Trachyporphyrit

3. Ausblick auf die Pietra verde-Vorkommen im westlichen Teil der Südalpen (Dolomiten, Vizentinische Voralpen und Lombardei)

3.1. Zentraler Dolomiten-Bereich

Eine zusammenfassende Studie über das stratigraphische Auftreten in den Dolomiten haben CROS & HOU-

EL (1983) verfaßt. Sie unterscheiden innerhalb der Livinallongo-Formation (Unterladin) 2 PV-Einheiten nach stratigraphischen und sedimentologischen Gesichtspunkten: Die untere Pietra verde (UPV) und die obere Pietra verde (OPV).

Die UPV wird an der Basis von einer „knolligen Breccie" dargestellt. Der mittlere Bereich besteht aus Ablagerungen von „Pyroturbiditen" (interpretiert als kalte, subaquatische, pyroklastische Ströme), von distalen, submarinen Teilen von Ignimbriten, oder von kontinentalen Aschenströmen. Der Chemismus des Magmas der pyroklastischen Eruptionen wird als trachy-andesitisch angegeben. Die Oberkante dieser Abfolge besteht aus radiolarienreichen PV-Typen.

Die OPV wird als klassischer Turbidit bezeichnet, der epiklastisches Material akkumuliert hat. Der Chemismus des Magmas, dem die vulkanogenen Anteile der OPV entstammen, wird als rhyolithisch bis rhyodazitisch bezeichnet. Grüne Hornblenden sind der typische Bestandteil der oberen Lagen, während an der Basis vulkanischer Quarz dominiert.

Im Gebiet der Marmolada wurde von ROSSI et al. (1974, 1976) nur eine PV-Lage beschrieben, hier als „Membro del M. Fernazza" bezeichnet, die zwischen Livinallongo-Formation und dem Marmolada-Konglomerat vorkommt (mit basaltischen und intermediären Vulkaniten; ohne Biotit). Der „Membro del M. Fernazza" gleicht verschiedenen Biotit-führenden PV-Typen.

Im Marmolada-Gebiet gibt es auch innerhalb der PV akkrezionäre Lapilli (ROSSI, 1962). Das Marmolada-Konglomerat und das Vorkommen von oberladinischen/karnischen, orogenen, basaltischen Vulkaniten sollen nicht Gegenstand dieser Betrachtung sein, aber es sei auf weiterführende Literatur hingewiesen: SACERDOTI & SOMMAVILLA (1962); CASTELLARIN et al. (1976–77); BOSELLINI et al. (1982); LUCCHINI et al. (1982); CASTELLARIN et al. (1988).

BACELLE & SACERDOTI (1965) untersuchten die Abfolge zwischen Sarl-Dolomit und den Strati di la Valle (entspricht: Arenarie di Zoppé; VIEL, 1979) bei Caprile im Livinallongo-Tal. Sie teilen innerhalb dieser vulkanoklastischen Abfolge 2 PV-Lagen (zusammen ca. 50 m) ab, die von anderen vulkanoklastischen Sedimenten über- bzw. unterlagert werden. Die Autoren verwenden die Begriffe Tuff im Sinn vom sandigen Typ und Tuffit im Sinn vom siltigen Typ (nach CALLEGARI et al., 1964), deren mineralogische Zusammensetzung Plagioklas, Quarz, Biotit, Analzim und Seladonit ist. Die einzelnen Tuff- und Tuffit-Lagen werden durch kieselige Knollenkalke getrennt.

CASTELLARIN et al. (1982a) unterscheiden im Livinallongo-Tal (Cherz, Laste, Contrin) eine oberladinische Turbidit-Abfolge (entspricht den Arenarie di Zoppé; enthält basaltische und andesitische Klasten, keine Biotite) und eine darunterliegende PV mit rhyolitischer Affinität, die innerhalb der Buchensteiner Schichten vorkommt.

Die Autoren sehen in diesem Profil eine weitere Bestätigung der Hypothese, daß während der Mitteltrias sich die vulkanische Aktivität von Süd nach Nord und von saurem zu basischem Magmatismus verschoben hat. Dies wurde auch durch AGIP-Bohrungen in der Po-Ebene (bei Padua) bestätigt, wo vom Liegenden ins Hangende eine Abfolge von sauren, intermediären und basischen Vulkaniten angetroffen wurde (BRUSCA et al., 1981; P.L. ROSSI, mündl.Mitt.).

Eine Einbindung des Cherz-Profils in das von CROS & HOUEL (1983) vorgeschlagene Schema stellt sich insofern als problematisch dar, da die Definition der OPV mit den liegenden PV im Cherz-Profil zwar im Chemismus übereinstimmt, nicht aber in der Ablagerungsart. Weiters wird von der Bologneser Schule (CASTELLARIN, LUCCHINI, ROSSI, SIMBOLI) auf ein Vorhandensein von intermediärem Magmatismus unter der rhyolitischen PV nicht hingewiesen.

CROS & LAPOINTE (1984) erwähnen ladinische Paläokarstfüllungen, die typische, subaerische Sedimente darstellen. Sie bestehen zum größten Teil aus Quarz, Feldspat und Biotit. Die Einschlüsse im Quarz entsprechen jenen in den Quarzen der OPV.

Bemerkenswert ist auch die oberladinische Explosionsbreccie (phreatomagmatischer Entstehung) an der Basis des basaltischen Vulkanismus vom M. Agnello (CALANCHI et al., 1976–77). Sie enthält als Gesteinsfragmente Karbonate, größtenteils mitteltriadische, untergeordnet permische Vulkanite, Metamorphite und Siltite-Lutite und als Kristalle Quarz, Plagioklas, K-Feldspat, Pyroxen und Biotit. Außerdem kommen in dieser Abfolge akkrezionäre Lapilli vor, die als Indiz für subaerische Tätigkeit angesehen werden.

Als Beleg für das Vorhandensein eines sauren Vulkanismus in den Dolomiten kann nur die Arbeit von CASTIGLIONI (1939) herangezogen werden, der im Gruppo delle Pale di S. Martino innerhalb des unteren Ladins ein solches Auftreten beschreibt. Neuere Studien zu diesem Thema gibt es nicht.

Als lithischer Detritus in der PV sind von den genannten Autoren, ohne genaue Beschreibungen zu geben, folgende Typen genannt: Ignimbrite, blasige Lava, Vulkanite i. a.

In den Arenarie di Zoppé werden metamorphe Klasten von BACELLE et al. (1968) beschrieben. Dies ist mit der Interpretation von CROS & LAPOINTE (1984), die die Arenarie di Zoppé als terrigen beeinflußte Tuffite bezeichnen, vereinbar. Außerdem führen diese Sandsteine auch Biotit (CROS, 1980).

VIEL (1979) diskutiert erstmals die stratigraphische Reichweite von PV-Typen in den Dolomiten, im Cadore und Tarvisiano (Anis (F. del M. Bivera) bis Nor (untere Dolomia Principale; M. Pelmo, Zoldo Alto)). Er gibt auch eine Korrelierung der anisischen und ladinischen Formationen, in denen vulkanoklastische Lagen auftreten, und listet die in der Literatur gebräuchlichen Synonyme auf. Im Bereich des nördlichen Cadore ergibt sich folgendes Modell (unter Einbeziehung von Daten aus BRUSCA et al., 1981, und BOSELLINI et al., 1979):

Ladin
- a) Membro del M. Fernazza: Oberes Langobard
- b) Fm. dell'Acquatona: Unteres Langobard
- c) Arenarie di Zoppé: Fassan/Langobard-Grenze
- d) Livinallongo Fm.: Fassan
- d) Member D: Kalkarenite, Dolomitbreccien, Olistolithe(*)
  Member C: Knollenkalk(*)
  Member B: Vulkanoklastika (Pietra verde)(*)
  Member A: Plattenkalk(*)

Anis
- e) Ambata Fm.: Oberes Illyr
- f) Bivera Fm.: Unteres Illyr

Die Buchensteiner Gruppe setzt sich aus b, c und d zusammen. Zur Wengener Gruppe gehört a.

3.2. Vizentinische Voralpen

Nur in diesem Gebiet ist innerhalb der Südalpen schon im Skyth effusiver, saurer Vulkanismus dokumentiert (De Boer, 1963). Die schematisierte Abfolge sieht aus wie folgt:

Hangend: Rote Silte
Saure Vulkanite (Rhyodazite)
Dunkle, tuffogene Silte
Rote Silte
Liegend: Sedimente des unteren Skyths

Eine ähnliche Abfolge wird für das Anis angegeben:

Hangend: Kalke oder Dolomite
Saure Vulkanite (Rhyodazite)
Dunkle, tuffogene Silte
Liegend: Kalk oder Dolomit

Für das Ladin:

Hangend: Norische Dolomite
Störung
Vulkanite
Liegend: Unterladinische, massige Kalke

De Boer (1963) gibt keine genaue Abfolge der ladinischen Basalte, Andesite und Dazite an. Letztere sind gekennzeichnet durch Plagioklas-, K-Feldspat, Amphibol- und Biotit-Einsprenglinge (Barberi et al., 1982; De Vecchi & Sedea, 1983; De Vecchi et al., 1974).

3.3. Südalpenanteil der Lombardei

Im äußersten Westen (Biellese Orientale, westlich Lago Maggiore) kommen in der Mitteltrias i. a. 14 Horizonte (9 Biotit-führend) vor (Carraro & Fiora, 1974). Die mm- bis cm-mächtigen Lagen setzen sich aus Quarz mit Korrosionsbuchten, Sanidin, ±Biotit, idiomorphem Zirkon, Apatit und Illit/Kaolinit zusammen; Plagioklas fehlt. Die Autoren nehmen ein alkali-rhyolithisches Magma für die Herkunft der vulkanogenen Mineralphasen an.

Jadoul & Rossi (1982) erwähnen, daß es im Westteil der Lombardei in den Scisti Bituminosi di Besano und darüber in den Calcare di Meride vulkanoklastische Sedimente gibt. Müller et al. (1964) beschreiben die basale Lage aus der Grenzbitumenzone vom M. San Giorgio (Tessin, Schweiz) als Sanidin-, Quarz- und Biotithaltig.

Crisci et al. (1984) berichten, daß es zwischen Albiga Dolomit, bzw. Prezzo Kalk (beide Anis) innerhalb der Buchensteiner Schichten, bzw. Perdelo-Varenna Kalk (oberes Anis–unteres Ladin) bis zu 6 Lagen vulkanoklastischer Sedimente gibt. In dieser Studie werden diese Lagen als Tuffe und Tuffite bezeichnet. Hingewiesen sei auf das Profil Val d'Ogna, in dem innerhalb der Buchensteiner Schichten 2 Horizonte vorkommen, die sich aus Plagioklas, Quarz, Biotit und untergeordnet K-Feldspat zusammensetzen. Altersbestimmungen an Biotiten beider Horizonte ergaben ein Alter von 225±7 MJ für die basalen und 118±6 MJ für die jüngeren Biotite. Dies bedeutet, daß diese Biotite etwas jünger sind als die Biotite aus Graniten, Syeniten und Monzoniten des Predazzo-Monzoni-Intrusiv-Komplexes (230 MJ, Borsi & Ferrara 1967; bzw. neuere Daten: 237±20 MJ, Borsi et al., 1968). Zur Petrographie und Geochemie dieser Intrusiva siehe auch Del Monte et al. (1967); Lucchini et al. (1972); Castellarin et al. (1982b).

Einen stratigraphischen Vergleich zwischen westlichen, zentralen und östlichen Südalpen geben Assereto & Casati (1965).

Jadoul & Rossi (1982) vergleichen die anisischen/ladinischen, vulkanoklastischen Sedimente der Lombardei mit den PV-Lagen der Dolomiten. Diese Autoren ordnen unter dem PV-Begriff Typen, die Biotit-frei sind, die Biotit führen, die einen Kristallanteil von mehr als 60 % , oder aber einen Grundmasseanteil von mehr als 50 % haben.

Weiters beschreiben die Autoren Laven und subvulkanische Massen, die in den Buchensteiner und Wengener Schichten vorkommen und Biotit-führend sind. Aus dieser Darstellung geht hervor, daß diese Vulkanite sicher nicht als Biotit-Lieferant für die basale PV-Lage in Frage kommen. Nicht auszuschließen ist aber ein Zusammenhang der Vulkanite in den oberen Anteilen der Buchensteiner Schichten mit der oberen PV-Lage. Es sei noch erwähnt, daß es auch an der Grenze Ladin/Karn (über dem Esino Kalk) Biotit-führende vulkanoklastische Sedimente gibt.

Die „pyroklastischen" Horizonte in den Buchensteiner Schichten (4 bis 13) und im Perdelo-Varenna-Kalk (1 bis 3) im Gruppo delle Grigne untersuchten Pasquare & Rossi (1969). Die mineralogische Zusammensetzung einzelner Horizonte wurde dargestellt und ergab in Tuffen und Tuffiten einen Modalbestand von 0,2 bis 11 Vol. % für Biotit.

Im Ostteil der Lombardei (Judikarien-Gebiet) treten bereits im Oberanis (Prezzo-Formation) vulkanoklastische Lagen (Anzahl: 2; bis zu 1 m mächtig) auf. Castellarin et al., (1982c) vergleichen sie zwar mit PV-Typen der Buchensteiner Schichten, obwohl diese Lagen weder K-Feldspat noch Biotit enthalten. In den darüber liegenden Buchensteiner Schichten treten weitere 8 vulkanoklastische Lagen auf (Profil Corno vecchio), die z. T. K-Feldspat führen, aber ebenfalls Biotitfrei sind. Diese Lagen weisen turbiditische Strukturen auf, die Glas, Bims- und Kristall-Fragmente führen (wird als subaerischer, saurer Vulkanismus interpretiert).

Aus dem Ladin des Dosso dei Morti (SE Adamello) sind akkrezionäre Lapilli bekannt (Dieni & Spagnulo, 1964). Die Lapilli-Lage liegt eingebettet in eine 1,7 m mächtige, vulkanoklastische Sequenz (besteht aus 70 % Kristallen: Feldspat, Quarz, Biotit), die im Liegenden und Hangenden von Knollenkalken begrenzt wird. Die Autoren interpretieren die Lapilli-Lage als subaerisches Produkt, das in einem sehr seichten, marinen Milieu abgelagert wurde.

4. Vulkanoklastische Sedimente in der Mittelkärntner Trias und in den Nördlichen Kalkalpen

Hier sei nur auf die bei Vidal (1953) und die bei Tollmann (1977, S. 437/38; 1985, S. 17) zitierte Literatur hingewiesen.

Im gesamten Bereich der Nördlichen Kalkalpen dominieren äußerst feinkörnige Typen, die von den verschiedenen Autoren als Tuffite bezeichnet werden. Sie stellen sicher schlotferne Ablagerungen dar, die entweder subaerisch oder subaquatisch verdriftet wurden.

5. Vulkanoklastische Sedimente in der Mitteltrias Ungarns

5.1. Einführung

Aktuelle Darstellungen der Trias in Ungarn unterscheiden vier verschiedene Fazies-Gebiete:

1) Zentralgebirge (Balaton-Gebiet, Buda-Gebirge) (VS)
2) Bükk-Gebirge (VS)
3) Aggtelek-Szilice (VS)
4) Mecsek-Villany

(VS) = Vorkommen von vulkanoklastischen Gesteinen, Tuffen und Laven.

Diese Gebiete werden durch die Abfolge von Plattform-, Becken-, vulkanischen und fluviatil-lakustrinen Sedimenten definiert (BALOGH, 1981).

5.2. Zentralgebirge

5.2.1. Balaton-Gebiet

LOCZY (1916) erwähnt aus dieser Region Tuffite, die im Muschelkalk (Anis) eingelagert sind. Neuere Untersuchungen (FREYTET & CROS, 1984) stellen diese vulkanoklastischen Sedimente ins Ladin.

Bei SZABO & RAVASZ (1970) und RAVASZ (1973) werden diese Tuffitlagen, die eine Mächtigkeit von weniger als einem bis zu mehreren Metern haben, als Kristall- oder Aschen-Tuffite bezeichnet. Aus den petrographischen und geochemischen Charakteristika schließen SZABO & RAVASZ (1970) auf einen ursprünglichen K-trachytischen und rhyolithischen Vulkanismus. Ihre typische Mineralführung ist K-Feldspat und Biotit, in den höheren Lagen tritt auch vulkanischer Quarz auf. SZABO & RAVASZ (1970) erwähnen auch eine Probe (T511), die noch nicht devitrifizierte vulkanische Gläser enthält. Der Chemismus dieses Glases wurde bisher noch nicht publiziert.

Der Chemismus (Haupt- und Spurenelemente von 18 bzw. 30 Proben) dieser Tuffite weist für alle Elemente eine zu große Streuweite auf, um einen direkten Vergleich mit vorläufigen Ergebnissen aus dem Osten der Südalpen anzustellen. Auffallend ist das Fehlen von Proben mit SiO_2-Gehalten größer als 70 %, wie sie dem Autor aus den Karnischen Alpen bekannt sind. RAVASZ (1973) beschreibt eine Probe, die einen SiO_2-Gehalt über 70 % aufweist.

Alle anderen Proben (auch die bei SZABO & RAVASZ, 1970) gleichen basaltischen und andesitischen Grauwacken.

Eine genaue Aufschlußbeschreibung dieser anisischen/ladinischen Tuffite findet man bei SZABO & MAJOROS (1978).

5.2.2. Buda Gebirge

Ein Vulkanit-Komplex, der tektonisch mit ladinischen Karbonaten assoziiert ist (nicht aufgeschlossen), wurde im Eozän erodiert und ist heute nur mehr in Form von Konglomeratkomponenten nachweisbar (HORVATH & TARI, 1987).

Die petrographische und geochemische Untersuchung der Komponenten weist sie als Andesite, Rhyolithe, Ignimbrite, Trachyte und Tuffe aus. Die genannten Autoren ordnen letztere der PV im Transdanubischen Zentralgebirge zu.

5.3. Bükk Gebirge

Die basischen bis sauren Vulkanite (250 m mächtig) dieses Gebietes erstrecken sich stratigraphisch vom Anis bis ins Karn (ARKAI, 1973). Sie sind schwach metamorph und liegen in Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies vor. Die mit den Vulkaniten vorkommenden Tuffe werden aber nicht expressis verbis als PV bezeichnet.

CROS & SZABO (1984) vergleichen den jüngeren, sauren Komplex, der auch Ignimbrite enthält, mit den PV-Lagen in Karnien (NE Italien), ohne petrographische oder geochemische Kriterien anzugeben.

Eigene feldgeologische und petrographische Beobachtungen der intermediären Laven und Vulkanoklastika des Bükkgebirges haben gezeigt, daß auffallende Ähnlichkeiten (Vergleichsexkursion mit Fr. Dr. E. VETÖ, Ung. Geol. Landesanstalt) mit den Vulkaniten des Karawanken Südstammes (Österreich) und der Steiner Alpen (Jugoslawien) bestehen.

5.4. Aggtelek-Szilice

BALOGH (1981) erwähnt aus diesem Gebiet vulkanische Aschen, die über der Illyr/Pelson-Grenze liegen.

Tafel 1

Fig. 1: **Bimsfragment mit röhrenförmigen Blasen.**
Orientierung der Blasen ungefähr parallel zum Pfeil.
P = Plagioklas; schwarz = Erzkörner; Grundmasse: Chlorit, Plagioklas, Quarz.
Fundort: Profil Straza – Jagrsce (siehe Teil I, Kap. 5.2.; Teil II, Kap. 2.5.).
Nicols ||.

Fig. 2: **Bimsfragment mit kugelförmigen Blasen.**
Schwarz = Erzkörner.
Fundort: Profil Straza – Jagrsce (siehe Teil I, Kap. 5.2.; Teil II, Kap. 2.5.).
Nicols || .

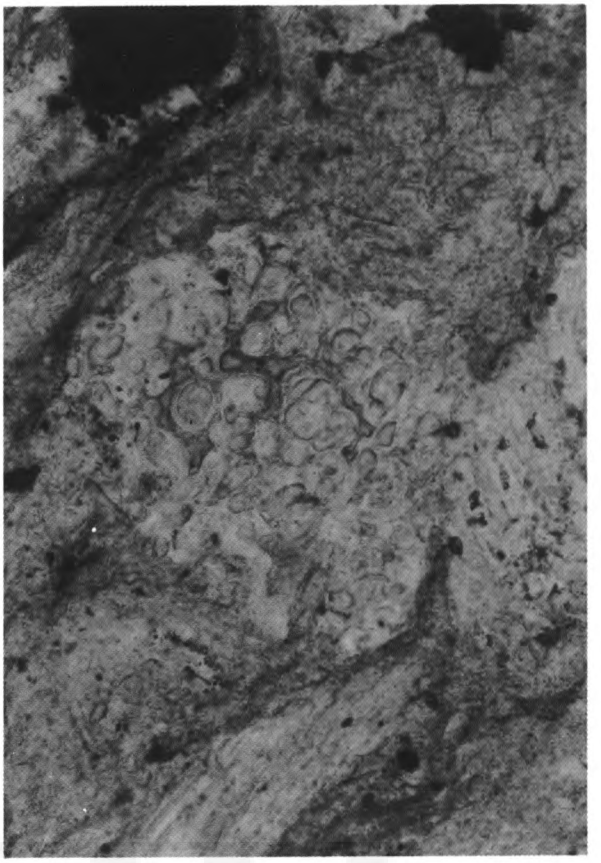
Fig. 3: **Blasen (BS) und Blasenwand-Scherben (BWS).**
Die Scherben sind chloritisiert, Hohlraum ist mit Quarz gefüllt. Siltige Grundmasse.
Schwarz = Erzkörner.
Fundort: Profil nördlich des Rio Freddo (siehe Teil I, Kap. 5.2.; Teil II, Kap. 2.4.).
Nicols ||.

Fig. 4: **Intraklasten (dunkel) in einem hellen, etwas grobkörnigeren, vulkanoklastischen Sediment.**
Fundort: Profil Straza – Jagrsce (siehe Teil II, Kap. 2.5.).
Nicols ||.



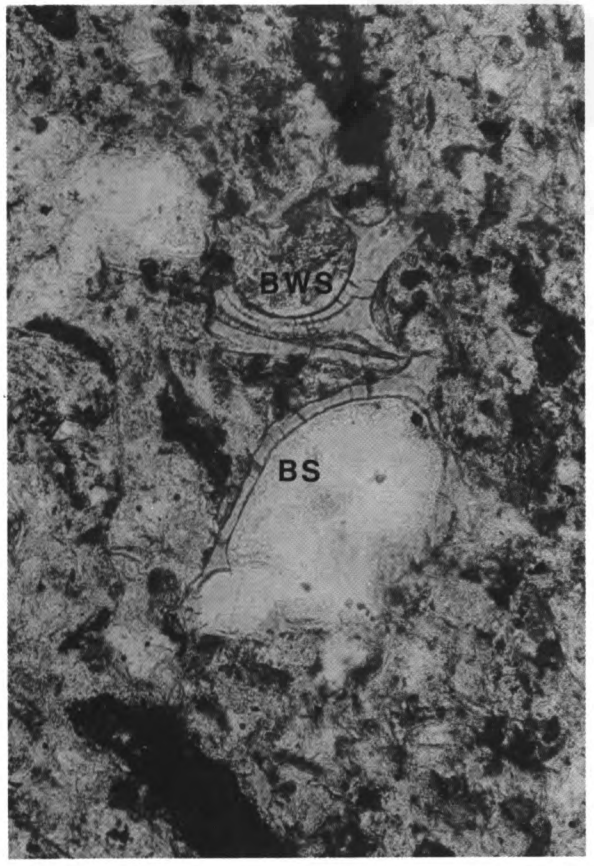
0,5 mm

1



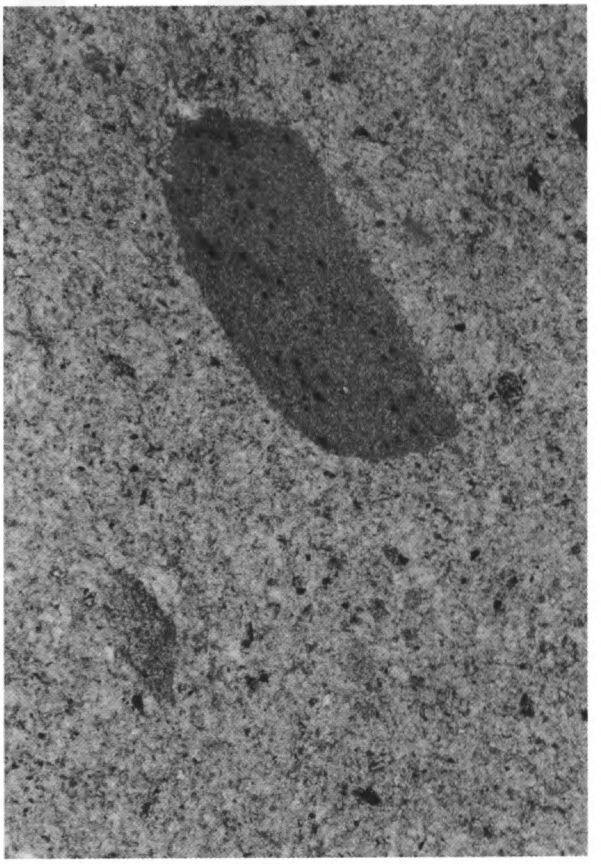
0,2 mm

2



0,2 mm

3



1 mm

4

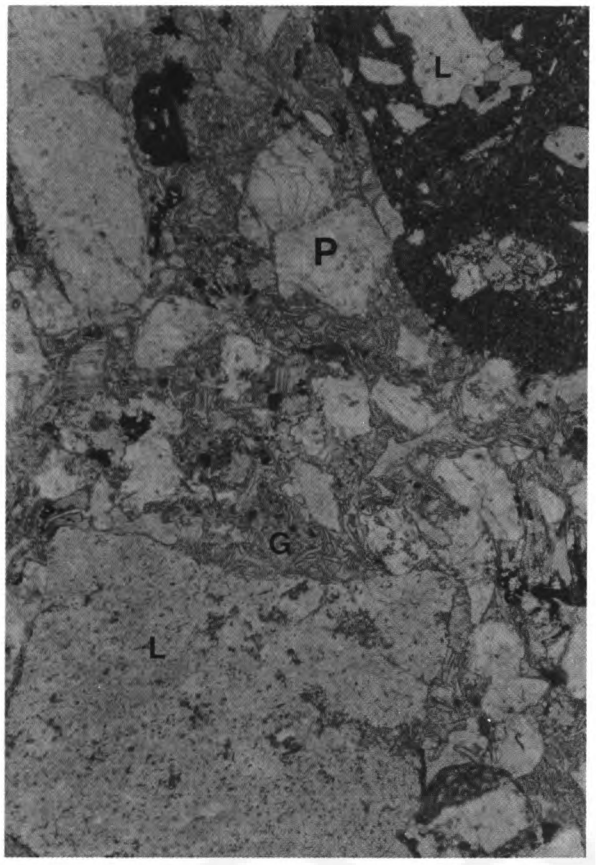
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Vulkanoklastisches Sediment mit lithischem Detritus (L), Plagioklas (P) und chloritisierten Glasscherben (G).**
Beachte Y-förmige Glasscherbe rechts neben dem Buchstaben „G".
Fundort: Kammleiten/Gartnerkofel-Gebiet (siehe Teil II, Kap. 2.1.).
Nicols ||.

Fig. 2: **Kompaktionsfalten einer älteren, mit Kalzit verheilten Kluft in einer Aschenturbidit-Lage.**
Links davon jüngere, unverformte Klüfte, ebenfalls mit Kalzit verheilt.
Fundort: Rio Pecol Lungo-Abfolge (siehe Teil II, Kap. 2.2.).
Nicols || .

Fig. 3: **„Puzzle"-Fragment eines hämatitisierten, vulkanoklastischen Sediments in Chlorit-Kalzit-Grundmasse, die Kalzit-Pseudomorphosen nach Plagioklaskristallen führt.**
Fundort: Diérico-Abfolge (siehe Teil I, Kap. 5.1.; Teil II, Kap. 2.2.).
Nicols ||.

Fig. 4: **Sandiger Pietra Verde-Typ.**
Q = Quarz, z.T. mit Korrosionsbuchten; P = Plagioklas; B = Biotit.
Die Zwickelräume sind mit Chlorit und Kalzit gefüllt.
Fundort: Kraßniggraben (siehe Teil II, Kap. 2.6.).
Nicols ||.



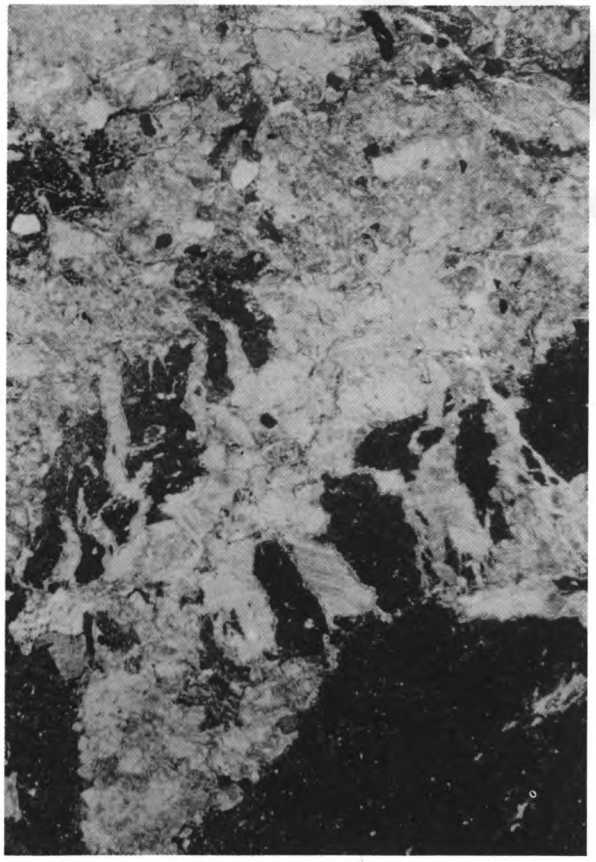
1 mm

1



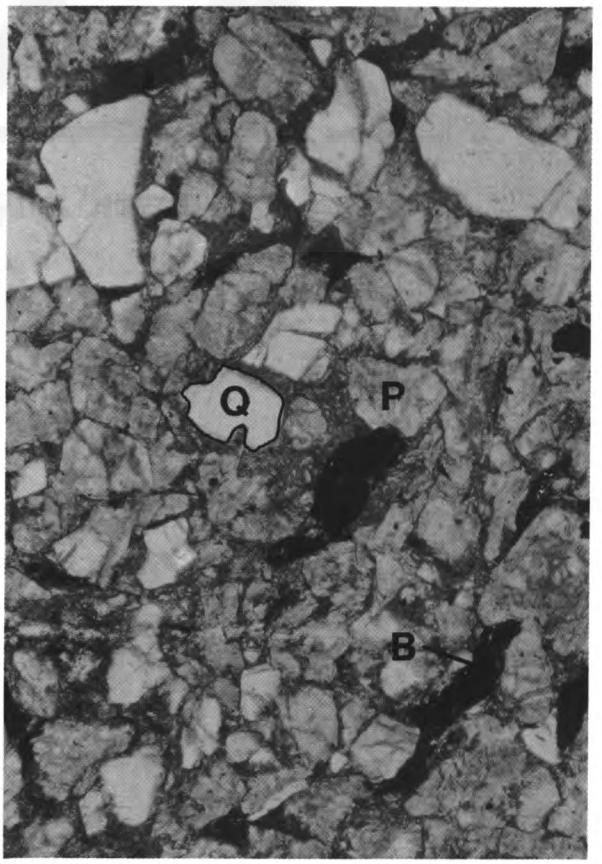
2 mm

2



2 mm

3



1 mm

4

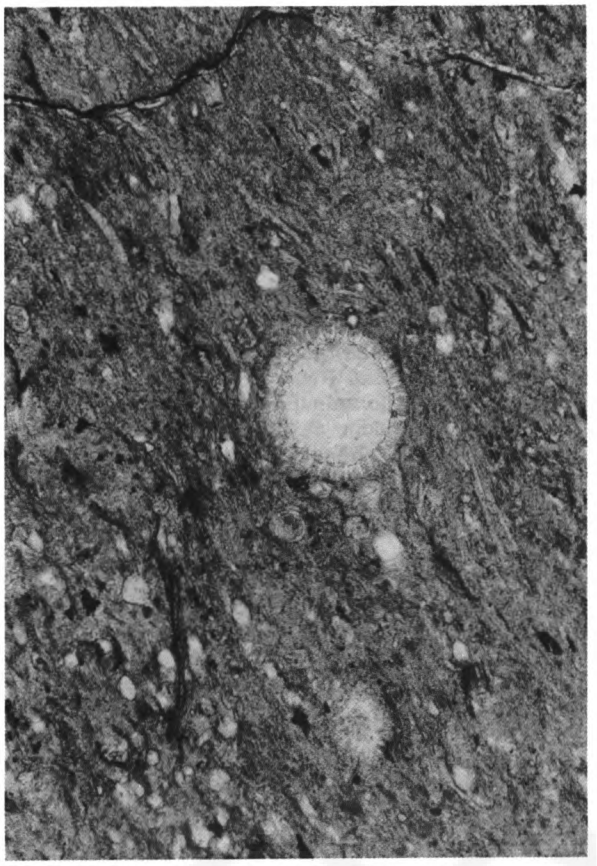
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Radiolarie und Radiolarienfragmente in siltigem Pietra verde-Typ.**
Hohlraum der Radiolarie (Bildmitte) ist mit Quarz gefüllt.
Grundmasse besteht aus Quarz (kleine, weiße, gerundete Körner), Plagioklas und Biotit.
Fundort: Diérico-Profil (siehe Teil II, Kap. 2.2.).
Nicols ||.

Fig. 2: **„Slumping"-Struktur.**
Feinkörnige (dunkel), glasscherbenreiche (Gs) und kristallreiche (P = Plagioklas) Anteile sind ungefähr linsenförmig angeordnet.
Fundort: Möderndorfer-Alm (siehe Teil II, Kap. 2.1.).
Nicols ||.

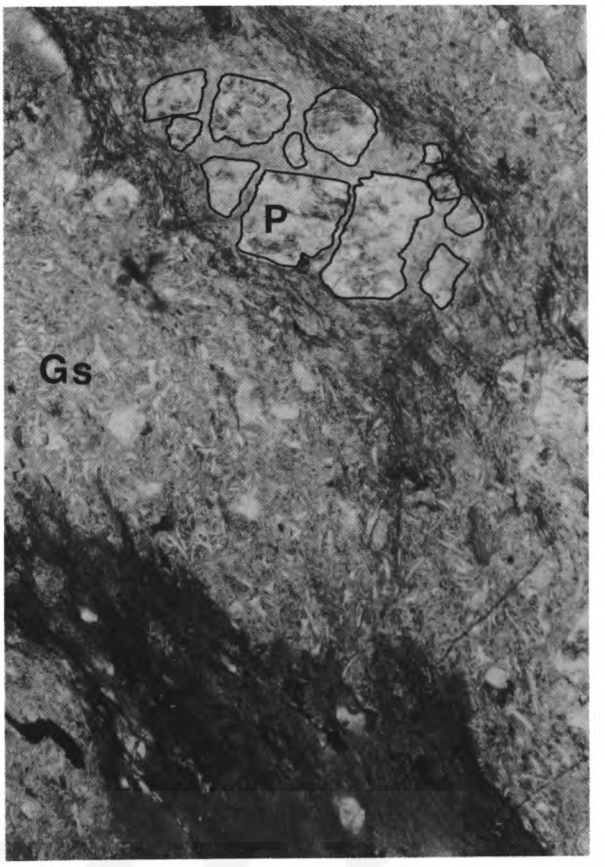
Fig. 3: **Millimetergroße „load casts" im feinstkörnigen, oberen Teil einer Aschenturbidit-Lage.**
Q = Quarz; P = Plagioklas; Pfeil zeigt in Richtung normale Gradierung.
Fundort: Rio Pecol Lungo-Abfolge (siehe Teil II, Kap. 2.2.).
Nicols ||.

Fig. 4: **„Slumping"-Struktur.**
Pfeil zeigt in Richtung Hangendes.
Weiß, fleckig = Plagioklas; weiß = Quarz; dunkel = erzreiche, feinkörnige Anteile; grau = siltiger Pietra verde-Typ.
Fundort: Profil Straza – Jagrsce (siehe Teil II, Kap. 2.5.).
Nicols ||.



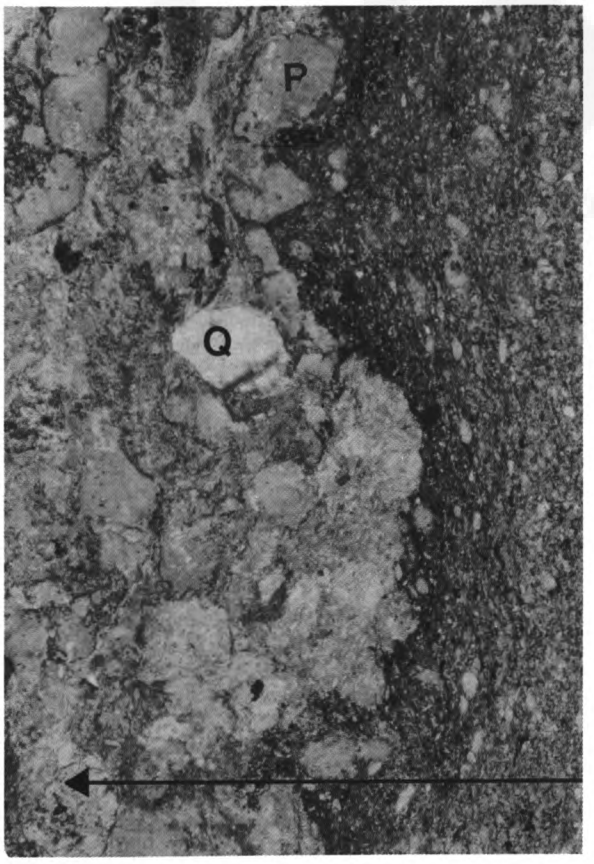
3 mm

1



1 mm

2



1 mm

3



2 mm

4

ARKAI, P.: Pumpellyite-Prehnite-Quartz Facies Alpine Metamorphism in the Middle Triassic Vulcanogenic-Sedimentary Sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **17**, 1–3, 67–83, 1973.

ASSERETO, R., BRUSCA C., GAETANI, M. & JADOUL, F.: The Pn-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations. – L' industria Mineraria, v. **28**, 1–34, Faenza 1977.

ASSERETO, R. & CASSATI, P.: Revisione della stratigrafia Permo-Triassico della Val Camonica Meridionale (Lombardia). – Riv. Ital. Paleont., vol. **17**, n. 4, 999–1097, Milano 1965.

ASSERETO, R., DESIO, A., COLBERTALDO, D. di & PASSERI, L.D.: Note illustrative della Carta geologica d'Italia, Foglio 14 A „Tarvisio", Ercolano (Servizio Geologico d'Italia) 1968.

BACELLE, L. & SACERDOTI, M. : Una serie di Strati di Livinallongo (Ladinico inferiore) nei pressi di Caprile (Dolomiti Bellunesi). – Stud. Trent Sci. Nat., A, Vol. **42**, N. 2, 113–162, Trento 1965.

BACELLE, L., SACERDOTI, M. & SOMMAVILLA, E.: In: LEONARDI, P.: Le Dolomiti, Geologia dei monti tra Isarco e Piave, 1019 ff., Rovereto 1968.

BALOGH, K.: Correlation of the Hungarian Triassic. – Acta Geol. Ac. Sci. Hung., **24**, 3–48, 1981.

BARBIERI, G., DE VECCHI, G., DE ZANCHE, V., MIETTO, P. & SEDEA, R.: Stratigrafia e petrologia del magmatismo triassico nell'area di Recoaro. – In : GGSCO, 179–187, Bologna 1982.

BARBIERI, G., DE ZANCHE, V., DI LALLO, E., MIETTO, P. & SEDEA, R.: Middle Triassic emersion phases in the Recoara area (Vicentinian Alps, NE Italy). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **9**, 523–531, Stuttgart 1977.

BAUER, F.K.: Zur Fazies und Tektonik des Nordstammes der Ostkarawanken von der Petzen bis zum Obir. – Jahrb. Geol. B.-A., **113**, 189–245, Wien 1970.

BAUER, F.K.: Geologische Karte der Karawanken, 1 : 25.000 (Westteil). – Wien (Geol. B.-A.) 1985.

BAUER, F.K., CERNY, I., EXNER, C., HOLZER, H.L., HUSEN, D.v., LOESCHKE, J., SUETTE, G. & TESSENSOHN, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken, 1 : 25.000, Ostteil. – 86 S., Wien (Geol. B.-A.) 1983.

BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser- und Olanger Dolomiten, Südtirol). – In: MOSTLER (ed.): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, 9–103, Innsbruck 1971.

BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R. & MOSTLER, H.: Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. – Geol. Rdsch., **65**, 616–648, Stuttgart 1976.

BOND, G.: Overgrowth on Zircon from Southern Rhodesia. – Geol. Mag., **85**, 35–40, 1948.

BORSI, S. & FERRARA, G.: Determinazione dell'eta delle rocce intrusive di Predazzo con i metodi del Rb/Sr e K/Ar. – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **13**, 45–66, Bologna 1967.

BORSI, S., FERRARA, G., PAGANELLI, L. & SIMBOLI, G.: Isotopic age measurements of the M. Monzoni intrusive complex. – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **14**, 171–183, Bologna 1968.

BOSELLINI, A. & FERRI, R.: A Buildup margin and its relationships with adjacent basinal sediments. – In: GAETANI, M. (ed.): Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium on Triassic Stratigraphy in Southern Alps, Field Guide-Book, 73 S., Bergamo 1979.

BOSELLINI, A., CASTELLARIN, A., DOGLIONI, C., GUY, F., LUCCHINI, F., PERRI, M. C., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G: & SOMMAVILLA, E.: Magmatismo e tettonica nel Trias delle Dolomiti. – In: GGSCO, 189–210, Bologna 1982.

BRAITSCH, O.: Mineralparagenesis und Petrologie der Staßfurtsalze in Reyershausen. – Kali und Steinsalz, **1**, 1–14, Hannover 1960.

BRANDNER, R.: „Südalpines" Anis in den Lienzer Dolomiten (Drauzug). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**/1, 143–162, Innsbruck 1972.

BRUSCA C., GAETANI, M. , JADOUL, F. & VIEL, G.: Paleogeografia Ladinico-Carnico e metallogenesi del Sudalpino. – Mem. Soc. Geol. It., **22**, 65–82, Roma 1981.

BUSER, S. : Die Entwicklung der Triasschichten in den westlichen Karawanken. – In: ZAPFE, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenreihe Erdwiss. Komm., Bd. **2**, 63–68, Wien, Springer 1974.

CALANCHI, N., LUCCHINI, F. & ROSSI, P.L.: M. Agnello: Un apparato vulcanico a condotto centrale nelle Dolomiti. – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **21**, 221–229, Bologna 1976–77.

CALANCHI, N., LUCCHINI, F. & ROSSI, P.L.: The Volcanic Rocks From the Mount Agnello Area (Fiemme Valley, Italy): A Contribution to the Knowledge of the Mid-Triassic Magmatism of the Southern Alps. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **25**, 131–143, Springer 1978.

CALLEGARI, E.: Rapporti fra distribuzione di analcime e fenomeni di albitizzazione nella „pietra verde" degli Strati di Livinallongo della Regione Dolomitica. – Stud. Trent. Sci. Nat., **41**, N.1, 25–43, Trento 1964a.

CALLEGARI, E.: Primi risultati dello studio mineralogico-petrografico sulla „pietra verde" della Regione Dolomitica. – Rendic. Soc. Min. Ital., **21**, 41–46, Pavia 1965.

CALLEGARI, E. & DE PIERI, R.: Un interessante fenomeno di albitizzazione del feldspato potassico osservato nella „pietra verde" della Regione Dolomitica. – Stud. Trent. Sci. Nat., A, Vol. **43**, 119–229, Trento 1966.

CALLEGARI, E. & DE PIERI, R.: Unmixing of the Sanidines of the „pietra verde" of the Dolomites. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **47**, 1, 111–119, 1967.

CALLEGARI, E. & JOBSTRAIBIZER, P.G.: Sulla presenza di analcime nella „pietra verde" degli Strati di Livinallongo della località-tipo. – Rendic. Soc. Min. Ital., **20**, 83–101, Pavia 1964.

CALLEGARI, E. & MONESE, A.: Il chimismo della „pietra verde" degli Strati di Livinallongo (Dolomiti). Contributo allo studio petrogenetico della „pierta verde" ladinica. – Stud. Trent. Sci. Nat., **41**, N.1, 45–71, Trento 1964b.

CAREY, S.N. & SIGURDSSON, H.: The Roseau Ash: Deep-Sea Tephra Deposits from a Major Eruption on Dominica, Lesser Antilles Arc. – J. Volvanol. Geotherm. Res., **7**, 67–86, Amsterdam 1980.

CARRARO, F. & FIORA, L.: Studio petrografico e stratigrafico delle tufiti Mediotriassiche dei Lembi di Crevacuore e di Sostegno (Biellese Orientale). – Riv. Ital. Paleont., **80**, 167–192, Milano 1974.

CARULLI, G.B., FRIZZO, P., SALVADOR, G.L., SEMENZA, E., BIANCHIN, G., MANTOVANI, F. & MEZZACASA, G.: La geologia della zona tra il T. Chiarzo e di F.Fella (Alpi Carniche). – Giornale Geol., ser. 3a, **49**/1, 1–32, Bologna 1987.

CARTER, R.M. : A discussion and classification of subaqueous mass transport with particular application to grain flow. - Earth Sci. Rev., **11**, 147–77, Amsterdam 1975.

CAS, R.A.F.: Submarine "crystal tuffs": their origin using a Lower Devonian example from southeastern Australia. – Geol. Mag., **120**/5, 471–486, 1983.

CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V.: Volcanic Successions, 528 S., London (Allen & Unwin) 1987.

CASATI, P.: Stratigrafia Medio-Triassica del Comelico Occidentale (Dolomiti Orientali, Belluno). – Riv. Ital. Paleont., **85**, n.1, 31–56, Milano 1979.

CASTELLARIN, A. & PISA, G.: Le vulcaniti ladiniche di Forni di Sopra (Carnia Occidentale). – Mem. Museo Trident. Sci. Nat., **20**, 99–136, Trento 1973.

CASTELLARIN, A., DOGLIONI, C., GUY, F., PAGANELLI, L. & ROSSI, P.L.: Le arenarie vulcaniche sopraladiniche della zona di Cherz. – In: GGSCO, 225–259, Bologna 1982a.

CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SARTORI, R., SIMBOLI, G. & SOMMAVILLA, E.: Note geologiche sulle intrusioni di Predazzo e dei M. Monzoni. – In: GGSCO, 213–219, Bologna 1982b.

CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SELLI, L. & SIMBOLI, G.: L'evento compressivo Medio-Triassico nelle Alpi Meridionali: Realita o fantasia. – Mem. Soc. Geol. It., **30**, 235–44, Roma 1985.

CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SELLI, L. & SIMBOLI, G.: The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. – Tectonophysics, **146**, 79–89, Amsterdam 1988.

CASTELLARIN, A., PERRI, M. C., RESENTERRA, L. & SARTORI, R.: Vulcaniti triassiche della zona delle Giudicarie (area di Roncone e dintorni). – In: GGSCO, 173–177, Bologna 1982c.

CASTELLARIN, A., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G., SOMMAVILLA, E. & DE LUCA, A.: Dati geologici e petrografici sul Gruppo Buffaure. – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **21**, 165–187, Bologna 1976–77.

CASTIGLIONI, B.: Il Gruppo delle Pale di S. Martino e le valli limitrofe (Alpi Dolomitiche). – Mem.Ist. Geol. R. Univ. Padova, **13**, 1–104, Padova 1939.

CERNY, I.: Zur Fazies- und Blei/Zink-Verteilung im „Anis" der Karawanken. – Carinthia II, **167/87**, 59–78, Klagenfurt 1977.

COLINS, E. & NACHTMANN, W.: Die permotriadische Schichtfolge der Villacher Alpe (Dobratsch), Kärnten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4**/3, 1–43, Innsbruck 1974.

CRISCI, C.M., FERRARA, G., MAZZUOLI, R. & ROSSI, P.M. : Geochemical and Geochronological Data on Triassic Volcanism of the Southern Alps of Lombardy (Italy): Genetic Implications. – Geologische Rundschau, **73**, 1, 279–292, Stuttgart 1984.

CROS, P.: Relations paleogeographiques entre la sedimentation tufacee et les apports terrigenes, Trias moyen et superieur des Dolomites et des Alpes Carniques. – Riv. Ital. Paleont., **85**, n.3–4, 953–982, Milano 1980.

CROS, P.: Decouverte d'ignimbrites anisiennes et remaniement d'ignimbrites ladiniennes. Interpretation du Trias moyen des Alpes carniques orientales (Italie et Autriche). – C.R. Acad. Sc. Paris, t. **294**, ser.II, 911–914, Paris 1982.

CROS, P. & FRYSSALAKIS, G.: Un example de sedimentation volcanogenique en bassin pelagique: Trias moyen des Alpes Carniques orientales. – In: „Livre jubilaire G. Lucas", Mem. Soc. Geol. Univ. Dijon, **7**, 139–152, Dijon 1982.

CROS, P. & HOUEL, P.: Repartition and Paleogeographical Interpretation of Volcanoclastic and Pelagic Sediments of the Livinallongo-Formation (Italian Dolomites). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **11**, 13, 415–452, Innsbruck 1983.

CROS, P. & LPOINTE, P.: Les paleokarsts triasiques sud-alpins et l'origine des tuffites „pietra verde" ladiniennes: Example des Dolomites Italiennes. – Abstract in: Proceedings of the 5th European Regional Meeting of Sedimentology, 2 S., Marseille 1984.

CROS, P. & SZABO, I.: Comparison of the Triassic Volcanogenic Formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic Criteria. – Acta Geol. Hung., **27**, N. 3–4, 265–276, Budapest 1984.

DE BOER, J.: The Geology of the Vicentinian Alps (NE Italy). – Geologica Ultraiectina, N. 11, 178 S., Utrecht 1963.

DE VECCHI, G. & SEDEA, R.: Il vulcanismo medio-triassico nelle Prealpe Vicentine (Italia Settentrionale). – Mem. Sci. Geol., Vol. **36**, 149–169, Padova 1983.

DE VECCHI, G., DE ZANCHE, V. & SEDEA, R.: Osservazioni preliminari sulle manifestazioni magmatiche triassiche nelle Prealpi Vicentine (Area di Recoaro – Schio – Posina). – Bull. Soc. Geol. It., **93**, 397–409, Roma 1974.

DEL MONTE, M. , PAGANELLI, G. & SIMBOLI, G.: The Monzoni intrusive rocks: A modal and chemical study. – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **13**, 75–118, Bologna 1967.

DICKINSON, W.R.: Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. – In: DOTT, Jr., R.H., SHAVER, R.H. (eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. – Soc. Econ. Paleont. Mineral Sp. Publ., **22**, 230–9, 1974.

DIENI, I. & SPAGNULO, G.: Lapilli accrezionari nei tufi ladinici del Dosso dei Morti (Adamello Sud-Orientale). – Mem. Accad. Patavina, Cl. Sci. Mat. Nat., Vol. **76**, 3–21, Padova 1964.

DOGLIONI, C.: Triassic diapiric structures in the central Dolomites (northern Italy). – Eclogae geol. Helv., **77**/2, 261–285, Basel 1984.

EPPENSTEINER, W.: Studien über Sedimentation und Diagenese des oberen Wettersteinkalkes in Bleiberg-Kreuth (Kärnten). – 89 S., Wien (Verlag Notring) 1970.

EWART, A.: A Review of the Mineralogy and Geochemistry of Tertiary–Recent Dacitic, Rhyolitic and Related Salic Volcanic Rocks. – In: BARKER, F. (ed.): Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, 1979.

EWART, A., TAYLOR, S.R. & CAPP, A.C.: Trace and Minor Element Geochemistry of the Rhyolotic Volcanic Rocks, Central North Island, New Zealand. – Contr. Mineral. and Petrol., **18**, 76–104, 1968.

FARABEGOLI, E., JADOUL, F. & MARTINES, M.: Stratigrafia e paleogeografia anisiche delle Alpi Giulie occidentali (Alpi Meridionali – Italia). – Riv. Ital. Paleont., **91**/2, 147–196, Milano 1985.

FISHER, R.V., SCHMINCKE, H. – U.: Pyroclastic rocks. 472 S., Springer Verlag 1984.

FISKE, R.S.: Recognition and Significance of Pumice in Marine Pyroclastic Rocks. – Bull. Geol. Soc. Am., **80**, 1–8, 1969.

FLÜGEL, E.: Dasycladaceen aus dem Alpinen Muschelkalk (Anis) des Garnterkofel-Gebietes (Karnische Alpen, Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1970**/2, 147–196, Wien 1974.

FOIS, E. & JADOUL, F.: La Dorsale Paleocarnica anisica di Pontebba. – Riv. Ital. Paleont., Vol. **89**, N. 1, 3–30, Milano 1983.

FREYTET, P. & CROS, P.: Sedimentological Approach of Some Upper Permian and Lower Triassic Sections in the Transdanubian Central Range and in the Mecsek Mts. (Hungary). – Acta Geol. Hung., **27**, 3–4, 277–287, Budapest 1984.

GARZANTI, E.: The sandstone memory of the evolution of a Triassic volcanic arc in the Southern Alps, Italy. – Sedimentology, **32**, 423–433, 1985.

GILL, J.: Orogenic Andesites and Plate Tectonics. – 385 S., Springer Verlag 1981.

GRAFENAUER, S.: Petrology of Triassic Igneous Rocks in Slovenia (Yugoslawien). - 220 S., Ljubljana 1980.

HAGENGUTH, G.: Geochemische und fazielle Untersuchungen an den Marxerbänken im Pb-Zn-Bergbau von Bleiberg-Kreuth/Kärnten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Sh. **1**, 110 S., Wien 1984.

HÖCK, V. & OBENHOLZNER, J.H.: Triassic Magmatism in the Southern Alpine (Austria). – Abstract in: Terra Cognita, **7**/2–3, S. 361, EUG IV, Paris 1987.

HOPSON, C.A.: Eruptive Sequence at Mount St. Helens, Washington. – Abstr. Geol. Soc. Am., *3*, 138, 1971.

HORVATH E. & TARI, G.: Middle Triassic Volcanism in the Buda Mountains. – Annales Univ. Sci. Buda., Sect. Geol., **27**, 3–16, Budapest 1987.

HOUTEN, L.v.: Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 147–227, Wien 1930.

JADOUL, F. & NICORA, A.: L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias medio-superiore della Val d'Aupa (Carnia Orientale). – Riv.Ital. Paleont., Vol. **85**, N. 1, 1–30, Milano 1979.

JADOUL, F. & NICORA, A.: Stratigrafia e paleogeografia ladinico-carnica delle Alpi Carniche orientali (versante nord della Val Canale, Friuli). – Riv. Ital. Paleont., Vol. **92**, N.2 , 201–238, Milano 1986.

JADOUL, F. & ROSSI, P.M.: Evoluzione paleogeografico - strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale. – In: GGSCO, 144–155, Bologna 1982.

JOBSTRAIBIZER, P.: Mineralogia, chimismo e trasformazioni diagenetiche nelle tufiti mediotriassiche della „Serie Calcareo-tufacea" del Giacimento di Raibl (Cave del Predil - Friuli). – Mem. Sci. Geol., Vol. **34**, 355–386, Padova 1981.

KAHLER, F. & PREY, S.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., Wien (Geol. B.-A.) 1963.

KATO, I., MUROI, I., YAMAZAKI, T. & ABE,.M.: Subaqueous Pyroclstic Flow Deposits in the Upper Donzurubo Formation, Nijo-San District, Japan. – J. Geol. Soc. Japan, **77**/4, 193–206, 1971.

KOSTELKA, L. & SIEGL, W.: Der triadische Geosynklinalvulkanismus und die Blei-Zinkvererzung in den Drau-Kalkalpen. – Atti del Symp. Intern. sui Giac. Min. delle Alpi, **1**, 127–134, Trento 1966.

LAGNY, P.: Emersions successives, karstification et sedimentation continentale au Trias moyen dans la region de Sappada (Province de Belluno, Italie). – Sci. de la Terre, **19**, N. 3, 193–233, Nancy 1974.

LE BAS, M.J.: The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. – Am. J. Sci., **260**, 501–520, 1962.

LOCZY, L.: Die geologischen-Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. – Result. wiss. Erforschung d. Balatonsees, **1**(1), Sekt. 1, 716 S., Wien 1916.

LUCCHINI, F. & SIMBOLI, G.: Modal and Petrochemical Study on the Predazzo "Monzonitic Rocks". – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **18**, 43–82, Bologna 1972.

LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G. & VIEL, G.: Dati petrochimici ed inquadramento stratigrafico della serie vulcanica medio-triassica dell'area di Tarvisio (Carnia). – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **24**, 135–150, Bologna 1980 .

LUCCHINI, F., ROSSI, P.L., SIMBOLI, G. & CRISTOFOLINI, R.: Confronto geochemico fra i prodotti magmatici basici del Trias - Giura nell'area Tetidea. – In : GGSCO, 133–141, Bologna 1982.

LUCCHINI, F., ROSSI, P.L. & SIMBOLI, G.: Il magmatismo triassico dell'area di Predazzo (Alpi Meridionali, Italia). – In: GGSCO, 222–229, Bologna 1982.

MARINELLI, M. & ROSSI, P.L.: Prima segnalazione di condotti lavici medio-triassici in Val di Piova (Cadore Orientale). – Boll. Soc. Geol. It., **96**, 59–68, Roma 1977.

MCBIRNEY, A.E.: Factors Governing the Nature of Submarine Volcanism. – Bull. Volcanol., **26**, 455–69, 1963.

METZELTIN, S.: Stratigrafia del Trias medio nel Massiccio del M. Tersadia (Carnia). – Riv. Ital. Paleont., **79**, N.3, 271–300, Milano 1973.

MOORE, J.G.: Base Surge in Recent Volcanic Eruptions. – Bull. Volcanol., **30**, 337–363, Neapel 1967.

MÜLLER, W., SCHMID, R. & VOGT, P.: Vulkanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen. – Eclogae geol. Helv., **57**, 431–450, Basel 1964.

NACHTMANN, W.: Zur Sedimentologie des alpinen Muschelkalks in den östlichen Gailtaler Alpen (Kärnten). – Carinthia II, **165/85**, 37–60, Klagenfurt 1975.

NELSON, C.H., KULM, L.D., CARLSON, P.R. & DUNCAN, J.R.: Mazama Ash in the Northeastern Pacific. Science, **161**, 47–49, 1968.

NIEM, A.R.: Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. – Bull. Geol.Soc. Am., **88**, 49–61, 1977.

NINKOVICH, D., SPARKS, R.S. & LEDBETTER, M. T.: The Exceptional Magnitude and Intensity of the Toba Eruption, Sumatra: An Example of the Use of Tephra Layers as a Geological Tool. – Bull.Volcanol., **41**/3, 286–298, Neapel 1978.

OBENHOLZNER, J.H.: Untersuchung der mitteltriadischen Vulkanite in den südalpinen Anteilen der Karawanken, Kärnten, Österreich. – Unpubl.Diss., Univ. Salzburg, 220 S., Salzburg 1984.

OBENHOLZNER, J.H.: Vorläufige Mitteilungen zur Petrographie und Geochemie mitteltriadischer Vulkanite im südalpinen Anteil der Karawanken (Kärnten, Österreich). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 143–151, Wien (Geol. B.-A.) 1985.

OBENHOLZNER, J.H.: Petrographie und Geochemie eines mitteltriadischen Schweißtuffes vom Kühweger Köpfl (Karnische Alpen,Kärnten). – Abstract in: Jahrestagung ÖGG 1988, S. 22, Salzburg 1988.

OBENHOLZNER, J.H.: Petrography and Geochemistry of an Anisian ash-flow tuff. – Carnic Alps (Austria). – In Vorbereitung, Jb. Geol. B.-A., Wien 1990.

OBENHOLZNER, J.H. & PFEIFFER, J.: Die ladinische vulkano-sedimentäre Abfolge „Diérico", Friaul, Italien. – Abstract in: Informationstreffen Österreichischer Sedimentologen, 2 S., Innsbruck 1988.

OBRADOVIC, J. & STOJANOVIC, D.: Occurrence of "pietra verde", similar to that occurring in the Italien Dolomites, in volcanic sedimentary serie in the Budva - Bar area (Montenegro, Yugoslavia). – Stud. Trent. Sci. Nat., A, Vol. **49**, N. 2, 161–172, Trento 1972.

PAMIC, J.J.: Triassic Magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. – Tectonophysics, **109**, 273–307, Amsterdam 1984.

PASQUARE, G. & ROSSI, P.M.: Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del Gruppo delle Grigne (Prealpi Lombarde). – Riv.Ital. Paleont., V. **75**, N. 1, 1–87, Milano 1969.

PFEIFFER, J.: Geologische Kartierung des Gartnerkofel-Zielkofel-Gebietes, östliches Naßfeld, Karnische Alpen. Paläontologie und Mikrofazies eines mitteltriadischen Plattformrandes: Der Schlerndolomit am Gartnerkofel. – Unpubl. Diplomarbeit, Universiät Erlangen-Nürnberg, 80 S., Erlangen 1987.

PFEIFFER, J.: Paleontology and Microfacies of a Platform Margin in the Carnic Alps (Austria, Middle Triassic). – Facies, **19**, 33–60, Erlangen 1988.

PHOLIADIS, D.: Beitrag zur Geochemie der Bleiberger Fazies und der Carditaschiefer. – Unpubl. Diss., Univ. Wien, Wien 1984.

PIA, J.: Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. – 248 S., Wien (Eigenverlag) 1937.

PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). – Z. dt. geol. Ges., **110**, 205–215, 1958.

PISA, G.: Tentativo di ricostruzione paleoambientale e paleostrutturale dei depositi di piattaforma carbonatica mediotriassica delle Alpi Carniche Sud-Occidentali. – Mem. Soc. Geol. It., **13**, 35–83, Roma 1974.

PREY, S.: Geologische Aufnahme Blatt 211, Windisch Bleiberg. – Verh. Geol. B.A., **1975**/1, A 124–A126, Wien 1975.

PREY, S. & KAHLER, F.: Beiträge zu einem Karawankenprofil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 271–292, Wien 1957.

RAVASZ, C.: Mineralogical-Petrografical Studies on Middle Triassic Tuffs of the Transdanubian Central Mts., Hungary. – Acta Mineral. – Petrogr., **21**, 1, 123–139, Szeged 1973.

RICHTHOFEN, F.v.: Geognostische Beschreibungen der Umgebung von Predazzo, St. Cassian und der Seisser Alpe. – Gotha 1859.

ROMAGNOLI, P.L.: Contributo alla conscenza del giacimento di Raibl. – Atti del Symp. Intern. sui Giac. Min. delle Alpi, **1**, 135–147, Trento 1966.

ROSSI, D.: Geologia della parte meridionale del gruppo della Marmolada. – Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid., **25/26**, 14 1 B, 1–189, Trento 1962.

ROSSI, P.L., SIMBOLI, G. & SOMMAVILLA, E.: La serie vulcanica medio-triassica della catena del Padon (Gruppo della Marmolada, parte Settentrionale). – Miner. Petrogr. Acta, Vol. **20**, 1–48, Bologna 1974.

ROSSI, P.L., VIEL, G. & SIMBOLI, G.: Significato paleogeografico e magmatico-tettonico della vulcanica vulcanoclastica ladinica superiore nell'area del Monte Civetta. – Boll. Soc. Geol. It., **95**, 433–458, Roma 1976.

ROSSI, P.L. & VIEL, G.: Rinvenimento di un orizzonte di „Pseudolivinallongo" nella successione torbiditica ladinica supe-

riore nell'area di Sappada (Belluno). – Boll. Soc. Geol. It., **95**, 423–431, Roma 1976.

SACERDOTI, M. & SOMMAVILLA, E.: Pillowlave, laloclastiti e altre formazioni vulcanoclastiche. – Stud. Trent. Sci. Nat., **39**, N. 3, 423–473, Trento 1962.

SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verh. Geol. B.-A., 965/1–2, 119–161, Wien 1965.

SAXENA, S.K.: Evolution of Zirkons in Sedimentary and Metamorphic Rocks. – Sedimentology, **6**, 453–502, Amsterdam 1966.

SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. – Mitt. Geol. Bergbaustud., **13**, 41–120, Wien 1962.

SCHMIDT, N.: Sedimentologische und mikrofazielle Untersuchungen des Muschelkalkkonglomerates (Anis) im Gartnerkofel-Zielkofel-Gebiet, (Karnische Alpen, Österreich). – Unpubl. Diplomarbeit, Universität Erlangen-Nürnberg, 102 S., Erlangen 1987.

SELF, S. & SPARKS, R.S.J.: Characteristics of Widespread Pyroclastic Deposits Formed by the Interaction of Silicic Magma and Water. – Bull. Volcanol., **41**/3, 196–212, Neapel 1978.

SIGURDSSON, H., SPARKS, R.S.J., CAREY, S.N. & HUANG, T.C.: Volcanogenic Sedimentation in the Lesser Antilles Arc. – J. Geol., **88**, 523–40, 1980.

SPADEA, P.: Le ignimbriti riolitiche del membro superiore delle Vulcaniti di Rio Freddo, nel Trias medio regione di Tarvisio (Alpe Giulie Occidentali). – Stud. Trent. Sci. Nat., A, **47**/2, 287–358, Trento 1970.

SPARKS, R.S.J., SELF, S. & WALKER, G.P.L.: Products of Ignimbrite Eruptions. – Geology, **1**, 115–8, 1973.

SPARKS, R.S.J., SIGURDSON, H. & CAREY, S.N.: The Entrance of Pyroclastic Flows into the Sea, II. Theoretical Considerations on Subaqueous Emplacement and Welding. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **7**, 97–105, Amsterdam 1980.

STREHL, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). – Carinthia II, **70**, H. 1, 28–35, Klagenfurt 1960.

STREHL, E.: Ein Idealprofil durch das Unteranis des Dobratsch (Villacher Alpe), Kärnten. – Der Karinthin, **83**, 205–213, Salzburg 1980.

STREHL, E.: Ein bemerkenswerter Lavafund in der Mitteltrias des Dobratsch (Villacher Alpe), Kärnten. – Der Karinthin, **83**, 201–204, Salzburg 1980.

SZABO, I. & RAVASZ, C.: Investigation of the Middle Triassic Volcanics of the Transdanubian Central Mts., Hungary. – Ann. Mus. Nat. Hung., min. geol. pal., **62**, 31–51, 1970.

SZABO, I. & MAJOROS, G.: Excursion Guide Anisian/Ladinian and Permian/Triassic boundaries in the Balaton Highland. – Proceedings of Workshop Meeting on IGCP Projects: 4. Triassic of the Tethys Realm, 106. Permo-Triassic Stage of Geological Evolution. – 1–15, 1978.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 1, 766 S., Verlag Franz Deuticke Wien 1977.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – Bd. 2, 710 S., Verlag Franz Deuticke Wien 1985.

TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehung zum Ostmediterran. - Mitt. Geol. Ges., **80**, 47–113, Wien 1987.

VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – Geol. Bavarica, **17**, 56– 88, 1953.

VIEL, G.: Litostratigrafia ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali). II Parte. – Riv.Ital. Paleont., Vol. **85**, N. 2, 297–409, Milano 1979.

WALKER, G.P.L.: Crystal Concentration in Ignimbrites. – Contr. Mineral. Petrol., **36**, 135–149, 1971.

WALKER, G.P.L.: A volcanic ash generated by explosions where ignimbrite entered the sea. – Nature, **281**, 642–646, London 1979.

WALKER, R.G.: Deep Water Sandstonefacies and Ancient Submarine Fans: Model for Stratigraphic traps. – AAPG, **62**/6, 932–966, Tulsa 1978.

WARCH,A.: Perm und Trias der nördlichen Gailtaler Alpen. – Carinthia II, Sh. **35**, 1–111, Klagenfurt 1979.

WINCHESTER J.A. & FLOYD, P.A.: Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products Using Immobile Elements. – Chem. Geol., **20**, 325–348, 1977.

YAMADA, E.: Subaqueous Pumice Flow Deposits in the Onikobe Caldera, Miyagi Prefecture, Japan. – J. Geol. Soc. Japan, **79**/9, 585–597, 1973.

YAMAZAKI, T., KATO, I. & ABE, M.: Textural Analysis and Flow Mechanism of the Donzurubo Subaqueous Pyroclastic Flow Deposits. – Bull. Volcanol., **37**, 231–244, Neapel 1973.

Anmerkung: GGSCO = Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale. – CASTELLARIN, A., VAI, G.B. (ed.), Soc. Geol. It., Bologna 1982.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 247–259	Wien, September 1991	1. rész	pp. 247–259	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Vergleich der pelsonischen (Anis, Mitteltrias) Ammonitenfaunen von Großreifling (Nördliche Kalkalpen) und Aszófő (Balaton-Gebiet)*)

Von FRANZ TATZREITER & ATTILA VÖRÖS**)

Mit 2 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreich
Ungarn
Steiermark
Nördliche Kalkalpen
Balaton-Hochland
Ammoniten
Anis (Pelson)
Stratigraphie
Biogeographie

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blatt 100

Inhalt

Zusammenfassung 247
Összefoglalás 248
Abstract 248
1. Einleitung 248
2. Die Umgebung von Großreifling 248
2.1. Rahnbauerkogel 248
2.2. Tiefengraben 249
2.3. Korrelation 251
3. Balatongebiet 252
3.1. Aszófő 252
4. Vergleich Großreifling – Aszófő 253
4.1. Fauna 253
4.2. Biostratigraphische Korrelation 253
Dank 254
Literatur 254

Zusammenfassung

Im Rahmen der bilateralen Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn wurden Geländebegehungen und vergleichende Bewertungen der Ammonitenfaunen des Stratotypus des Anis (Großreifling, Steiermark) und von Aszófő (Balaton-Gebiet) durchgeführt. Sie erbrachten folgende Ergebnisse:

1) Abgesehen von zahlreichen Unterschieden stimmen die Schichtfolgen beider Gebiete darin überein, daß im oberen Pelson die Gutensteiner Kalke durch Reiflinger Kalke ersetzt werden.
2) Die Fauna des Tiefengraben zeigt im allgemeinen gute Übereinstimmung mit der aus dem höheren Profilabschnitt von Aszófő, obwohl *Reiflingites* nur im Tiefengraben auftritt und die Beyrichitiden nur in Aszófő eine bedeutende Rolle spielen.
3) Gemeinsames Merkmal der Faunen des Rahnbauerkogels sowie des tieferen Profilabschnittes von Aszófő ist das Massenévorkommen von *Balatonites*. Am Rahnbauerkogel ist *Balatonites egregius* ARTHABER, 1896 dominant, in Aszófő hingegen *Balatonites balatonicus* (MOJSISOVICS, 1873).
4) Aufgrund des Vorkommens von *Bulogites* (*B. mojsvari* und *B.* cf. *gosaviensis*) kann der höhere Teil eines neuen Profils im Tiefengraben mit den Schichten 59–71 des Profils von Aszófő korreliert werden.

---

*) Diese Arbeit ist die etwas erweiterte deutsche Version eines Manuskriptes, das in ungarischer Sprache in einem Sonderband des Ungarischen Geologischen Dienstes auch in Druck ist. Der Originaltitel lautet: Az Északi Mészköalpok és a Balaton-felvidék pelsoi (középsö-triász) ammonites faunáinak összeszehasonlitása.

**) Anschriften der Verfasser: Dr. FRANZ TATZREITER, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien; Dr. ATTILA VÖRÖS, Naturhistorisches Museum Budapest, Múzeum körút 14–16, H-1370 Budapest.

Az Északi-Mészkőalpok és a Balaton-felvidék pelsoi (középső-triász) Ammonites faunáinak összehasonlítása

Összefoglalás

Összehasonlító vizsgálataink a grossreiflingi anisusi sztratotípus területre és az aszófői (Balaton-felvidék) szelvény anyagára vonatkoznak. A két területen közösen tett bejárások és az Ammonites faunák kölcsönös összehasonlító értékelése alapján a következő eredményekre jutottunk:

1) A két terület rétegsorai – számos eltérés mellett – megegyeznek abban, hogy a pelsoi fölső részén a "gutensteini típusú" mészkőképződést "reiflingi típusú" váltja fel.
2) A tiefengrabeni fauna nagyfokú egyezést mutat az aszófői szelvény magasabb részének faunájával, bár pl. a Reiflingites csak Tiefengrabennél ismert, a Beyrichitidaek pedig csak Aszófőn játszanak jelentős szerepet.
3) A rahnbauerkogeli fauna és az aszófői szelvény mélyebb részének faunája közötti közös vonás a Balatonitesek tömeges fellépése, de az egyikben a B. egregius, a másikban a B. balatonicus a domináns faj.
4) A Bulogitesek (B. gosaviensis, B. mojsvari) előfordulása alapján a tiefengrabeni új szelvény magasabb része jól korrelálható az Aszófő I. szelvény 59–71. rétegeivel.

Comparison of the Pelsonian (Anisian, Middle Triassic) Ammonite Faunas of Großreifling (Northern Calcareous Alps) and Aszófő (Balaton Area)

Abstract

The submitted work is part of a bilateral co-operation between Austria and Hungary. It presents the following preliminary results of a comparative evaluation of the Großreifling area as stratotype for the Anisian and Aszófő (Balaton area).

1) Beside many differences both areas show in the Upper Pelsonian a replacement of Gutenstein limestone by Reifling limestone.
2) In general the Tiefengraben fauna shows good correspondence with the fauna from the higher part of the Aszófő sequence although *Reiflingites* is restricted to Tiefengraben and the Beyrichitids are of great importance only in Aszófő.
3) A common feature of the Rahnbauerkogel faunas and the lower part of the Aszófő sequence is the mass appearance of *Balatonites*. At Rahnbauerkogel *Balatonites egregius* ARTHABER, 1896 is dominant whilst in Aszófő *Balatonites balatonicus* (MOJSISOVICS, 1863) prevails.
4) Based on the appearance of *Bulogites* (*B. mojsvari* and *B.* cf. *gosaviensis*) the higher part of a new section at Tiefengraben can be correlated with the beds 59–71 from Aszófő.

1. Einleitung

Zur Zeit der klassischen Anfänge galten die Umgebung von Großreifling in den Nördlichen Kalkalpen und das Balaton Gebiet als die beiden Eckpfeiler in der Anis-Stratigraphie. Die Anisische Stufe wurde von MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1895, 1292) aufgestellt und in die balatonische und bosnische Unterstufe gegliedert. Der Name Anis leitet sich vom lateinischen Anisus (= Enns) ab, während der Name der balatonischen Unterstufe vom Balaton (= Plattensee) hergeleitet ist. Bei der Aufstellung der Stufe wurde Großreifling als Typusgebiet vorgeschlagen, weil dort die für die Stufe charakteristischen zwei Zonen (Binodosus- und Trinodosus Zone) in typischer Weise entwickelt sind. Die balatonische Unterstufe wurde von PIA (1930, 98) in Pelson (lacus Pelso = Plattensee) umbenannt.

Während an anderen, ebenfalls bedeutenden Lokalitäten in Griechenland, der Türkei, in China und in Nordamerika die Anis-Forschung stets weiterbetrieben wurde, blieben Großreifling und das Balatongebiet für ein Dreivierteljahrhundert unbeachtet. Erst ASSERETO (1971), SUMMESBERGER & WAGNER (1972) und VÖRÖS (1987) lieferten Beiträge zur Modernisierung dieses stratigraphischen Abschnittes. Glücklicherweise wurde die große Bedeutung der beiden Typusgebiete inzwischen auch von den zuständigen Institutionen der betroffenen Staaten erkannt, Bearbeitungen initiiert und eine Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn in die Wege geleitet.

Ein Fortschritt kann in erster Linie aus dem Vergleich der durchgehenden Profile und den neuen, schichtweise aufgesammelten Ammonitenfaunen von Großreifling und Aszófö erwartet werden. Zur Überprüfung und Eichung der Ergebnisse werden auch mikrofaunistische Untersuchungen, vor allem an Conodonten, durchgeführt werden. Die hier vorgelegten Ergebnisse können nur als vorläufige angesehen werden, da die Untersuchungen auf beiden Seiten noch im Gange sind.

2. Die Umgebung von Großreifling

Die beiden fossilreichsten klassischen Ammonitenfundpunkte des Gebietes, Rahnbauerkogel und Tiefengraben, sind seit dem Ende des vorigen Jahrhunderts gut bekannt. Da sie aber ca. 1,5 km Luftlinie von einander entfernt liegen (Abb. 1) konnte eine direkte Korrelation nie durchgeführt, bzw. ihre stratigraphische Stellung zueinander nicht zweifelsfrei bestimmt werden. Diese Schwierigkeit hat im Laufe der Zeit zu vielen theoretischen Überlegungen Anlaß gegeben.

2.1. Rahnbauerkogel

Der Fundpunkt Rahnbauerkogel wurde von ARTHABER im Frühling 1895 entdeckt und von ihm im Sommer und Herbst des selben Jahres ausgebeutet. Die monogra-

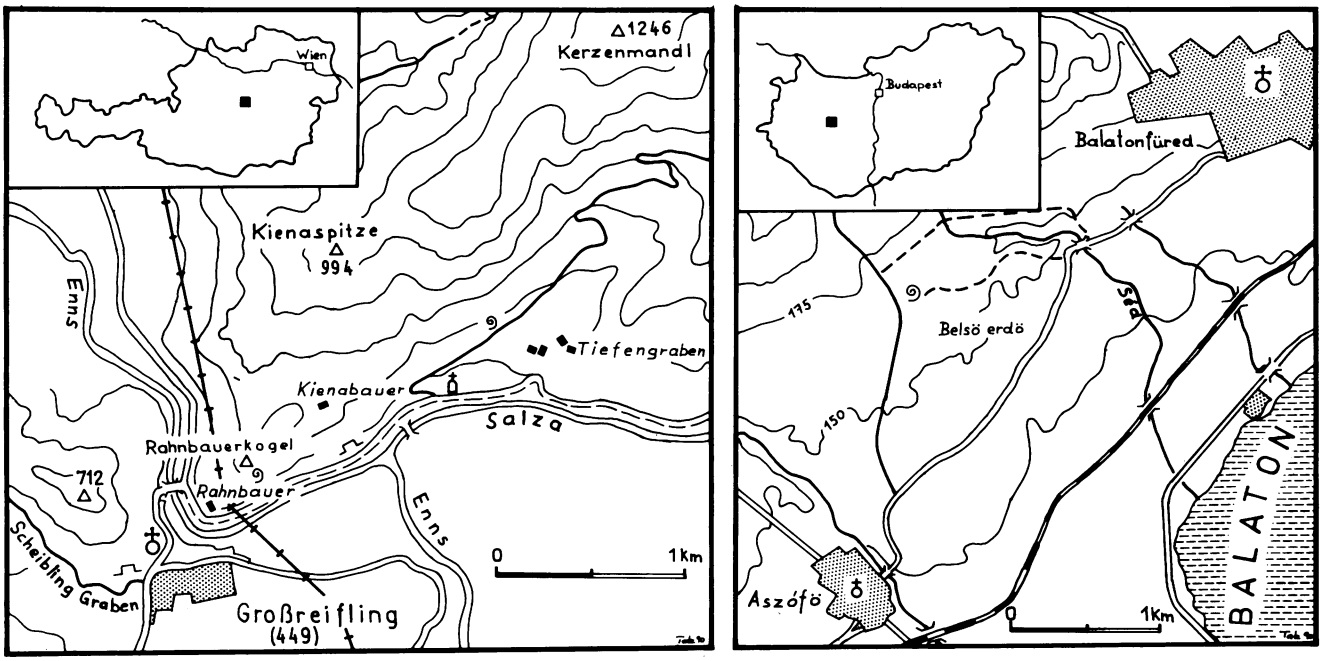


Abb. 1.
Übersichtsskizze der Fundpunkte Rahnbauerkogel, Tiefengraben (Steiermark) und Aszófö (Balatongebiet).

phische Faunenbeschreibung erschien mit der des Fundpunktes Tiefengraben zusammen im Jahre 1896. Seit Beginn unseres Jahrhunderts erfolgten, außer einer unpubliziert gebliebenen Aufsammlung für das Naturhistorische Museum Wien (siehe ROSENBERG 1953, 233 und GESSNER, 1963) und privaten Aufsammlungen, nur geringe offizielle Sammlungen von SUMMESBERGER & WAGNER (1972).

1988 entstand am Rahnbauerkogel ein kleiner natürlicher Aufschluß im oberen Teil der Gutensteiner Kalke nahe des Punktes, der von SUMMESBERGER & WAGNER (1972, 524) beschrieben worden war. Dabei wurde ein kleines Profil von sechs fossilreichen Bänken aufgeschlossen. Während dreier Grabungen zwischen 1988 und 1989 wurden mehrere hundert Ammoniten, überwiegend Balatoniten, gesammelt. Das Faunenspektrum ist ident mit dem von ARTHABER (1896) publizierten.

Die gutgeschichteten, ebenflächigen Bänke von 8 bis 20 cm Mächtigkeit bestehen aus extrem bituminösen, dunkelgrauen bis dunkelbraunen, splittrigen Mikriten (Stinkkalke) mit reichlich Kalzitadern. Im Liegenden und etwa in der Mitte des Profils sind den Bänken zwei feinblättrige, mürbe Mergelschieferlagen zwischengeschaltet.

In Schicht A, die das Hauptfossillager darstellt, sind die Ammoniten überwiegend ausgezeichnet erhalten, nur ein kleinerer Teil von ihnen ist flachgedrückt. Es sind durchwegs Wohnkammerexemplare mit Schalenerhaltung. Die Schale löst sich jedoch nur selten vom Gestein, so daß die gewonnenen Exemplare fast ausschließlich als Steinkerne vorliegen. In den anderen Bänken sind die Ammoniten großteils ziemlich verquetscht, trotzdem gelang es zahlreiche guterhaltene Exemplare zu bergen. Außer *Balatonites* treten noch *Ptychites, Norites, Acrochordiceras, „Gangadharites"* und *„Ceratites"* auf. Die Bivalve *Enteropleura bittneri* erscheint gelegentlich massenhaft. Die Fossilien sind ganz überwiegend schichtparallel eingebettet. In den Wohnkammern der Ammoniten findet sich mitunter flüssiges Bitumen (vgl. GESSNER, 1963, 27, 56). Die Phragmokone sind stets mit bräunlichem oder gelblichem Kalzit erfüllt.

Aufgrund dieses reichen Materials ist nun die von ASSERETO (1971, 40) angeregte Revision der zu zahlreichen von ARTHABER (1896) beschriebenen *Balatonites*-Arten möglich. Es ist dabei zu erwähnen, daß ARTHABER bei der 1911 (S. 7) angekündigten und dann 1915 (S. 128) durchgeführten Selbstrevision seine 20 ursprünglichen *Balatonites*-Arten auf sechs reduzierte. Eine Tatsache die von späteren Autoren nie berücksichtigt wurde. ARTHABER (1896, 196) fand das Fehlen von *Balatonites balatonicus* am Rahnbauerkogel schon bemerkenswert, während ASSERETO (1971, 40, 46) in Betracht zog, daß die Rahnbauerkogel-Balatoniten in die Variationsbreite des *B. balatonicus* fallen könnten.

Als ein vorläufiges Ergebnis einer gemeinsam (F. T.) mit J. HOHENEGGER (Univ. Wien) durchgeführten multivariaten statistischen Analyse kann gesagt werden, daß man alle Balatoniten des Rahnbauerkogels und von Aszófö als zwei in sich homogene Gruppen auffassen kann, die bei Verwendung eines Ökospezieskonzeptes *Balatonites balatonicus* (MOJSISOVICS, 1873) und *Balatonites egregius* ARTHABER, 1896 benannt werden können.

2.2. Tiefengraben

Der klassische Fundort Tiefengraben war bereits STUR (1871, 219) bekannt, aber erst ARTHABER begann in den frühen neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts mit intensiven Fossilaufsammlungen. Die Ergebnisse wurden in monographischer Form zusammen mit denen vom Rahnbauerkogel im Jahre 1896 publiziert. ARTHABER stellte schon damals (1896a, 194; 1896b, 121) fest, daß die Tiefengrabenfauna jünger als die des Rahnbauerkogel ist. Auch ROSENBERG (1952) spricht von einer Tieferen Fauna (= Rahnbauerkogel) und einer Höheren Fauna (= Tiefengraben) von Großreifling. ASSERETO (1971, 43, 48) kam aufgrund von Faunenvergleichen der Südalpen mit dem Balatongebiet zu dem glei-

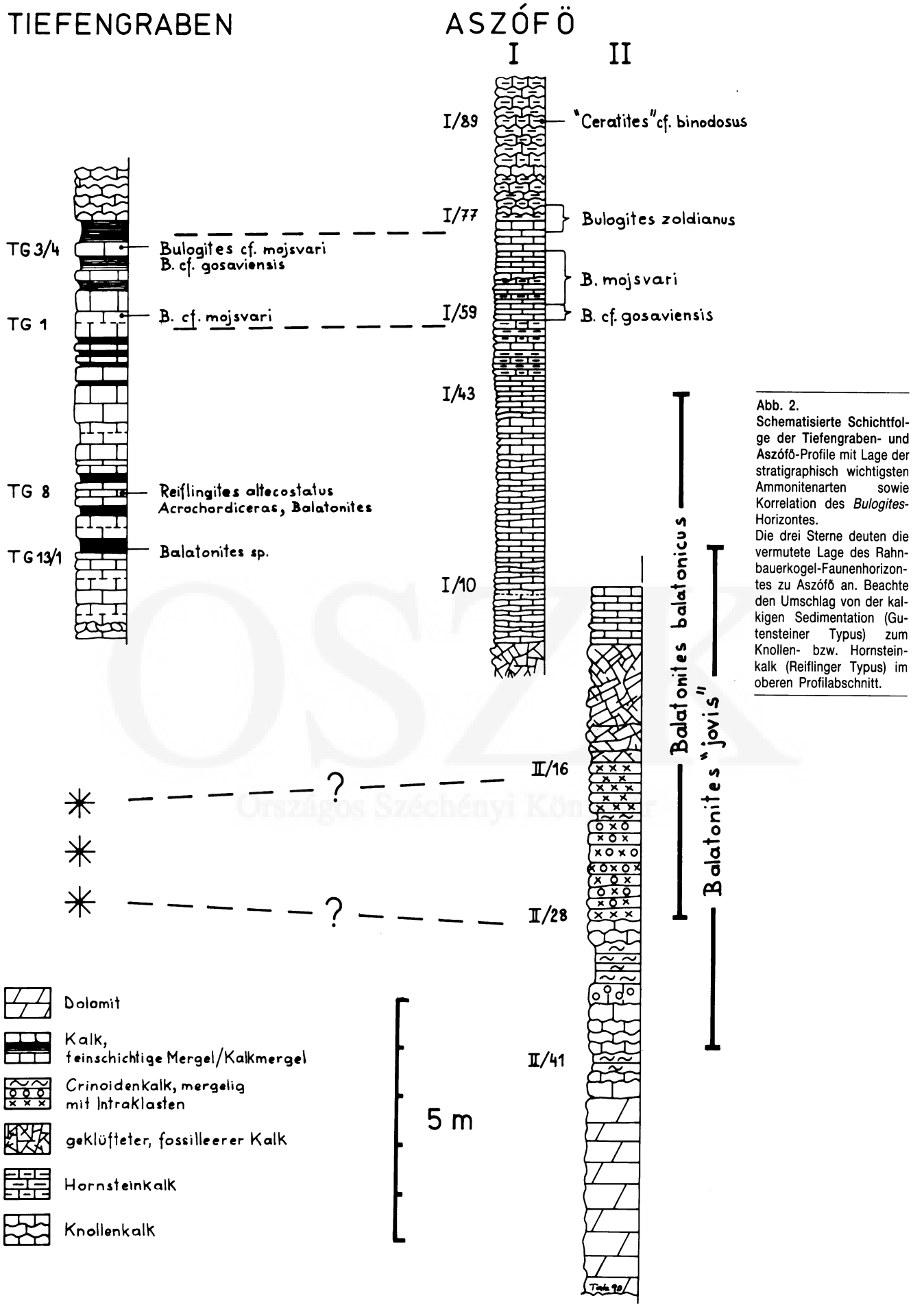


Abb. 2.
Schematisierte Schichtfolge der Tiefengraben- und Aszófö-Profile mit Lage der stratigraphisch wichtigsten Ammonitenarten sowie Korrelation des *Bulogites*-Horizontes.
Die drei Sterne deuten die vermutete Lage des Rahnbauerkogel-Faunenhorizontes zu Aszófö an. Beachte den Umschlag von der kalkigen Sedimentation (Gutensteiner Typus) zum Knollen- bzw. Hornsteinkalk (Reiflinger Typus) im oberen Profilabschnitt.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

chen Schluß. Schließlich waren es noch SUMMESBERGER & WAGNER (1972, 529, 536) die, basierend auf Conodontenbestimmungen von KOZUR (1972, 378), zum gleichen Ergebnis kamen.

Während einer Übersichtsbegehung im Frühjahr 1988 konnten an einem Straßenaufschluß im Tiefengraben (SH 545 Meter) einige Ammoniten, unweit der Stelle wo die klassische Fundstelle zu vermuten ist, gesammelt werden. Diese Funde waren so vielversprechend, daß daraufhin ein Schurfgraben angelegt wurde. Derzeit ist ein Profil von annähernd neun Metern Länge aufgeschlossen, in dem bis jetzt vier Ammonitenhorizonte nachgewiesen werden konnten. Dies steht im Gegensatz zu SUMMESBERGER & WAGNER (1972, 529) die annahmen, daß die Tiefengraben- und Rahnbauerkogelfaunen einem Schichtpaket von ca. 2,5 bis 3 Metern entstammen. Bemerkenswert ist, daß ASSERETO (1971, 41, 42) dafür ein Intervall von 25 bis 30 Metern vermutete.

Die neue Aufsammlung enthält ausschließlich Elemente die für den Tiefengraben„horizont" typisch sind. Dieser wird im neuen Profil von Unteren Reiflingerkalken überlagert. Aus diesem Grund kann das Rahnbauerkogel"niveau" nur tiefer, d.h. im Liegenden, vermutet werden. Um das jedoch stichhaltig zu beweisen und mehr Material zu sammeln, werden die Grabungen laufend fortgesetzt.

Das Hangendste des Profils bilden Untere Reiflingerkalke. Das sind mergelige Knollenkalke mit Mergelzwischenlagen (Abb. 2). In einer Bank enthalten sie nicht weiter bestimmbare Ptychiten, können aber sonst sehr conodontenreich sein. Im Liegenden schließt mit einer kleinen schichtparallelen Störung der Gutensteinerkalkkomplex an. Im Gegensatz zum Rahnbauerkogel, wo Mergelzwischenlagen selten und stets sehr dünn sind, sind hier die z.T. dünnblättrigen mergeligen bis kalkmergeligen Zwischenlagen häufig und übertreffen manchmal sogar die zwei bis dreißig Zentimeter dicken Kalkbänke an Mächtigkeit. Das Schichtfallen ist sehr einheitlich 160/70. Der Kalkgehalt scheint gegen Liegend zuzunehmen und nur in einigen Bänken treten Hornsteinkügelchen auf. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist, abgesehen von einer Bank wo sie flachgedrückt sind, dem auf dem Rahnbauerkogel sehr ähnlich.

Aus den neuen Aufsammlungen konnten bis zum Herbst 1989 folgende Ammoniten bestimmt werden:

Acrochordiceras cf. *carolinae* MOJSISOVICS, 1882
Acrochordiceras erucosum ARTHABER, 1896
Acrochordiceras sp. juv.
Balatonites sp.
Bulogites cf. *gosaviensis* (MOJSISOVICS, 1882)
Bulogites mojsvari (ARTHABER, 1896)*)
Discoptychites suttneri (MOJSISOVICS, 1882)
Monophyllites sp.
Norites sp.
Phillippites erasmi (MOJSISOVICS, 1882)
Proarcestes sp.
?*Proavites* sp.
?*Ptychosphaerites globulus* (ARTHABER, 1896)
Reiflingites altecostatus (ARTHABER, 1896)
Reiflingites sp.

ARTHABER (1896a, 3) beschrieb das Vorkommen als Fossillinse. SUMMESBERGER & WAGNER (1972, 528) haben aufgrund des einheitlichen Sedimentcharakters und der ebenen Schichtflächen dagegen argumentiert. Die Erfahrungen der neuen Aufsammlungen scheinen ARTHABER rechtzugeben (Taf. 3, Fig. 1).

2.3. Korrelation

Rahnbauerkogel und Tiefengraben sind nicht nur paläontologisch interessant, sie besitzen auch stratigraphisch einige Wichtigkeit. Einen ausführlichen historischen Überblick über die stratigraphische Bedeutung des Gebietes von Großreifling geben GESSNER (1963, 4ff.) und SUMMESBERGER & WAGNER (1972, 519ff.).

Als MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1895, 1292) ihr neues stratigraphisches Schema für die pelagische Trias vorstellten, nominierten sie Großreifling als Stratotypus für die anisische Stufe, weil dort beide, für den alpinen Muschelkalk typischen Zonen, vertreten sind: die Binodosus Zone im Tiefengraben und die Trinodosus Zone am Gamsstein, einen Berg in der näheren Umgebung.

Nach einer fast ein Jahrhundert andauernden Diskussion über den Wert der Binodosus- und Trinodosus Zone, sowie ihre Verwendbarkeit und die Gültigkeit der Indexarten, startete ASSERETO 1971 einen modernen Versuch zur Lösung dieser Probleme. Obwohl seine hervorragende Geländetätigkeit und seine ausgezeichneten Vergleiche zahleicher alpiner, sowie Profile aus dem Balatongebiet unbestritten sind, waren seine Schlußfolgerungen hinsichtlich der stratigraphischen Position von Rahnbauerkogel und Tiefengraben, als auch über deren Fauna, etwas verfrüht.

KOZUR (1972, 380) stellte den ammonitenführenden Horizont des Tiefengraben, im Gegensatz zu ASSERETO (1971, 48), schon in das Illyr, obwohl die dafür charakteristischen Gattungen *Paraceratites* und *Judicarites* im Tiefengraben fehlen. Er definierte sogar die Illyrbasis mit der Ammonitenfauna des Tiefengraben.

Dazu ist folgendes festzustellen:

1) TOZER bezweifelte schon 1981 ((S. 409) die immer wieder geäußerte Vermutung über die Identität von *„Ceratites" binododsus* und *Paraceratites trinodosus*.
2) Ein Teil der Ceratitidae des Tiefengraben ist sehr schlecht erhalten und daher nicht näher bestimmbar, also auch stratigrapisch wertlos. Der Rest gehört nicht zu *Paraceratites*.
3) *Judicarites* ist in der Fauna des Tiefengraben nicht vertreten.

Aufgrund dieser Fakten und da das Tiefengrabenprofil nicht nur einen Ammonitenhorizont aufweist, sondern eine einen längeren Intervall umfassende Faunenabfolge darstellt, kann die Meinung KOZUR's über die Illyrbasis nicht geteilt werden.

Eine Revision der Ammonitenfauna von Großreifling ist durch einen der Autoren (F.T.) im Gange. Dazu gehören auch die Aufnahme von Detailprofilen am Rahnbauerkogel und in der Nähe des klassischen Fund-

*) Diese Art ist mit *B. reiflingensis* (ARTHABER, 1896) ident. Einer der Autoren (F.T.) zieht jedoch aufgrund der Seitenpriorität und des viel besseren Erhaltungszustandes des Holotypus von *B. mojsvari* diesen Namen vor, während nach Meinung des anderen Autors (A.V.) der Name *mojsvari* als nomen oblitum betrachtet werden kann, da er seit ARTHABER's Zeiten nicht mehr verwendet wurde. Der Name *reiflingensis* fand aber sowohl in der Arbeit von ASSERETO (1963) als auch in VÖRÖS (1987) Verwendung. In der vorliegenden Arbeit wird, weil auch die Revision der Reiflinger Fauna durch einen der Autoren (F.T.) noch nicht abgeschlossen ist, als Kompromiß der Name *mojsvari* benutzt.

punktes im Tiefengraben, sowie Schicht für Schicht-Aufsammlungen. Als vorläufige Ergebnisse können folgende Feststellungen gemacht werden:

1) Im Gegensatz zu den Annahmen früherer Autoren ist am Rahnbauerkogel und im Tiefengraben nicht nur ein Ammonitenhorizont vorhanden. Bis jetzt konnten am Rahnbauerkogel sechs ammonitenführende Bänke und im Tiefengraben vier verschiedene Faunenhorizonte nachgewiesen werden.
2) Die in dem neu angelegten Profil im Tiefengraben aufgeschlossenen vier faunenführenden Horizonte enthalten eine für den Fundort charakteristische und von der vom Rahnbauerkogel ganz abweichende Ammoniten-, Brachiopoden-, Gastropoden- und Bivalvenfauna. Die vier Faunenhorizonte liegen im hangendsten Teil der Gutensteinerkalke. Darüber folgen mit einer leichten schichtparallelen Störung die Unteren Reiflingerkalke. Ein der Fauna des Rahnbauerkogel entsprechender Horizont ist demzufolge nur tiefer zu erwarten.
3) Solange der ganze stratigraphische Umfang in Großreifling und die Position des Rahnbauerkogel-zum Tiefengraben„niveau" in einem Profil nicht geklärt sind, ist die Korrelation von Faunen aus ähnlichen Abschnitten schwierig und sollte tunlichst vermieden werden.

3. Balatongebiet

Eine erste Beschreibung der später in die „balatonische" bzw. pelsonische Unterstufe gestellten Schichten stammt aus der grundlegenden Arbeit BÖCKH's (1872). Der aus Vörösberény beschriebene und schon damals als wichtiges Leitfossil erkannte *Balatonites balatonicus* wurde von ihm weiters auch von den Fundpunkten Köveskál, Mencshely und Balatoncsicsó, stellenweise sogar mit *„Ceratites" binodosus* vergesellschaftet, erwähnt. Ein Großteil der von BÖCKH gesammelten Ammoniten wurde von MOJSISOVICS 1882 publiziert.

Die Kenntnisse über die Balatonites-Schichten und Faunen wurden durch die Monographie von LOCZY (1913) wesentlich erweiter. Die von vielen Punkten des Balatongebietes fast ausschließlich von LOCZY und LACZO gesammelten Faunen enthalten außer *B. balatonicus* noch einige andere *Balatonites*-Arten. Die das Balatongebiet betreffenden Feststellungen ASSERETO's (1971) basieren auf diesen Faunen, da bis dahin keine neuen Aufsammlungen getätigt worden waren.

Einen großen Fortschritt bedeutete da der Schurfgraben von Aszófö, weil dort eine den Großteil des Pelson umfassende, zusammenhängende, faunenführende Schichtfolge zum erstenmal aufgeschlossen wurde.

3.1. Aszófö

Der Fundort ist seit 1907 bekannt. LOCZY (1913) berichtete, daß im Zusammenhang mit der Anlage eines Weingartens

„ ... dunkelbraune und gelbgraue, mergelige Kalksteinplatten an die Oberfläche kamen ... ",

in denen unter anderem *Balatonites jubilans* und *„Ceratites" superbus* gefunden wurden.

Das Profil wurde nach den Angaben von I. SZABO von der Forschungsbrigade der Ungarischen Geologischen Landesanstalt besammelt. Die Aufsammlungen erfolgten in den Jahren 1982–89 in mehreren Phasen. Die Beschreibung des höheren, biostratigraphisch wichtigeren Teiles der Schichtfolge ist bereits publiziert (VÖRÖS, 1987), weshalb hier nur die Hauptpunkte wiederholt werden.

Die Schichtfolge des Pelson ist in Aszófö durch zwei parallele, sich überschneidende Schurfgräben aufgeschlossen (Abb. 2). Das tiefste aufgeschlossene Schichtglied gehört in die Megyhegy-Dolomit-Formation. Darüber folgen allmählich kalkiger, mergeliger und knolliger werdende gelbliche Schichten mit einer schlechterhaltenen Ammonitenfauna mit *Balatonites* cf. *ottonis, B. „jovis"* und *Acrochordiceras* sp. Einige Meter höher treten im gelblichen, mergeligen Grundmaterial graue Kalksteinintraklasten von mehreren Zentimetern Durchmesser auf. Die Crinoiden und Brachiopoden werden häufiger und *Balatonites balatonicus* erscheint.

Durch das Aussetzen der Intraklasten entwickelt sich ein Kalk vom „Typus Recoaro", der eine reiche Brachiopodenfauna (PALFY, 1986) und, außer der hauptsächlich aus *Balatonites balatonicus* bestehenden Ammonitenfauna, noch dickschalige Muscheln und Schnecken enthält. Die Schichten des „Recoarokalkes" bilden eine „slump-fold" innerhalb des Aufschlusses. Der darüberliegende, mehr als zwei Meter mächtige, stark zerbrökkelte, faunenfreie, kieselige Kalkkomplex, ist wahrscheinlich ebenso als „slump-fold" zu deuten. Nach dieser großen Resedimentierungsphase erfolgte eine ruhige Beckensedimentation. Die reiche Ammonitenfauna der gutgeschichteten, manchmal laminierten, bituminösen Kalke mit Tonzwischenlagen, besteht hauptsächlich aus *Balatonites*. Aber auch *Norites, Proavites, Discoptychites* und *„Gangadharites"* sind sehr häufig. Im Bereich der Schicht Aszófö I/43 setzt die Fauna dieses Typs aus und in einem Abschnitt von eineinhalb Metern treten fast ausschließlich Posidonien und Daonellen auf; in bestimmten Horizonten sogar gesteinsbildend. Darüber erscheint eine von der früheren völlig verschiedenartige Ammonitenfauna. Sie ist vor allem durch *Bulogites* charakterisiert, aber auch *„Gangadharites"* und andere Beyrichitidae sind häufig. Der als Gutensteiner Typ bezeichenbare Kalkkomplex wird nach oben allmählich kieseliger, knolliger und hornsteinreicher. Das Hangende der Schichtfolge besteht dann schon aus Kalken vom „Reiflinger Typus". In diesem Abschnitt wurde in der immer spärlicher werdenden Fauna ein Exemplar eines *„Ceratites"* cf. *binodosus* gefunden.

Von VÖRÖS (1987) wurde eine neue Subzoneneinteilung der Balatonicus und der Trinodosus Zone vorgeschlagen. Danach können aufgrund der Ammonitenfaunenabfolge der untere, etwa 14 Meter mächtige Abschnitt in die Subzone des *Balatonites balatonicus*, der folgende etwa 4 Meter mächtige Teil in die Subzone des *Bulogites zoldianus* und der oberste, ein Meter mächtige in die Subzone des *„Ceratites" binodosus* gegliedert werden.

Im Zuge unserer vergleichenden Untersuchungen wurde es unvermeidlich, die Ammonitenfauna von Aszófö, unter Berücksichtigung der im Gange befindlichen Revision des Großreiflinger-Materials, zu revidieren. Eine vorläufige, revidierte Liste ist wie folgt:

\+ *Acrochordiceras* cf. *carolinae* MOJSISOVICS, 1882, Taf. 2, Fig. 2
Acrochordiceras fischeri MOJSISOVICS, 1882
Acrochordiceras sp.

+ *Balatonites balatonicus* (MOJSISOVICS, 1873) Taf. 1, Fig. 3
Balatonites cf. *ottonis* (BUCH, 1848)
+ *Balatonites egregius* ARTHABER, 1896 (= *B. jovis* ART.) Taf. 1, Fig. 8
+ *Balatonites* cf. *gemmatus* MOJSISOVICS, 1882
Beyrichites cadoricus (MOJSISOVICS, 1869)
Beyrichites cf. *reuttensis* (BEYRICH, 1867)
+ *Bulogites* cf. *gosaviensis* (MOJSISOVICS, 1882) Taf. 2, Fig. 7
+ *Bulogites mojsvari* (ARTHABER, 1896) Taf. 2, Fig. 8, 9
Bulogites cf. *multinodosus* (HAUER, 1892)
Bulogites zoldianus (MOJSISOVICS, 1882) Taf. 2, Fig. 1
+ *„Ceratites"* cf. *binodosus* (HAUER, 1850)
+ *Discoptychites* cf. *domatus* (HAUER, 1850)
Discoptychites sp.
„Gangadharites" abichi (MOJSISOVICS, 1882)
„Gangadharites" loretzi MOJSISOVICS, 1878) Taf. 2, Fig. 3
„Gangadharites" ragazzonii (MOJSISOVICS, 1882)
„Gangadharites" sp.
+ *Norites gondola* (MOJSISOVICS, 1869)
+ *Norites* cf. *falcatus* ARTHABER, 1896
+ *Proavites hueffeli* ARTHABER, 1896 (Taf. 2, Fig. 4)

Die mit + gekennzeichneten Arten stammen von Fundpunkten aus Großreifling, aus der ARTHABER'schen Sammlung oder aus den neuen Aufsammlungen.

4. Vergleich Großreifling – Aszófö

Die in Abbildung 2 dargestellten Schichtfolgen des Tiefengraben bzw. von Aszófö unterscheiden sich zwar in vielerlei Hinsicht, im wesentlichen gibt es aber eine enge Analogie zwischen beiden.

Der untere, sehr mächtige Teil des Tiefengrabenprofiles besteht aus Gutensteiner Kalk, der als Beckensediment gilt. Der das obere Anis vertretende, weniger bituminöse, kieseligere, knollige Abschnitt wird durch die Unteren Reiflinger Kalke repräsentiert. Diese Schichtgrenze ist aus Abbildung 2 gut ersichtlich.

Der untere Teil der bei Aszófö aufgeschlossenen Schichtfolge gehört dem, sich aus dem unteren Anis heraufziehenden, als Flachwasserbildung zu betrachtenden Megyehegy Dolomit an. Daraus scheint sich stufenweise der als Beckenfazies eingestufte Felsöörs Kalk, des höheren Teils der Schichtfolge zu entwickeln.

Vergleicht man die miteinander parallelisierbaren Teile des Tiefengrabenprofils mit dem Profil von Aszófö, müssen trotz der bereits erwähnten Übereinstimmungen auch folgende Unterschiede erwähnt werden. So sind zum Beispiel im Tiefengraben die Kalkbänke recht unterschiedlich mächtig und weisen zum Teil beträchtlich mächtige, feinschichtige bis blättrige Mergel- bis Kalkmergelzwischenlagen auf, während in Aszófö die Kalkbänke von ziemlich konstanter Mächtigkeit sind und die tonig-mergeligen Einschaltungen nur wenige Zentimeter erreichen.

Übereinstimmung herrscht hingegen im mittleren Profilabschnitt mit Aszófö, wo der gut geschichtete Kalkkomplex seiner dunklen Farbe und seines hohen Bitumengehaltes wegen vorzüglich mit dem Gutensteiner Kalk parallelisiert werden kann. Beide Gesteine könnten in abgeschlossenen Becken, mit zeitweise anoxischen Verhältnissen, abgelagert worden sein. Die das Hangendste der Schichtfolge von Aszófö bildenden, weniger bituminösen, knolligen, meist hornsteinführenden Kalke zeigen ferner große Ähnlichkeit mit den Reiflinger Kalken der Typuslokalität. Als bedeutendste Analogie kann man aber den Umstand werten, daß der Formations- bzw. Fazieswechsel in beiden Gebieten gleichzeitig stattfand (Abb. 2).

4.1. Fauna

Die Ammonitenfaunen der verglichenen Gebiete sind von grundlegend ähnlichem Charakter. Von den 20 in Aszófö gefundenen Arten sind 11 auch aus Faunen von Großreifling bekannt. Durch die weiteren Aufsammlungen im Tiefengraben und die laufende taxonomische Revision werden die faunistischen Übereinstimmmungen unseres Erachtens nach noch deutlicher werden. Exakte Zahlen können vor Abschluß dieser Revision aber noch nicht genannt werden.

Neben den erwähnten Ähnlichkeiten sind aber zwei, wenn auch nicht so bedeutende, doch bemerkenswerte Unterschiede hervorzuheben:

1) Die für die Fauna des Tiefengraben charakteristische Gattung *Reiflingites* kommt in Aszófö nicht vor. Dasselbe trifft auch für *Ptychosphaerites* und die aus den neuen Aufsammlungen stammenden Gattungen *Monophyllites* und *Proarcestes* zu. Alle drei sind im Balatongebiet völlig unbekannt. Andererseits treten die, in der Fauna von Aszófö eine bedeutende Rolle spielenden Beyrichitidae (besonders *„Gangadharites"*), nach den bisherigen Ergebnissen in Großreifling nur sehr selten auf.
2) Aufgrund einer an der Gattung *Balatonites* durchgeführten statistischen Untersuchung (HOHENEGGER & TATZREITER, in Druck) fällt das Balatonitenmaterial des Rahnbauerkogel in seiner Gesamtheit in die Variationsbreite von *Balatonites egregius* ARTHABER, 1896 während die überwiegende Anzahl der Balatoniten von Aszófö dem *Balatonites balatonicus* (MOJSISOVICS, 1873) zuzurechnen ist. Das bedeutet, daß in beiden Gebieten gut individualisierte Populationen gelebt haben. Auf eine dennoch existierende Verbindung zwischen beiden Ökospezies weist die Tatsache hin, daß es im Material des Rahnbauerkogel einige Exemplare gibt, die eine entscheidende morphologische Tendenz nach *B. balatonicus* aufweisen (Taf. 1, Fig. 3), andererseits repräsentiert der im tieferen Teil des Profils von Aszófö häufige *B. „jovis"* (Taf. 1, Fig. 8) ein nicht ganz vollständig individualisiertes Entwicklungsstadium von *B. egregius*.

4.2. Biostratigraphische Korrelation

Das Profil von Aszófö umfaßt im wesentlichen die ganze pelsonische Unterstufe. Für die Umgebung von Großreifling sind die Kenntnisse lückenhafter, jedoch werden befriedigende Ergebnisse von den in Gange befindlichen Schurfarbeiten erwartet. Trotzdem kann eine, es muß betont werden, vorläufige Korrelation schon jetzt versucht werden.

Im oberen Teil des Gutensteiner Kalkes des neuen Schurfs im Tiefengraben treten *Bulogites mojsvari* und *Bulogites* cf. *gosaviensis* auf. Diese bilden auch im oberen Teil des Profils von Aszófö einen klaren Faunenhorizont. Aus diesem Grund wird von uns der Abschnitt TG 1 – TG 3/4 (Tiefengraben) mit den Schichten 59 bis 71 des Profils von Aszófö parallelisiert (Abb. 2).

Die Balatoniten des Rahnbauerkogels (*B. egregius*) haben sich von der *Balatonites balatonicus*-Population von Aszófö nicht nur räumlich differenziert, auch eine nicht genaue zeitliche Überschneidung ihrer Reichweiten muß angenommen werden. Wie bereits erwähnt, tritt der als Hauptverbindungselement zu *B. egregius* gerechnete *B. „jovis"* im Profil von Aszófö früher auf und setzt auch wieder früher aus als *B. balatonicus*. Da in der Fauna des Rahnbauerkogel auch Morphotypen mit der Tendenz nach *B. balatonicus* vorkommen, ist es wahrscheinlich, daß der bisher bekannte Faunenhorizont des Rahnbauerkogel mit dem tieferen Profilteil von Aszófö korreliert werden kann (Abb. 2), wo sowohl *B. „jovis"* als auch *B. balatonicus* vorkommen.

Dank

Die hier vorgestellten neuen Daten über den Rahnbauerkogel und Tiefengraben sind als vorläufige Ergebnisse einer Revision der Ammonitenfauna des Stratotypus des Anis (Großreifling, Steiermark) zu betrachten, die als Projekt 7018 GEO des „Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich" läuft. Zu danken ist besonders Herrn Dr. H. SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum Wien) der das Projekt initiiert und als stets hilfsbereiter Projektleiter am Gelingen des Projektes allergrößten Anteil hat. Die Geländearbeiten in Großreifling wurden außerordentlich großzügig vom Naturhistorischen Museum Wien unterstützt. Dank gebührt in diesem Zusammenhang den Herren W. BRENNER, J. PREIS und G. SWERAK, die mit großem persönlichen Einsatz an den Aufsammlungen Anteil nahmen, bzw. die Präparation der ca. 450 Ammoniten ausführten. Frau A. SCHUMACHER, ebenfalls vom Naturhistorischen Museum Wien, besorgte in gewohnter hoher Qualität die Fotos (Österreichische Sammlung).

Die Aufschließungsarbeiten und Beprobungen des Profils von Aszófö wurden im Rahmen des „Landes-Grundprofilprogrammes" durchgeführt. In diesem Zusammenhang gebührt Dank der Kollektive der Ungarischen Geologischen Landesanstalt, vorallem der Sammelbrigade, darüberhinaus für die Anregung, Unterstützung und Leitung den Herren Dr. G. CSASZAR und Dr. T. BUDAI.

Die gegenseitigen Studien des Sammlungsmaterials von Budapest (Ungarische Geologische Landesanstalt u. Naturhistorisches Museum Budapest) und Wien (Geologische Bundesanstalt und Naturhistorisches Museum Wien), sowie die Geländeexkursionen in Aszófö, Felsöörs, Vörösberény und Großreifling wurden durch die finanzielle Unterstützung der „Wissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt Wien und dem Geologischen Zentralamt Ungarns" ermöglicht.

ÖSZK

Tafel 1

Sämtliche Abbildungsoriginale von den Fundpunkten Tiefengraben und Rahnbauerkogel befinden sich am Naturhistorischen Museum Wien. Das Material aus Aszófö stammt alles aus dem Schurfgraben I, ist noch uninventarisiertes Eigentum des Ungarischen Geologischen Dienstes und befindet sich zur Zeit am Naturhistorischen Museum in Budapest.

Fundpunkte sind wie folgt abgekürzt: RK = Rahnbauerkogel; TG = Tiefengraben; AZ = Aszófö. Die Nummer oder der Buchstabe der Fundschicht steht nach einem Schrägstrich unmittelbar hinter der abgekürzten Form des Fundortes. Die Inventarnummern sind auf den Tafelerläuterungen angeführt.

Die Namen der Aufbewahrungsorte sind wie folgt abgekürzt: NHMW = Naturhistorisches Museum Wien; NHMB = Naturhistorisches Museum Budapest; SGBA = Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien; PIUW = Paläontologisches Institut der Universität Wien.

Der Abbildungsmaßstab ist immer 1:1.

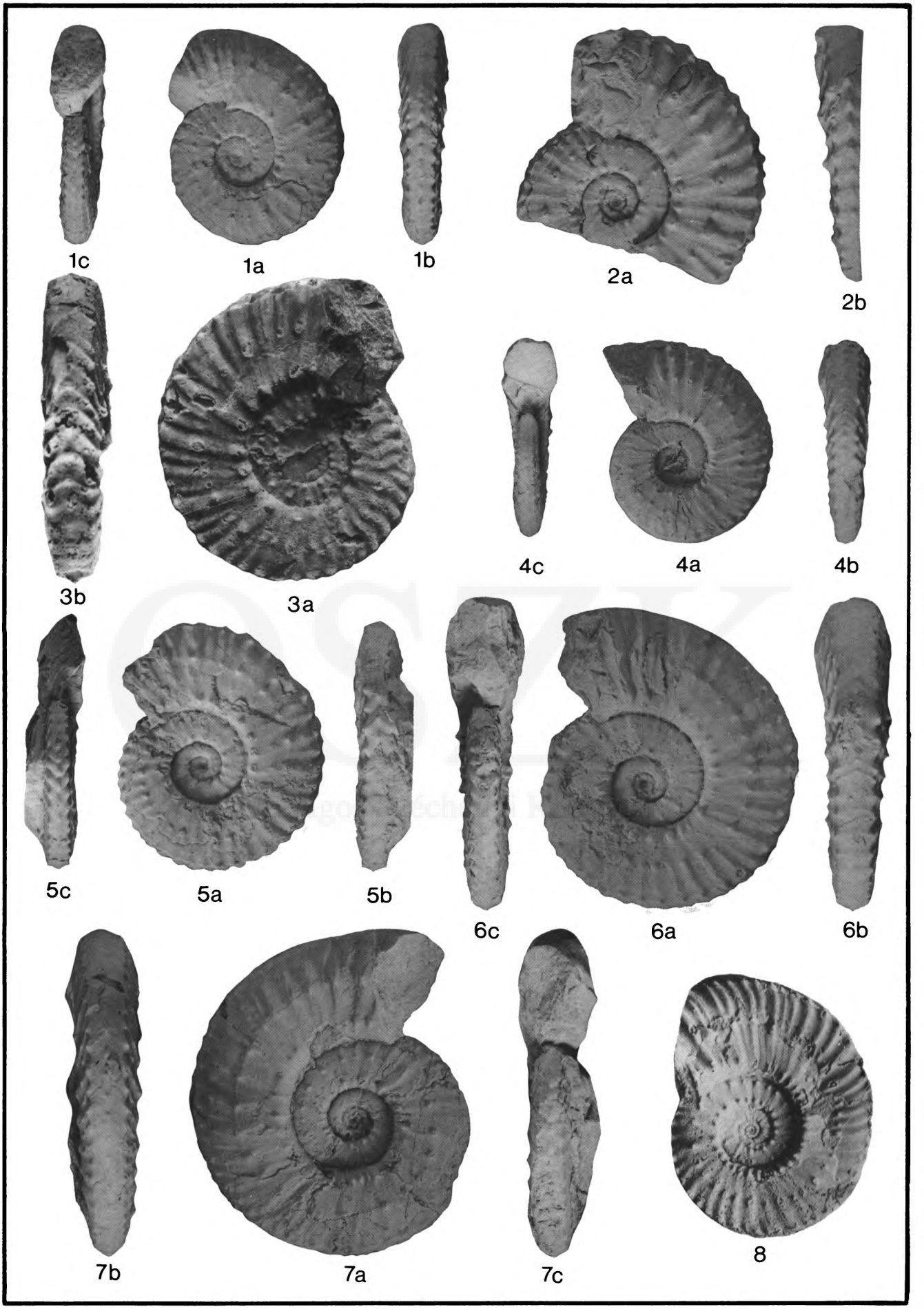
Diese Erläuterung gilt auch für die Tafeln 2 und 3.

Fig. 1: ***Balatonites egregius* ARTHABER, 1896.**
RK/B; NHMW 1988/138/2/37.
a) Lateralansicht.
b) Ventralansicht.
c) Frontalansicht.

Fig. 2,4,5,6,7: ***Balatonites egregius* ARTHABER, 1896.**
RK/A.
Fig. 2: NHMW 1988/138/2/46.
Fig. 4: NHMW 1988/138/2/50.
Fig. 5: NHMW 1988/138/2/8.
Fig. 6: NHMW 1988/138/2/18.
Fig. 7: NHMW 1988/138/2/11.
Fig. 2 und 5 sind Übergangstypen mit ± starker Tendenz zu *Balatonites balatonicus*.
a) Lateralansicht.
b) Ventralansicht.
c) Frontalansicht.

Fig. 3. ***Balatonites balatonicus* (MOJSISOVICS, 1873).**
AZ 4; NHMB.
a) Lateralansicht.
b) Ventralansicht.

Fig. 8. ***Balatonites egregius* (= *„jovis"*) ARTHABER, 1896.**
AZ 3, NHMB.


1c
1a
1b
2a
2b
3b
3a
4c
4a
4b
5c
5a
5b
6c
6a
6b
7b
7a
7c
8

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Bulogites zoldianus* (MOJSISOVICS, 1882).**
AZ 79; NHMB.

Fig. 2: ***Acrochordiceras* cf. *carolinae* (MOJSISOVICS, 1882).**
AZ 14; NHMB.

Fig. 3: ***„Gangadharites" loretzi* (MOJSISOVICS, 1882).**
AZ 13; NHMB.

Fig. 4: ***Proavites hueffeli* ARTHABER, 1896.**
AZ 3; NHMB.

Fig. 5: ***Acrochordiceras undatum* ARTHABER, 1896.**
Original zu ARTHABER 1896, Taf. 27, Fig. 2, Tiefengraben; PIUW 1896/VII/50.
a) Lateralansicht.
b) Ventralansicht.

Fig. 6: ***Reiflingites torosus* ARTHABER, 1896.**
Original zu ARTHABER 1896, Taf. 7, Fig. 4, TG; PIUW 1896/VII/47/4–39.
a) Lateralansicht.
b) Ventralansicht.

Fig. 7: ***Bulogites* cf. *gosaviensis* (MOJSISOVICS, 1882).**
AZ 60; NHMB.

Fig. 8: ***Bulogites mojsvari* (ARTHABER, 1896) (= *B. reiflingensis*).**
AZ 71; NHMB.

Fig. 9: ***Bulogites mojsvari* (ARTHABER, 1896).**
Original zu ARTHABER 1896, Taf. 4, Fig. 6, TG; SGBA 1896/1/.
a) Lateralansicht.
b) Frontalansicht.

Fig. 10: ***Proavites margaritatus* ARTHABER, 1896.**
Original zu ARTHABER 1896, Taf. 10, Fig. 4, TG; PIUW 1896/VII/76/4–55.
a) Lateralansicht.
b) Ventralansicht.

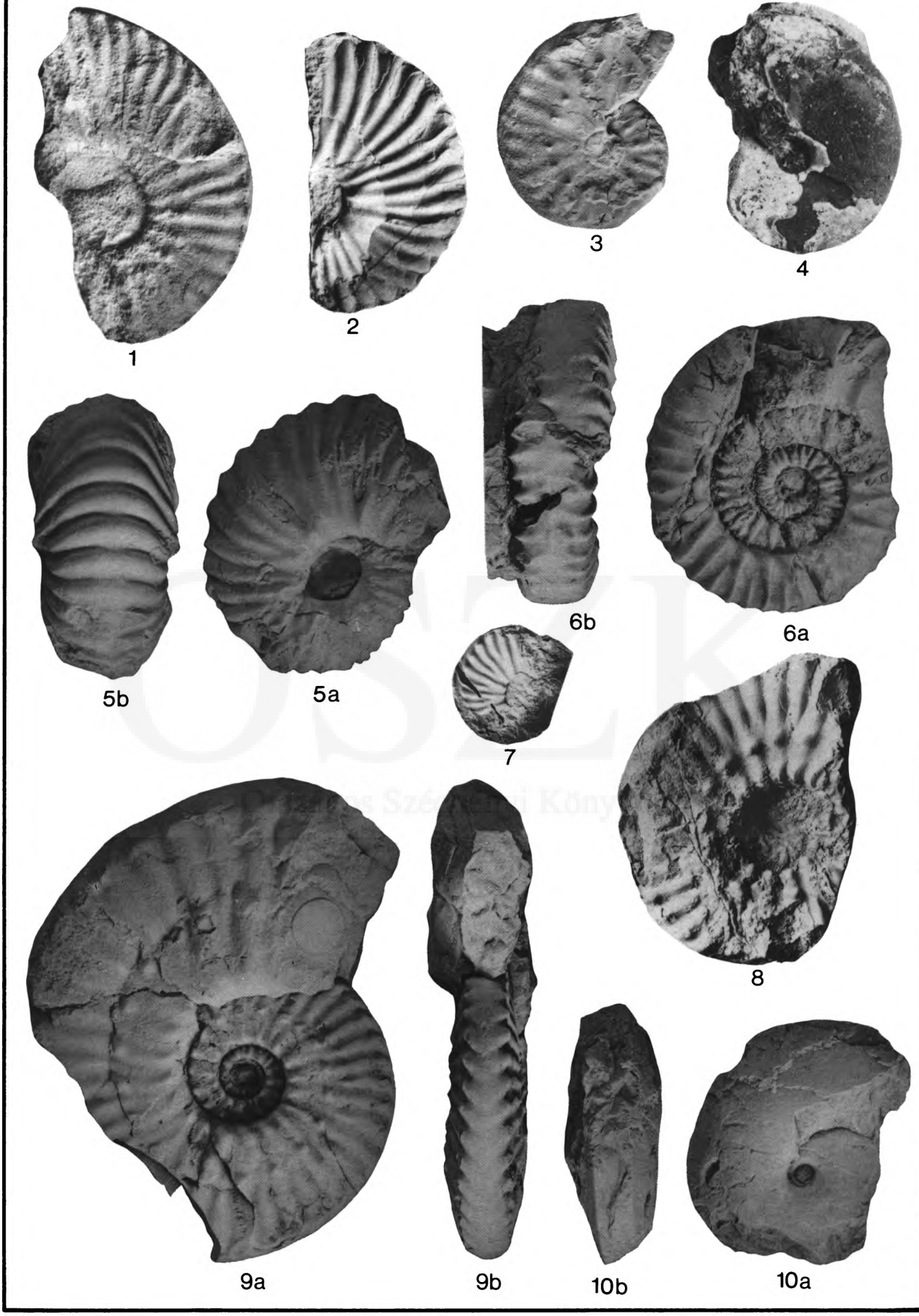

1
2
3
4
5b
5a
6b
6a
7
8
9a
9b
10b
10a



Fig. 1: **Linsenartige Fossilanhäufung**
mit *Reiflingites altecostatus* (ARTHABER, 1896), *Balatonites* sp., *Acrochordiceras* sp., *Monophyllites* cf. *sphaerophyllus, Michelinoceras* sp., *Proarcestes* sp., Ptychitidae, Nautilidae und *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER, 1890).
TG 8; NHMW 1989/77/8.

Fig. 2: ***Bulogites mojsvari* (ARTHABER, 1896).**
TG 1; NHMW 1989/77/9.

Fig. 3: ***Bulogites* cf. *gosaviensis* (MOJSISOVICS, 1882).**
TG 3/4; NHMW 1989/77/10.

Literatur

ARTHABER, G.v. (1896a): Die Cephalopdenfauna der Reiflinger Kalke. – Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient, **10**, I. Abt., 1–112, Abb. 1–10, Taf. 1–10; II. Abt., 192–242, Abb. 11, 12, Taf. 23–27, Wien.

ARTHABER, G.v. (1896b): Einige Bemerkungen über die Fauna der Reiflinger Kalke. – Verh. Geol. R.-A. Wien, **1896**/3, 120–126, Wien.

ARTHABER, G.v. (1915): Die Trias von Bithynien (Anatolien). – Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient, **27**, 87–206, 19 Abb., 18 Taf., Wien.

ASSERETO, R. (1963): Il Trias in Lombardia. (Studi geologici e paleontologici). IV. Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica. – Riv. Ital. Paleont., **69**/1, 3–123, 33 Abb., 3 Tab., Taf. 1–11, Milano.

ASSERETO, R. (1971): Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **179** (1970), 25–53, 5 Abb., Wien.

ASSERETO, R. (1974): Aegean and Bithynian: Proposal for Two New Anisian Substages. – Schriftenr. erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2**, 23–39, 8 Abb., Wien.

BÖCKH, J. (1872): Die geologischen Verhältnisse des südlichen Theiles des Bakony. I. Theil. – Mitt. Jb. k. Ung. Geol. Anst., **2**, 27–180, 2 Abb., 3 Tab., 5 Prof., Taf. 7–11, Pest.

GESSNER, D. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen in den Reiflinger Kalken an der Typlokalität Großreifling (Enns). – 183 S., 3 Tab., 18 Abb., 2 Taf., (unpubl. Diss. Univ. Graz).

HOHENEGGER, J. & TATZREITER, F. (in Druck): Morphometrical Methods in Determination of Balatonites Species (Ammonoidea, Middle Triassic).

KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 361–412, Innsbruck.

KOZUR, H. (1973): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **3**, 1–30, 1 Abb., 2 Tab., 3 Taf., Innsbruck.

KOZUR, H. (1974): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. – Freiberger Forschungsh., **C 298**, 139–197, 2 Tab., Leipzig.

LOCZY, L. (1916): Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. – In: Result. wiss. Erforsch. Balatonsee, **1**, Teil 1/1, 716 S., 327 Abb., 15 Taf., Wien.

MOJSISOVICS, E.v. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Abh. k.k. Geol. R.-A., **10**, S. 1–322, 94 Taf., Wien.

MOJSISOVICS, E.v., WAAGEN, W. & DIENER, C. (1895): Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. – Sitzber. österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., **104**, Abt. I, 1271–1302, Wien.

PALFY, J. (1986): Investigations on Middle Triassic Brachiopod Faunas from the Balaton Highland (Transdanubian Central Range, Hungary) . – In ungarischer Sprache. – Öslén. viták, **33**, 3–52, 14 Abb., Budapest.

ROSENBERG, G. (1953): Das Profil des Rahnbauerkogels bei Großreifling. – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1953/4**, 233–241, 1 Abb., Wien.

STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., mehrere Abb., zahlr. Tab., 2 Taf., Graz (Geogn.-montanist. Ver.).

SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). Geologische Beschreibung des Profiles von Großreifling (Steiermark). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **76**, 515–538, 4 Abb., 1 Profil, 1 Taf., Wien.

TOZER, E.T. (1980): Triassic Ammonoidea: Geographic and Stratigraphic Distribution. – In: HOUSE, M.R. & SENIOR, J.R.(ed.): The Ammonoidea, 397–431, 5 Tab., London , New York.

VÖRÖS, A. (1987): Preliminary results from the Aszófö section (Middle Triassic, Balaton area, Hungary): a proposal for a new Anisian ammonoid subzonal scheme. – Fragm. Mineral. Palaeont., **13**, 53–64, 3 Abb., 3 Taf., Budapest.

Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Paläozoikum

Paleozoikum

Palaeozoic

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 263–294	Wien, September 1991	1. rész	pp. 263–294	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen

Von Fritz Ebner, Sándor Kovács & Hans P. Schönlaub*)

Mit 11 Abbildungen

Österreich
Ungarn
Südalpen
Karnische Alpen
Szendrő-Gebirge
Uppony-Gebirge
Bükkgebirge
Karbon
Grazer Paläozoikum
Grauwackenzone
Karbon von Nötsch
Tektonik
Periadriatisches Lineament
Balatonlinie
Paläogeographie

Inhalt

Zusammenfassung ... 263
Összefoglalás ... 263
Abstract ... 264
1. Einleitung ... 264
1.1. Großtektonische Position der Karbonvorkommen Ungarns ... 266
2. Biostratigraphie ... 266
2.1. Conodonten ... 267
2.2. Cephalopoden ... 267
2.3. Trilobiten ... 267
2.4. Spongien ... 267
2.5. Korallen, Brachiopoden, Lamellibranchiaten ... 267
2.6. Foraminiferen ... 267
2.7. Ostracoden ... 267
2.8. Pflanzen ... 268
2.9. Kalkalgen ... 268
3. Die Vorkommen in Österreich ... 268
3.1. Südalpen ... 268
3.1.1. Die Devon/Karbon-Grenze und älteres Unterkarbon (Präflyschstadium) ... 268
3.1.2. Flyschstadium ... 270
3.1.3. Molsassestadium ... 271
3.2. Paläozoikum von Graz ... 272
3.3. Gurktaler Deckensystem (Stolzalpendecke, Mittelkärnten) ... 274
3.4. Grauwackenzone/Norische Decke ... 274
3.5. Grauwackenzone/Veitscher Decke ... 275
3.6. Karbon von Nötsch ... 276
3.7. Kontinentale postvariszische Molassebildungen ... 277
3.7.1. Grauwackenzone ... 277
3.7.2. Gurktaler Decke ... 277
3.7.3. Karbon des Nößlacher Jochs ... 277

*) Anschriften der Verfasser: Ao. Univ.-Prof. Dr. Fritz Ebner, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben; Dr. Sándor Kovács, MTA Geológiai Tanszéki Kutatócsoport, Múzeum krt. 4/a, H-1088 Budapest VIII; Univ.-Doz. Dr. Hans P. Schönlaub, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

4. Die Vorkommen in Ungarn 277
4.1. Szendrő-Gebirge 277
4.2. Uppony-Gebirge 279
4.2.1. Uppony-Einheit 279
4.2.2. Tapolcsány-Einheit 280
4.3. Bükk-Gebirge 280
4.4. Balaton-Linie 281
5. Paläogeographie 281
6. Probleme – Ausblick 285
Dank 289

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird der gegenwärtige Kenntnisstand über das Sedimentationsgeschehen, die Biostratigraphie und die paläogeographische Beziehung der einzelnen Karbonvorkommen in Österreich und Ungarn aufgrund bereits bekannter, vielfach aber bisher noch nicht veröffentlichter Ergebnisse zusammengefaßt. Besonders hervorgehoben wird die tektofazielle Gliederung in Molasse-, flachmarine und pelagische Bildungen und deren Beziehung zur variszischen Orogenese. Daraus leiten sich modellhafte paläogeographische Vorstellungen ab, die ausführlich diskutiert werden. Die Analogien zwischen den einzelnen Vorkommen in beiden Ländern bilden schließlich zusammen mit der berechtigten Annahme erheblicher alpidischer Lateralverschiebungen die Grundlage für die Schlußfolgerung, daß im Norden der Südalpen ein Krustenstreifen mit „dinarischer" Fazies fehlen muß. Wir vermuten dieses „escaped terrane" in der Pelso-Einheit Ungarns, die das Transdanubikum, Mitteldanubikum und die Gemer-Bükk-Einheiten umfaßt.

A klasszikus karbon képződmények Ausztriában és Magyarországon – ősmaradványtartalmú üledékes előfordulások összahasonlítása

Összefoglalás

Jelen munkában az egyes ausztriai és magyarországi karbon előfordulások üledékképződési történéseire, biosztratigráfiájára és ősföldrajzi kapcsolataira vonatkozó ismeretek jelenlegi helyzete kerül összefoglalásra, már ismert, számos esetben azonban eddig még közzé nem tett eredmények alapján. Külön kiemelik a szerzők a tektofaciális tagolódást a molasz-, a sekélytengeri, valamint a nyílttengeri képződményekre, továbbá ezek kapcsolatát a variszkuszi orogenezissel. Ebből részletesen megtárgyalt modellszerű ősföldrajzi elképzeléseket vezetnek le. Az egyes előfordulások közötti analógiák a két országban – a fokozott alpi laterális eltolódások jogos feltételezésével együtt – alapját képezik ama következtetésnek, miszerint a Déli-Alpok északi részében hiányzik egy „dinári" fáciesű kéregzóna. Szerzők ezt az „escaped terrane"-t Magyarország Pelso-egységében tételezik fel, amely a dunántúli-középhegységi-, a közép-dunántúli- és a gömöri–bükki-egységeket foglalja magában.

Classical Carboniferous in Austria and Hungary – A Comparison of Sedimentary Fossiliferous Occurrences

Abstract

Our contribution summarizes all available information on lithology, biostratigraphy and facies development of fossilbearing Carboniferous deposits in Austria and Hungary. As far as their tectofacies in relation to the Variscan orogeny is concerned they can be subdivided into molasse-type, shallow-water and pelagic environments. Yet, the primary relationship between these deposits separated by alpidic faults is difficult to reconstruct. Based on our analysis we conclude that a considerable piece of crust is missing in the Eastern Aps. This belt may be best characterized by its "dinaric" facies development. Originally it was located north of the Southern Alps. Due to alpidic lateral displacements along prominent and well known strike-slip zones such as the Defereggen – Antholz – Vals and the Gailtal Faults and their eastern continuation, its present position lies in Hungary and corresponds to the Transdanubian, Middle Transdanubian and Gemer-Bükk-Units. Consequently, these blocks can be re-

1. Einleitung

Der Österreichteil des vorliegenden Karbonvergleichs stellt zugleich auch eine Zusammenfassung des Kenntnisstandes der sedimentären Entwicklung im österreichischen Karbon dar.

Die österreichischen Autoren konnten dabei auf eine Vielzahl eigener Publikationen und zusätzliches noch unveröffentlichtes eigenes Datenmaterial zurückgreifen. Wo nicht selbst gearbeitet wurde, sollen möglichst aktuelle Untersuchungen anderer Kollegen das Bild abrunden.

Eine einheitliche Darstellung des österreichischen Karbons fehlte bisher. Lediglich F. EBNER (1978b) bringt eine übersichtsmäßige Zusammenfassung des Unterkarbons. Zum Zeitpunkt der jeweiligen Publikation aktuelle Darstellungen finden sich auch in der „Geologie von Österreich", Bd. I, III (A. TOLLMANN, 1977, 1986), dem „Geologischen Aufbau Österreichs" (Ed. R. OBERHAUSER, Geol. B.-A., 1980) und H. P. SCHÖNLAUB (1979, 1985 Arbeitstagung GBA), allerdings verstreut auf mehrere Kapitel und für einen Nichtkenner nur schwer in ihrer Gesamtheit zu erfassen. Graphisch aufbereitetes Datenmaterial ist auch in den SCF (Stratigraphic Correlation Forms) des IGCP Projektes No. 5 vorhanden (F. EBNER et al., 1980, 1981; H. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982).

F. EBNER (1978b) stellt im Unterkarbon Österreichs die marinen Flachwasservorkommen der Veitscher Decke und von Nötsch pelagischen Entwicklungen

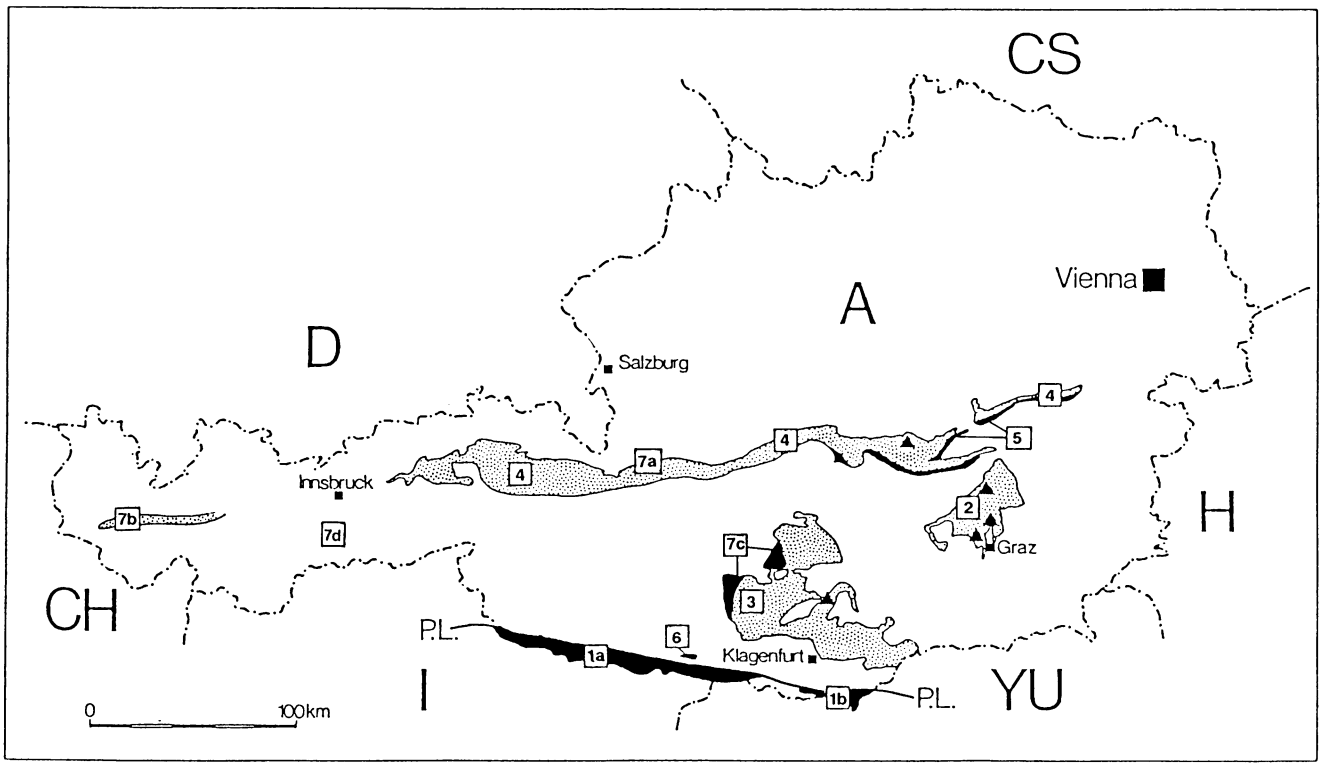


Abb. 1.
Die Karbonvorkommen in Österreich.
Südalpen: 1a = Karnische Alpen; 1b = S-Karawanken.
Ostalpen: 2 = Paläozoikum von Graz; 3 = Gurktaler Deckensystem; 4 = Grauwackenzone (Westteil und Norische Decke); 5 = Grauwackenzone/Veitscher Decke; 6 = Karbon von Nötsch; 7 = Postvariszische kontinentale Molassebildungen; 7a = Gainfeldkonglomerat Raum Mitterberg; 7b = Montafon; 7c = Stangnock/Turrach-Karbon; 7d = Karbon des Nößlacher Joches.
▲ = Fundpunkte pelagischer Karbonvorkommen in 2, 3, 4.

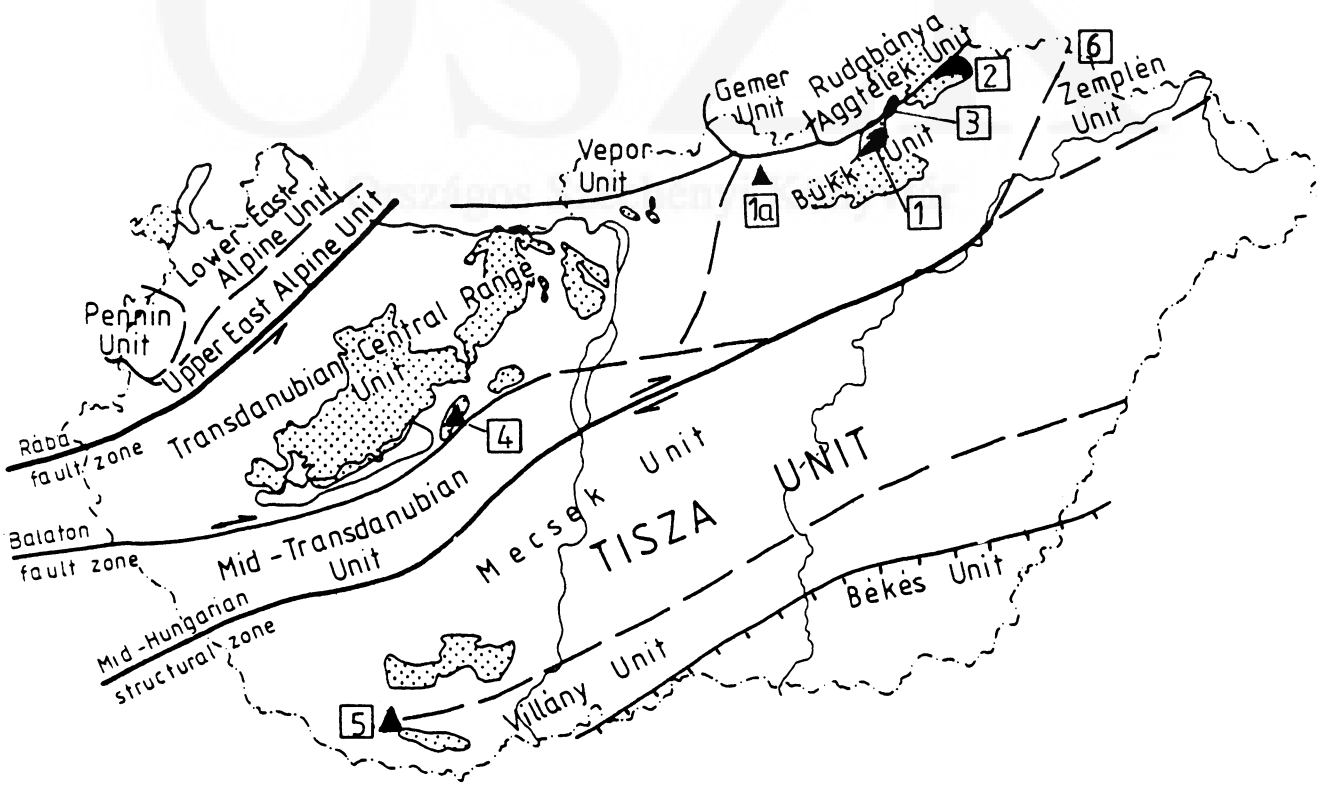


Abb. 2.
Die Karbonvorkommen in Ungarn.
Pelsö-Haupteinheit: 1 = Bükk-Gebirge (N-Bükk-Antiklinale); 1a = Bohrung Nagybátony-324; 2 = Szendrö-Gebirge; 3 = Uppony-Gebirge.
4 = Balaton Lineament: Szabadbattyán, Füle; 5 = Mecsek-Villány-Gebirge; 6 = Zemplén Einheit (ungarischer Anteil).

(Grauwackenzone/Norische Decke, Grazer Paläozoikum, Südalpen) gegenüber, ohne die Tektofazies dieser Sedimente und ihre Beziehung zur variszischen Orogenese zu diskutieren. Nach dem nun vorliegenden Wissensstand erscheint es möglich, beide Faziesbereiche auch hinsichtlich ihrer Tektofazies weiter zu gliedern und ergänzt mit den oberkarbonen Molassebildungen das Bild des Sedimentationsgeschehens zum Höhepunkt der variszischen Orogenese in Ost- und Südalpen zu vervollkommnen.

Danach lassen sich folgende Stadien unterscheiden:

1) Postdevonische, marine, molasseähnliche Flachwasserentwicklungen (Veitscher Decke, Nötsch).
2) Pelagische Praeflyschentwicklungen (Grauwackenzone/Norische Decke, Paläozoikum von Graz, Mittelkärnten, Südalpen).
3) Flyschentwicklungen (? Norische Decke, Gurktaler Decke/Mittelkärnten, Südalpen).
4) Postorogene Molassebildungen in
   - Kontinentaler Intramontaner Fazies (Norische Decke, Gurktaler Decke, Nößlacher Joch).
   - Marine Fazies (Südalpen).

Damit ergeben sich zusätzliche Möglichkeiten, die Einzelvorkommen in ein paläogeographisches Modell einzuordnen und mit den ungarischen Vorkommen zu vergleichen. Dabei steht die Frage im Vordergrund, ob die ungarischen Vorkommen mit dem ost- oder südalpinen Karbon Österreichs vergleichbar sind und ob das Periadriatische Lineament eine Fortsetzung im ungarischen Raum hat. Nachdem im pelagischen Unterkarbon die Unterschiede zwischen Ost- und Südalpen immer mehr verschwinden, tritt in den postorogenen Molassebildungen mit den kontinentalen Bildungen N des alpin-dinarischen Lineaments und der südalpinen Auernig-Molasse ein signifikanter Unterschied auf.

Das Grazer Paläozoikum ohne Molassebildung und variszischer Deformation zumindest bis ins hohe Namur – ? Westfal A nimmt in diesem Bild eine Sonderstellung ein, die auch in seiner Beziehung zur „dinarischen Entwicklung" des ungarischen Karbons diskutiert werden muß (vgl. dazu H. W. FLÜGEL, 1980; S. KOVÁCS & C. PÉRÓ, 1983a, b; A. TOLLMANN, 1987).

Der bisherig einzige Gesamtüberblick des ungarischen Karbons wurde von K. BALOGH & A. BARABÁS 1972 publiziert. Danach erbrachten Neukartierungen und biostratigraphische Untersuchungen im Szendrö- und Uppony-Gebirge Ergebnisse, die die Kenntnis über die Geologie dieser Räume grundlegend veränderten. Dieses „neue geologische Bild" NE-Ungarns ist bei S. KOVÁCS & C. PÉRÓ (1983a, b) zusammengefaßt.

Das praeneogene Basement des Pannonischen Bekkens setzt sich aus mehreren Terranes unterschiedlicher geologischer Geschichte zusammen. Daraus leitet sich die Notwendigkeit ab, die hier auftretenden Schichtentwicklungen mit denen benachbarter Räume zu vergleichen, um für bestimmte geologische Zeitschnitte allfällige fazielle und räumliche Verbindungen aufzuzeigen. Auf eine mögliche Korrelation einiger ungarischer und österreichischer Karbon-Formationen wurde bereits bei K. BALAGH & A. BARABÁS (1972) und H. W. FLÜGEL (1975, 1980) hingewiesen.

In der vorliegenden Arbeit wird als Beitrag zu dem genannten Problemkreis ein kurzer Überblick aller ungarischer und österreichischer sedimentärer Karbonabfolgen gegeben.

1.1. Großtektonische Position der Karbonvorkommen Ungarns

Alle marinen Karbonvorkommen Ungarns (Abb. 2) liegen in der Pelsö-Haupteinheit (J. FÜLÖP et al., 1987). Diese wird im NW und N von der Raab-Linie und ihrem östlichen Gegenstück, der „Gemerischen Narbe" (D. ANDRUSOV, 1968), und im SSE vom Mittelungarischen Lineament (= Zagreb-Zemplin-Linie [P. GRECULA & I. VARGA, 1979]) begrenzt. Entsprechend der ursprünglichen Definition (H. P. CORNELIUS, 1949) und der Interpretation von H. AHRENDT (1980) bildet die Raab-Linie die Fortsetzung des Insubrischen Lineaments s. str. (S. KOVÁCS, 1983; M. KÁZMÉRT & S. KOVÁCS, 1985). Im neu entworfenen geologischen Bild des pannonischen Raumes bildet die Pelsö-Haupteinheit ein tektonisch selbständiges alpines Element. Sie setzt im W bei der Aufspaltung des Insubrischen Lineaments in die Defereggental-Anteselva-Valles-Linie (D. A. V.-Linie) und die Periadriatische (Gailtal-) Linie s. str. ein (vgl. auch H. AHRENDT, 1980), umfaßt den Drauzug, die Transdanubische Mittelgebirgseinheit („Transdanubikum"), die Mitteltransdanubische („Igal"-) Einheit und die Gemer-Bükk-Einheiten im NE (S. KOVÁCS, 1983; J. FÜLÖP et al., 1987).

Die ENE-Fortsetzung der Gailtal-Linie in die Balaton-Linie, als trennendes Element zwischen der Transdanubischen Mittelgebirgs- und der mitteltransdanubischen Einheit ist vor allem durch das Auftreten periadriatischer Magmatite gekennzeichnet. Die Gailtal-/Balaton-Linie ist in ihren westlichen Abschnitten lediglich in Form einiger 10er-m-mächtiger Mylonitzonen ausgebildet (H. P. SCHÖNLAUB in R. OBERHAUSER, 1980). In den östlichen S-Karawanken weitet sie sich in Jugoslawien zu einer 5 km breiten Zone, die in Ungarn im „Balaton-Kristallin" sogar noch breiter wird (Gy. MAJOROS, 1980: Abb. 4; S. KOVÁCS, 1983; M. KÁZMÉR & S. KOVÁCS, 1985). Der Szabadbattyán-Kalk und das Füle-Konglomerat mit Ähnlichkeiten zum Karbon von Nötsch liegen zwischen Platten- und Velence-See in den östlichen Anteilen dieser Zone.

Das Karbon des Bükk-, Szendrö- und Uppony-Gebirges liegt in der s. g. Bükk-Einheit im Ostteil der Pelsö-Haupteinheit. Die Darnó-Störung, die ehemals als die wesentliche tektonische und paläogeographische Grenzlinie angesehen wurde, stellt entsprechend der Untersuchungen von T. ZELENKA et al. (1983) nur eine altmiozäne strike slip-Zone dar. Das Uppony-Gebirge mit seiner relativ geringen Flächenausdehnung liegt gänzlich in dieser Zone.

Die oberkarbone, anthrazitführende kontinentale Molasse, die in SE-Transdanubien zwischen dem Mecsek- und Villány-Gebirge erbohrt wurde (R. HETÉNYI & L. RAVASZ-BARANYAI, 1975) liegt in der Tiszia-Haupteinheit, in tektonisch ganz anderer Position. Da diese Einheit enge Beziehungen zum ostslowakischen Zemplin-Karbon (P. GRECULA & K. EGYÜD, 1977) zeigt, wird sie in der vorliegenden Arbeit nicht weiter behandelt. Damit vergleichbare graue Sandsteine und Konglomerate wurden auch in der südlichen Großen Ungarischen Tiefebene erbohrt (T. SZERDERKÉNYI, 1984).

2. Biostratigraphie

Eine biostratigraphische Gliederung der einzelnen tektofaziellen bzw. sedimentären Fazies ist mit unterschiedlichen Fossilgruppen möglich.

2.1. Conodonten

Österreich

Sie können vor allem zur Datierung der pelagischen Praeflysch-Ablagerungen herangezogen werden. Weiters lieferte sie, mit der HF-Technik aus Lyditen isoliert (U. HERZOG, 1983) und in allochthonen Kalken auftretend, wichtige zeitliche Informationen über das Alter der Flyschentwicklungen (vgl. H. P. SCHÖNLAUB et al., 1989). Aus den Flachwasservorkommen der Veitscher-Decke liegen bisher noch keine Faunen vor, und auch aus dem Nötscher Karbon sind nur einige wenige Formen aus der Badstubbrekzie (H. P. SCHÖNLAUB, 1985) bekannt. Die seltenen Exemplare aus der Auernig-Formation wurden bisher noch nicht bearbeitet.

Literatur: F. EBNER, 1973a, 1977; I. GEDIK, 1974; U. HERZOG, 1983; L. NÖSSING, 1974, 1975b; H. P. SCHÖNLAUB, 1969, 1985; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1989.

Ungarn

Eine Datierung der variszischen Schichtfolgen des Szendrö- und Uppony-Gebirges wurde erst mit Conodonten möglich. Detaillierte Faunenlisten werden in der monographischen Darstellung dieser Gebiete publiziert werden (S. KOVÁCS et al. in prep.). Einige Conodonten, die zu biostratigraphischen Datierungen herangezogen wurden (H. KOZUR, 1984a), fanden sich auch in der den Auernig-Schichten ähnlichen Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges. Keine Conodonten sind bisher aus den höchst-unterkarbonen bituminösen Szabadbattyán-Kalken der Balaton-Linie bekannt.

2.2. Cephalopoden

Österreich

Sie finden sich in den pelagischen Kalken vor allem an der Devon/Karbon-Grenze und im Unterkarbon. Ihre Bearbeitung ist dzt. im Gange (D. KORN) bzw. teilweise veröffentlicht (D. KORN in H. P. SCHÖNLAUB et al., 1988). Einzelfunde ohne moderne Bearbeitung stammen aus dem Karbon von Nötsch (K. O. FELSER, 1935). Neue Funde von Nautiloideen aus Nötsch sind derzeit in Bearbeitung (J. KULLMANN, Tübingen).

Ungarn

Nur aus einigen sporadischen Vorkommen aus der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges erwähnt (Z. SCHRETER & K. BALOGH, 1964). Moderne Bearbeitungen fehlen.

2.3. Trilobiten

Österreich

Sind in den pelagischen Kalken des Oberdevons und Unterkarbons der Karnischen Alpen örtlich häufig und biostratigraphisch von großer Bedeutung (R. FEIST in H. P. SCHÖNLAUB et al., 1988; R. FEIST, 1991, in Druck; G. HAHN et al., 1989). Darüber hinaus kommen sie in der Flachwasserfazies von Nötsch und der Veitscher Decke (G. & R. HAHN, 1973, 1987) sowie in der Auernig-Formation der Karnischen Alpen relativ häufig vor (K. GAURI, 1965; G. & R. HAHN, 1987; G. HAHN et al., 1989).

Ungarn

Treten häufig in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges auf (K. BALOGH, 1964). Moderne Bearbeitungen stehen ebenfalls aus.

2.4. Spongien

Sphinctozoen sind in der oberkarbonen Auernig-Formation der Karnischen Alpen häufig. Sie sind mit Algen vergesellschaftet und treten vor allem in der „Unteren kalkreichen Schichtgruppe" auf. Ihr Lebensraum ist das Flachwasser mit mäßiger Zirkulation (H. W. KÜGEL, 1987).

2.5. Korallen, Brachiopoden, Lammellibranchiaten

Österreich

Sie treten in den Flachwasservorkommen von Veitsch und Nötsch und den Auernig-Schichten auf. Korallen und Brachiopoden sind mitunter auch biostratigraphisch gut verwertbar.

- Veitscher Decke: M. KOCH (1893), F. HERITSCH (1933), K. METZ (1937).
- Nötsch: A. KUNTSCHNIG (1926), G. AIGNER (1929, 1931), F. HERITSCH (1934), H. W. FLÜGEL (1972), R. SIEBER (1972).
- Auernig-Schichten (Brachiopoden): K. GAURI (1965), WINKLER-PRINS in A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB (1972).

Ungarn

Finden sich häufig in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges (K. BALOGH, 1964). Moderne Bearbeitungen stehen ebenfalls aus. Weiters sind sie in den Szabadbattyán-Kalken charakteristische Faunenelemente (Cs. DETRE, 1971; S. MIHÁLY, 1973).

2.6. Foraminiferen

Österreich

Eine Übersicht der karbonen Foraminiferenfaunen Österreichs, deren Fundpunkte und stratigraphischer Leitwert ist F. EBNER & F. KAHLER (1989) zu entnehmen. Kleinforaminifern kommt in stratigraphischer Hinsicht innerhalb der pelagischen Entwicklung und auch in den Auernig-Schichten wenig Bedeutung zu (F. EBNER in F. EBNER & F. KAHLER, 1989).

Fusuliniden haben in den Auernig-Schichten eine große stratigraphische Bedeutung.

Ungarn

Fusuliniden sind in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges häufig. Mit ihrer Hilfe erfolgte auch die erste biostratigraphische Einstufung dieser Formation (S. E. ROZOVSKAYA & K. BALOGH, 1964). Kleinforaminiferen treten ebenfalls häufig auf. Stratigraphische Bedeutung erlangen sie jedoch nur im Szabadbattyán-Kalk (M. MONOSTORI, 1978).

2.7. Ostracoden

Österreich

Lokal in den Auernig-Schichten und im Karbon von Nötsch von großer Bedeutung (B. FOHRER, in Druck).

Ungarn

Neben Conodonten besitzen Ostracoden in der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges stratigraphischen Wert (S. KOVACS et al., 1983; H. KOZUR, 1984a).

2.8. Pflanzen

Makrofloren sind für die Alterseinstufung folgender klastischer Entwicklungen von großer Bedeutung:

Österreich

- ○ Veitscher Decke: F. TOULA (1877), H. MOHR (1933), W. J. JONGMANS (1938), W. BERGER (1950), H. W. J. VAN AMERON & M. BOERSMA (1974), Y. TENCHOV (1980).
- ○ Karbon von Nötsch: H. W. J. VAN AMERON & H. P. SCHÖNLAUB (1985).
- ○ Hochwipfelflysch: H. W. J. VAN AMERON et al. (1984). Auernig-Schichten und ostalpine kontinentale Molasse: vgl. Fundbericht 1–17 von A. FRITZ & M. BOERSMA und Y. TENCHOV (1978a, b, 1980) zu den klassischen Arbeiten von W. J. JONGMANS (1938a, b), F. v. KERNER (1897).

Ungarn

Stratigraphisch gut verwertbare Floren sind aus dem Füle-Konglomerat der Balaton-Linie bekannt (S. MIHÁLY, 1978). Zusätzlich wurden einige Pflanzenreste aus der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges erwähnt (K. BALOGH, 1964).

2.9. Kalkalgen

Österreich

Die Kalklinsen der Auernig-Formation bestehen überwiegend aus algal wackestones mit vorherrschend phyloiden Algen, Cyanophyceen und Dasycladaceen (E. BUTTERSACK & K. BOECKELMANN, 1984).

Ungarn

Die Flachwasserkalke der Mályinka-Formation sind im Bükk-Gebirge örtlich reich an phylloiden Algen und Dasycladaceen (M. HERAK & V. KOCHANSKY-DEVIDÉ in K. BALOGH, 1964; M. NEMETH, 1974). Cyanophyceen finden sich in den Szabadbattyán-Kalken der Balaton-Linie (M. MONOSTORI, 1978).

3. Die Vorkommen in Österreich

3.1. Südalpen (Karnische Alpen und Karawanken)

3.1.1. Die Devon/Karbongrenze und älteres Unterkarbon (Präflysch-Stadium)

In den Karnischen Alpen treten an der Wende vom Devon zum Karbon neben lückenhaften Abfolgen auch kontinuierliche Schichtverbände auf.

Fossilbelegtes kalkiges Unterkarbon wurde in den Karnischen Alpen erstmals von H. R. VON GAERTNER (1931: 151) erkannt. Er fand auf der Grünen Schneid westlich des Gipfels des Cellon in den höchsten aufgeschlossenen Kalkbänken im Liegenden der Hochwipfel-Formation u. a. *Prolecanites* sp. und *Pseudoarietites* sp., die eine durchgehende lückenlose Sedimentation zwischen Devon und Karbon vermuten ließen. Überlagert wird diese Folge von Kulmsedimenten, aus denen – von anderen Stellen – schon früh „*Archaeo*"- bzw. „*Asterocalamites*"-Reste gemeldet wurden (vgl. H. W. J. VAN AMERON et al., 1984).

Mittlerweile wurden in den Karnischen Alpen zahlreiche weitere Vorkommen von kalkigem Unterkarbon gefunden. Ihr Nachweis basiert auf Conodontenfunden, die ebenfalls zuerst auf der Grünen Schneid glückten und die älteren Annahmen VON GAERTNERS bestätigten (K. J. MÜLLER, 1959). In der Gegenwart sind in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen die nachstehend angeführten Lokalitäten von conodontenführendem Unterkarbon bekannt. Der Kenntnisstand darüber ist allerdings unterschiedlich.

❶ Kalkiges Unterkarbon im sedimentären lückenlosen Verband mit Oberdevon.
Conodontenstratigraphisch gegliederte und vermessene Profile sind:
- Grüne Schneid (K. J. MÜLLER, 1959; I. GEDIK, 1974; H. P. SCHÖNLAUB, 1988) sowie 4 weitere Profile in der Umgebung und am Plöckenpaß (Grüne Schneid 2, Kaserne am Plöckenpaß, Plökkenpaß gegenüber Parkplatz, Casa Cantoniera an der italienischen Plöckenpaßstraße).
- Kronhofgraben (H. P. SCHÖNLAUB, 1969b).
- Elferspitz mit drei erschwert zugänglichen Vorkommen (F. EBNER, 1973).

❷ Kalkiges Unterkarbon im Hangenden von Oberdevon. Kontinuität im Grenzbereich ist bisher nicht im Detail untersucht.
- Hoher Trieb mit zwei Vorkommen (H. P. SCHÖNLAUB, 1969a: 302).
- Südseite der Hohen Warte (K. BANDEL, 1972; S. POHLER, 1982).
- Nölblinggraben (H. P. SCHÖNLAUB, 1973).
- Valentintal (H. P. SCHÖNLAUB, 1977: A156)
- Plengegipfel (H. P. SCHÖNLAUB, 1976: A170).
- Mt. Zermula/Italien mit 6 Vorkommen (M. MANZONI, 1966).
- Uggwatal (M. MANZONI, 1968).

❸ Kalkiges Unterkarbon in isolierten Vorkommen, tektonisch und/oder sedimentär von der Unterlage getrennt:
- Plöckentunnel (P. PÖLSLER, 1967).
- Plöckenpaß und Umgebung (I. GEDIK, 1974).
- Roßkofel (C. SPALLETTA, 1980).
- Geißrücken südlich Poludnig (U. HERZOG, 1988: 54).

❹ Kalkiges Unterkarbon in Form von Resedimenten mit Oberdevon/Unterkarbon-Mischfaunen:
- Plöckenpaß und Umgebung (I. GEDIK, 1974).
- Schönwipfel und Umgebung in den östlichen Karnischen Alpen (U. HERZOG, 1988: 61ff).

❺ Lydite aus dem Unterkarbon II β/γ mit und ohne Mischfaunen (U. HERZOG, 1983, 1988).

Aus dieser Übersicht geht hervor, daß die pelagische Karbonatsedimentation stellenweise ohne Unterbrechung über die Devon/Karbon-Grenze hinweg andauerte. Wenn dennoch viele Profile lückenhaft sind, so war die Ursache dafür ein tiefgründiger Erosionsprozeß in der Pericyclus-Stufe. Von diesem Ereignis wurden Kalke der Gattendorfia-Stufe und große Teile des Oberdevons betroffen. So liegen östlich unterkarbonische Kalkkonglomerate auf Äquivalenten der Frasne-Stufe, vereinzelt sogar auf Mitteldevon (U. HERZOG, 1988).

Daneben liegen pelagische Kalke des Unterkarbons aber auch auf Flachwasserkalken des älteren Oberdevons (K. BANDEL, 1972, S. POHLER, 1982). Der Kontakt zwischen beiden ist ein ausgeprägtes Erosionsrelief.

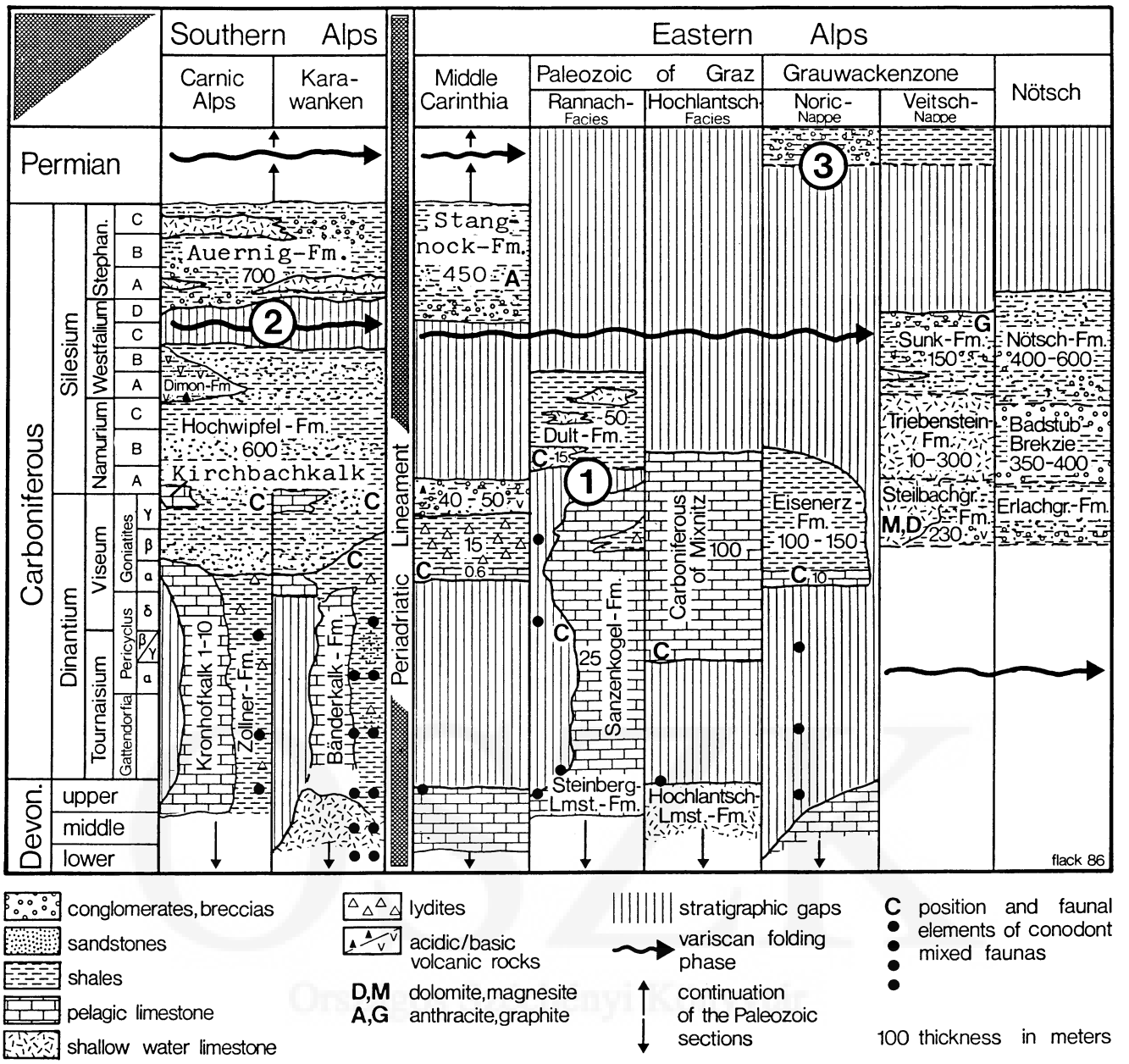


Abb. 3.
Stratigraphische Tabelle des österreichischen Karbons.
Die Nummern 1–3 geben die stratigraphische Position der in Abb. 4, 5 und 6 dargestellten Aufschlüsse an.

Als Erklärung dafür bietet sich ein zweiter globaler Trend an, der das erste regionale und auf weite Teile des variszischen Sedimentationsraumes bezogene Ereignis überlagert. In diesem Fall geht die Lücke auf eine weltweite Regression im Oberdevon zurück, die ihren Höhepunkt an der Devon/Karbon-Grenze hatte (JOHNSON et al., 1985, 1986; VAIL, P. R. et al., 1977; C. A. SANDBERG et al., 1983, 1986, 1988; J. J. VEEVERS & C. A. MCPOWELL, 1987). Im folgenden Unterkarbon stieg der Meeresspiegel erneut rapid an. Die entsprechenden Sedimente sind in den Karnischen Alpen Bildungen des kalkigen Unterkarbons auf ehemaligen Flachwasserablagerungen wie z. B. am Südfuß der Hohen Warte, dem Monte Zermula oder am nördlichen Wandfuß des Roßkofels.

Trotz der vielen neuen biostratigraphischen Fixpunkte und Kenntnis des Trends im Sedimentationsgeschehen bleibt ein Problem weiterhin offen: Es ist die Frage, ob der Ablagerungsraum im Unterkarbon zeitweise trockenfiel und die weitverbreiteten Schichtlücken und Umlagerungsprozesse damit in Zusammenhang stehen können. Es bleibt abzuwarten, welcher der beiden Möglichkeiten – submarine Lösung und Erosion versus subaerisches Trockenfallen und Verkarstung – der Vorzug zu geben ist.

Gegenwärtig laufen in den Karnischen Alpen in den Profilen Kronhofgraben und Grüne Schneid verstärkt Untersuchungen, die der Frage nach dem Geschehen an der Devon/Karbon-Grenze im Sinn eines „events" nachgehen. Die beiden genannten Profile wurden ausgewählt, da in einem (Grüne Schneid) durch das gemeinsame bankweise Vorkommen von zahlreichen Ammonoideen, Trilobiten und Conodonten der Frage nach der Ursache des plötzlichen Faunenwechsels im Grenzbereich nachgegangen werden kann, im anderen zeitgleichen Profil (Kronhofgraben) aber eine faziell an-

dere Schichtfolge mit Zwischenschaltung von Schiefern an der Grenze gegeben ist. Die bisher vorliegenden geochemischen, faziellen und mineralogischen Daten lassen eine Beteiligung von extraterrestrischen Vorgängen im Sedimentationsmilieu als höchst unwahrscheinlich erscheinen.

Die unterkarbonische Kalkentwicklung erreicht in den Karnischen Alpen Mächtigkeiten zwischen weniger als 0,5 m (Elferspitz) bzw. 0,96 m (Grüne Schneid), 1,30 m (Kronhofgraben) und mehreren Zehnermetern (Südseite Hohe Warte, Mt. Zermula). Die vorwiegend als graue Flaser- und Cephalopodenkalke ausgebildeten Kalke werden in den neuen geologischen Karten (SCHÖNLAUB, 1985) als „Kronhof-Kalk" bezeichnet.

Die biostratigraphische Obergrenze der unterkarbonischen Kalkentwicklung liegt überwiegend in der anchoralis-latus-Zone, das ist im jüngsten Tournais. Sehr selten sind Berichte von Vorkommen in der folgenden texanus-Zone.

Die pelagische Schichtfolge wird in den Karnischen Alpen weit verbreitet von mehrere Meter mächtigen, meist schwarzen Lyditen und Radiolariten abgeschlossen. Ihr Alter ist nach Conodonten gleichfalls auf die anchoralis-latus-Zone (Cu II β/γ) beschränkt (U. HERZOG, 1983, 1988). In den östlichen Karnischen Alpen vermutet U. HERZOG (1988) unmittelbar anschließend den Beginn der Flyschentwicklung der Hochwipfel-Formation.

Dazu passen die von M. MANZONI (1966) von der Basis der Hochwipfel-Formation am Mt. Zermula erwähnten Kalkbrekzien, die u. a. *Gnathodus bilineatus* aus dem mittleren Visé führen. Pflanzenfunde im tieferen Teil des Flysch (H. W. J. VON AMEROM et al., 1984) weisen auf den gleichen Zeitabschnitt hin, was für einen Umbau des variszischen Sedimentationsraumes zum Flyschtrog bereits am Beginn des Visé und nicht, wie früher angenommen, im Namur spricht.

Im Jahr 1967 beschrieb P. PÖLSLER aus dem Stollen der Transalpinen Ölleitung durch die Karnischen Alpen Kalke des Grenzbereiches Visé/Namur. Es sind zwei bis zu 10 m mächtige Kalke und Kalkknollen, die der klastischen Hochwipfel-Formation offenbar sedimentär eingeschaltet sind. Häufiger findet man derartige Kalke am Hochwipfel (H. P. SCHÖNLAUB, 1981, 1983). Die als „Kirchbach-Kalke" bezeichneten Vorkommen sind tonreiche mikritische Knollenkalke, die linsenförmig in die klastischen Nebengesteine eingeschaltet sind und maximal 4 m mächtig sind. Sie führen stets eine charakteristische Conodontenfauna, die dem Zeitraum vom jüngsten Visé (Bolland-Stufe) bis in das älteste Namur (Pendle-Stufe) entspricht. Nach der russischen Gliederung haben sie demnach ein Alter im Grenzbereich Visé/Serpukhov.

Nach unveröffentlichten Untersuchungsergebnissen stellen die Kirchbach-Kalke teilweise kalkige Resedimente dar (H. P. SCHÖNLAUB & E. FLÜGEL, in prep.). Die laufende Analyse der Fremdkomponenten ergab eine dominante Beteiligung von umgelagertem Flachwasserschutt (Korallen, Algen, Crinoiden, Foraminiferen) am Aufbau der Kirchbach-Kalke. Ihr Transport in das karbone Flyschbecken dürfte daher einem Mechanismus entsprechen, den C. SPALLETTA et al. (1980) für das Gebiet im Süden des Plöckenpasses annahmen – allerdings ohne Beteiligung von Material aus einer nicht mehr existenten karbonatischen Flachwasser-Plattform.

Zwischen den Karnischen Alpen und den Karawanken (Seeberger Aufbruchszone) besteht in der zeitlichen Aufeinanderfolge des Sedimentationsgeschehens im Unterkarbon eine große Übereinstimmung. Der Hauptunterschied liegt im Umfang von Resedimenten, die in den Karawanken eine offenbar größere Verbreitung haben als in den Karnischen Alpen.

Wie in den Karnischen Alpen endet ein Großteil der Devon-Schichtfolgen im älteren Famenne. Höheres Oberdevon liegt in den Karawanken hingegen nur vereinzelt in Kalkkonglomeraten und Kalkbrekzien vor (R. SCHULZE, 1968; H. P. SCHÖNLAUB, 1971; F. TESSENSOHN, 1974, 1975). Mittels Conodonten wurde nachgewiesen, daß lokal während des gesamten jüngeren Oberdevons und älteren Unterkarbons Kalksedimentation stattfand. Die jüngsten Komponenten aus Mischfaunen in Konglomeraten und Spaltenfüllungen haben ein jüngeres Visé-Alter (Unterkarbon III). Nach F. TESSENSOHN (1974, 1975) sind sie Zeugnisse einer Transgression, die nach einer Sedimentationsunterbrechung, verbunden mit Aufarbeitung und Verkarstung, die Flyschablagerungen der Hochwipfel-Formation einleitet.

Der stratigraphische Umfang der im Seeberger Gebiet verbreiteten Bänderkalke ist noch nicht völlig klar. Fest steht, daß sie bis in die anchoralis-latus-Zone des jüngsten Tournais reichen. Das Vorkommen von *Gnathodus bilineatus* spricht daneben für ein teilweise jüngeres Alter. Diese Meinung ist aber aufgrund der schlechten Erhaltung der überlieferten Conodontenfaunen nicht unumstritten.

3.1.2. Flysch-Stadium

Die klastischen und vulkanogenen Gesteine des Karbons der Südalpen, als Hochwipfel- und Dimon-Formation zusammengefaßt, erreichen Mächtigkeiten von über 1000 m. Sie stellen den Abschluß des variszischen Sedimentationszyklus dar. Nach G. B. VAI (1976) und C. SPALLETTA et al. (1980) bildete sich – nach heutiger Vorstellung im Visé – längs Dehnungsbrüchen eingesenkt, ein tiefes Flyschbecken, das bis ans Ende der Namur-Stufe, vielleicht aber auch bis an die Basis der Moskau-Stufe nach der russischen Gliederung typische präorogene Flyschgesteine aufnahm. Sie gliedern sich in den Karnischen Alpen in eine klastische Basisfolge, eine vulkanogen beeinflußte Floriz-Übergangsfolge und in die hangende, von Vulkaniten dominierte Dimon-Formation.

Die Hochwipfel-Formation besteht aus dunkelgrauen Tonschiefern, Siltsteinen, lithischen Areniten, Sublithareniten, Quarzareniten sowie lithischen Grauwacken und Subgrauwacken. Grobe Bildungen sind chaotische Brekzien und Konglomerate, deren Hauptgeröll Lydit- und Kieselschiefertrümmer sind, seltener aber auch Quarzite, Grüngesteine, Gneise und sehr selten Kalke (Silicoklastische Olisthostrome). Olistholithe lagern sich dieser Folge vereinzelt ein und erreichen Größen zwischen Meterbereich und Hausgröße. Sie bestehen in der Regel aus verschiedenen Kalkgesteinen; seltener sind graptolithenführende silurische Kieselschieferpakete, die vor allem in der Umgebung der mächtigen Lyditbrekzien-Vorkommen auftreten. Noch größere Olistholithkörper im Flysch dürften die verschiedenen Karbonatklippen der Ostkarawanken (Pasterkfelsen, Christophfels, Rappoldfels, etc.) darstellen.

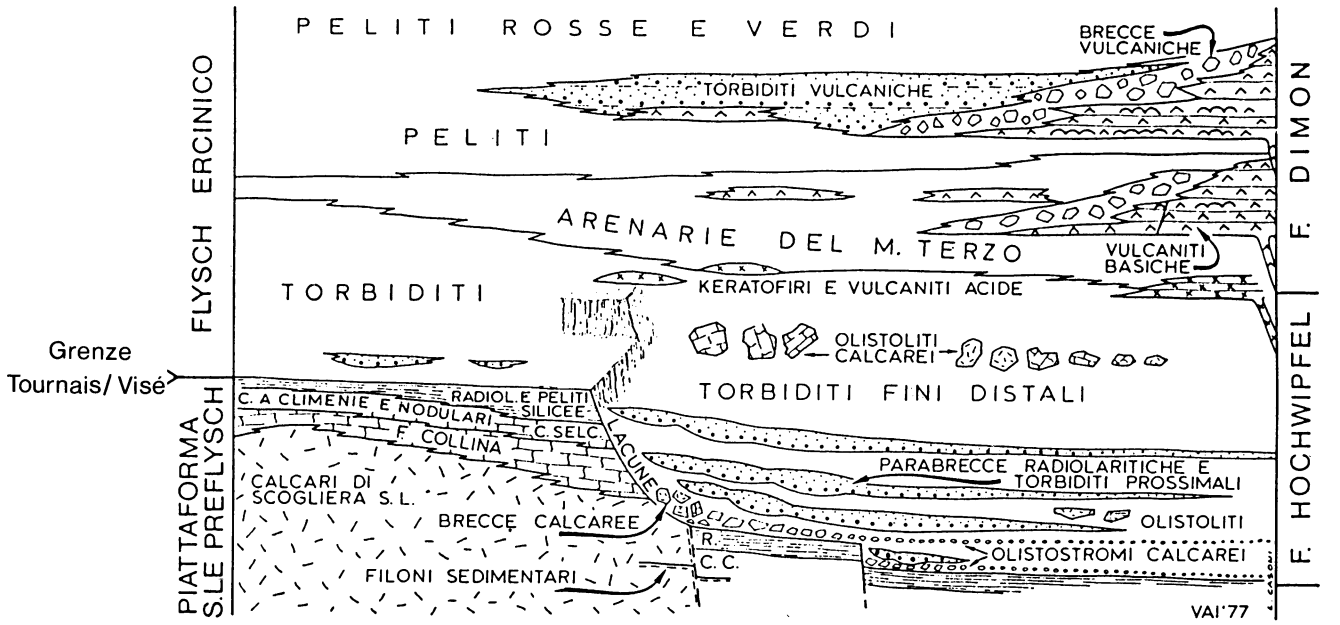


Abb. 4.
Modell des Kulm-Flyschtrogs in den Karnischen Alpen.
Nach C. SPALLETTA et al., 1980, ergänzt.

Ein Großteil der Gesteinsabfolge entspricht klassischen Turbiditserien aus Zyklen unterschiedlicher Größenordnungen mit dünn- und dickbankigen Turbiditen und den mit diesen assoziierten grobklastischen Ablagerungen. Dazu zählen bis über 100 m mächtige Brekzien und Konglomerate, geröllführende Tonsteine, Slumpbrekzien und Mudflows. Nach F. TESSENSOHN (1971), C. SPALLETTA et al. (1980) und G. HUNGER (1984) sowie eigenen Beobachtungen sind sie auf den basalen, randlichen Teil des Flysch („Auslösephase" nach TESSENSOHN) verteilt. Untergeordnet treten massive, bisweilen gradierte Grauwacken- und Sandsteinbänke auf, die – in stark wechselnder Häufigkeit – alle typischen Sedimentstrukturen und Sohlmarken aufweisen. Die charakteristische, in Schiefern verbreitete Spurenfauna mit *Dictyodora liebeana* (außerdem *Lophoctenium, Nereites* und *Palaeodictyon*) ist bemerkenswerterweise in den Ostkarawanken viel häufiger als in den Karnischen Alpen.

Die Turbiditsequenzen und die ihnen zwischengeschalteten linsig auftretenden Grobklastika werden als proximale Bildungen eines sich aufbauenden bzw. zurückweichenden submarinen Fächers im Süden der variszischen Orogenfront gedeutet. Zu dieser Vorstellung scheint zu passen, daß das nördliche Verbreitungsgebiet der Hochwipfel-Formation stets auffallend größere Bankdicken der klastischen Gesteine aufweist als der Süden und hier auch deutlich mehr und mächtigere Rinnenfüllungen von grobklastischen Debriten vorkommen. Weniger aussagekräftig scheinen hingegen Messungen der Schüttungsrichtungen zu sein, die für eine laterale Ost–West-Erstreckung des Flyschtrogs in den Südalpen sprechen. Im Schwermineralspektrum ist innerhalb der Flyschfolge ein vertikaler Wechsel von einem kratonischen zu einem von Metamorphiten dominierten Liefergebiet festzustellen (W. SCHNABEL, 1976; A. FENNINGER & K. STATTEGGER, 1977; K. STATTEGGER, 1986).

Der Wechsel vom charakteristischen Flysch der Hochwipfel-Formation zu der von Keratophyren, sauren und basischen Vulkaniten und Vulkanoklastiten beeinflußten „Floriz-Formation" vollzieht sich im Hangenden der durch die „Flora der Marinelli-Hütte" (H. W. J. VAN AMERON et al., 1984) ins mittlere Visé eingestuften Gesteinsgesellschaft. Neben Vulkaniten kommen in der Floriz-Formation feinklastische siltig-tonige Schiefer vor, die als distale Turbidite gedeutet werden und eine mehr oder weniger starke vulkanische Beeinflussung zeigen. Rote und grüne Farben geben ihnen ein charakteristisches Aussehen.

Über der Floriz-Formation folgt auf italienischem Gebiet die Dimon-Formation. Sei besteht nahezu ausschließlich aus Vulkaniten und Vulkanoklastiten. Am Monte Dimon werden folgende Typen unterschieden: vulkanische Brekzien, massige Diabase, Pillowlaven, Pillowbrekzien, Hyaloklastite, Tuffe-Tuffite, Agglomerate mit zwischengeschalteten roten und grünen Tonschiefern. Nach ersten Spurenelementanalysen können kalkalkalische und alkalische Typen unterschieden werden (P. L. ROSSI & G. B. VAI, 1986). Die Mächtigkeit dieser Folge beträgt mindestens 200 m, ist aber aufgrund der komplizierten Tektonik nicht genau rekonstruierbar (G. GENTILI & R. PELLIZZER, 1964; C. SPALLETTA et al., 1980). Ähnlich der unterlagernden Folge sind neben den Vulkaniten vulkanisch beeinflußte Schiefer weit verbreitet. Sie werden als proximaler und distaler „vulkanischer Flysch" (G. B. VAI, 1976) gedeutet.

Die von G. B. VAI (1979) vermutete Analogie zwischen der Dimon-Formation und der Eisenkappler Grünschieferserie (Diabaszug von Eisenkappl, Nordkarawanken) stößt aufgrund der ungeklärten Altersfrage dieser Vulkanitfolge auf große Schwierigkeiten.

3.1.3. Molassestadium

Die variszische Orogenese führte in den Südalpen zu einem weiträumigen Falten- und Schuppenbau. Das Ausmaß einer variszischen Deckentektonik konnte bisher noch nicht erfaßt werden. Ebenso ist bisher der Umfang einer synsedimentären Gleittektonik unklar. Ih-

re Beteiligung am orogenen Geschehen deutet sich jedoch immer stärker an.

Die transgressive Überlagerung des nach-variszischen Sedimentstapels auf dem intensiv verfalteten und verschuppten älteren Grundgebirge (den Sockelgesteinen der Südalpen) ist in den Karnischen Alpen und in den Karawanken schon seit langem bekannt (vgl. A. FENNINGER et al., 1974, 1976; F. TESSENSOHN, 1968, H. P. SCHÖNLAUB, 1979, G. B. VAI et al., 1980, C. VENTURINI et al., 1982 u. a.).

Der zeitliche Beginn der Transgression ist durch neue Fusulinenfunde gut abgesichert (M. PASINI, 1963; F. KAHLER, 1983, 1985). Danach gehören die ältesten fossilführenden Partien der Waidegg- bzw. Meledis-Formation in die Zeit des Miatchkovo, das ist das jüngste russische Mittelkarbon bzw. Westfal D nach der westeuropäischen Gliederung.

Aus dieser Altersangabe und unter Berücksichtigung des zeitlichen Umfangs der Hochwipfel-Formation (Unter/Mittel-Visé bis etwa Grenze Namur/Westfal) ergibt sich für die Südalpen die variszische Hauptprägung im älteren Teil der Westfal-Stufe des Oberkarbons.

An der Basis der postvariszischen Schichtfolge liegen häufig Brekzien und Konglomerate. Diese Basalbildungen sind lokal bis 20 m mächtig und bestehen aus dem Schutt der unmittelbaren Unterlage. Je nach ihrer Zusammensetzung dominieren kieselige oder kalkige Gesteine das Geröllspektrum (vgl. FENNINGER et al., 1971; H. P. SCHÖNLAUB, 1985). Unter Zurücktreten der Gerölle leitet dieses basale Schichtglied im Hangenden zu Schiefern und Sandsteinen über. In ihnen treten die ersten Fossilien auf (F. KAHLER, 1983, 1985; H. P. SCHÖNLAUB, 1985; K. L. GAURI, 1965; G. & R. HAHN, 1987; F. FRANCAVILLA, 1974; G. B. VAI et al., 1980).



Abb. 5.
Die variszische Diskordanz in den Karnischen Alpen (Nr. 2 in Abb. 3).

Die grobklastische Basisfolge, auf österreichischem Gebiet hauptsächlich zwischen Straniger Alm und Zollner See verbreitet, in Italein im Süden des Naßfeldpasses, wird nach den sie oben abschließenden charakteristischen Schiefern bei der Waidegger Alm zur „Waidegg-Formation" zusammengefaßt. Ihr entspricht die „Meledis-Formation" der italienischen Autoren.

Die maximal 700 m mächtige Auernig-Formation wird nach Vorschlägen von F. HERITSCH et al. (1934) in 5 Schichtgruppen (Members) unterteilt:

Obere kalkarme Schichtgruppe
Obere kalkreiche Schichtgruppe
Mittlere kalkarme Schichtgruppe
Untere kalkreiche Schichtgruppe
(Nölbling- und/oder Watschiger Gruppe)
Untere kalkarme Schichtgruppe
(Waschbühel-Gruppe).

Aufgrund der räumlichen Trennung der Hauptverbreitungsgebiete der Auernig-Formation zwischen Naßfeld und Straniger Alm/Zollnersee, ist es derzeit nicht möglich, die unteren beiden Schichtgruppen exakt miteinander zu parallelisieren. Ausführliche Arbeiten darüber liegen u. a. vor von G. B. VAI et al. (1980); C. VENTURINI (1982), A. FENNINGER & H. P. SCHÖNLAUB (1972), A. FENNINGER et al. (1974, 1976), A. FENNINGER & K. STATTEGGER (1977), F. KAHLER (1983, 1985) und A. FRITZ bzw. A. FRITZ & M. BOERSMA (ab 1980).

Für die Position der Karbon/Perm-Grenze gibt es mehrere Vorschläge, jedoch derzeit noch keine Entscheidung. Einer davon ist das Einsetzen von *Pseudoschwagerina*, einer Fusuliniden-Gruppe, die in den oberen Lagen des „Unteren Pseudoschwagerinen-Kalkes" erstmals vorkommt. Detailstudien darüber liegen von E. FLÜGEL (1968, 1974) und W. HOMANN (1968–1974) vor. Dieser Kalk ist ein markantes Schichtglied im Hangenden der Auernig-Formation. Er ist etwa 160 m mächtig und lagert eine bis zu 10 m mächtige Sandsteinlage ein. Faziell handelt es sich um küstennahe Flachwassersedimente, die einen Aufbau aus vier asymmetrischen Zyklen mit einer transgressiven Phase, einem Kulminationsbereich und eine regressive Phase erkennen lassen. Die mittlere Phase ist besonders reich an Fusuliniden.

Nach Vorschlag von F. KAHLER (1982) soll der Beginn des Perms mit dem Einsetzen von *Occidentoschwagerina alpina* F. & G. KAHLER im 3. Zyklus in der Westwand des Schulterkofels definiert werden. Diese Leitform erlischt noch vor Beginn der im Hangenden folgenden Grenzland-Formation.

Oberkarbon liegt in Form von fusulinen- und conodontenführenden Kalken, Schiefern, Sandsteinen und Quarzkonglomeraten auch in der Seeberger Aufbruchszone der Ostkarawanken vor. Eine detaillierte Beschreibung gab zuletzt F. TESSENSOHN (1983). Darüberhinaus schließt F. KAHLER (1983) das Oberkarbon im Oboinigraben westlich von Eisenkappel nicht aus. Die übrigen Vorkommen fusulinidenführender Gesteine östlich der Vellach und am Nordfuß der Koschuta haben hingegen ein permisches Alter.

3.2. Paläozoikum von Graz

Fossilbelegtes marines Karbon findet sich in der höchsten tektonischen Einheit (Rannach-, Hochlantschdecke) des Grazer Paläozoikums.

In den westlichen Teilbereichen der Rannachgruppe setzt sich die oberdevone Flaserkalksedimentation der Steinbergkalke im Karbon in Form der Sanzenkogelschichten bis in das Namur A fort (L. NÖSSING, 1975a, b; F. EBNER, 1977a, 1978a). In den östlichen Bereichen tritt zwischen beiden pelagischen Kalkentwicklungen im Bereich der Devon/Karbongrenze hingegen eine Schichtlücke auf. Dieser erstmals von M. KODSI (1967) erkannte Hiatus weist einen zeitlich unterschiedlichen Umfang auf, nimmt maximal jedoch die Zeitspanne vom do II/III bis ins tiefere Visé ein. Als Ursache dieser Lücke wird Trockenfallen, Verkarstung mit Bildung bis 20 m tief reichender Karstschlotten diskutiert (F. EBNER, 1978a). Beendet wird der Hiatus im Unterkarbon durch ein Transgressionsereignis, das sich in der Bildung cm-mächtiger Mikrokalkbrekzien, Conodontenmischfaunen und einer marinen Verfüllung des Karstspaltensystems dokumentiert.

Die äußerst geringe Mächtigkeit der unteren Sanzenkogelschichten (cu I – cu II; 220 cm) macht verständlich, warum bis zu L. NÖSSING (1975a, b) für das Grazer Paläozoikum generell eine Schichtlücke im Bereich der Devon/Karbon-Grenze angenommen wurde. Die Mächtigkeit der oberen Sanzenkogelschichten (Ob. Tournais – Namur A; max. 22 m), die im Bereich lückenloser Sedimentation mit einem Schiefer-Lydit-Phosphorit-Horizont (20 cm) einsetzen, ist vom Zeitumfang der in den östlichen Bereichen auftretenden Schichtlücken und dem Tiefgang eines im Hangenden der Sanzenkogelschichten auftretenden Erosionsniveau kontrolliert. In einem Extremfall (NNE Kloster Dult [F. EBNER, 1976, 1978a, 1980a]) sind die Sanzenkogelschichten gänzlich diesem Erosionsereignis zum Opfer gefallen. Dult-Schichten liegen dann direkt mit Erosionskontakt auf oberdevonen Steinbergkalken. Im höheren Unterkarbon finden sich innerhalb der pelagischen, vereinzelt cephalopoden- und reichlich conodontenführenden Flaser- und Bankkalke geringmächtige Lydithorizonte mit Radiolarienresten.

Nach einer das höchste Namur A umfassenden Erosionsphase setzen im Namur B die Dult-Schichten, meist mit 10–15 m mächtigen Kalken an ihrer Basis, ein. Brekzienlagen und Conodontenmischfaunen aus diesen Kalken sind Indikatoren für die Aufarbeitung des Untergrunds; Trockenrisse und Hämatitkrusten in ihren hangenden Anteilen für abermaliges Trockenfallen (F. EBNER, 1976). Den Abschluß der Schichtfolge bilden, maximal 50 m mächtig aufgeschlossen, die dunkelgrauen, ebenflächig spaltenden Dult-Schiefer. In einem Profil mit einer Wechselfolge von Dolomiten – Kalken – aufgearbeiteten Schiefern und Schiefer wird eine fazielle Verzahnung und örtliche fazielle Vertretung der basalen Kalke durch die Dult-Schiefer angedeutet (F. EBNER, 1978a). In Bereichen, wo innerhalb der Dult-Schichten die o. g. durch Hämatitkrusten markierte Schichtlücke nicht vorhanden ist, treten über den basalen Kalken Schiefer mit Kalklagen auf, deren spärliche Conodontenfaunen Namur C – ? Westfal A andeuten. Weiters sind aus den Kalken auch Birdseye-Strukturen, die ursprünglich als *Clodochonus*-Korallen gedeutet wurden, bekannt (F. HERITSCH, 1930a, b; F. EBNER, 1976).



Abb. 6.
Erosionsschichtlücke (Nr. 1 in Abb. 3) im Grazer Paläozoikum zwischen der Sanzenkogel-Formation (unten) und der Dult-Formation (oben).

Auch in der Hochlantschgruppe ist zwischen dem do II/III (hier allerdings in Form der Hochlantschkalke in karbonatischer Flachwasserfazies) und dem obersten Tournais eine Erosionslücke (Ch. ZIER, 1981, 1983; G. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982, 1985) bekannt. Das darüber folgende 90–100 m mächtige Mixnitzer Karbon beinhaltet an seiner Basis eine cm–dm-mächtige Kalkbrekzie mit Conodontenmischfaunen des do II/III und höheren Tournais. Im obersten Visé stellen sich rötlichbraune mikritische Kalke (Conodonten, Cephalopoden, Radiolarien), Lydite und Hornsteinkalke ein. Die gesamte pelagische Entwicklung endet ohne erkennbare intraformationelle Lücken im Namur B (Ch. ZIER, 1981, 1983; H. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982).

Bemerkenswert ist für das Grazer Karbon die örtliche kontinuierliche Karbonatsedimentation von der Devon/Karbon-Grenze bis ins Namur B, wodurch eine lückenlose Gliederung dieses Zeitraums mit Conodonten möglich wurde (F. EBNER, 1977). Diesen kontinuierlichen Abfolgen stehen Profile mit beträchtlichen Schichtlücken im Bereich der Devon/Karbon-Grenze gegenüber (F. EBNER, 1978a, 1980a, b, 1985). Als Ursache dafür sind neben Meeresspiegelschwankungen synsedimentäre tektonische Ereignisse anzuführen.

Die Existenz dieser synsedimentären Tektonik ist durch Klüfte in resedimentierten Kalkgeröllen (Ch. ZIER, 1983; H. GOLLNER & Ch. ZIER, 1982, 1985; H. W. FLÜGEL & F. HAFNER, 1984) und dem Verlauf bathymetrischer Kurven, die auf Mn-Werten basieren (F. EBNER & W. PROCHASKA, 1989), belegt.

Beweise für eine variszische gefügeprägende Phase, die aus stratigraphischen und tektonischen Fehlbeurteilungen bis zu den Untersuchungen von F. EBNER (1976, 1977b) immer wieder gefordert wurden, sind innerhalb der Schichtfolgen des Grazer Karbons nicht vorhanden.

H. W. FLÜGEL & F. HAFNER (1984) diskutieren, ausgehend von Oberdevon-Unterkarbon-Namur-Mischfaunen, die ± schichtparallel in mitteldevonen Kanzelkalken gefunden wurden, inwieweit der größte Teil der Spaltenfüllungen erst im Namur A im Zusammenhang mit größeren Dehnungsvorgängen entstanden sein könnte und auch die Devon/Karbon Schichtlücken submariner Natur sind.

Für die letztgenannten Mischfaunen kann dies jedoch nicht zutreffen, da gleich zusammengesetzte Mischfau-

nen, in denen Komponenten des Lückenintervalls fehlen, im Profil miteinander verbunden als Spaltenfüllungen und Aufarbeitungsprodukte parallel zur Grenzfläche Steinbergkalke/obere Sanzenkogelschichten auftreten. Eine derartige Situation weist eindeutig auf subaerische Sedimentationsunterbrechung (W. KREBS, 1964).

Das kontinuierliche Devon/Karbon-Grenzprofil im Steinbruch Trolp (L. NÖSSING, 1975a, b; F. EBNER, 1980a) wurde in der Vergangenheit auch als möglicher Kandidat für den Devon/Karbon-Grenzstratotyp diskutiert (C. A. SANDBERG et al., 1983; W. ZIEGLER & C. A. SANDBERG, 1984). Ungünstig wirkte sich dabei jedoch das Fehlen von Makrofossilien und innerhalb der für die Grenzziehung wichtigen *Siphonodella praesulcata – S. sulcata* Entwicklungslinie ein ca. 45 cm mächtiger Bereich ohne Siphonodellen im unmittelbaren Grenzbereich aus.

3.3. Gurktaler Deckensystem (Stolzalpendecke, Mittelkärnten)

Karbonaufschlüsse finden sich über den bis in das do II reichenden Kalkfolgen des Steinbruchs Aich (H. P. SCHÖNLAUB, 1971) und einigen anderen Aufschlußbereichen (Schelmberg, Drasenberg) im Raum Klein St. Paul innerhalb der Stolzalpendecke des Gurktaler Deckensystems.

○ **Steinbruch Aich und Umfeld**
(F. NEUBAUER & U. HERZOG, 1985)
Hangend: 40–50 m Grauwacken
Lydite mit Conodontenmischfaunen: do I/cu–cu II β/γ; cu–cu II β/γ
Tonschiefer mit Kalklagen (darin diskordanter Diabasgang)
Karbonate bis do II (H. P. SCHÖNLAUB, 1971).

○ **Schelmberg**
(F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984)
In unmittelbarer Nähe zu den Oberdevon-(do II-)Flaserkalken Auftreten 0,6 m mächtiger, grauer Flaserkalke mit einer Oberdevon (do II)/Unterkarbon-Conodontenmischfauna; darüber Lydite bzw. Lyditbrekzien.

○ **Drasenberg**
Eine von W. v. GOSEN et al. (1982) beschriebene Schichtfolge setzt sich aus dunklen Lyditen und einer Schiefer-/Grauwacken-Folge zusammen, in der Crinoidenkalklinsen des Frasne (H. P. SCHÖNLAUB, 1979; W. v. GOSEN et al., 1982) und Unterdevon stecken, die F. NEUBAUER & U. HERZOG (1985) als Olistholithe interpretieren.

Gesteins- und Mineralkomponenten aus den Grauwacken deuten nach den letztgenannten Autoren auf eine Herkunft von Vulkaniten rhyolithischer und diabasischer Natur, Lyditen und Tonschiefern des Untergrundes sowie Metamorphiten.

Zusammenfassend ergeben sich für das marine Karbon der Stolzalpendecke in Mittelkärnten folgende Fakten:

- Jüngste präkarbone Karbonatsedimente im do II.
- Darüber eine Schichtlücke bis in den Devon/Karbon-Grenzbereich.
- Oberdevon/Unterkarbon-Conodontenmischfauna in den karbonen Lyditen und Kalken.
- Auftreten eines diskordanten Diabasganges in den basalen Schiefern unter den Lyditen.
- Auftreten von Schiefern und Lyditen mit Olistholithen (?) unter einer Grauwackenfolge mit intraformationellem, vulkanogenem und metamorphem Detritus (? „Flysch" sensu F. NEUBAUER & U. HERZOG, 1985).

Das asturische Alter der variszischen Deformation wird durch die Überlagerung kontinentaler Molasse (Stangnock-Formation) angezeigt.

3.4. Grauwackenzone/Norische Decke

Fossilbelegtes Karbon wurde in der Norischen Decke nur im Bereich des Steirischen Erzberges nachgewiesen (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980; H. P. SCHÖNLAUB, 1982). Hier werden devonische Flaser- und Bankkalke im Hangenden von einer Erosionsfläche begrenzt, die örtlich bis in das Unterdevon hinabgreift. Darüber lagert eine maximal 10 m mächtige Crinoidenschuttbrekzie. Diese führt Conodontenmischfaunen, deren Komponenten eine Brekzienbildung nicht vor dem Visé (*Gnathodus bilineatus bilineatus*-Zone) und eine nahezu lückenlos resedimentierte Faunenabfolge durch das gesamte Oberdevon bis ins jüngste Tournais anzeigen (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1982; H. P. SCHÖNLAUB, 1982). H. P. SCHÖNLAUB (1982) interpretiert die Kalkbrekzie gemäß dem Modell von E. POTY (1980) aus dem Dinant Belgiens als Paläokarst in Verbindung mit Heraushebung und erneuter Absenkung im Tournais/Visé.

Mit den hangend folgenden etwa 100–150 m mächtigen dunklen Schiefern der Eisenerzer Schichten endet das variszische Stockwerk. An lithologischen Einschaltungen treten in den Eisenerzer Schichten, die zeitlich möglicherweise bis ins tiefere Oberkarbon reichen, grünlich-violette Schiefer, Grüngesteine (? Vulkanite), bräunlich-graue Sandsteine, Lydite – kieselige Schiefer und ? Porphyroide auf (H. P. SCHÖNLAUB, 1982; H. P. SCHÖNLAUB et al., 1980).

Die nächst jüngeren Schichten sind die permischen Präbichl-Schichten, die winkeldiskordant den variszischen Falten- und Deckenbau überlagern.

In den Wildschönauer Schiefern der Grauwackenzone W Zell a. See konnten mächtige Trubiditsequenzen oberordovizisch-silurischen Alters nachgewiesen werden (H. HEINISCH et al., 1987). Sie werden als Sedimente mariner Rinnenfächer entlang eines passiven Kontin-



Abb. 7.
Die klassische variszische Diskordanz am Polster.
Steilstehende, isoklinal verfaltete Devonkalke der Norischen Decke werden vom Präbichlkonglomerat an der Basis der Kalkalpen überlagert.

entalrandes interpretiert. Nach Einschaltung obersilurisch – höchst-unterdevonischer pelagischer Gesteine (kondensierte Karbonate, Schwarzschiefer, Lydite) der Klingler-Kar-Formation folgen bis zu 600 m mächtige basische Vulkanite (Ozeaninsel-Basalte, P. SCHLAEGEL, 1988). Diese werden von mindestens 450 m mächtigen Turbiditen der Schattberg-Formation überlagert (Tonschiefer, Siltsteine, Sandsteine, Konglomerate). Die Wechselfolge zeigt ein deutliches coarsening upwards, in den hangenden Teilen treten Olistholithe auf. Es lassen sich distale und proximale Faziesbereiche auskartieren; die grobklastischen Einschaltungen stellen häufig Rinnenfüllungen dar. Aufgrund der Position über höchstem Unterdevon ist ein Anhalten dieser Flyschentwicklung bis in das Karbon möglich. Geotektonisch wird hier die Umgestaltung eines passiven Kontinentalrandes zu einem orogenen Flyschtrog signalisiert (H. HEINISCH, 1988).

Die mögliche Existenz einer klastischen Karbonentwicklung deutet auch J. NIEVOLL (1983, 1987) in der östlichen Norischen Decke (Raum Veitsch) an.

Erzführende Kalke werden hier von Radschiefern unter- wie auch überlagert. J. NIEVOLL (1983, 1987) ordnet die liegenden Radschiefer (Rad-Unit) dem höchsten Ordovizium bis Silur zu. Die jüngsten nicht gemischten Conodontenfaunen aus den erzführenden Kalken wiesen auf ein do II/III-Alter, während einige wenige Kalkproben ohne optischen Eindruck einer Resedimentation schwer interpretierbare Mischfaunen beinhalten, deren Komponenten folgende Faunenmischungen zeigten:

dm/do I : do/do II : do I/do II/do VI

Die hangenden Radschiefer (Stocker-Unit sensu J. NIEVOLL, 1983, 1987) erreichen eine Mächtigkeit um 600 m und beinhalten in Phylliten bis 10 m mächtige Sandsteine (Schwerminerale: Zirkon, Turmalin, Apatit), 5 cm – 10 m mächtige saure Vulkanite in Form von Pyroklastiten bzw. einer 10 m mächtigen Lage eines felsischen Lavaflusses und eine geringmächtige Einschaltung schwarzer kieseliger Schiefer mit Radiolarien. An einer Stelle sind in den Vulkaniten in Slumpstrukturen auch epiklastische Komponenten vorhanden.

Alter und geotektonische Position der Stocker-Einheit der Radschiefer hängt vom Charakter der Liegendgrenze (tektonisch oder sedimentär) ab. Die zweite Variante würde auf eine mächtige vulkanogen beeinflußte klastische Karbonentwicklung deuten.

Die low-grade metamorphe Überprägung der Grauwackenzone erfolgte nach J.-M. SCHRAMM (1977, 1982) und L. P. BECKER et al. (1987) dreimal in ähnlicher Intensität, wobei ein Ereignis möglicherweise variszischen Alters sein kann.

3.5. Grauwackenzone/Veitscher Decke

Die klassische Gliederung im Karbon der Veitscher Decke trennt eine Visé/Namur-Flachwasserentwicklung (Typus Veitsch, Hohentauern, „Magnesitkarbon") von einer limnischen Molasseentwicklung des Westfal (Typus Sunk, „Graphitkarbon") ab. Zwischen beiden war die sudetische Phase wirksam (siehe A. TOLLMANN, 1977, cum lit.).

Biostratigraphisch verwertbare Fossilgruppen sind Korallen, Brachiopoden, Trilobiten im „Magnesitkarbon" und Pflanzenfunde vor allem im „Graphitkarbon".

Nach einer teilweisen Neubearbeitung der Veitscher Decke präsentiert sich die Schichtfolge nun als eine ± konkordant aufeinander folgende lückenlose, marine, molasseähnliche Entwicklung des Zeitbereichs oberes Visé – unteres Westfal, die nach der bretonischen Phase in einem Küsten- bis karbonatisch betonten Schelfbereich abgelagert wurde. Hinweise auf eine variszische Tektonik fehlen (L. RATSCHBACHER, 1987; J. NIEVOLL, 1983, 1987; L. RATSCHBACHER & J. NIEVOLL, 1984).

*

Innerhalb der Sedimentationsabfolgen der Veitscher Decke wurden von L. RATSCHBACHER (1985, 1987) vom Liegenden zum Hangenden folgende Formationen ausgeschieden:

Steilbachgraben-Formation

Maximal 250 m mächtige, feinkörnige, laminierte klastische Sedimentfolge mit dunklen Schiefern, feldspatführenden Sandsteinen, terrigen beeinflußten Kalken, gut gerundeten und sortierten Sandsteinen (Barrieresande), Dolomit- und Magnesitlinsen. In der Nähe der Magnesite wurden in Trieben Sulfatschichten erbohrt, bzw. treten im Bereich Kaintaleck Rauchwacken (M. KONRAD & P. WINTER, 1988) auf.

Basische, tuffogene Gesteine, die auf kontinentale Intraplattenbasalte zurückgeführt werden (W. PROCHASKA & F. EBNER, 1989) finden sich als geringmächtige Einschaltungen in der Steilbachgraben-Formation.

Faziesinterpretation: Klastische litorale Fazies und hypersalinare Schelflagune. In den hangenden Anteilen verknüpft mit Biohermen der basalen Triebenstein-Formation.

Triebenstein-Formation

Reine Karbonatkörper mit linsenförmiger Geometrie und Mächtigkeiten von einigen 10er m–300 m.

Faziesinterpretation: Subtidale Karbonatfazies mit verstreuten Biohermen einer transgressiven Entwicklung.

Fossilien und Alter: Korallen, Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden, Trilobiten indizieren Obervisé für die Steinbachgraben-Formation und basale Triebenstein-Formation.

Sunk-Formation

150 m coarsening upwards-Zyklus mit zahlreichen Zyklen 2. Ordnung (Kalk/Schiefer-Wechsellagerungen – Silt-/Sandsteine – Konglomerate). Crinoiden weisen auf marinen Charakter des gesamten Zyklus.

Geröllkomponenten: Neben Ton- und Siltgeröllen, Quarz, bis zu 5 % Granitoide, Grauwacken, Arkosen, Lydite. Der klastische Feldspatgehalt der Sedimente beträgt bis zu 27 %, weitverbreitet ist klastischer Muskovit.

In den obersten Anteilen ist häufig Rotfärbung durch feinverteilten Hämatit zu beobachten. Die örtlich bergmännisch genutzten Graphite (Sunk, Kaisersberg) sind an die Konglomerate und grobkörnige Sandsteine gebunden.

Floren aus den Schiefern geben ein Westfal A–C an (Y. TENCHOV, 1980).

Faziesinterpretation: Größtenteils marines Environment nahe einer regressiven Küstenlinie mit Deltabildungen. Konglomerate und Quarzite werden als Channelfüllungen, die feinkörnigen Sedimente als distributäre Buchtsedimente interpretiert. Gravity (Debris) flows sind für den Transport der intraformationellen Konglomerate und Geröllschiefer verantwortlich.

Die detritischen Schwermineralaspekte bestehen nach K. STATTEGGER (1982), L. RATSCHBACHER & J. NIEVOLL (1984) aus Zirkon, Turmalin, Titan-Mineralen, Apatit, Granat, wobei die Steilbachgraben-Formation durch Zirkon/Apatit-Spektren und die Sunk-Formation durch Turmalin-Vormacht gekennzeichnet sind.

Die marinen Karbon-Schichten werden möglicherweise von rotgefärbten permischen „Verrucano"gesteinen überlagert (F. NEUBAUER, 1983).

3.6. Karbon von Nötsch

Die berühmten Karbonablagerungen des Karbons von Nötsch erstrecken sich nördlich des Gailtales und westlich der Villacher Alpe über eine Länge von etwa 8 km und eine Breite von maximal 3 km. Der geologische Südrand ist eine Störungslinie gegen den Granitzug von Nötsch. Ebenso ist die Nordgrenze tektonisch; an ihre grenzt das Karbon in Form einer steilen Aufschiebung an verschiedene Gesteine der Permotrias des Drauzuges (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979, 1985).

Eine ausführliche Gesamtdarstellung des Karbons von Nötsch basierend auf einer geologischen Neuaufnahme und neu aufgesammelten Faunen und Floren erfolgte zuletzt durch H. P. SCHÖNLAUB (1985). G. & R. HAHN (1987) ergänzten die bisherigen Kenntnisse über Trilobiten.

In der in der Osthälfte des Karbons generell südfallenden Schichtenfolge werden von Norden nach Süden drei Einheiten unterschieden:

Die Erlachgraben-Formation

Sie bildet den ältesten Teil der Karbonablagerungen im Liegenden der Badstub-Brekzie und besteht aus sandigen Schiefern mit eingeschalteten Quarzkonglomeraten sowie grauen glimmerigen Silt- und Tonschiefern. Darin sind vor allem Spurenfossilien, u. a. *Zoophycos*-Bauten, sehr häufig, Pflanzen sind hingegen nur zum Teil bestimmbar. Sehr fossilreich ist der oberste Abschnitt unmittelbar im Liegenden der Badstubbrekzie mit den berühmten Fossilfundpunkten im Lerchbachgraben und entlang der Güterstraße nach Hermsberg (vgl. H. W. FLÜGEL & M. G. KODSI, 1971; H. W. FLÜGEL, 1972; R. SIEBER, 1972 und H. P. SCHÖNLAUB, 1985).

Nach der Neuaufnahme vermutete H. P. SCHÖNLAUB (1985: 679) für die Erlachgraben-Formation ein Alter an der Grenze zwischen Visé und Namur. Eine Präzisierung kann allerdings erst nach Vorliegen besseren Fossilmaterials, d. h. weiterer Goniatiten, erfolgen.

Die Badstub-Brekzie

Der auffallende Brekzienkörper ist zweigeteilt und enthält als Komponenten hauptsächlich Amphibolit-, Gneis-, Granit-, Glimmerschiefer-, Quarzit-, Marmor- und Kalktrümmer, die in einer sehr dichten stumpfgrünen Matrix eingelagert sind. Ihre Mächtigkeit ist mindestens 350–400 m. Detaillierte petrographische Beschreibungen finden sich bei F. ANGEL (1932), K. O. FELSER (1935, 1936), A. KIESLINGER (1956) und T. TEICH (1982). Die genetische Deutung war ursprünglich höchst kontroversiell und reichte von Diabas über Eruptivbrekzie bis hin zu tektonischer und sedimentärer Entstehung. Nach den Neubefunden von H. P. SCHÖNLAUB (1985) ist letztere Deutung die wahrscheinlichste.

In der Vergangenheit haben die der Badstub-Brekzie zwischengeschalteten Schiefer („Zwischenschiefer") reiche Faunen geliefert. Berühmt sind vor allem das gehäufte Auftreten von Productiden, aber auch von Korallen und Trilobiten im Steinbruch „Jakominibruch" und beim Gehöft Peterhöher (= Grazer Hube).

Von entscheidender Bedeutung für die Neugliederung und Alterseinstufung der Karbongesteine war der Nachweis von Conodonten-Leitformen in Kalkgeröllen der Badstub-Brekzie (H. P. SCHÖNLAUB, 1985). Danach ist das Vorkommen von *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF) Indiz dafür, daß die Badstub-Brekzie nur jünger sein kann als das Erstauftreten dieser Art innerhalb des jüngeren Visé. Für die Bildung der Badstub-Brekzie vermutete der Verfasser allerdings ein gering jüngeres Alter und ordnet die Brekzie dementsprechend am Beginn der Namur-Stufe ein, d. h. im ältesten Oberkarbon bzw. in der Serpukhov-Stufe des jüngsten Unterkarbons von Osteuropa.

Es sei hier erwähnt, daß die Schüttung von Kalkgeröllen sowohl in den Karnischen Alpen als auch im Karbon von Nötsch anscheinend gleichzeitig erfolgt. Inwieweit beide Gebiete vom gleichen Hinterland, einem Flachwasserschelf, beliefert wurden, ist derzeit noch ungeklärt, hat aber weittragende Konsequenzen für die alpidische Tektonik im Gailtal.

Die Nötsch-Formation

Sie umfaßt die jüngsten Gesteine des Karbons und ist eine klastische Abfolge aus grauen Tonschiefern, Siltschiefern, Sandsteinen und Fein- und Grobkonglomeraten im Hangenden der Badstub-Brekzie. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt im Nötschgraben sowie im Raum von Pölland an der Auffahrt zur Windischen Höhe. Die berühmten Fossilfundpunkte im Nötschbachgraben und in der Umgebung des Gehöftes „Fischerhube" (auch „Oberhöher" und „Oberhecher" genannt) liegen im tieferen Teil dieser Formation. Daneben sind vereinzelt Pflanzen und Spurenfossilien häufig (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1985: 683).

Der stratigraphische Umfang der Nötsch-Formation ist nicht genau anzugeben. Aufgrund der heute bekannten Trilobiten, Korallen und Pflanzen kann auf eine generelle Altersangabe vom Visé bis in die Namur-Stufe geschlossen werden. Nach geologischer Beobachtung und unter Berücksichtigung der Lagerung müssen die Gesteine der Nötsch-Formation allerdings jünger sein als die Badstub-Brekzie. Demnach ist eine Vertretung von Namur am wahrscheinlichsten, doch kommt für die höchsten Anteile ein Westfal- bzw. älteres Stefan-Alter ebenfalls in Frage.

Vom Sedimenttypus, den Bildungsbedingungen und ihrer Stellung im variszischen Orogenzyklus her werden die Karbonablagerungen von Nötsch als postorogene Molasse gedeutet, die ursprünglich das Gailtalkristallin transgressiv überlagerte und heute darin längs Bruchzonen grabenartig eingesenkt ist. Die Flanken wurden allerdings alpidisch reaktiviert und zu steilen nordvergenten Bewegungsflächen umgestaltet. Die kompressive Tektonik wirkt sich sowhl in den fossilführenden Karbonablagerungen als auch in den angrenzenden Kristallin- und Quarzpyllitgebieten aus.

3.7. Kontinentale postvariszische Molassebildungen

Im Norden des Periadriatischen Lineaments ist postvariszische Molasse in Form kontinentaler klastischer Schichten in Graufazies ausgebildet, die örtlich von z. T. rotgefärbten und vulkanogen beeinflußten permoskythischen „Verrucano"-Bildungen überlagert werden. Die Anlage dieser intramontanen Molassebecken geht auf Dehnungstektonik zurück, die nach der variszischen Orogenese im Westfal/Stefan einsetzte.

3.7.1. Grauwackenzone

Im Salzburger Raum finden sich in der Grauwackenzone im Gainfeld-Konglomerat postvariszische kontinentale Molassebildungen über dem Altpaläozoikum. Sporen lassen dafür zumindest z. T. Oberkarbon-Alter vermuten. Die Gerölle bestehen aus Grauwackenzone-Gesteinen und Albitgneisen. An der Zusammensetzung der Matrix sind klastische und vulkanogene (porphyrische) Materialien beteiligt. Das Hangende bildet eine ca. 900 m mächtige Permoskyth-Folge (H. MOSTLER, 1972a).

Eine ähnliche Position wie das Gainfeldkonglomerat (allerdings als Transgressionsbildungen auf der Phyllitgneiszone) könnten die ca. 40 m mächtigen Karbonatkonglomerate des Bartholomäberges im Montafon darstellen (H. MOSTLER, 1972b, J. G. HADITSCH et al., 1979).

In der steirischen Grauwackenzone finden sich als Molassebildungen die permischen Präbichlschichten örtlich mit prächtiger Winkeldiskordanz über deformiertem Paläozoikum, wodurch ein variszischer (Post-Visé) Deckenbau in der Norischen Decke angezeigt wird.

3.7.2. Stangnock-Formation (Gurktaler Deckensystem; Stolzalpen-Decke)

Die der Gurktaldecke winkeldiskordant auflagernden grauen Molassesedimente, die mit Pflanzen dem oberen Westfal-Stefan (W. J. JONGMANS, 1938; Y. TENCHOV, 1978a, b; A. FRITZ & M. BOERSMA, 1984) zugeordnet wurden, erfuhren in jüngster Zeit durch K. KRAINER (1989a, b) eine eingehende sedimentologische und fazielle Bearbeitung.

Die ca. 450 m mächtigen Schichtfolgen setzen sich aus fluviatilen, quarzreichen und an der Basis polymikten Konglomeraten (Gerölle: Quarz, Ortho-, Paragneise, schwach metamorphes Gurktaler Decken-Paläozoikum), Sandsteinen und Tonschiefern zusammen. Über der ca. 50 m mächtigen Basisserie (proximale polymikte Konglomerate, unreife grobkörnige Sandsteine) folgt die 300 m mächtige quarzreiche, aus mehreren Metasequenzen zusammengesetzte Hauptserie. Jede der durch synsedimentäre Tektonik gesteuerten Megasequenzen setzt über einem Erosionsrelief mit Konglomeraten eines verzweigten Flußsystems ein. Darüber folgen Konglomerate und Sandsteine eines fluviatilen Mäandersystems und zuletzt Tonschiefer mit örtlichen Anthrazitflözen als Überflutungssedimente bzw. Totarmbildungen.

Die mindestens 100 m mächtige Hangendserie unterscheidet sich von der Hauptserie im Detritus durch das Hinzutreten vulkanischer Komponenten (Porphyrquarze, vereinzelt rhyolithische Gesteinsbruchstücke). Die festgestellten Schüttungsrichtungen weisen heute von W nach E.

3.7.3. Karbon des Nößlacher Joches

Das Karbon des Nößlacher Joches lagert vermutlich dem oberostalpinen retrograd metamorphen Stainacher Quarzphyllit auf. Lithologisch wie auch faziell sind die mit Pflanzen dem Westfal D (D. STUR, 1871; G. STACHE, 1872; F. v. KERNER, 1897; W. J. JONGMANS, 1938) zugeordneten Sedimente nach einer Neubearbeitung von K. KRAINER (1990) durchaus mit jenen der Stangnock-Formation zu vergleichen. Möglicherweise wurden beide Vorkommen in ein und demselben E–W-orientierten intramontanen Molassebecken abgelagert.

4. Die Vorkommen in Ungarn

4.1. Szendrö-Gebirge

Im Szendrö-Gebirge tritt Karbon nur in der nördlichen Rakaca-Einheit auf, in der eine Karbonatplattform im Mittelkarbon von Flyschserien überlagert wird. Die Beziehungen und paläogeographische Interpretation der oberdevonen bis mittelkarbonen Formationen zeigt Abb. 9.

Das Liegende der Abfolge bildet die Rakacaszend Marmor-Formation (meist blau-grau-weiß gebänderte dickbankige Marmore) einer offenen pelagisch beeinflußten Schelfplattform. Die pelagische Beeinflussung wird durch Spaltenfüllungen und fazielle Einschaltungen von bis zu einigen Metern mächtigen gelbbraunen oder purpurgefärbten, feinkristallinen serizitischen Marmoren angezeigt. Letztere beinhalten Conodonten des Frasne (*Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp. ex gr. *gigas, Polygnathus* cf. *asymmetricus, P. pollocki, Icriodus symmetricus*, etc.); in den Spaltenfüllungen finden sich Mischfaunen, in welchen diese Formen die ältesten Elemente darstellen. Die Mächtigkeit der Rakacaszend Marmor-Formation beträgt mindestens 200 m.

In den Conodonten-Mischfaunen der Spaltenfüllungen sind Elemente des Unteren Famenne (*Palmatolepis glabra* ssp., *P. marginifera* etc.), Tournais (*Siphonodella* sp., *Pseudopolygnathus* sp., *Gnathodus punctatus*, etc.), Unterem Visé (*Gnathodus delicatus*) und Oberem Visé (*Gnathodus bilineatus bilineatus, Paragnathodus commutatus, Paragnathodus nodosus*, etc.) enthalten. Bemerkenswert ist, daß Conodonten des höheren Oberdevon bis jetzt in den Spaltenfüllungen noch nicht festgestellt wurden.

Südwestlich von Rakacaszend werden die liegenden Marmore durch einen geringmächtigen (max. 1–2 m) Horizont purpur-gefärbter feinkristalliner geschieferter Marmore überlagert, die nur die oben genannten Conodonten des Oberen Visé beinhalten.

Zwischen den Ortschaften Rakacaszend und Rakaca zeigt die Rakacaszend-Marmor-Formation eine einheitliche Überlagerung durch einen maximal 100 m mächtigen detritischen Horizont (= „Zwischenschiefer" [A. JÁMBOR, 1961]), der meist tektonisch auf einige wenige Meter reduziert ist und zu den basalen Anteilen der Szendrö-Phyllit-Formation vermittelt. Auf den Zwischenschiefer folgt mit unterschiedlicher Mächtigkeit (0–max. 200 m) die Rakaca-Marmor-Formation in karbonatischer Plattform- (Patch-reefs), Plattform/Bekken-Übergangs- und Beckenfazies. In der Plattformfazies sind die Gesteine gleich wie innerhalb der Rakacaszend-Marmor-Formation ausgebildet (meist blaugrau-weiß gebändert), während in der Beckenfazies bläulich-graue bis dunkelblaugraue, fein kristalline, ge-

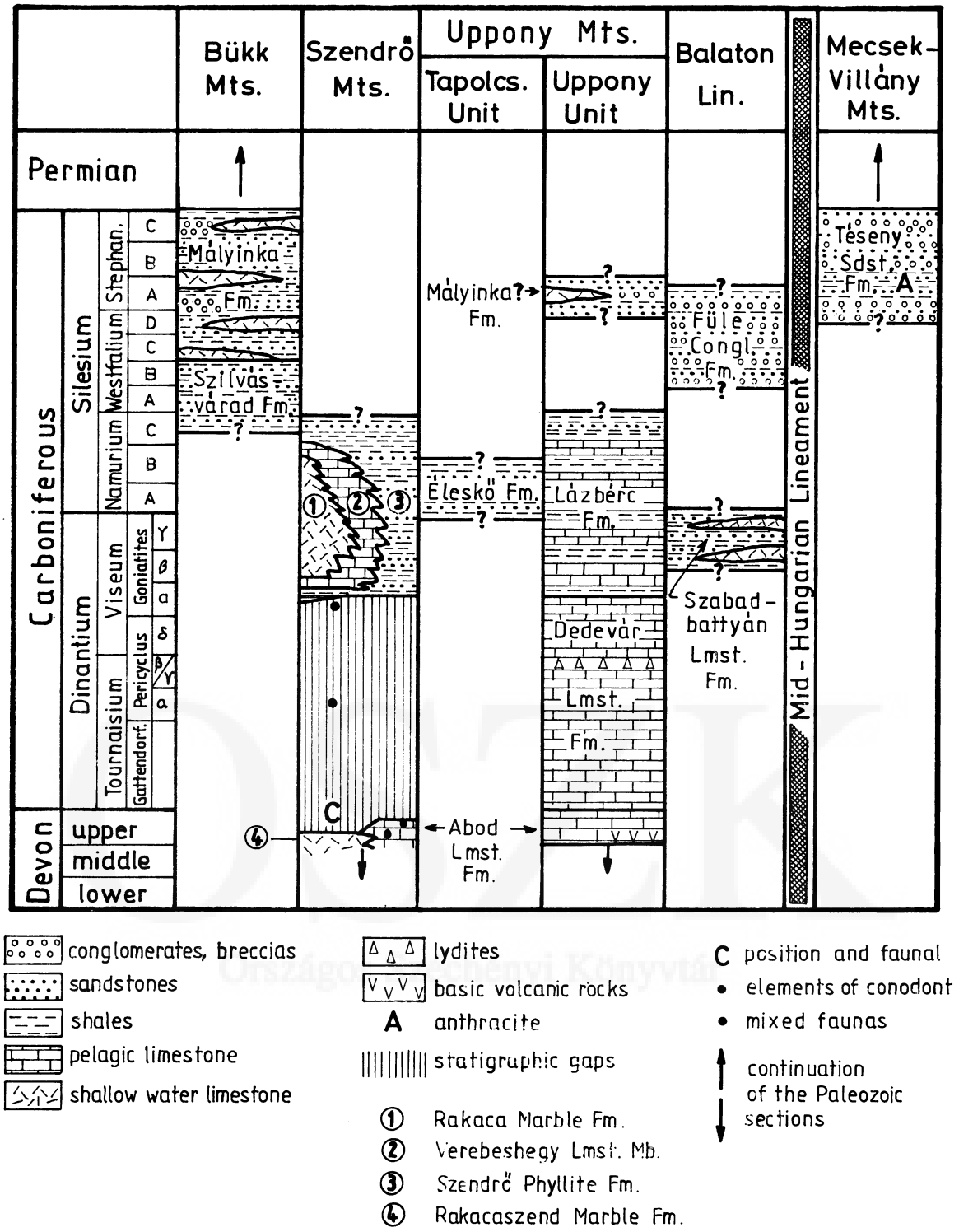


Abb. 8.
Stratigraphische Tabelle des Karbons von Ungarn.
Nicht auszuschließen ist, daß die Topolcsány-Formation im Vorkommen Uppony ähnlich der Bischofalmfazies in den Karnischen Alpen bis in das Unterkarbon reicht.

bänderte Marmore (Verebeshegy-Kalk-Member) auftreten. Die Übergangsfazies zeigt alle Variationen zwischen den genannten Typen (Bezeichnung durch die lokalen Steinmetze als Schaumigmarmor). Conodonten aus Gesteinen der Beckenfazies deuten auf einen Zeitbereich, der im Oberen Visé beginnt (*Gnathodus bilineatus bilineatus, Paragnathodus nodosus*) und durch das Serpukhov (*Gnathodus bilineatus bollandensis*) bis in das tiefere Bashkir (*Idiognathoides noduliferus noduliferus, Idiognathoides sinuatus*, etc.) andauert. Diese Alterszuordnung kann auch auf die mit der Beckenentwicklung verzahnenden Übergangs- und Plattformfazies sowie die liegenden Anteile der Szendrö-Phyllit-Formation (Meszes Member) übertragen werden.

Südöstlich von Rakacaszend werden jedoch nur Olisthothrymmata der Plattform- und Beckenentwicklung

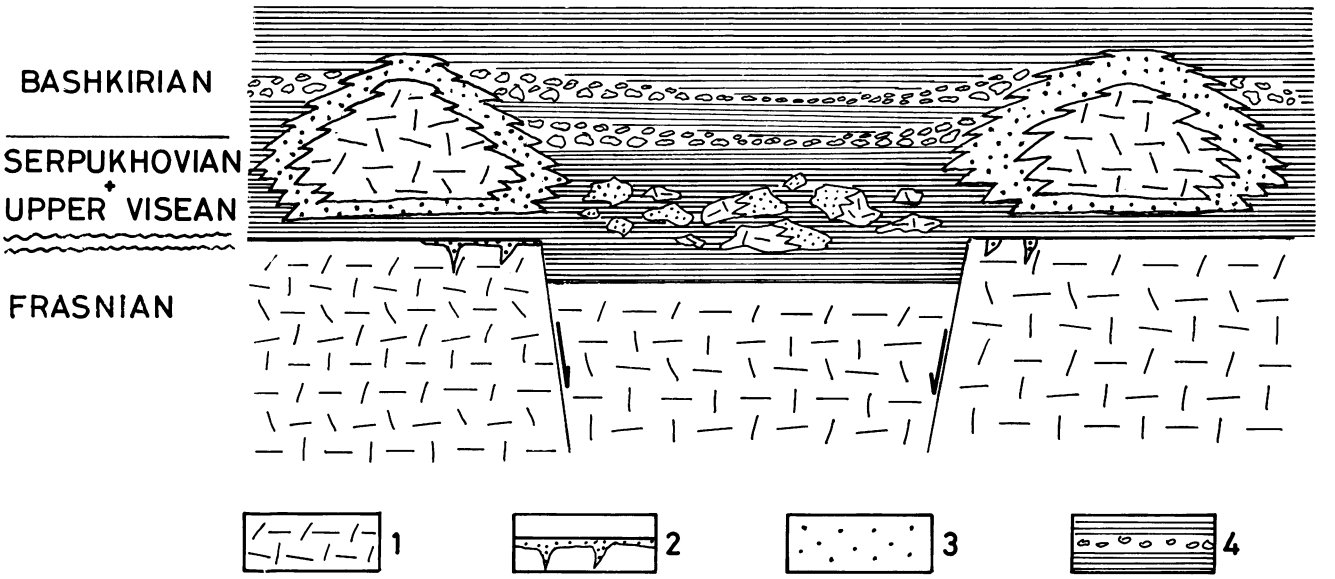


Abb. 9.
Rekonstruktionsbild für das Sedimentationsgeschehen im Mittelkarbon von Szendrö (S. KOVÁCS, 1988).
1) Karbonatplattform-Fazies. Hellblaugrauer, gebänderter, grobkristalliner Marmor (Frasne: Rakacaszend-Marmor-Formation; jüngeres Visé–älteres Bashkir: Rakaca-Marmor-Formation).
2) Pelagische Spaltenfüllungen (gelblichbrauner bis rötlicher, feinkristalliner Marmor) im Top der Rakacaszend-Marmor- Formation mit Conodontenmischfaunen aus dem Frasne bis jüngerem Visé.
3) Karbonatbecken-Fazies (jüngeres Visé bis älteres Bashkir), verzahnend mit den Patch-Riffen der Rakaca-Marmor-Formation (Verebeshegy-Kalk-Member: dunkelblaugrauer, feinkristalliner gebankter Marmor).
4) Szendrö-Phyllite (Flysch-ähnlich) mit Kalkolisthostromen.

innerhalb der Szendrö-Phyllite gefunden. Diese führen dieselben zuvor genannten Obervisé- bis Unterbashkir-Conodonten.

In der 500 bis 600 m mächtigen Szendrö-Phyllit-Formation treten im liegenden Meszes-Member dunkelgraue Phyllite auf, in denen Horizonte von Kalkolisthostromen, allodapischen Kalken und turbiditischen Sandsteinen weit verbreitet sind. Conodonten aus den resedimentierten Kalken deuten darauf hin, daß das Liefergebiet die vorhin genannten Plattform-Beckenkarbonate des Rakaca-Marmors waren. Untergeordnet sind in den gravitativ verfrachteten Kalken auch Komponenten des Mitteldevon und Tournais zu finden.

In den höheren Anteilen der Szendrö-Phyllit-Formation (jüngeres Bashkir) treten in den dunkelgrauschwarzen Phylliten nur mehr selten turbiditische Sandsteine auf. Der unreife Charakter des detritischen Materials wird durch den hohen Feldspatgehalt und die hohen Plagioklas/Quarz- bzw. Chlorit/Serizit-Verhältnisse angezeigt. Dies deutet auf rasche Erosion im Liefergebiet und raschen Transport (P. ÁRKAI, 1982, 1983).

Mit der Szendrö-Phyllit-Formation endet die bekannte paläozoische Schichtfolge des Szendrö-Gebirges.

Die Intensität der Metamorphose erreichte innerhalb der Rakaca-Einheit die Grünschieferfazies (400°C und 3 kb, P. ÁRKAI, 1983).

Die sedimentäre Entwicklungsgeschichte der Rakaca-Einheit kann kurz folgend zusammengefaßt werden (vgl. auch Abb. 9):

Im Frasne wurde die Karbonatplattform des Rakacaszend-Marmors abgesenkt. Zusätzlich wurde die absinkende Plattform von heftigen Bodenströmungen von Sedimenten freigehalten, sodaß bis in das späte Visé keine Sedimentschichten überliefert wurden. Die pelagischen Sedimente dieses Zeitraumes sind jedoch in den gelblich-braunen bis purpur gefärbten, feiner kristallinen Spaltenfüllungen und deren Conodontenmischfaunen des Frasne bis oberen Visé erhalten. Im jüngsten Visé, etwa zeitgleich zur sudetischen Phase, zerbrach nach einem kurzen aber einheitlichen detritischen „Event" die Plattform. Auf als Hochzone verbleibenden Blöcken ging die Karbonatproduktion weiter. Es bildeten sich Patch-Reefkörper, die mit Beckensedimenten verzahnten (Rakaca-Marmor s. str., Verebeshegy-Kalk-Member). Im absinkenden Teilbereich begann nun eine turbiditische, tonig-sandige Flyschsedimentation.

Die Kalk-Olisthostrome, Olisthothrymmata bzw. allodapischen Kalke wurden fast ausschließlich von den zeitgleichen Karbonat-Builtups angeliefert (S. KOVÁCS, 1987; S. KOVÁCS, 1988 in Druck).

Nach dem unteren Bashkir kam die Sedimentation der Karbonate zum Erliegen. Überall in dem schlecht durchlüfteten Becken erfolgte nun eine feine detritische turbiditische Sedimentation.

4.2.1. Uppony-Einheit

Die nördliche Uppony-Einheit ist aus stark verschuppten, hauptsächlich karbonatischen Gesteinen des Mitteldevon – Mittel-/?Oberkarbon aufgebaut. In der Überlagerung der metatuffitischen, „cipollino"-ähnlichen Abod-Kalke setzt das Karbon mit der nur einige m mächtigen Dedevár-Kalk-Formation mit bläulichen, purpurfarbenen oder einheitlich grauen Flaserkalken ein. Im Gegensatz zu den Abod-Kalken sind die Dedevár-Kalke frei von metatuffitischen Einschaltungen. Ihre Alterszuordnung in das Tournais stützt sich auf einige *Siphonodella*-Arten und *Polygnathus inornatus, Pseudopolygnathus* sp. etc., während tieferes Visé durch *Gnathodus delicatus* angezeigt wird. Im tieferen Visé ist weiters ein 1–2 m mächtiger Lydit-Horizont ausgebildet.

Der größte Teil des Uppony-Karbons wird aber durch die mindestens 200–300 m mächtige Lázbérc-Formation eingenommen. Die Zeitspanne dieser Formation erstreckt sich aufgrund der in den Kalkhorizonten gefundenen Conodonten vom Obervisé (*Gnathodus bilineatus bilineatus, Paragnathodus nodosus*) bis in das Unter-Bashkir (*Idiognathoides sinuatus, I. noduliferus noduliferus* etc.). Unterschiedlich zu der Szendrö-Phyllit-Formation finden sich in der Lázbérc-Formation keine Hinweise auf Resedimentation karbonatischer Materialien. Die Formation setzt sich aus Wechsellagerungen bläulich-grauer und dunkel-blaugrauer, feinkristalliner, dünn-dickbankiger und manchmal plattig ausgebildeter Kalke und grauer, grünlich oder gelblich anwitternder Schiefer zusammen. Untergeordnet treten auch geschieferte Mergel und Kalkschiefer auf. In einem Bereich der südlichen Uppony-Einheit treten Wechsellagerungen von Schiefern und Sandsteinen ohne Kalkeinschaltungen auf.

Örtlich zeigen die Kalke nur geringe Umkristallisation. Dort kann die ursprüngliche Mikrofazies noch erkannt werden: Es waren Mikrite – Biomikrite mit Echinodermen-Fragmenten, Ostracoden und ? kalzitisch erhaltenen Radiolarien. Das niedrige Felspat/Quarz- und Chlorit/Serizit-Verhältnis deutet auf ein reifes detritisches Material (P. ÁRKAI et al., 1981; P. ÁRKAI, 1982). Der Ablagerungsraum war ein ruhiges Becken mit reduzierendem Milieu im Bodenbereich.

In einer schmalen Zone im südlichen Teil der Uppony-Einheit sind zusätzlich grobkörnigere, karbonatische detritische Gesteine in einer Mächtigkeit von einigen 10er-Metern aufgeschlossen. Es sind meist graue, mittel- bis grobkörnige, massige bis dickbankige, kalkige Sandsteine bzw. bläulich-graue, sandige Kalke.

Zusätzlich finden sich Feinkonglomerate und geröllführende Sandsteine mit kleinen weißen Quarzit- und schwarzen Lyditgeröllen (max. Durchmesser von 1–2 cm) und bläulich-graue, feinkörnige, mitunter Crinoiden führende Kalke, die oft auch in 1–2 m großen Linsenkörpern oder intraformationellen Kalkbrekzien auftreten. Das Alter dieser Gesteine kann mangels geeigneter Fossilfunde nicht angegeben werden. Die gut gerundeten Quarzit- und Lyditgerölle deuten aber auf Upliftbewegungen irgendwo im Hinterland. Deshalb werden diese Gesteine als die jüngsten Bildungen des Uppony-Paläozoikums angesehen und mit der Mályinka-Formation des Bükk-Gebirges verglichen. Diese Korrelation wird durch Ähnlichkeiten der Sandsteine beider Lokalitäten in Lithologie, Textur und Mineralbestand unterstützt (J. IVANCSICS).

4.2.2. Tapolcsány-Einheit

In der südlichen Tapolcsány-Einheit ist Karbon bisher noch nicht biostratigraphisch nachgewiesen. Nur die 50–100 m mächtige Élesko-Formation wird versuchsweise als ein mittelkarboner Olisthostromkörper interpretiert. Als Olistholithe finden sich bläulich-graue, pelagische Kalke (manchmal mit Styliolinen), die in einer Matrix von kalkigen Schiefern, siltigen Schiefern und geschieferten Mergeln eingebettet sind. Das Alter der Kalkblöcke erstreckt sich aufgrund der nachgewiesenen Conodonten vom oberen Ems (*Polygnathus serotinus*) bis in das tiefere Famenne (*Palmatolepis perlobata, P. subperlobata, P. glabra* ssp., etc.).

Früher wurde die Tapolcsány-Formation s. l. (in der älteren Literatur als „IIIrd Series" bezeichnet) als das jüngste Schichtglied des Uppony-Paläozoikums betrachtet, als verbindendes Element zum Bükk-Karbon angesehen und als Flysch interpretiert (K. BALOGH, 1964; H. KOZUR & R. MOCK, 1977; H. W. FLÜGEL, 1980). Innerhalb dieser Einheit sollten aber drei Formationen unterschieden werden, die aufgrund ostalpiner Analogien folgend korreliert werden könnten:

- Oberordovizium
  Rágyincsvölgy Quarzsandstein-Formation; Csernelyvölgy Sandstein-Formation (Grauwacken).
- Silur
  Tapolcsány-Formation s. str. (dunkle kalkfreie Schiefer, schwarze Radiolarien führende Lydite, schwarze und graue kieselige Schiefer mit basischen Vulkaniten).

Keine dieser Formationen besitzt Flyschcharakter, Resedimentation fehlt völlig und weiters zeigt das reife Sedimentmaterial der Tapolcsány-Formation s. str. ein ganz anderes Erscheinungsbild als das der flyschoiden Szendrö-Phyllit- und der Szilvásvárad-Formation (P. ÁRKAI, 1982, 1983).

Die Schichtfolgen des Uppony-Paläozoikums (sowohl der Uppony- als auch der Tapolcsány-Einheit) wurden bei 350°C und 2,5 kb in der hohen Anchizone metamorph überprägt (P. ÁRKAI, 1983).

4.3. Bükk-Gebirge

Das Paläozoikum des Bükk-Gebirges beginnt mit der flyschoiden Szilvásvárad-Formation: dunkelgraue bis schwarze Schiefer, geschieferte Siltsteine mit feinkörnigen, häufig gradierten Sandstein-Einschaltungen. Selten treten geröllführende Sandsteine und „konglomeratische", silicoklastische Olisthostrome auf. Einschaltungen von Karbonaten fehlen völlig. Das hohe Feldspat/Quarz- und Chlorit/Serizit-Verhältnis charakterisiert eine geringe Reife des detritischen Materials (P. ÁRKAI, 1982, 1983).

Biostratigraphische Daten sind bis jetzt noch nicht verfügbar. Aufgrund ihrer Position unter der Mályinka-Formation muß die Szilvásvárad-Formation jedoch älter als oberes Moskow sein. Die sedimentäre Fazies und der prämetamorphe Mineralbestand ist ident mit der oberen Szendrö-Phyllit-Formation (P. ÁRKAI, 1982). Aufgrund dieser Beobachtungen kann die Szilvásvárad-Formation in stratigraphischer Hinsicht eventuell als die Fortsetzung der Szendrö-Phyllite oder sogar z. T. sogar als zeitgleiche Bildung angesehen werden. Die Mächtigkeit der Szilvásvárad-Formation wurde von K. BALOGH (1964) auf ca. 1100 m geschätzt.

Überlagert wird die Szilvásvárad-Formation durch die karbonatisch-klastische Flachwasserentwicklung der Mályinka-Formation, die sich durch ihren Fossilreichtum auszeichnet. Sie besteht aus einer 400–500 m mächtigen Wechsellagerung dunkelgrauer-schwarzer, teilweise fossilführender Schiefer, Siltsteinen, Sandsteinen und grauen bis blaugrauen, fossilführenden Kalken und Quarzkonglomeraten. Die detritischen Gesteine zeigen im Vergleich zur Szilvásvárad-Formation keinen turbiditischen Charakter. Die häufigsten Fossilien sind Fusuliniden, Korallen, phylloide Algen, Dasycladaceen, Brachiopoden, Bivalven, Crinoiden etc.

Aufgrund der Fusuliniden und Conodonten wird das Alter dieser Formation vom oberen Moskow (Podolskyan und Myachkovian) bis ins Gzhelian angegeben (ROZOWSKAYA, 1963; H. KOZUR, 1984). H. KOZUR (1984)

schließt jedoch nicht aus, daß die oberste Fusulinenkalk-Linse bei Csikorgó ins Asselian gehört.

Es hat den Anschein, daß zwischen der Ablagerung der Szilvásvárad-Formation und Mályinka-Formation kein tektonisches Ereignis stattfand; K. BALOGH (1964) schied sie nicht einmal als getrennte Formationen aus! Der sedimentäre Kontakt zwischen den turbiditischen feinklastischen Gesteinen der Szilvásvárad-Formation und den basalen Karbonaten der Mályinka-Formation ist aus dem Kern der Bohrung Nagyvisnyó-18 ersichtlich (S. KOVÁCS et al., 1983).

Äquivalente der Rattendorfer Schichten und Trogkofel-Kalke fehlen im Bükk-Paläozoikum. Die Mályinka-Formation als Gegenstück zu den südalpinen Auernig-Schichten wird nach den letzten Bohrergebnissen (PELIKÁN, pers. Mitt.) von der Evaporit-führenden lagunären Szentlélek-Formation mit einem geringmächtigen Kalkbrekzienhorizont an der Basis (wahrscheinlich mit der Tarviser Brekzie der Karnischen Alpen korrelierbar) überlagert.

Der Grad der metamorphen Überprägung nimmt im Jungpaläozoikum der nördlichen Bükk-Antiklinale vom W (diagenetische Zone) nach E bis in die Epizone zu (P. ÁRKAI, 1983).

Die Mályinka-Formation wurde auch in der Bohrung Nagybátony-324 NW der Darnó-Störung angetroffen (S. KOVÁCS & A. BERCI-MAKK; H. KOZUR, 1984).

4.4. Balaton-Linie

In Transdanubien sind Sedimentgesteine des Karbons nur entlang der Balaton-Linie zwischen dem Plattenseee und den Velence-Hügeln bekannt. Nach einer persönlichen Mitteilung von A. DUDKO kann die Schichtfolge von Szabadbattyán als das normale Basement des Transdanubikums an der S-Flanke der Synklinale angesehen werden.

Die flachmarine Szabadbattyán-Kalk-Formation besteht aus schwarzen bituminösen Kalken mit zwischengeschalteten grünlich- grauen Sandsteinen, dunkelgrau-schwarzen Siltsteinen/Schiefern und grünlichgrauen pelitischen Kalken. Teilweise war diese Schichtfolge von einer ankeritischen Metasomatose betroffen. Bekannt ist die Szabadbattyán-Kalk-Formation nur aus Untertageaufschlüssen (Bergbaue, Bohrungen). Detailbeschreibungen gehen auf J. KISS (1951), A. FÖLDVÁRI (1952) und G. LELKES-FELVÁRI (1987) zurück. Aufgrund der unvollständigen Abfolgen sind weder die Mächtigkeit noch das Liegende oder Hangende genau bekannt. Die derzeit nachgewiesene Maximalmächtigkeit (119,4 m) geht auf die Bohrung Szabadbattyán-1 zurück.

Die schwarzen fossilführenden Kalke beinhalten Korallen, darunter *Hexaphyllia mirabilis* (A. FÖLDVÁRI, 1952; S. MIHÁLY, 1973), Brachiopoden (*Gigantoproductus transdanubicus*, etc.; [A. FÖLDVÁRI, 1952; Cs. DETTRE, 1971]), Foraminiferen, Crinoidendetritus, Kalkalgen (*Girvanella* sp. [M. MONOSTORI, 1978]). Aufgrund dieser Fauna wird die Szabadbattyán-Formation von allen genannten Autoren in das Obere Visé eingestuft.

Das Füle-Konglomerat, das auch obertags ansteht, ist eine weitere Karbon-Formation dieser Region. Diese Molasse-ähnliche fluviatile Abfolge besteht aus grauen und rötlich gefärbten Konglomeraten und Sandsteinen mit Einschaltungen pflanzenführender Siltsteine und Schiefer (meist mit *Pecopteris* und *Cordaites* [S. MIHÁLY, 1980]). Im Geröllspektrum herrschen Quarzite, Glimmerquarzite und Quarzpyhllite vor (G. LELKES-FELVÁRI, 1978). Die aus einem Bohrloch bekannte Maximalmächtigkeit erreicht 600 m; Pflanzen und Sporomorpha geben als Alter Westfal–Unteres Stefan an (A. BARABÁS-STUHL, 1971).

5. Paläogeographie

Paläogeographische Rekonstruktionen der ost- und südalpinen Karbonvorkommen sind nicht zuletzt wegen einer z. T. noch immer unzureichenden Kenntnis der alpidischen Vorgänge in vielen Punkten unsicher. Die Verbindung der klassischen sedimentären Karbonvorkommen mit dem Altkristallin, die primäre Position der einzelnen Vorkommen zueinander, Alter und Auswirkung variszischer und alpidischer Orogenphasen, die Platznahme des Drauzuges, die Herkunft exotischer Gosaugerölle, Bedeutung und Verlauf des Periadriatischen Lineaments und die faziell-stratigraphische Vergleichbarkeit des österreichischen Karbons mit jenem Ungarns sind einige Fragen, die in den letzten Jahren zunehmend diskutiert wurden. Ein Teil der angeführten Probleme ist derzeit noch nicht befriedigend gelöst. Es wird daher von unserer Seite auf die Darstellung eines allgemein gültigen paläogeographischen Modells verzichtet. Aus der Vielzahl von Vorstellungen greifen wir aber einige markante Fakten und Denkanstöße heraus, die zusammen mit vielleicht visionären Gedanken die Richtung andeuten, in die sich in Zukunft ein gültiges Gesamtmodell entwickeln könnte.

Ein roter Faden durch die zuletzt publizierten Modelle ist die primäre Position des ostalpinen Karbons zwischen dem Altkristallin im Norden und einem synchron einsinkenden Flyschtrog (Hochwipfelflysch) im Süden. Zwischen den Ost- und Südalpen fehlt aber auf jeden Fall ein voralpidischer Krustenstreifen unbekannter Breite! Dies führte H. W. FLÜGEL (1977) auf primär getrennte Ablagerungsräume oder eine postpaläozoische Amputation im Übergangsbereich zurück.

Ungarische Geologen glauben, dieses fehlende Krustensegment im östlichen Teil der Pelsö-Haupteinheit wiederzufinden. Bezogen auf permische und mesozoische Fazieszonen ist es das Transdanubikum.

Die räumliche Eingliederung der einzelnen Teilbereiche in das präorogene Variszikum beinhaltet in den verschiedenen Modellen als offene Punkte u. a. eine unterschiedliche Position des Mittelkärntner–Murauer Paläozoikums (Gurktaler Decke) zur Norischen Decke der Grauwackenzone und eine nicht näher definierte Lage des Grazer Paläozoikums. F. NEUBAUER & U. HERZOG (1985) sehen in den karbonen vulkanoklastischen Gesteinen des Mittelkärntner Raumes ein zum Hochwipfelflysch vermittelndes Faziesglied. Wir lehnen diese Vorstellungen aber mangels geeigneter Evidenzen ab.

Im altalpidischen Deckenbau des Grazer Paläozoikums findet sich ein stärker metamorpher Unterbau, der an das Paläozoikum der Gurktaler Decke erinnert, über dem das klassische Paläozoikum der Rannach- und Hochlantsch-Decke in nicht- bis anchimetamorpher Ausbildung zu liegen kommt. Die Beziehungen des Grazer Paläozikums zur Gurktaler Decke sind unklar, obwohl im Süden Gesteine, die mit der Gurktaler

Decke vergleichbar sind, bis auf 10 km an das Grazer Paläozoikum herankommen. Die Position beider Großvorkommen zueinander kann aber auch durch Bohraufschlüsse im Oststeirischen Becken nicht geklärt werden, da eine Zuordnung der erbohrten Paläozoika nicht einwandfrei möglich ist (vgl. H. W. FLÜGEL, 1988; F. EBNER, 1988).

Eine wichtige Frage für die Klärung der paläogeographischen Beziehungen ist das Alter der variszischen Tektonik in den einzelnen Einheiten.

- Grauwackenzone (Norische Decke) und Mittelkärnten:
  Sudetisch–asturisch; kontinentale Molasse mit fraglichem Beginn im jünsten Oberkarbon.
- Grazer Paläozoikum (Rannach-, Hochlantsch-Decke):
  Bis in den Grenzbereich Namur/Westfal ist keine gefügeprägende Phase nachweisbar (F. EBNER, 1978a, b; Ch. ZIER, 1981, 1983). Molasseentwicklungen sind nicht bekannt.
- Veitscher Decke:
  Variszische Metamorphose- und Deformationserscheinungen sind nicht nachweisbar (L. RATSCHBACHER, 1984, 1987; L. RATSCHBACHR & K. KLIMA, 1985).
- Karbon von Nötsch:
  Postorogene Molasse mit einem zeitlichen Umfang von Visé bis Westfal. Spätvariszische (saalische) Tektonik ist derzeit nicht beweisbar.
- Südalpen:
  Die variszische Haupttektonik fand im Westfal statt. Es folgte im jüngsten Mittelkarbon ab Westfal D bzw. Miatschkovo (Moskau-Stufe) die marine Auernig-Molasse.
- Bükk-Einheit:
  Im Szendrö- und Uppony-Gebirge manifestiert sich die sudetische Phase im Obervisé durch den Beginn klastischer Sedimentbeeinflussung. Im Szendrö-Gebirge ist damit auch der Beginn einer flyschartigen Sedimentation verbunden. In beiden Gebieten ist eine ununterbrochene klastisch/karbonatische Sedimentation mindestens bis in das untere Bashkir biostratigraphisch nachgewiesen, die sich sicherlich in einer reinen klastischen Sedimentation fortsetzt, wofür bisher aber noch keine biostratigraphischen Daten existieren.

  Im Bükk-Gebirge ist der Flysch sicher älter als Ober-Moskau (Prä-Miatschkovo). Fossilfunde fehlen aber ebenfalls. Winkeldiskordanzen oder Metamorphoseunterschiede konnten, ähnlich den Verhältnissen im Jadar-Paläozoikum NW Serbiens (M. DIMITRIJEVIĆ, 1982), zwischen der Szilvásvárad- und der Mályinka-Formation nicht festgestellt werden.

  Die Szendrö-Pyhllit-Formation (besonders in ihren hangenden Anteilen) und die Szilvásvárad-Formation zeigen eine vergleichbare turbiditsche Fazies und gleichen prämetamorphen Mineralbestand (P. ÁRKAI, 1983). Es ist daher gut möglich, daß sich beide in stratigraphischer Hinsicht überlappen und die Szilvásvárad-Formation die primäre Fortsetzung der Szendrö-Phyllit-Formation bildet. Da es unwahrscheinlich ist, daß ein tektonisch-metamorphes Ereignis diese Flyschentwicklung abschloß (P. ÁRKAI [1983] konnte keine variszische Metamorphose nachweisen), sind in der Bükk-Einheit keine Spuren einer variszischen Orogenese erkennbar.
- Gemerikum (Slowakei):
  Nachweis einer bretonischen Orogenese verbunden mit Metamorphose; danach vom späten Visé – ?Stefan Sedimentation einer marinen und einer kontinentalen permischen Molasse (S. VOZÁROVÁ & J. VOZÁR, 1988).
  Die marine Molasse zeigt einige litho- und biofazielle Beziehungen zum Karbon von Nötsch und der Veitsch. Vergleiche der Badstub-Brekzie mit dem Bindt-Rudnany-Konglomerat können im Hinblick auf das Basement interessant sein.
- Balaton-Gebirge (Szabadbattyán, Füle):
  Ein entlang des Gailtal–Balaton-Lineaments auftretender, oder entlang dieser Linie verschobener Span mit Sedimenten vom Typus Nötsch.

*

Hinweise auf bretonische Deformationsakte sind in den sedimentären Schichtfolgen nicht nachweisbar, obwohl in der Norischen Decke der Grauwackenzone in Mittelkärnten, dem Grazer Paläozoikum und in den Südalpen in dem dafür in Frage kommenden Zeitraum Schichtlücken, Aufarbeitungshorizonte, Erosionsniveaus, verbunden mit Conodontenmischfaunenbildungen, und offensichtlich auch eine Verkarstung weit verbreitet sind. Dafür ist sicherlich eine verstärkte synorogene Tektonik, verbunden mit weiträumigen Meeresspiegelschwankungen (Oberdevon-Regression infolge kontinentaler Vereisung auf der Südhalbkugel) verantwortlich. Die Schichtfolgen des Flachwasserkarbons (Nötsch, Veitsch) betrachtete H. W. FLÜGEL (1977) als zur bretonischen Phase bezogene postorogene Plattformentwicklungen, die ohne Zwischenschaltung altpaläozoischer Sedimente transgressiv einem mesozonalen Kristallin auflagern (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1985).

Hinweise dafür sind Kristallinkomponenten in der Badstubbrekzie von Nötsch (C. EXNER, 1983) bzw. östlich von Bruck an der Mur der Kontakt der Veitscher Decke mit der „Prieselbauer Kristallinscholle", in der eine intradevonische Metamorphose nachgewiesen wurde (F. NEUBAUER et al., 1987).

Das postbretonische Karbon der Gemeriden überlagert direkt die Schuppenstruktur der epizonal metamorphen Racovec-Serie und nicht mesozonales „Altkristallin". Sollte für Veitsch und Nötsch ein ähnlicher Fall angenommen werden, so würde dies provokativ eine Gleichstellung des gemerischen Paläozoikums mit der Nördlichen Grauwackenzone nach sich ziehen. Nahezu fehlende Biostratigraphie, das untergeordnete Auftreten von Karbonaten und mächtige mafische Gesteine in der Racovec-Serie erschweren diese Entscheidung.

Aus der zeitlichen Abfolge der Orogenphasen wird ein N–S-Wandern der variszischen Orogenfront abgeleitet (H. P. SCHÖNLAUB, 1979 u. a.). Lediglich das Grazer Paläozoikum fällt aus diesem Schema heraus.

N–S-gerichtete Unterschiede in der orogenetischen Ausgestaltung zeigen sich auch im Gemerikum mit einer nachgewiesenen bretonischen Phase und in der südlich davon gelegenen Bükk-Einheit, in der keine variszische Phase nachgewiesen werden kann. Berücksichtigt man das E-gerichtete „Escape" der Pelsö-Haupteinheit (Drauzug-Transdanubikum-Bükk-Gemerikum), so fällt das Grazer Paläozoikum aufgrund seiner ursprünglichen Nachbarschaft zum Szendrö–Uppony-Paläozoikum nicht mehr aus dem Rahmen!

Die heutige Position der Veitscher Decke und des Karbons von Nötsch im alpidischen Deckenbau versuchte H. W. FLÜGEL (1977, 1980) dadurch zu erklären, daß das allseits von tektonischen Linien begrenzte Nötscher Karbon ein tektonisches Fenster und keinen Transgressionsverband mit dem Drauzug bildet und der Karbontrog von Nötsch und Veitsch außerdem schräg zum alpidischen Streichen verlief.

Nach der Ansicht von S. KOVÁCS stellt das Karbon von Nötsch und in ähnlicher Weise Szabadbattyán einen kleinen verschobenen Span innerhalb der Gailtal-Balaton-Strike-slip-Zone dar.

Da für Tektonik und Metamorphose im Karbonhinterland nur kurze Zeit zur Verfügung stand, in der sich kaum größere Überlagerungsmächtigkeiten bilden konnten, deuteten A. PILGER (1975) und H. W. FLÜGEL (1977) an, daß für die Erzeugung des variszischen Metamorphosebildes der Ostalpen auch tektonische Versenkung und Deckenstapelung notwendig wären.

Antworten auf die angeschnittenen Fragen geben Modellvorstellungen, die versuchen, das mittelostalpine Kristallin mit dem sedimentären klassischen Karbon zu verknüpfen.

W. FRISCH et al. (1984) sehen in den ostalpinen altpaläozoischen Abfolgen überwiegend Schelfsedimente mit Einschaltungen von Vulkaniten. In der ersten Teilphase der variszischen Orogenese bildeten sich im Karbon SE-vergente Abscherdecken, syntektonische Flysche und Granitoide im Zusammenhang mit einer Regionalmetamorphose. Aufbauend auf diesem Modell gehört das Flachwasserkarbon (Nötsch, Veitsch) nach L. RATSCHBACHER (1984, 1987) einem Ablagerungsbereich über dem ostalpinen Kristallin an, dessen altpaläozoisches Dach bei der bretonischen Orogenese nach Süden abglitt und dessen Basement granitisch intrudiert wurde (370–320 Mio. J.). Heraushebung und tiefreichende Erosion stellen nun den klastischen Input für die Veitscher Decke bereit. Die übrigen ostalpinen Vorkommen nehmen eine weiter im Süden gelegenen Sedimentationsraum ein, der ebenfalls über dem ostalpinen Basement liegt (postbretonisches Becken). Für ein mögliches Hinterland und Liefergebiet der Klastika der Veitscher Decke wird aufgrund der Schwermineralspektren das unterostalpine Kristallin gehalten. Nach diesem Modell war daher die Anordnung der Faziesbereiche im postbretonischen Becken von Nord nach Süd wie folgt:

Veitscher Decke (küstennah)
Nötsch (offshore)
Andere ostalpine Karbonvorkommen (Becken)
Südalpen (Flysch).

Für den Gemer–Bükk-Bereich kann folgende Faziesanordnung rekonstruiert (Abb. 10) und Korrelation mit den Ost- und Südalpen erstellt werden:

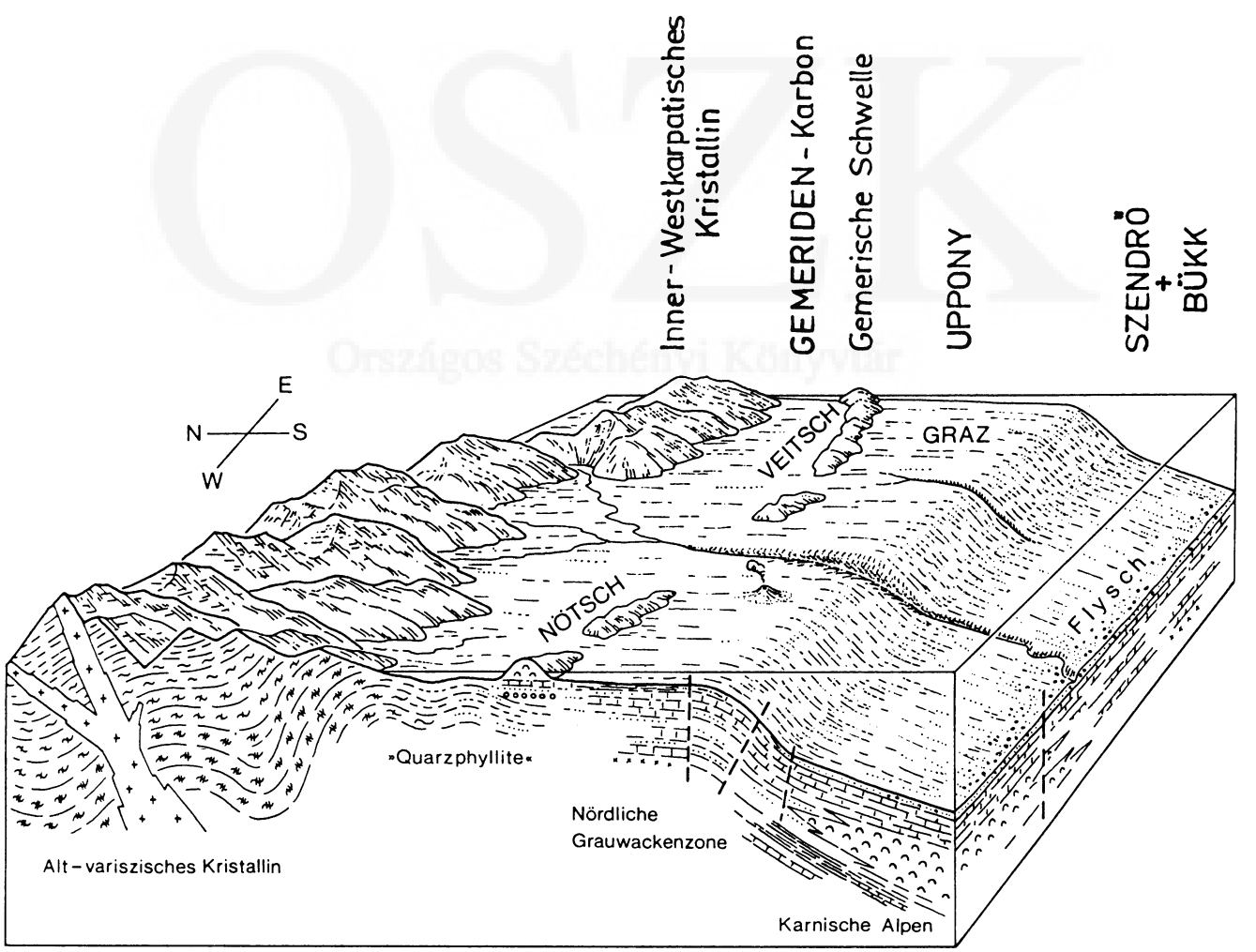


Abb. 10.
Korrelation und paläogeographisches Schema der Mittelkarbon-Vorkommen der Gemer-Bükk-Einheiten mit denen der Ost- und Südalpen (Karnische Alpen, S-Karawanken).

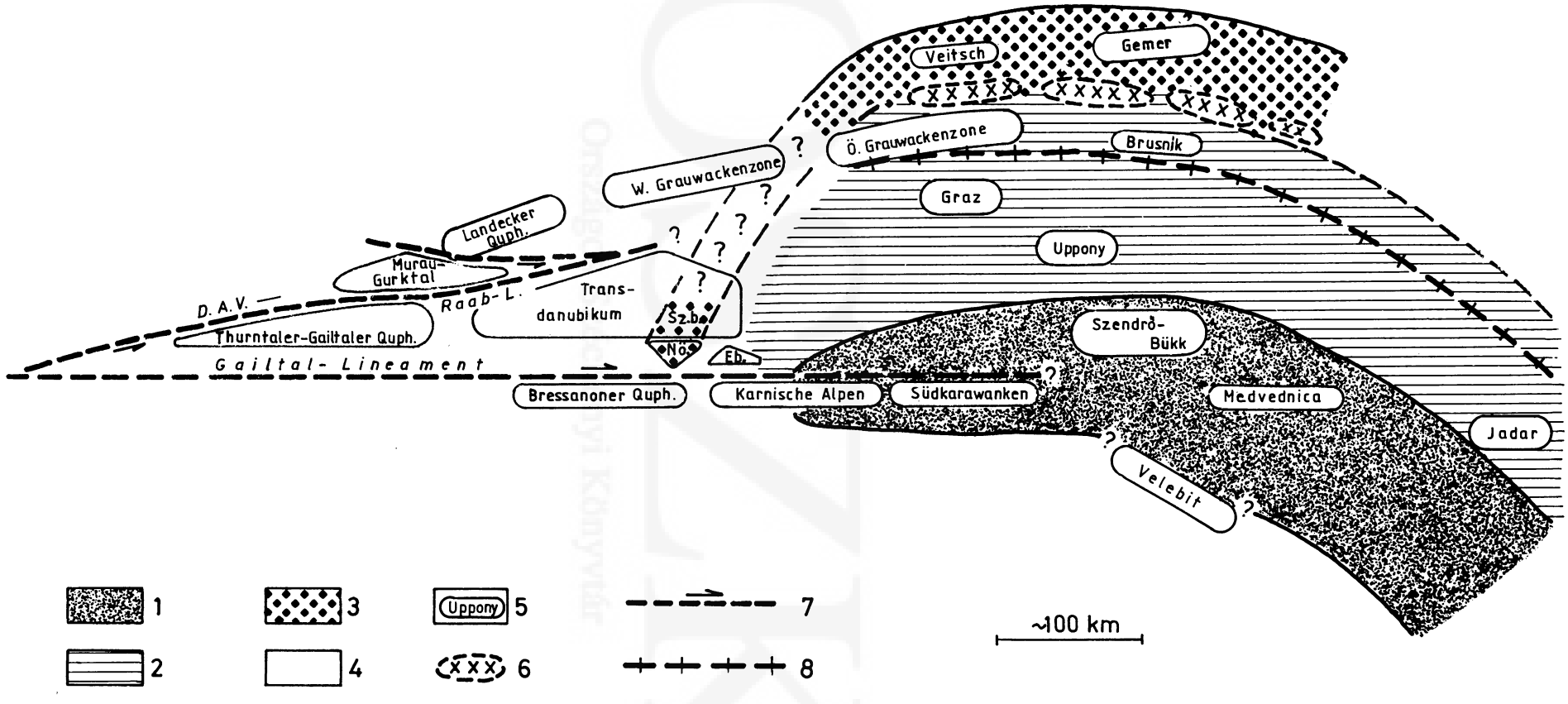


Abb. 11.
Provokative Rekonstruktion der mittelkarbonen paläogeographischen Situation am NW-Ende des alpin-dinarischen Armes der „Karbon-Tethys" (S. KovAcs).
1 = Flyschentwicklung; 2 = Karbonatisch-klastischer Flachwasserschelf; 3 = Post-variszische Frühmolasse; 4 = Landgebiete (frühvariszisches Gebirge); 5 = heutige tektonische Einheiten; 6 = Basischer Vulkanismus; 7 = Jüngere Strike-Slip Zonen (die Linksseitenverschiebung zwischen den Landecker Quarzphylliten und der Gurktaldecke nach A. TOLLMANN, 1987, 105–106, Abb. 3–4); 8 = Verlauf der zukünftigen Vardar-Riftzone.
Sz.b. = Szabadbattyán; Nö. = Nötsch; Eb. = Ebriach; Quph. = Quarzpyhllit.

Gemericum (küstennah), Korrelation mit Veitsch und Nötsch
Uppony (klastischer Außenschelf) Korrelation mit Graz und
Szendrö/Bükk-Gebirge (Flyschbecken), Korrelation mit Karnischen Alpen und Südkarawanken.

F. NEUBAUER (1988) führte das frühvariszische Geschehen auf Plattenkonvergenzen zurück, wobei eine im Südosten gelegene Platte mit ozeanischen und kontinentalen Anteilen eine im Nordwesten gelegene unterschiebt. Als Folge dieser Kollision erfolgt im Unterkarbon neben Deckenbewegungen im Altkristallin Metamorphose, Granitoidintrusionen und die Ausbildung eines Akkretionskeiles (Plankogelserie der Koriden). Mit dieser Vorstellung erklärt F. NEUBAUER im Hinterland die Ausbildung einer internen Metamorphit-Batholith-Zone, an die südlich eine externe Sedimentationszone anschließt, in der die Karbonvorkommen von Nötsch und Veitsch als frühvariszische Molassebildungen auf einem klastisch dominierten Schelf in nördlicher Position abgelagert wurden. Mikrotektonische Untersuchungen zeigen, daß im Unterkarbon im Altkristallin die tektonischen Bewegungen parallel zum Streichen der Züge orientiert waren. Das deutet darauf hin, daß die subduktionsbezogene Konvergenzphase durch eine transpressive oder laterale Bewegungsphase abgelöst wurde, wobei auch die südlich des Tauernfensters auftretende Schlingentektonik ebenfalls noch während des Unterkarbons aktiv war und auf Lateralbewegungen hinweist.

Neuerlich auflebende Tektonik im Oberkarbon ließ die Deckenstapel vermutlich gravitativ unter nur geringer interner Deformation weiter nach Süden abgleiten, wobei sich besonders im kristallinen Basement die tektonischen Vorgänge bis ins Perm fortsetzten. Verbunden mit dieser asturischen Phase ist die Ausbildung der postvariszischen kontinentalen Molassesedimentation, die im Drauzug erst im Unterperm, in der Gurktaler Decke, der Grauwackenzone und dem Nösslacher Joch schon im Oberkarbon in durch Bruchtektonik kontrollierten Becken einsetzt. In den Südalpen wird nach der asturischen Phase eine marine Molasse abgelagert.

6. Probleme – Ausblick

Die ursprüngliche Beziehung und räumliche Verteilung der einzelnen ost- und südalpinen Karbonvorkommen Österreichs zueinander und zu denen Ungarns ist nach wie vor ein großes Problem. Versuche, eine Lösung zu finden, fehlten denn auch nicht und sind in mehreren oft stark divergierenden paläogeographischen Rekonstruktionen in den vergangenen Jahren von verschiedenen Autoren (siehe vorhergehendes Kapitel) vorgeschlagen worden.

Seither hat sich allerdings die Kenntnis über das Karbon in Österreich und Ungarn in wesentlichen Punkten erweitert und verändert. Im folgenden teilen wir neben ersten geologischen Fakten aber auch bloße Vermutungen mit, die sich derzeit andeuten und vielleicht eine gründliche Revision älterer Bearbeitungen bzw. ergänzende Untersuchungen erfordern. Von ihrem Ergebnis und ihrer Bewertung wird es abhängen, welche Konsequenzen sich daraus für paläogeographische Fragen und Modellvorstellungen im Karbon ergeben.

❶

Im Karbon der Südalpen wurde bisher das Phänomen synorogener, gravitativ verfrachteter Gesteinskörper verschiedener Größenordnungen offensichtlich stark unterschätzt. Im tieferen Teil des Flysch der Hochwipfel-Formation treten proximale Rutschmassen, Geröllströme und Olisthostrome auf, die Gerölle von wenigen mm bis viele 100 m führen können. Als Verfrachtung „en bloc" bietet sich insbesondere der „Feldkogel-Zug" an, ein devonischer Flachwasserkalk- und Dolomitkörper, der im nordvergenten Schuppenbau der Karnischen Alpen ein Fremdelement ist. Die primäre Unterlage der Devonkalkplatte sind vermutlich silurische Kieselschiefer und klastisches Oberordoviz. Ähnliches gilt für den Widlflysch der Ostkarawanken, in dem die diversen Kalkklippen (Pasterk-, Rappold-, Christophorus-Felsen etc.) eventuell Olistholithe darstellen.

Weiters sind Olisthostrome im Szendrö-Gebirge für die tieferen Anteile der Szendrö-Phyllit-Formation (Meszes Member) charakteristisch.

❷

Im jüngsten Visé werden Kalkgerölle aus extrem flachem Wasser in den Flyschtrog geschüttet. Sie stammen aus einer heute nicht mehr existierenden stark gegliederten Pattformentwicklung, die sich im jüngeren Unterkarbon in einem wohl nördlich (?) der heutigen Südalpen gelegenen Schelf ausbildete.

Möglicherweise könnte ursprünglich der Rakaca-Marmor diese Position eingenommen haben.

Die Kalk-Olisthostrome der Szendrö-Phyllit-Formation stammen von zeitgleichen Plattformen (patchreefs) der Rakaca-Marmor-Formation und der damit verzahnenden Beckenfazies (Verebeshegy-Mb.). Derartige Faziesverzahnungen mittelkarboner Karbonatplattformen mit Beckensedimenten sind weiters aus Kroatien von den Medvenica Bergen NW Zagreb bekannt (Z. DURDANOVIĆ, 1973; V. KOCHANSKY-DEVIDÉ, 1981).

❸

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die von H. P. SCHÖNLAUB (1985) im Karbon von Nötsch gefundenen conodontenstratigraphisch gleich alten Kalkgerölle ebenfalls von diesem Schelfgebiet stammen. Es entwickelte sich im Unterkarbon vermutlich auf Teilen des frühvariszischen Gailtalkristallins bzw. auf Eisenkappler Altkristallin.

❹

Das Karbon in der Veitscher Decke ist als postorogene, flach marine, küstennahe Molasse aufzufassen, die zwischen Visé und Westfal A–C gebildet wurde. Trifft die letzte Altersangabe zu, so war die die Südalpen prägende variszische Hauptdeformation (= Asturische Phase) im Bildungsraum der Veitscher Decke zu dieser Zeit anscheinend unwirksam.

❺

Die in der Stangnock-Formation auftretenden Orthogneisgerölle werfen großtektonische Konsequenzen auf, da sie petrographisch und geochemisch mit den Bundschuh- und Priedröfgneisen des die Gurktaler Decke unterlagernden Altkristallins Übereinstimmung zeigen (H. FRIMMEL, 1986a, b). Daraus folgerte K. KRAINER (1989a, b), daß zur Zeit der oberkarbonen Molas-

sesedimentation das Paläozoikum der Gurktaler Decke und das Altkristallin benachbart waren. Damit wird eine Richtung zu dem von W. FRANK (1987) vs. A. TOLLMANN (1959, 1975, 1977) entworfenen Modell eingeschlagen. Danach hat das Altkristallin in diesem Bereich eine „oberostalpine" Position inne und gehört nicht zum Mittelostalpin sensu TOLLMANN, dem das Gurktaler Deckensystem als alpidische Einheit fernüberschoben ist.

❻

Bei der Herleitung einiger Gerölle aus der Molasse des Nößlacher Joches treten ebenfalls Probleme auf. F. KARL (1956) bezieht die Gneisgerölle aus den „Alten Gneisen" des Penninikums, was den heutigen Deckentheorien widerspricht. Weiters ungeklärter Herkunft sind kaum metamorphe Quarzite und Kieselschiefer, da die heute nächstliegenden derartigen Vorkommen mit einer entsprechenden Metamorphose in der Grauwakkenzone bzw. den Karnischen Alpen über 90 Kilometer entfernt liegen. Die heutige Position der Steinacher Decke wird daher am ehesten durch Lateralverschiebungen aus dem Südosten erklärt und stellt somit vielleicht einen Rest der nordwestlichen Fortsetzung des Drauzugs dar (K. KRAINER, 1989).

❼

Die südlichen, von Schiefern, Vulkaniten und Kalken dominierte Entwicklung der Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen geht nach Westen (Radmer, Johnsbachtal) im Hangenden der devonischen Kalke in eine mächtige Schieferfolge über, in der Tonschiefer, Graphitschiefer und Quarzkonglomerate mit vererzten Kalkgeröllen in Form von Rinnensedimenten dominieren. Wir sehen darin eine mögliche Annäherung der Schichtfolge der Norischen Decke an des „Graphitkarbon" der Veitscher Decke. Diese Vermutung gilt teilweise auch für die Eisenerzer Schichten an der Typuslokalität am Steirischen Erzberg. Trifft die enge primäre Nachbarschaft zwischen der Norischen und Veitscher Decke zu, wäre die – provokante – Frage nach der zeitlichen Hauptdeformation in beiden Decken neu zu stellen und zu beantworten. Das gilt ebenso für die Haupttektonik des Grazer Paläozoikums im Anschluß an die Sedimentation der Schiefer der Dult (Westfal A?).

❽

Das Grazer Karbon (Rannach- und Hochlantschdekke) ist aufgrund des Fehlens einer variszischen Molasse und Hinweise auf eine Deformation vor dem Zeitraum Namur/Westfal A nur schwer in das gesamte Mosaik einzugliedern. Auch die ±vollständigen karbonatischen Schichtfolgen bis in das jüngste Namur (oder noch jünger) sind für den Ost- und Südalpenraum eine Besonderheit. Faziell vergleichbar ist jedoch die pelagische Abfolge mit all ihren Kennzeichen wie Schichtlükken, Spaltenfüllungen und Conodontenmischfaunen mit den Verhältnissen im Szendrö- und Upponygebirge, in dem keine Anzeichen einer variszischen Orogenese festgestellt wurden (S. KOVÁCS & C. PÉRÓ, 1983a, b; S. KOVÁCS et al., 1983). An eine Vereinigung dieser Vorkommen in einem gemeinsamen Ablagerungsraum dachte daher bereits H. W. FLÜGEL (1980), wobei als Hinweis darauf neben der Bildungsgeschichte eine vergleichbare sedimentäre Entwicklung im Devon und Karbon gewertet wurde. Sich daraus ergebende Konsequenzen wären ein „dinarisches Element" für das Grazer Paläozoikum in Form der Hochlantsch- und Rannachdecke über dem restlichen Grazer Paläozoikum.

❾

Weitere Vergleiche mit den variszischen Abfolgen des Szendrö- und Uppony-Paläozoikums werden nun zu einem wichtigen Werkzeug, um die primäre Position und den „dinarischen" Charakter des Grazer Paläozoikums herauszuarbeiten:

Das Mitteldevon des Szendrö-Gebirges, der Korallenführende Szendrö-Kalk, und die pelagischen Oberdevon/Unterkarbon-Spaltenfüllungen mit Conodontenmischfaunen in der Rakacaszend-Marmor-Formation sind typische Fazieselemente der Bükk-Einheit, die an das Grazer Paläozoikum erinnern. Andererseits ist jedoch die unter-mittelkarbone Szendrö-Phyllit-Formation als Flysch entwickelt, der mit entsprechenden Bildungen der Karnischen Alpen und Südkarawanken korrelierbar ist.

Im Uppony-Gebirges ist das Mitteldevon (Uppony-Kalk-Formation) als Karbonatplattform entwickelt, die nicht nur mit Bildungen der Karnischen Alpen (Massenkalk), sondern auch gewissen Formationen (z. B. Schöckelkalk) des Grazer Paläozoikums vergleichbar ist. Das pelagische Oberdevon und Unterkarbon zeigt Affinität zu beiden Gebieten, sieht man von den tuffitischen Einstreuungen in der „cipolino"-ähnlichen Abod-Kalk-Formation und den mit den Kalken verzahnenden basischen Vulkaniten ab.

Die Dedevár-Kalk-Formation mit ihren Flaserkalken und besonders einem Lydit-Horizont im Untervisé ist den Sanzenkogel-Schichten des Grazer Paläozoikums sehr ähnlich. Die Lázbérc-Formation kann im Gegensatz zur Szendrö-Phylit-Formation als typisches Äquivalent der Dult-Formation des Grazer Paläozoikums betrachtet werden.

❿

A. TOLLMANN griff 1987 den Denkanstoß von H. W. FLÜGEL (1980) auf und versuchte mit Hilfe einer über dem Oberostalpin liegenden „Ultrasteirischen Deckeneinheit", die eine dem transdanubischen Gebirge vergleichbare Schichtfolge in südalpiner Fazies besaß, das Problem der exotischen Gerölle in der Kainacher Gosau zu lösen. Dadurch können die südalpinen Exotika und Riesenkomponenten der Kainacher Gosau (W. GRÄF, 1972) als Lokalschüttungen interpretiert werden. Ein derartiger Lösungsversuch wurde bereits von H. W. FLÜGEL (1983), H. W. FLÜGEL et al. (1987) und H. GOLLNER et al. (1987) diskutiert, wobei jedoch nicht Deckentransport, sondern strike slip-Bewegungen für die Nachbarschaft Grazer Paläozoikum – Liefergebiet der Gosaugerölle verantwortlich gemacht wurden.

Das Gedankenbild A. TOLLMANNS sieht im Zuge der mittelkretazischen Orogenese eine aus dem Süden kommende und über das Südoberostalpin (Licium) gleitende Decke vor, die mit vermutlich gravitativen Gleitschollen bis in den Raum nördlich des Grazer Paläozoikums reichte. Schüttungsrichtungen aus Norden in den Gosaukonglomeraten werden daher als primär interpretiert. H. W. FLÜGEL (1983) nimmt dagegen eine Verstellung der Richtungen durch gewaltige Rotationen gegen

den Uhrzeigersinn an, die aber A. TOLLMANN aus mechanischen Gründen ablehnte.

⓫

Äquivalente Bildungen zur Ultrasteirischen Decke sah A. TOLLMANN (1987) im Transdanubischen System Ungarns, in dem im Bakony- und im Bükkgebirge (F. SZENTES, 1959) ebenfalls ein nordvergentes Stockwerk in südalpiner Fazies vorliegen soll.

Diese Korrelation ist jedoch nicht aufrecht zu erhalten, da Transdanubikum und Bükk-Einheit S-Vergenz besitzen. Deshalb können sie nicht in die hypothetische N-vergente Ultrasteirische Decke inkludiert werden.

Als überregionale Bezeichnung für diese Einheiten, die bei Nordvergenz durch eine südalpine Entwicklung charakterisiert sind, schlug A. TOLLMANN (1987) den Begriff „Styriacum" vor, der in Österreich die Ultrasteirische Decke und in Ungarn das Transdanubische System angehören. Neueste Befunde deuten aber auch auf eine ähnliche Situation in der Brusnik-Antiklinale in der Südslowakei hin. Hier wurden in dunklen Kalken Conodonten des Namur B – ? Westfal A innerhalb einer klastischen Flyschfolge festgestellt, die mit der Szendrö-Phyllit-Formation korreliert wird und tektonisch über jurassischen Olisthostrom-führenden Gesteinen der Bódva-Fazies des Rudabánya-Gebirges folgt (F. EBNER et al., 1990).

Ein weiteres Problem bei Einbau des Transdanubikums in die Ultrasteirische Decke betrifft die permischen Fusulinenkalk-Gerölle der Kainacher Gosau. Diese Gerölle mit Unterperm-Alter (Trogkofel-Stufe) werden von einigen Autoren aus dem Transdanubikum bezogen. Marines Unterperm ist jedoch weder aus dem Transdanubikum noch aus der Bükk-Einheit bekannt! Es wurde nur in der Mittel-Transdanubischen (Igal-)Einheit erbohrt. Im Bükk-Gebirge liegt entsprechend der jüngsten Bohrung eine Schichtlücke vor, wenngleich nicht gänzlich auszuschließen ist, daß in manchen Bereichen der Pelsö-Haupteinheit Sedimente der Rattendorf- und Trogkofel-Stufe zum Absatz gelangten. Marines Oberperm charakterisiert den NE-Teil des Transdanubischen Mittelgebirges (vgl. G. MAJOROS, 1980, 1983), während im SW im größten Teil der Einheit kontinentale Schichten in Form des Roten Balaton-Sandsteines ausgebildet sind.

⓭

Der „südalpine" Charakter des Karbons wird im ungarischen Raum (1) durch die mit dem Hochwipfelflysch korrelierbare Szendrö-Phyllit-Formation (mit Kalkolistholithen) und im Bükkgebirge durch die silicoklastische Olisthostrome beinhaltende Silvásvárad-Formation und (2) im Bükk- und Upponygebirge durch die Fusulinen führende Auernig-Formation-ähnliche Mályinka-Formation angezeigt (H. W. FLÜGEL, 1975; S. KOVÁCS & C. PÉRÓ, 1983a, b).

Eine Diskordanz zwischen Flysch und Mályinka-Formation als Ausdruck variszischer Tektonik wird nicht beobachtet. S. KOVÁCS & C. PÉRÓ (1983a,b) erklärten diese Faziesumgestaltung

„ ... it is even possible that the flysch basin had simply filled up by the end of the Lower Moscovian ... "

Die Flyschserien beginnen im Bükk-Gebirge im Namur B (H. KOZUR & R. MOCK, 1977; S. KOVÁCS et al., 1983), d. h. etwa zur gleichen Zeit, als im Grazer Paläozoikum die Sedimentation der Dultschichten einsetzte. Im Szendrö-Gebirge wird in dieser Zeit in Plattformposition noch die Rakaca-Marmor-Formation abgelagert, die über das Verebeshegy-Kalk-Member mit den Olistholith-führenden Basiseinheiten der Szendrö-Phyllit-Formation verzahnt. Zeitgleich dazu sind im Uppony-Gebirge die Kalke der hangenden Lazberz-Formation. Alle diese Karbonate führen ebenso wie die Dultkalke eine durch die Gattungen *Idiognathoides* und *Declinognathodus* gekennzeichnete Conodontenfauna (F. EBNER, 1977; H. KOZUR & R. MOCK, 1977; S. KOVÁCS et al., 1983). Zusätzlich haben Übersichtsbegehungen gezeigt, daß sowohl in den Olisthostromen der Szendrö-Phyllit-Formation als auch in der hangenden Lazberz-Formation schwarze Kalke auftreten, die makroskopisch nicht von den Dultkalken des Grazer Paläozoikums zu unterscheiden sind! Detaillierte mikrofazielle und geochemische Untersuchungen sind dazu abzuwarten.

Der direkte Vergleich beider Faziesgebiete muß im Zeitraum Namur C/Westfal A (?) enden, da jüngere Schichten im Grazer Paläozoikum fehlen. Indirekt können jedoch permische Fusulinidengerölle aus der Kainacher Gosau (F. KAHLER & W. GRÄF, 1973) entsprechend den geschilderten Vorstellungen von A. TOLLMANN (1987) als Hinweis auf den südalpinen Charakter der jungapläozoischen Anteile der Ultrasteirischen Decken angenommen werden.

⓮

Das Karbon von Transdanubien bietet nur wenige Aufschlüsse. Die in der Bohrung Szabadbattyán erschlossenen und in ihrer tektonischen Position unklare Szabadbattyán Kalk-Formation kann u. E. altersmäßig, lithologisch und biofaziell gut mit dem Karbon von Nötsch verglichen werden. So ist das Füle-Konglomerat mit konglomeratreichen klastischen Einschaltungen, Pflanzen und Sporen des Westfal–Unterstefan als kontinentale Molasse aufzufassen. Damit deuten sich im Balatongebiet im Karbon Faziesbeziehungen zum Raum Nötsch an, während sich in der südlich anschließenden Igal–Bükk-Zone (S. KOVÁCS, 1982), der Uppony-, Szendrö- und Bükkgebirge angehören, z. T. südalpine Verhältnisse widerspiegeln. Wertet man kontinentale Oberkarbonmolasse als typisch für Bereiche nördlich des Periadriatischen Lineamentes und marines Oberkarbon (Flysch und Auernig-Formation) als typisch südalpin, so resultieren aus der Analyse der ungarischen Karbonvorkommen Aussagen über die Fortsetzung des Periadriatischen Lineamentes, die unter Punkt 15 diskutiert werden.

⓯

Das Gailtal-Lineament (oder exakter: Pustertal–Lesachtal–Gailtal–Karawanken-Lineament) wurde von Alpengeologen seit einem Jahrhundert als „Alpin-dinarische Grenze" aufgefaßt. Ausführliche Zusammenfassungen über die mit diesem Strukturelement verbundenen Interpretationen sind bei H. BÖGEL (1975) und H. P. SCHÖNLAUB in R. OBERHAUSER (1980) publiziert.

Es wird als östlicher Teil des Canavese-, Tonale- und Judikarien-Systems angesehen, das als Periadriati-

sches oder Insubrisches Lineament bezeichnet wird. Letzteres definierte H. P. CORNELIUS (1949) durch seine trennende Position zwischen metamorphen und nicht metamorphen alpinen Einheiten. Zusätzlich weisen erstere ein NW-vergentes Deckensystem und letztere, südlich des Lineaments gelegen, S-Vergenzen ohne großräumige Deckenüberschiebungen auf.

Erstmals stellte F. P. SASSI et al. (1974) die Gailtallinie als die unmittelbare Fortsetzung des Insubrischen Lineaments (sensu H. P. CORNELIUS, 1949) in Frage, da S des Tauernfensters die Grenze zwischen metamorphen und nichtmetamorphen alpinen Einheiten N des Gailtal-Lineaments, entlang der D. A. V. (Defereggental–Anterselva–Valles)-Linie gefunden wurde. Daraus schloß H. AHRENDT (1980), daß nicht das Gailtal-Lineament, sondern die D. A. V.-Linie die Fortsetzung des Insubrischen Lineaments darstellt.

In Ungarn stellte sich innerhalb der beiden letzten Dekaden heraus, daß der präneogene Untergrund aus verschiedenen Blöcken unterschiedlicher geologischer Entwicklungsgeschichte aufgebaut ist. Diese werden heute als allochthone Terranes interpretiert und durch geophysikalisch erkannte Störungslinien voneinander getrennt. Der Verlauf und die Bedeutung dieser Diskontinuitätszonen wurde erstmals bei P. GRECULA & I. VARGA (1979) dargestellt. Die darauf aufbauende neue Konzeption ist auch in der Karte des prätertiären Untergrundes in Ungarn dargestellt (J. FÜLÖP, V. DANK et al., 1986; K. BREZSNÝÁNSKY & J. HAAS, 1986, J. FÜLÖP et al., 1987). Auf ungarischem Gebiet werden zwischen den Blöcken drei Haupt-Diskontinuitätszonen erkannt:

- Das Raab-(Hurbanovo-)Diósjenö-Lineament als N- und NW-Grenze der Pelsö-Haupteinheit zu den ostalpinen und veporischen Einheiten.
- Das Balaton-Lineament, als Grenze der Transdanubischen Mittelgebirgseinheit (Transdanubikum) im S und SE. Dieser Bereich ist durch das Auftreten jungpaläozoischer und paläogener periadriatischer Magmatite gekennzeichnet.
- Das mittelungarische Lineament von Zagreb bis zum Zemplin-Gebiet, als Grenze zwischen der Tisza- und der Pelsö-Haupteinheit.
- Eine vierte Diskontinuitätszone (Save-Linie und seine E–NE-Fortsetzung) trennt die Tisza- (oder „Pannonische") Haupteinheit im S von den Inneren Dinariden und dem Vardar–Mures–Ophiolit-Belt (bereits außerhalb Ungarns liegend).

Die Diskontinuitätszonen bestehen aus mehreren Abschnitten (speziell die Raab-Linie und seine Fortsetzung in beide Richtungen), die in verschiedenen Winkeln aufeinandertreffen und wahrscheinlich auch eine unterschiedliche Entstehungsgeschichte besitzen. Ihr heutiges Aussehen und letzte Ausgestaltung wurde ihnen erst im Miozän aufgeprägt. Gemeinsam ist ihnen, daß sie verschiedene tektonische Blöcke zerschneiden, die sie kontinuierlich begleiten.

Entsprechend der ursprünglichen Definition (H. P. CORNELIUS, 1949) entspricht die Raab-Linie der Fortsetzung des Insubrischen Lineaments. Sie trennt Einheiten mit alpidischer Metamorphose im NW von alpidischen, nicht metamorphosierten Einheiten im SE mit südgerichteten Imbrikationsstrukturen. Daher kann eine Verbindung mit der D. A. V.-Linie entlang des N-Randes des Drauzuges angenommen werden, obwohl dieser von zahlreichen Querstörungen 2. Ordnung betroffen ist (M. KÁZMÉR & S. KOVÁCS, 1984). Paläomagnetische Messungen (J. S. RATHORE & H. HEINZ, 1980) entlang des Gailtal-Lineaments zeigen, daß die Horizontalbewegungen auf der nördlichen Seite blockweise stattfanden. Dies ist gut mit dem zick-zack-förmigen N-Rand des Drauzuges in Einklang zu bringen, der auf die oben erwähnten Querstörungen rückführbar ist.

Die Fortsetzung der Raab-Linie nach ENE wurde entlang der Hurbanovo-Diósjenö-Linie, die das veporische Kristallin vom Transdanubikum trennt, in die (Paläo-) Roznava-Linie (P. GRECULA & I. VARGA, 1979) oder in die (Paläo-)Lubenica–Margenica-Linie (D. ANDRUSOV, 1968: Gemerische Narbe; S. KOVÁCS, 1982) festgestellt.

Das Gailtal-Lineament setzt sich unzweifelhaft in die Balaton-Linie fort. Ihr kommt im neuen geologischen Bild Ungarns eine geringere Bedeutung zu, da sie innerhalb südalpiner–dinarischer Elemente verläuft (J. FÜLÖP et al., 1987). Sie ist durch eine Reihe spätvariszischer und paläogener periadriatischer Magmatite gut markiert (siehe dazu auch J. CSILLAG et al., 1980). Die letzten Vertreter dieser sind späteozäne Andesite und deren granodioritische Tiefengesteinsäquivalente in Recsk im NE-Matra-Gebirge (G. VARGA et al., 1975).

Aufgrund der Bohrdaten ist die weitere Fortsetzung ENE der Velence Hügeln (mit spätvariszischen Graniten und späteozänen Andesiten) ziemlich unklar. Es wird daher eine Vereinigung mit dem Mittelungarischen Lineament angenommen (J. FÜLÖP & V. DANK et al., 1986; J. FÜLÖP et al., 1987). Dieses Lineament trennt das Transdanubische Mittelgebirge (Transdanubikum) von der Mittel-Transdanubischen (Igal-)Einheit, die eine Fortsetzung der Save-Falten Sloweniens und Kroatiens darstellt.

S. KOVÁCS vertritt die Meinung, daß der Bleiberger Bruch die N-Grenze der „oblique-slip-Zone" des Gailtal-Lineaments darstellt und Karbon von Nötsch- und Dobratsch-Einheit kleine „displaced terranes" innerhalb dieser Transpressionszone darstellen. Im jugoslawischen Teil der Karawanken wird diese Zone 5 km breit (pers. Mitt. P. MIOC). In Ungarn weitet sie sich im Bereich des Balaton-Kristallins noch mehr aus (G. MAJOROS, 1980), um in den Velence-Hügeln eine Breite von 10–12 km zu erreichen. Hier beinhaltet sie neben anderen Blöcken (z. B. Devon von Polgardi), vergleichbar mit Nötsch, das Karbon von Szabadbattyán und Füle.

⓰

Zusammenfassend sehen wir, daß das Periadriatische (Gailtal–Balaton-) Lineament in Ungarn nicht so eine scharfe Grenze wie in Österreich zwischen Ost- und Südalpen darstellt und nicht während der gesamten Zeit (Jungpaläozoikum und Mesozoikum) eine Faziesgrenze bildete. Seine heutige Rolle als „Alpin–Dinarische Grenze" ist lediglich das Resultat alpidischer tektonischer Prozesse mit einer spätvariszischen Vorgeschichte, die durch die jungvariszischen Magmatite angezeigt wird.

Die Faziesgrenzen des Perms–Eozäns zeigen im Transdanubikum einheitlich auf rechtsseitige Verschiebung im Ausmaß von 450–500 km für diesen Abschnitt. Aufgrund der blockartigen Bewegungen können die Versetzungsbeträge im Fall des Drauzuges auch geringer sein (M. KÁZMÉR & S. KOVÁCS, 1985).

Derselbe Versetzungsbetrag kann auch für die Gemer–Bükk-Einheiten an der Stirn der Pelsö-Haupteinheit erwartet werden. Dadurch lag die primäre Position des Szendrö–Uppony–Bükk-Paläozoikums in Nachbar-

schaft zu Graz auf der einen und den Karnischen Alpen/S-Karawanken (und den Medvenica-Bergen) auf der anderen Seite. Daraus folgt, daß das Paläozoikum der Bükk-Einheit den heute zwischen den Ost- und Südalpen fehlenden Krustenstreifen darstellt. Diese Annahme ist durch fazielle Anklänge des Szendrö–Uppony-Paläozoikums sowohl zum Grazer Paläozoikum als auch dem der Karnischen Alpen/S-Karawanken gestützt. Eine „dinarische Affinität" des Grazer Paläozoikums ist in diesem Zusammenhang zu sehen. Der ursprünglich vorhandene enge räumliche Zusammenhang dieser Bereiche wurde durch verschiedene alpidische tektonische Bewegungen, die sich z. Zt. lediglich bis in das Miozän rückverfolgen lassen, gestört (siehe auch Z. BALLA, im Druck).

Dank

Sandor KOVÁCS dankt Dr. A. BALLA-DUDKO, Dr. Z. BALLA und Dr. G. LELKES-FELVÁRI für viele Hinweise zu dieser Arbeit und einem regen Gedankenaustausch.

Literatur

ÁDÁM, A., DUMA, G., GUTDEUTSCH, R., VERÖ, J. & WALLNER, A.: Periadriatic lineament in the Alps studied by magnetotellurics. – Journ. Geophys., **59**, 103–111, Amsterdam 1986.

AHRENDT, H.: Die Bedeutung der Insubrischen Linie für den tektonischen Bau der Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160**/3, 336–363, Stuttgart 1980.

AIGNER, G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. 1. Teil. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **66**, 9–42, Graz 1929.

AIGNER, G.: Die Brachiopoden des Karbons von Nötsch im Gailtal. 2. Teil. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **68**, 3–15, Graz 1931.

AMEROM, H. W. J. v. & BOERSMA, M.: Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pfanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – Carinthia II, **164**/84, 9–15, Klagenfurt 1974.

AMEROM, H. W. J. v., FLAJS, G. & HUNGER, G.: Die „Flora der Marinelli-Hütte" (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Meded. Rijks Geol. Dienst, **37**/3, 1–41, Heerlen 1984.

ANDRUSOV, D.: Grundriß der Tektonik der Nördlichen Karpaten. – 1878 Ver. Slow. Akad. Wiss., Bratislava 1968.

ANGEL, F.: Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **69**, 5–24, Graz 1932.

ÁRKAI, P.: Kezdeti regionális metamorfozis – a Bükk, as Upponyi- és a Szendroihegység példáján. Initial regional metamorphosis exemplified by the Bükk, Uppony and Szendrö Mountains. – Kandidátusi értekezés/Cand. Thesis, Budapest 1982.

ÁRKAI, P.: Very low and low grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – Acta Geol. Hung., **26**, 1–2, 83–101, Budapest 1983.

ÁRKAI, P., HORVÁTH, Z. A. & TÓTH, M.: Transitional very low and low grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: Mineral assemblages, illite-crystallinity, -b_0 and vitrinite reflectance data. – Acta Geol. Hung., **24**, 2–4, 265–294, Budapest 1981.

BALLA, Z.: Oligocene–Neogene Kinematics of the Carpatho–Pannonian Region and Its Bearing on Tethyan Reconstructions. – In: IGCP Project No. 198 „Evolution of the Northern Margin of the Tethys", Final Volume, im Druck.

BALOGH, K.: Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges. – Ann. Inst. Geol. Hung., **48**/2, 245–719, Budapest 1964.

BALOGH, K. & BARABÁS, A.: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Miner.-Petr. Szeged, **20**/2, 191–207, Szeged 1972.

BANDEL, K.: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica, A, **141**, 1–117, Stuttgart 1972.

BARABÁS-STUHL, Á.: A Polgárdi-2. sz. furás palynológiai eredménei. – Palynological studies on the Late Paleozoic of borehole Polgárdi 2, Transdanubia, Hungary. – Ösl. Viták, **18**, 29–50, Budapest 1971.

BECKER, L. P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F. P. & SCHRAMM, J.-M.: Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – Mineralia Slovaca, Monogr., **1987**, 69–106, Bratislava 1987.

BERGER, W.: Lebensbilder aus der Vorzeit Österreichs. I. Der Steinkohlenwald der Semmering-Grauwacke. – Natur und Land, **36**, 94–101, Wien 1950.

BÖGEL, H.: Zur Literatur über die „Periadriatische Naht". – Verh. Geol. B.-A., **1975**/2–3, 163–199, Wien 1975.

BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J.: Main features of the pre-Tertiary basement of Hungary. – Geol. Zborn.-Geol. Carpath., **37**/3, 297–303, Bratislava 1986.

BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K.: Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter–Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 349–358, Wien 1984.

CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine „alpin-dinarische Grenze"? – Mitt. Geol. Ges. Wien, **36–38**/1943–1945, 231–244, Wien 1949.

CORNELIUS, H. P.: Die Geologie des Mürztalgebiets. – Jb. Geol. B.-A., Sdb. **4**, 94 S., Wien 1952.

CSILLAG, J., FÖLDESSY, J., ZELENKA, T. & BALÁZS, E.: The plate tectonic setting of the Eocene volcanic belt in the Carpathian Basin. – Proc. 17th Assembly of the ESC, 589–599, Budapest 1980.

DETRE, Cs.: A szabadbattyáni karbon Brachiopoda leletek. – Revision of the brachiopods from the Carboniferous of Szabadbattyán, Transdanubia, Hungary. – Ösl. Viták, **18**, 77–88, Budapest 1971.

DIMITRIJEVIĆ, M.: Dinarides: An Outline of the Tectonics. – Earth Evol. Sci., **2**, 1, 4–23, Wiesbaden 1982.

DURDANOVIĆ, Z.: O Paleozoiku i trijasu Medvednice – Zagrebacke gore – i podrucje Dvori na Uni na temelju konodonta. – Geol. Vjesnik, **25**, 29–49, Zagreb 1973.

EBNER, F.: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereichs am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, **34**, 3–24, Graz 1973.

EBNER, F.: Der Nachweis von Namur im Paläozoikum von Graz. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1975**, 119–125, Wien 1975.

EBNER, F.: Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 65–93, Wien 1976b.

EBNER, F.: Die Gliederung des Karbons von Graz mit Conodonten. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 449–493, Wien 1977.

EBNER, F.: Stratigraphie des Karbons der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österr. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**/1976, 163–196, Wien 1978a.

EBNER, F.: Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – Schriftenreihe Österr. Akad. Wiss. Erdwiss. Komm., **3**, 179–190, Wien 1978b.

EBNER, F.: Conodont localities in the surroundings of Graz/Styria. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 101–127, Wien 1980a.

EBNER, F.: Steinbergkalke und Sanzenkogel-Schichten im Kalvarienbergzug von Gratwein. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **110**, 47–53, Graz 1980b.

EBNER, F.: Bemerkungen zur Rannachgruppe am Westrand des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **115**, 53–61, Graz 1985.

EBNER, F.: Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 563–573, Wien 1988.

EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **41**, 45–65, Graz 1980.

EBNER, F., FENNINGER, A., HOLZER, H. L., NEUBAUER, F. R. & STATTEGGER, K.: Stratigraphic Correlation Forms (SCF) of the Austrian part of Geotraverse B. – IGCP Project No. 5, Newsletter, **3**, 58–60, Belgrad 1981.

EBNER, F. & KAHLER, F.: Foraminifera Palaeozoica. – Catalogus Fossilium Austriae, II/b/1, 295 S., Wien 1989.

EBNER, F., VOZAROVA, A., STRAKA, P. & VOZAR, J.: Carboniferous Conodonts from Brusnik Anticline (South Slovakia). – Praha 1990.

EBNER, F. & PROCHASKA, W.: Geochemical characterization of Carboniferous sedimentary rocks within the Rannach-Group of the Paleozoic of Graz (Eastern Alps, Austria). – Mem. Geol. Soc. Greece, Athen (im Druck).

EXNER, C.: Zur Petrographie von Gneisgeröllen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 2156–217, Wien 1973.

FELSER, K. O.: Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch, Gailtal. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1935**, 203–204, Wien 1935.

FELSER, K. O.: Die Badstub-Brekzie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – Zentralbl. Mineral. Geol. Paläont., B, **8**, 305–308, Stuttgart 1936.

FENNINGER, A., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.L. & SCHÖNLAUB, H.P.: Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen – eine Stellungnahme. – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 149–153, Wien 1974.

FENNINGER, A., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.L. & SCHÖNLAUB, H.P.: Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbühel-Profils (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 637–642, Wien 1971.

FENNINGER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Exk. Führer Tagung Paläont. Ges. Graz, **1972**, 18–60, Graz 1972.

FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H. P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G.: Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 243–255, Wien 1976.

FENNINGER, A. & STATTEGGER, K.: Schwereminerauntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofiles (Naßfeld, Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 367–374, Wien 1977.

FLÜGEL, E.: Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **78**, 38–65, Klagenfurt 1968.

FLÜGEL, E.: Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **84**, 43–61, Klagenfurt 1974.

FLÜGEL, H. W. & KODSI, M. G.: Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1968**, 1–5, Wien 1968.

FLÜGEL, H. W. & KODSI, G. M.: Das Karbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – In: Exkursion V, Karbon und Perm der Ostalpen in Österreich (Kärnten), Italien und Jugoslawien: Marines Unterkarbon (Visé), limnisches und marines Oberkarbon, marines Perm, 23.–28.8.1971. – 7. Intern. Kongr. für Stratigraphie und Geologie des Karbons, Krefeld 1971.

FLÜGEL, H. W.: Revision der von F. HERITSCH 1918, 1934 und A. KUNTSCHNIG 1926 aus dem Unterkarbon von Nötsch (Nötschgraben-Gruppe) beschriebenen Rugosa. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1972**, 43–50, Wien 1972a.

FLÜGEL, H. W.: Das Karbon von Nötsch. – Exk.-Führer Tagung Paläontol. Ges. (Hrsg. H. W. FÜGEL), 9–17, Graz 1972b.

FLÜGEL, H. W.: Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Rdsch., **64**/1, 1–62, Stuttgart 1975.

FLÜGEL, H. W.: Paläogeographie und Tektonik des alpinen Variszikums. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 659–674, Stuttgart 1977.

FLÜGEL, H. W.: Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 25–36, Wien 1980.

FLÜGEL, H. W.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der Mittelsteirischen Gosau. – Jber. 1982, Hochschulschwerpunkt S 15, **4**, 109–119, Graz 1983.

FLÜGEL, H. W.: Geologische Karte des prä-tertiären Untergrundes. – Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle, 21–49. – Wien (Geol. B.-A.) 1988.

FLÜGEL, H. W. & HAFNER, F.: Oberkarbone Spalten im Mitteldevon der Hohen Rannach bei Graz (Steiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **114**, 69–76, Graz 1984.

FÖLDVÁRI, A.: A szabadbattyáni ólomérc és kövületes karbonelöfordulás. – MTA Müsz. Tud. Oszt. Közl., **5**, 3, 25–53, Budapest 1952.

FRANCAVILLA, F.: Stratigraphie de quelques paléoflores des Alpes Carniques. – C. R. 7e Congr. Int. Strat. Géol. Carbonif., **3**, 89–110, Krefeld 1974.

FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, Wien (Deuticke) 1987.

FRIMMEL, H.: Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 39–65, Wien 1986a.

FRIMMEL, H.: Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **66**, 193–208, Zürich 1986b.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian–Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**, 47–68, Stuttgart 1984.

FRITZ, A.: Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1980. – Carinthia II, **170**, 221–238, Klagenfurt 1980.

FÜLÖP, J., DANK. V. et al.: Geological map of Hungary without Cenozoic. 1 : 50.000. – Hung. Geol. Inst., Budapest 1986.

FÜLÖP, J., BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J.: The new map of basin basement of Hungary. – Acta Geol. Hung., **30**, 1–2, 3–20, Budapest 1987.

GAERTNER, H. R. v.: Geologie der Zentralkarnische Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.

GAURI, K. L.: Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., SB **11**, 1–94, Wien 1965.

GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–43, Wien 1974.

GENTILE, G. & PELLIZZER, R.: Le rocce erutive del Paleozoico Carnico. – Boll. Soc. Geol. Ital., **83**, 151–205, Bologna 1964.

GOLLNER, H. & ZIER, Ch.: Stratigraphic Correlation Forms of the Hochlantsch-facies (Hochlantscheinheit, Harrberger Formation) in the Paleozoic of Graz (Austria), Geotraverse B. – IGCP Project Nr. 5, Newsletter, **4**, 38–40, Bratislava 1982.

GOLLNER, J. & ZIER, Ch.: Zur Geologie des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 43–73, Wien 1985.

GOLLNER, H., SCHIRNIK, D. & TSCHELAUT, W.: The Problem of the Southalpine clasts in the „Mittelsteirische Gosau". – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds): Geodynamics of the Eastern Alps, 156–163, Wien (Deuticke) 1987.

GOSEN, W. v., HAIGES, K.-H. & THIEDIG, F.: Fossilführendes Paläozoikum am Ostrand der Gurktaler Alpen (Steiermark/Kärnten, Österreich). – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 151–168, Hamburg 1982.

GRECULA, P. & VARGA, I.: Main discontinuity belts on the inner side of the West Carpathians. – Miner. Slovaca, **11**/5, 389–404, Spisská Nová Ves 1979.

HADITSCH, J., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H.: Über ein stratiformes Schwerspatvorkommen in unterpermischen Schichten des Montafons (Vorarlberg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7/6**, 1–14, Innsbruck 1979.

HAHN, G. & R.: Trilobiten aus dem Unterkarbon (Dinantium) von Nötsch/Österreich. – Geologica et Palaeontologica, **7**, 135–1465, Marburg/Lahn 1973.

HAHN, G. & R.: Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 567–619, Wien 1987.

HAHN, G., HAHN, R. & SCHNEIDER, G.: Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 645–664, Wien 1989.

HEINISCH, H.: Hinweise auf Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone–Ostalpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418, Zürich 1988.

HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K.: Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbühler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 163-173, Wien 1987.

HERITSCH, F.: Karbon in der Dult bei Gratwein (Paläozoikum) von Graz. – Verh. Geol. B.-A., **1930**, 160–162, Wien 1930a.

HERITSCH, F.: Caradoc, Mitteldevon und Karbon bei Gratwein–Rein (Blatt Köflach–Voitsberg). – Verh. Geol. B.-A., **1930**, 136–137, Wien 1930b.

HERITSCH, F.: Unterkarbonische Korallen aus dem Sunk bei Trieben (Grauwackenzone von Obersteiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **70**, 76–82, Graz 1933.

HERITSCH, F.: Rugose Korallen aus dem Unterkarbon von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **71**/1933, Abt. B, 139–164, Stuttgart 1934.

HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K.: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, **26**/1933, 163–180, Wien 1934.

HERZOG, U.: Zur Gewinnung von Conodonten aus Lyditen und zur zeitlichen Basis des Hochwipfel-Karbon im Gebiet des Poludnig (Östliche Karnische Alpen). – Carinthia II, **173**, 363–369, Klagenfurt 1983.

HERZOG, U.: Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Oisternig in den Östlichen Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sh. **47**, 1–123, Klagenfurt 1988.

HETÉNYI, R. & RAVASZ-BARANYAI, L.: The anthracitiferous Upper Carboniferous sequence of Baranya, South Hungary, in the light of boreholes Siklósbodony-1 and Bogádmindszent-1. – Ann. Rep. Hung. Geol. Inst., **1973**, 339–361, Budapest 1975.

HOMANN, W.: Lithofazielle, sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen in den Unteren Pseudoschwagerinen-Kalken (Rattendorfer Schichten, Unterperm) der Typuslokalität (Rattendorfer Alm und Treßdorfer Höhe, Karnische Alpen, Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit, TH Darmstadt, 1–316, Darmstadt 1968.

HOMANN, W.: Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senck. leth., **53**, 135–313, Frankfurt/Main 1972.

HUNGER, G.: Zur Geologie des Hochwipfelflysches zwischen Collina und dem Plöckenpaß in den Zentralen Karnischen Alpen. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Bonn, 1–67, Bonn 1984.

JÁMBOR, Á.: A Szendröi- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata – Comparaison géologique entre les montagnes de Szendrö et Uppony. – MÁFI Évi Jel. 1957–58, 103–109, Budapest 1961.

JONGMANS, W.: Die Flora des „Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. – C. R. Congr. Strat. Carbonifère Heerlen, **1935**/3, 1259–1298, Heerlen 1938a.

JONGMANS, W.: Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – BHM, **86**, 97–104, Wien 1938b.

JOHNSON, J. G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A.: Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull, **96**, 567–587, Boulder 1985.

JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A.: Late Devonian eustatic cycles around margin of Old Red continent. – In: BLESS, M.J.M. & STREEL, M. (eds.): Late Devonian events around the Old Red continent, Soc. Geol. Belgique, Ann. **109**, 141–147, Bruxelles 1986.

KAHLER, F.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Ein Kalkgeröll mit permischen Fusuliniden aus der Oberkreide der Weststeiermark. Mit einer geologischen Einleitung von GRÄF, W. – Palaeontographica, (A), 143–153, Stuttgart 1973.

KAHLER, F.: Ein denkbares Standardprofil für die Grenze Oberkarbon/Unterperm im marinen Bereich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1982, **45**, Wien 1982.

KAHLER, F.: Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, **41.** Sh., 1–107, Klagenfurt 1983.

KAHLER, F.: Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, **42.** Sh., 1–93, Klagenfurt 1985.

KARL, F.: Die Komponenten des oberkarbonen Nößlach-Konglomerates (Tirol). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 71–87, Wien 1956.

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S.: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric – Periadriatic lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. – Acta Geol. Hung., **28**, 1–2, 71–84, Budapest 1985.

KERNER, F. v.: Die Carbonflora des Stainacherjoches. – Jb. k. k. Geol. R.-A., **47**, 365–386, Wien 1897.

KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, **17.** Sh., 1–384, Klagenfurt 1956.

KISS, J.: A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. – Les conditions géologiques et metallogénetiques du Mont Szár de Szabadbattyán. – Földt. Közl., **81**, 264–274, Budapest 1951.

KOCH, M.: Mitteilung über einen Fundpunkt von Untercarbon-Fauna in der Grauwackenzone der Nordalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **45**, 294–298, Berlin 1893.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V.: Karbonische Stromatoporidea und Bryozoa von Markusevac in Medvednica-Gebirge. – Geol. Vjesnik, **34**, 15–17, Zagreb 1981.

KODSI, M.: Zur Kenntnis der Devon-Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Mh., **1967**, 415–427, Stuttgart 1967.

KONRAD, H. & WINTER, P.: Montangeologische Bearbeitung der Magnesitlagerstätte Kaintaleck/Hohenburg bei Oberdorf an der Laming in der Steiermark. – Diplomarbeit, Institut für Geowissenschaften, Montanuniversität, 209 S., Leoben 1988.

KOVÁCS, S.: Problems of the „Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isotopic zones. – Geol. Rdsch., **71**/2, 617–640, Stuttgart 1982.

KOVÁCS, S.: Major tectonic outline of the Alps. (In Hungarian). – Ált. Földt. Szemle, **18**, 767–155, Budapest 1983.

KOVÁCS, S.: Olisztosztrómák és egyéb, vizalatti gravitációs tömegszállitással kapcsolatos üledékek az észak-magyartországi paleo-mezozoikumban, II. – Földt. Közl., **117**/2, 107–119, Budapest 1987.

KOVÁCS, S. & BÉRCZI-MAKK, A.: Jelentés a Nagybátony-324. sz. furás Conodontaés Foraminifera- vizsgálatáról. Report on the conodont and foraminifer investigation of the borehole Nagybátony-324. – Manuscript, Budapest 1982.

KOVÁCS, S., KOZUR, H. & MOCK, R.: Relations between the Szendrö-Uppony and Bükk Paleozoic in the light of the la-

test micropaleontological investigations. – MÁFI Évi Jel., **1981**, 155–175, Budapest 1983.

KOVÁCS, S. & LELKES-FÉLVARI, G.: Stratigraphic correlation forms/SFCs/of the Palaeozoic units in Hungary. Geotraverse C. – Manuscript for IGCP Proj. 5, Budapest 1987.

KOVÁCS, S. & PELIKÁN, P.: Late Paleozoic of the Bükk Mts. – Manuscript for IGCP Proj. 5, Budapest 1986.

KOVÁCS, S. & PÉRÓ, C.: Tectonic Front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary. – Ann. Inst. Geol. Geofiz., **60**, 85–94, Bucuresti 1983a.

KOVÁCS, S.& PÉRÓ, C.: Report on stratigraphical investigation in the Bükkium/Northern Hungary. – In: SASSI, F. P. & SZEDERKÉNY, T. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter, **5**, 58–65, Padova-Budapest 1983b.

KOZUR, H.: Biostratigraphic evaluation of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part I: Carboniferous conodonts and holothurian sclerites. – Acta. Geol. Hung., **27**, 1–2, 143–162, Budapest 1984a.

KOZUR, H.: Die stratigraphische Einstufung der voroligozänen Schichtenfolge der Bohrung Nagybátony-324 und ihre tektonische Auswertung. – Földt. Közl., **114**/1, 61–79, Budapest 1984b.

KOZUR, H. & MOCK, R.: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains/North Hungary. – Acta Miner.-Petr. Szeged, **23**/1, 91–107, Szeged 1977.

KOZUR, H. & MOCK, R.: Zur Frage der variszischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwestkarpatischen Raum. – Geol. Zborn. Geol. Carpath., **30**/1, 93–97, Bratislava 1979.

KRAINER, K.: Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1988**, 807–820, Stuttgart 1989a.

KRAINER, K.: Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Dekke. – Carinthia II, **179/99**, 563–601, Klagenfurt 1989b.

KRAINER, K.: Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Dekke („Karbon des Nößlacher Joches", Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., Wien 1990.

KREBS, W.: Zur faziellen Deutung von Conodonten-Mischfaunen. – Senck. leth., **45**, 245–284, Frankfurt/Main 1964.

KUNTSCHNIG, A.: Ein neuer Korallenfund aus dem Unterkarbon von Nötsch. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **62**, 1–9, Graz 1926.

LELKES-FELVÁRI, G.: Petrographische Untersuchung einiger präpermischer Bildungen der Balaton-Linie. – Geol. Hung., Ser. Geol., **18**, 193–295, Budapest 1978.

MAJOROS, G.: Problems of the Permian sedimentation in the Transdanubian Central Mountains: a paleogeographical model and some conclusions. (In Hung., with English summ.) – Földt. Közl., **110**, 3–4, 323–341, Budapest 1980.

MAJOROS, G.: Lithostratigraphy of the Permian formations in the Transdanubian Central Mountains. – Acta Geol. Hung., **26**/1, 7–20, Budapest 1983.

MANZONI, M.: Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **33**-1965, 461–488, Bologna 1966.

MANZONI, M.: Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua. – Giorn. Geol. **34**-1966, 641–684, Bologna 1968.

METZ, K.: Die stratigraphische Stellung der Veitsch auf Grund neuer Fossilfunde. – BHM, **85**, 27–31, Wien 1937.

MIHÁLY, S.: A szabadbattyáni Köszárhegy alsó-karbon korall-jainak revíziója. – Revision of the Lower Carboniferous coral fauna from the bituminous limestones of Köszárhegy Hill at Szabadbattyán, Transdanubia, Hungary. – MÁFI Évi Jel., **1971**, 249–276, Budapest 1973.

MIHÁLY, S.: Obekarbonische Pflanzenreste vom Köhegy bei Füle, Transdanubien/Ungarn. – Veszprém Megyei Muz. Közl., **15**, 21–28, Veszprém 1980.

MOHR, H.: Ein neuer Pflanzenfund im metamorphen Carbon der Ostalpen und seine Stellung im alpinen Bauplan. – Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, **1933**, 98–107, Stuttgart 1933.

MONOSTORI, M.: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán, Transdanubia/Hungary. Part 1. – Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol., **17**, 217–241, Budapest 1975.

MONOSTORI, M.: The microfauna of the Carboniferous limestone at Szabadbattyán, Transdanubia, Hungary. – Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol., **18**, 205–226, Budapest 1976.

MONOSTORI, M.: A szabadbattyáni karbon mészkö mikrofaunája. – Die Mikrofauna des Karbonkalkes von Szabadbattyán (in Ungarisch und Russisch). – Geol. Hung., Ser. Geol., **18**, 297–313, Budapest 1978.

MOSTLER, H.: Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155–162, Wien 1972a.

MOSTLER, H.: Postvariszische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 171–174, Wien 1972b.

MÜLLER, K. J.: Die Gattung *Palmatolepis*. – Abh. Senck. Naturf. Ges., **494**, 1–70, Frankfurt/M. 1956.

NAGY, E.: Der Stand der Forschungen im Bereich des Paläozoikums in Ungarn. – Verh. Geol. B.-A., **1972**/2, 199–213, Wien 1973.

NÉMETH, M.: Newer lime-secreting algae from the Middle Carboniferous of the Bükk Mountains, Northern Hungary. – Acta Miner.-Petr. Szeged, **21**/2, 241–252, Szeged 1974.

NEUBAUER, F.: Bericht 1982 über Aufnahmen im Rennfeld- und Gleinalmkristallin und in der Grauwackenzone auf Blatt 134, Passail. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 315–316, Wien 1983.

NEUBAUER, F.: The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 339–349, Zürich 1988.

NEUBAUER, F., FRISCH, W. & HANSEN, B. T.: Time Relations Between Eoalpine Metamorphism and Thrusting: Evidence from the Crystalline Basement of the Eastern Greywacke Zone. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P.: Geodynamics of the Eastern Alps, 263–271, Wien (Deuticke Verlag) 1987.

NEUBAUER, F. & HERZOG, U.: Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1985**, Wien 1985.

NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch. **73**, 149–174, Stuttgart 1984.

NIEVOLL, J.: Gefügekundliche Untersuchungen an der Trofaiachlinie (Steiermark). – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1982**, 63, Wien 1983a.

NIEVOLL, J.: Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen in der Grauwackenzone bei Veitsch (Steiermark). – Diss. Univ. Graz, 150 S., Graz 1983.

NIEVOLL, J.: The Lower Paleozoic of the Noric nappe at Veitsch (Eastern Alps, Austria). – Minerala Slovaca, Monogr. **1987**, 379–386, Bratislava 1987.

NÖSSING, L.: Beitrag zur Kenntnis des Oberdevons und Unterkarbons des Grazer Paläozoikums. – Diss. Univ. Graz, 103 S., Graz 1974.

NÖSSING, L.: Nachweis des tieferen Unterkarbons im Paläozoikum von Graz. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1974**, 39–41, Wien 1975a.

NÖSSING, L.: Die Sanzenkogel-Schichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturw. Ver. Stmk., **105**, 79–92, Graz 1975b.

OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 701 S., Wien – New York (Springer) 1980.

PASINI, M.: Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Riv. Ital. Paleont., **80**, 337–382, Modena 1963.

PILGER, A.: Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpen-Kristallins. – Clausth. Geol. Abh., Sbd. **1**, 143–154, Clausthal 1975.

POHLER, S.: Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum S-Abfall der Hohen Warte). – Unveröff. Diplomarbeit, Universität Bonn, 1–134, Bonn 1983.

PÖLSLER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest – Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – Carinthia II, **157**, 38–58, Klagenfurt 1967.

POTY, E.: Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Visé, Belgium. – Meded. Rijks Geol. Dienst, **32**, 53–55, Heerlen 1980.

PROCHASKA, W. & EBNER, F.: Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **197**, 191–205, Wien 1989.

RATHORE, J. S. & HEINZ, H.: The Application of Magnetic Susceptibility Anisotropy Analyses to the Study of Tectonic Events on the Periadriatic Line. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71–72**, 275–290, Wien 1980.

RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ostalpinen Decken (Obersteiermark – Österreich). – Diss. Univ. Graz, 306 S., Graz 1983a.

RATSCHBACHER, L.: Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 423–453, Wien 1984.

RATSCHBACHER, L.: Stratigraphy, tectonics, and paleogeography of the Veitsch nappe (Graywacke Zone, Eastern Alps, Austria): A rearrangement. – Minerala Slovaca, Monogr., **1987**, 407–417, Bratislava 1987.

RATSCHBACHER, L. & KLIMA, K.: Übersicht über Geologie und Mineralgehalt in einem Querprofil vom Altkristallin zur Kalkalpenbasis (Triebener Tauernpaß – Flitzenschlucht, Paltental, Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 151–173, Wien 1985.

RATSCHBACHER, L. & NIEVOLL, J.: Die Aussagekraft von Schwermineraldaten aus der Veitscher Decke (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 455–469, Wien 1984.

SANDBERG, C. A., GUTSCHICK, R. C., JOHNSON, J. G., POOLE, F. G. & SANDO, W. J.: Middle Devonian to Late Mississippian geologic history of the Overthrust belt region, western United States. – Rocky Mountains Ass. Geol., Geol. Stud. of the Cordilleran Thrust Belt, **2**, 691–719, Denver 1983.

SANDBERG, C. A., GUTSCHICK, R. C., JOHNSON, J. G., POOLE, F. G. & SANDO, W. J.: Middle Devonian to Late Mississippian event stratigraphy of Overthrust Belt region, western United States. – In: BLESS, M. J. M. & STREEL, M. (Eds.): Late Devonian events around the Old Red continent. – Soc. Geol. Belgique Ann., **109**, 205–207, Bruxelles 1986.

SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., DREESEN, R. & BUTLER, J. L.: Late Frasnian Mass Extinction: Conodont Event Stratigraphy, Global Changes and possible Causes. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**, 263–307, Frankfurt/Main 1988.

SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W. & EBNER, F.: Possible Devonian–Carboniferous Boundary stratotypes in central U. S. A., West Germany and Austria. – 10th Int. Congr. Strat. Geol. Carbonif., Madrid, Resumees, 315, Madrid 1983.

SASSI, F. P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Some considerations on the South-Alpine basement of the Eastern Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**/10, 609–624, Stuttgart 1974.

SCHARBERT, S. & SCHÖNLAUB, H. P.: Das Prävariszikum und Variszikum. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 3–20, Wien – New York (Springer) 1980.

SCHLAEGEL, P.: Geotektonische Neuinterpretation des basischen Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Ostalpen – ein Überblick. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **3**/68, 419–432, Zürich 1988.

SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 265–320, Wien 1969a.

SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, Wien 1969b.

SCHÖNLAUB, H. P.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon und Unterkarbon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **138**, 157–168, Stuttgart 1971.

SCHÖNLAUB, H. P.: Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971**, 288–305, Stuttgart 1971.

SCHÖNLAUB, H. P.: Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 359–365, Wien 1973.

SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1975 zum Bau und Alter der Plenge in den Karnischen Alpen auf Blatt 197, Kötschach. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 170–171, Wien 1976.

SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1976 über die Kartierung des Altpaläozoikums auf Blatt 197, Kötschach. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 154–158, Wien 1977.

SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nichtmetamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien 1979.

SCHÖNLAUB, H. P.: Die Gailtallinie. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 422–425, Wien – New York (Springer) 1980.

SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1978 über Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 198, Weißbriach. – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 154–155, Wien 1981.

SCHÖNLAUB, H. P.: Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**, 361–423, Wien 1982.

SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 131–134, Wien 1983.

SCHÖNLAUB, H. P.: Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 673–692, Wien 1985a.

SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, Kärnten. – 34–52, Geol. B.-A. (Wien) 1985b.

SCHÖNLAUB, H. P.: Geologische Karte der Republik Österreich, 197, Kötschach, 1 : 50.000. – Geol. B.-A. (Wien) 1985c.

SCHÖNLAUB, H. P., FEIST, R. & KORN, D.: The Devonian–Carboniferous Boundary at the section „Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, 1988.

SCHÖNLAUB, H. P., FLAJS, G. & THALMANN, F.: Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – Jb. Geol. B.-A., **123**, 169–229, Wien 1980.

SCHRAMM, J.-M.: Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7**/2, 3–20, Innsbruck 1977.

SCHRAMM, J.-M.: Überlegungen zur Metamorphose des klassischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 73–83, Wien 1982.

SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **130**, 133–245, Stuttgart 1968.

SIDÓ, M.: A szabadbattyáni érckutató-táró bitumenes mészkövének alsó-karbon Foraminiferái. – Lower Carboniferous foraminifera from bituminous limestones recovered by an ore exploratory pit near Szabadbattyán, Western Hungary. – Földt. Közl., **108**/2, 172–198, Budapest 1978.

SIEBER, R.: Zur Paläoökologie der unterkarbonischen Bivalvenfauna von Nötsch (S Bleiberg) in Kärnten. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **76**, 491–498, Wien 1972.

SPALLETTA, C.: Segnalazione del dinantiano alla base della parete Nord del M. Cavallo di Pontebba e sue implicacioni strutturali. – Rend. Soc. Geol. It., **3**, 1980, 13–16, Rom 1980.

SPALLETTA, C., VAI, G. B. & VENTURINI, C.: Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – Mem. Soc. Geol. It., **20**, 1979, 243–265, Rom 1980.

STACHE, G.: Über die Steinkohlenformation der Centralalpen. – Verh. k. k. Geol. R.-A., **1872**, 78–81, Wien 1872.

STATTEGGER, K.: Schwermineraluntersuchungen in der Östlichen Grauwackenzone (Steiermark/Österreich) und deren statistische Auswertung. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 107–121, Wien 1982.

STUR, D.: Geologie der Steiermark. – 654 S., Geogn. Mont. Ver. Stmk., Graz 1871.

SZEDERKÉNYI, T.: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. – The crystalline basement of Alföld and its geological connections. – Dr. Sc. Thesis, 183 S., Szeged 1984.

SZENTES, F.: Mesozoische Krustenbewegungen in Ungarn. – Abstr. Mesozoikum-Konferenz, 3 S., Budapest 1959.

TEICH, T.: Zum Chemismus der Badstubbrekzie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Carinthia II, **172**, 91–96, Klagenfurt 1982.

TENCHOV, Y.: Stratigraphy of the Carboniferous of the Stangalps, Austria. – Geologica Balcanica, **8**, 105–110, Sofia 1978a.

TENCHOV, Y.: Carboniferous of Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – Geol. Balcanica, **8**, 89–91, Sofia 1978b.

TENCHOV, Y.: Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174, Wien 1980.

TESSENSOHN, F.: Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1968**, 100–121, Stuttgart 1968.

TESSENSOHN, F.: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **138**, 169–220, Suttgart 1971.

TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 89–130, Wien 1974.

TESSENSOHN, F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia II, **164**, 137–160, Klagenfurt 1975.

TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **10**, 1–62, Wien 1959.

TOLLMANN, A.: Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **150**, 19–43, Stuttgart 1975.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentralalpen. – 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 3: Gesamtübersicht. – 718 S., Wien (Deuticke) 1986.

TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 47–113, Wien 1987.

TOULA, F.: Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Verh. Geol. R.-A., **1877**, 195–197, Wien 1877.

VAI, G. B.: Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – Mem. Soc. Geol. It., **13**/1, 1974, 7–37, Rom 1976.

VAI, G. B.: Una palinspastica permiana della Catena Paleocarnica. – Soc. Geol. It., **1**, 1978, 29–30, Rom 1979.

VAIL, P. R., MITCHUM, R. M. Jr. & THOMPSON, S.: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. – In: STANLEY, D. J. & KELLING, G. (eds.): Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**, 83–97, Tulsa 1977.

VARGA, G., CSILLAG-TEPLÁNSKY, E. & FÉLEGYHÁZI, Z.: Geology of the Mátra Mts. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **57**/1, 575 S., Budapest 1975.

VEEVERS, J. J. & POWELL, C. McA.: Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., **98**, 4765–487, Boulder 1987.

VENTURINI, C.: Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): un'evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – Mem. Soc. Geol. It., **24**, 1982, 23–42, Roma 1983.

VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J.: The Upper Carboniferous of the West Carpathians. – Geol. Práce, Správy **67**, 141–152, Bratislava 1977.

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A.: Important candidate Sections for Stratotype of Conodont based Devonian–Carboniferous Boundary. – Contr. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 231–239, Frankfurt/Main 1984.

ZIER, Ch.: Nachweis von Oberdevon und Karbon in der Hochlantschfazies nördlich des Röthelsteins bei Mixnitz (Grazer Paläozoikum). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **111**, 65–74, Graz 1981.

ZIER, Ch.: Die Devon-Karbon-Grenze in der Hochlantsch-Fazies des Grazer Pasläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **13**, 39–42, Graz 1983.

Tektonik
Tektonika
Tectonics

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 297–305	Wien, September 1991	1. rész	pp. 297–305	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Ein Diskussionsbeitrag zur Tektonik des Raumes Alpenostende – Kleine Karpaten – Pannonisches Becken*)

Von ALFRED PAHR**)

Mit 4 Abbildungen

Österreich
Ungarn
Ostalpen
Kleine Karpaten
Pannonisches Becken
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 61, 76, 137, 138

Inhalt

Zusammenfassung 297
Összefoglalás 297
Abstract 298
1. Einleitung 298
2. Die tektonischen Einheiten der Zentralzone am Alpenostrand 298
2.1. Die Gesteine der Rechnitzer Einheit (= Rechnitzer Serie) 300
2.2. Die Gesteine der Wechseleinheit 300
2.3. Die Grobgneisserie 300
2.4. Die Sieggrabener Serie 300
3. Die Fortsetzung der Gesteinszonen der Zentralzone der Ostalpen in die Kleinen Karpaten bzw. ins Pannonische Becken . 301
3.1. Ostalpen – Karpaten 301
3.2. Ostalpen – Pannonisches Becken 303
4. Ausblick 304
Literatur 304

Zusammenfassung

Das Problem der Fortsetzung der penninischen Zone und des Unterostalpins vom Alpenostende (Rechnitzer Fenstergruppe, Wechsel- und Grobgneiseinheit) in die angrenzenden Westkarpaten (Kleine Karpaten) und den benachbarten Bereich des Pannonischen Beckens wird erörtert. Eine Übersicht über Lithologie und Stratigraphie der tektonischen Einheiten des Alpenostendes wird gegeben.

Unter Beachtung der Unterschiede in der Metamorphose läßt sich die Parallele Grobgneiseinheit – Granitmassiv von Preßburg und Wechseleinheit – Perneckzone ziehen.

Borinka-(Ballensteiner) Kalke und Marianka-(Marienthaler) Schiefer sind von den Preßburger Granitoiden überschoben und werden als Fortsetzung des Rechnitzer Pennins betrachtet.

Neue Erkenntnisse von PLAŠIENKA über die Borinka Einheit (Teil des südpenninischen Troges).

Die Fortsetzung des Pennins von Rechnitz läßt sich auf Grund von Bohrungen und der Messung von magnetischer Intensität bis zur Donau verfolgen. Der genetische Zusammenhang der Subduktionszone im Rechnitzer Pennin mit der Riftzone im Bükk-Gebirge wird diskutiert. SW–NE-Scherungstendenzen im betrachteten Raum werden großtektonischen Verhältnissen (Vorposten der Böhmischen Masse – Mährische Senke) zugeschrieben.

Hozzászólás az Alpok keleti vége – Kis-Kárpátok–Pannon-medence térségének tektonikájához

Összefoglalás

A szerző a pennini zónának és az Alpok keleti vége alsó-keletalpi részének (rohonci ablak-csoport, változó és durvagneisz-egység) a szomszédos Nyugati-Kárpátokbeli (Kis Kárpátok) folytatódását, valamint a Pannon-medence szomszédos területét tárgyalja. Ennek során áttekintést nyújt az Alpok keleti végének litológiájáról és rétegtanáról.

*) Nach einem Vortrag, der am 21. 11. 1989 in Budapest gehalten wurde.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. ALFRED PAHR, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

A metamorfózisban megmutatkozó különbségek alapján párhuzamosítható egymással a durvagneisz-egység–Pozsonyi Gránitmasszívum és a Wechsel-egység–Pernek-zóna.

A Borinkai (Ballensteini) Mészkőre és a Mariankai (Marientali) palárd rohonci penninikum folytatásaként értelmezett pozsonyi granitoidok tolódtak fel.

D. PLAŠIENKA újabb felismerése: a Borinka-egység a Dél-pennini teknő része.

A rohonci penninikum folytatása fúrások, valamint mágneses intenzitás mérések alapján a Dunáig követhető. A rohonci penninikumbeli szubdukciós zónának a Bükk-hegységi rift zónával való genetikai összefüggése ugyancsak megtárgyalásra kerül. A vizsgált térségben a DNy–ÉK-j irányú elnyíródások nagytektonikai viszonyoknak (a Cseh Masszívum–Morva Süllyedék „előőrse") tulajdoníthatók.

Geological Structures at the Eastern End of the Alps – Little Carpathians – Pannonian Basin – A Discussion of Problems

Abstract

The problems of the continuation of Penninic and Lower Austroalpine units into the adjoining segments of the Western Carpathians (Little Carpathians) and into the Pannonian Basin are discussed.

A review of lithology and stratigraphy of the Rechnitz Window Group and the Lower Austroalpine rim (Wechsel and Grobgneis units) at the Eastern end of the Alps is depicted.

Although there is a different grade of metamorphism we can compare the Grobgneis unit with the Bratislava granitoids and the Wechsel unit with the Pernek-Zone (Little Carpathians).

The Borinka (former Ballenstein) limestone and the Marianka (Marienthal) schists are overthrust by the granitoid mass of Bratislava and they are considered as continuation of the Rechnitz Window Group in Austria, but less metamorphosed.

New findings of PLASIENKA about the Borinka unit (part of the southpenninic trough).

By boreholes and measurement of the vertical magnetic intensity we can trace the Penninic zone in Hungary from Köszeg up as far as the Danube. The genetic connection of the subduction zone in the Rechnitz Window Group with the rift-zone in the Bükk-Mountains is discussed.

SW-NE shearing tendency in this area is due to tectonic conditions on a larger scale (Promontory of the Bohemian Mass and the Moravian depression).

„ ... ist entgegenzuhalten, daß die Ostalpen als Ausschnitt eines Großraumes selbstverständlich in unlösbar kausaler Verbindung mit den West- und Südalpen, mit den Dinariden, ***mit dem Untergrund der ungarischen Tiefebene und mit den Karpaten,*** *aber ebenso mit dem Vorland stehen. Sie sind ... eingebundenes Glied einer Ereigniskette."*

WERNER FUCHS (1984)

1. Einleitung

Die Fortsetzung der höheren tektonischen Großeinheiten der Ostalpen (Kalkalpen, Flyschzone, Klippenbereiche, Molasse) ist heute vor allem durch die Forschungs- und Aufschließungstätigkeit bei der Erdölsuche im Wiener Becken beiderseits der Staatsgrenze weitgehend geklärt, wozu sicherlich auch die geologische Zusammenarbeit beider Staaten beigetragen hat (KRÖLL & WESSELY, 1973; LEŠKO & VARGA, 1980.

Die Fortsetzung der kristallinen Zentralzone der Ostalpen (Pennin, Ostalpin) in die Kleinen Karpaten stieß jedoch auf große Schwierigkeiten, weil sich die benachbarten Gebirgsteile (Ostalpen: Leithagebirge – Kleine Karpaten: Hainburger Bergland) an der tertiärbedeckten Nahtstelle (Brucker Pforte) „fremd" gegenüber stehen: Im Leithagebirge allgegenwärtige Spuren rückschreitender Metamorphose (in den Hüllschiefern des Grobgneises Chloritsäume um Granat, Biotit weitgehend in Chlorit umgewandelt, Staurolith pseudomorph als Chloritoid bzw. Serizit etc.) im Grundgebirge, die nachvariskischen Sedimente (alpiner Verrukano, Semmeringquarzit) sind epizonal metamorph. Im Gegensatz dazu gibt es im Hainburger Bergland Granit, Glimmerschiefer mit unversehrt erhaltenem Biotit, Staurolith und Granat, die postvariskischen Klastika noch in der ursprünglichen Rotfärbung (Hämatit).

In dieser Situation erscheint es sinnvoll, zunächst eine „Bestandsaufnahme" der kristallinen Zentralzone am Ostende der Alpen vorzunehmen und dann nach vergleichbaren Einheiten in den benachbarten Kleinen Karpaten zu suchen.

2. Die tektonischen Einheiten der Zentralzone am Alpen-Ostende

Die tektonisch tiefste Einheit ist das Penninikum in der „Rechnitzer Fenstergruppe" mit den tektonischen Fenstern von Möltern, Bernstein, Rechnitz und Eisenberg, unmittelbar überlagert vom Unterostalpin der Wechseleinheit und der tektonisch höheren Grobgneiseinheit.

In der Fuge zwischen Wechsel- und Grobgneiseinheit findet sich gelegentlich zentralalpine Trias als Beweis für alpidischen Deckenbau. Die Wechseleinheit ist die tektonisch bedeutendste Gesteinsgruppe am östlichen Ende der Zentralalpen, die immer wieder in tektonischen Fenstern unter der relativ dünnen „Haut" der Grobgneiseinheit auftaucht.

Teils auf der Wechsel-, teils auf der Grobgneiseinheit, an einigen Stellen sogar auf dem Pennin, liegen Erosionsreste der mittelostalpinen Sieggrabener Einheit.

Es herrscht Schuppen- bzw. Deckenbau mit allgemeiner Nordvergenz. Als Zeitintervall für das Entstehen dieses Deckenstapels werden jungalpidische Phasen (Miozän) angenommen.

Országos Széchényi Könyvtár

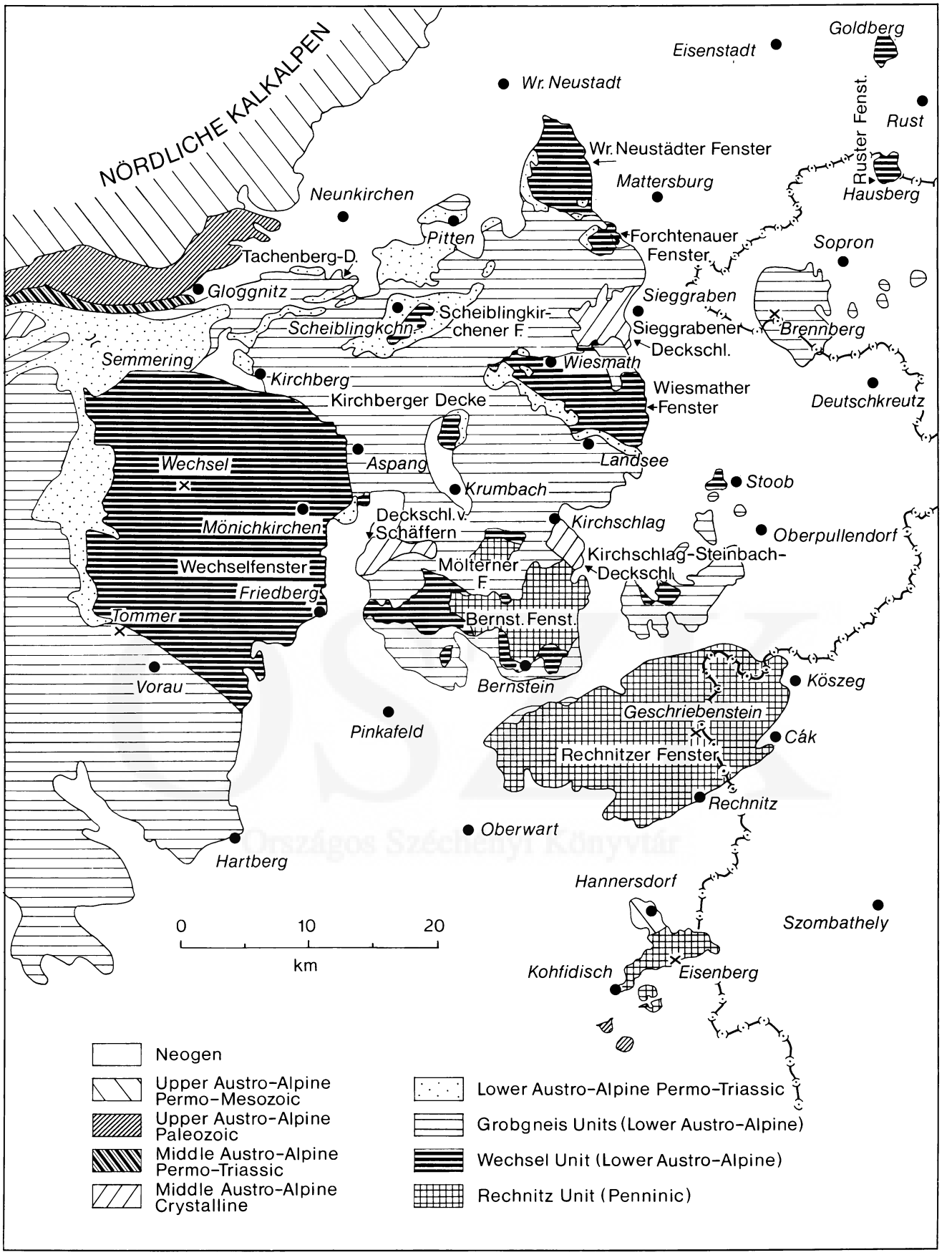


Abb. 1.
Geologie des Alpen-Ostendes der Zentralzone (Österreich).

2.1. Die Gesteine der Rechnitzer Einheit (= Rechnitzer Serie)

Diese Gesteinsgesellschaft setzt sich zusammen aus epizonal metamorphen, größtenteils marinen Sedimenten, die je nach Primärmaterial heute als Kalk-, Quarz-, Graphit-, Chloritphyllit sowie Serizitkalkschiefer und Quarzit vorliegen und damit z. T. verzahnten Ophiolithen (Ultramafitite, Metagabbros, Grünschiefer). Nach KOLLER (1985) erfolgte die letzte Metamorphose dieser Gesteine in der Grünschieferfazies (390–430°C, 3 kb) im Zeitintervall von 22 bis 19 Mio Jahren vor heute.

SCHÖNLAUB konnte 1973 mit Hilfe von Mikrofossilien (Spicula) das Alter der Sedimente in die höhere Unter- bis Oberkreide einstufen. Auffällig im Serienbestand sind Linsen von „Cáker Konglomerat", vermutlich eine im Brandungsbereich entstandene Bildung mit Geröllen aus Triasdolomit (MOSTLER & PAHR, 1981). An einigen Stellen finden sich eingeschuppt vermutlich triadische Gesteine (Dolomit, Kalkmarmor, Quarzit) in zentralalpiner Fazies, die als aus dem Untergrund aufgeschuppte Scherlinge betrachtet werden. Sie sind von Blockgröße bis zu Olistolith-Dimensionen vertreten.

Die ophiolithischen Gesteine sind z. T. mit den Sedimenten verzahnt (Grünschiefer), z. T. durchbrechen sie diese diskordant (Gabbros), z. T. ist der Kontakt tektonisch (Serpentinite). Der im Zuge der Serpentinisierung entstandene Magnetit bewirkt kräftige magnetische Anomalien, die die Ortung größerer Serpentinitkörper im Untergrund ermöglichen.

Der ursprüngliche Gesteinsverband der Rechnitzer Serie ist, besonders im Bereich von Bernstein und Möltern durch sehr kräftige tektonische Bewegungen weitgehend zerstört (Schuppenstruktur).

In mehrfacher Hinsicht interessant ist das Auftreten von Gesteinen, deren Mineralbestand beweist, daß sie eine Hochdruckmetamorphose erfahren haben (Pumpellyit, Crossit, Ferroglaukophan, Alkalipyroxen, Lawsonit, Stilpnomelan, Bildungstemperatur 330–370°C bei 6–8 kb [KOLLER, 1985]). Sie finden sich in einem nach WNW abtauchenden Bereich auf einer Länge von ca. 40 km (mit Unterbrechungen durch das Tertiär). Dieser Mineralbestand und das durch gravimetrische Untersuchungen bewiesene Abtauchen dieser penninischen Teileinheit sind beweiskräftige Hinweise für das Vorliegen einer allgemein gegen Westen abtauchenden Subduktionszone. Der Zeitraum ihrer Aktivität ist nach K/Ar-Datierung an zonaren Crossit-Riebeckit-Mischkristallen als altalpidisches Ereignis einzustufen (ca. 65 Mio. J. [FRANK in KOLLER, 1985]).

2.2. Die Gesteine der Wechseleinheit

Diese Gesteinsfolge wurde seinerzeit im „klassischen" Wechselgebiet von MOHR in grundlegenden Arbeiten erforscht und in neuerer Zeit von FAUPL (1970) bearbeitet. Im Zuge der Kartierung stellte sich heraus, daß die Wechseleinheit sich über die Ostrandstörung hinaus weiter nach Osten erstreckt und auch eine größere Variationsbreite besitzt.

Die Wechselserie besteht aus einer Abfolge von Metapeliten und (vorwiegend) basischen Metamorphiten. Gegen das Hangende zu treten häufig Graphitschiefer bzw. Graphitquarzit auf. Während für die hangenden feinkörnigen Metabasite die Abkunft von Tuffen bzw. Tuffiten wahrscheinlich ist, muß für die auftretenden Lagen amphibolitischer Gesteine Herkunft von entsprechenden Magmatiten angenommen werden.

Auf der Wechselserie liegt, anscheinend konkordant, eine metamorphe Folge von Meta-Konglomeraten, -arkosen und -peliten. Sie liegt stets im Grenzbereich zur tektonisch höheren Grobgneiseinheit und zeigt die entsprechende starke tektonische Beanspruchung. Sie wird auf Grund ihres lithologischen Charakters und ihrer Zusammensetzung zumindest zum Teil als klastische nachvariskische Abfolge aufgefaßt (Perm?). Sie schließt die Gesteinsfolge nach oben ab und bildet einen (leider nur sporadisch vorhandenen) Leithorizont zur Abgrenzung der Wechseleinheit von der auflagernden Grobgneisserie.

In den tieferen Anteilen der Wechselserie ist der Wechselgneis ein weitverbreitetes Gestein, gekennzeichnet durch eine allgegenwärtige Albitblastese, die dem Gestein durch die bis erbsengroßen Albitkristalle (An <5 %) ein charakteristisches Aussehen verleiht. Nach seinem Mineralbestand ist dieses Gestein als Serizitchloritalbitgneis zu bezeichnen, wobei Schwankungen im Mineralbestand bis zu Albitchloritquarzphylliten bzw. Albitchloritphylliten hinführen.

Gegen Süden zu nimmt die Intensität der Metamorphose zu, biotitreiche Schiefer, Hornblendegneise, Amphibolite stellen sich ein (Kristallin von Waldbach [FAUPL, 1972]).

2.3. Die Grobgneisserie

Der namengebende Grobgneis ist ein meist grobkörniger Granitgneis; im Mineralbestand sind gefüllter Plagioklas (Oligoklas), Biotit (oft teilweise chloritisiert), Muskowit (Phengit) und Quarz, akzessorisch oft kleiner Granat, vorherrschend jedoch großer (bis 8 cm) Mikroklin vorhanden. Radiometrische Datierungen von SCHARBERT (nach KOLLER & WIESENEDER, 1981) ergaben ein Gesamtgesteinsalter von 340 ± 10 Mio. J. Der Habitus dieses Gesteins reicht vom (makroskopisch) unverletzten Granit über Augengneis bis zu schiefrigen, plattigen Varietäten.

Die Hüllschiefer des Grobgneises, meist quarzreiche, einförmige, oft phyllonitische Glimmerschiefer lassen Anzeichen von Diaphthorese erkennen, oft sind schmächtige Gneislagen konkordant eingeschaltet. Häufig sind zwischen Hüllschiefern und Grobgneiskörpern Metadiorite eingeschaltet, selten auch Meta-Olivingabbro bzw. Meta-Hornblendegabbro. Sie werden teils als Differentiate des Granits gedeutet, aber auch primär dem Hüllschieferkomplex zugerechnet.

Der ursprüngliche Intrusionsverband von Granit und Hüllschiefern wurde im Zuge der alpidischen Orogenese zerstört, Kontaktminerale sind nicht erhalten geblieben.

2.4. Die Sieggrabener Serie

Diese Gesellschaft hochkristalliner Gesteine (Granatbiotitgneis, Amphibolit mit und ohne Granat, Hornblende-Eklogite, serpentinisierter Peridotit mit spinellführenden Gesteinen und Meta-Rodingiten) hat wegen ihrer von der Umgebung abweichenden Zusammensetzung und Metamorphose schon früh Aufmerksamkeit

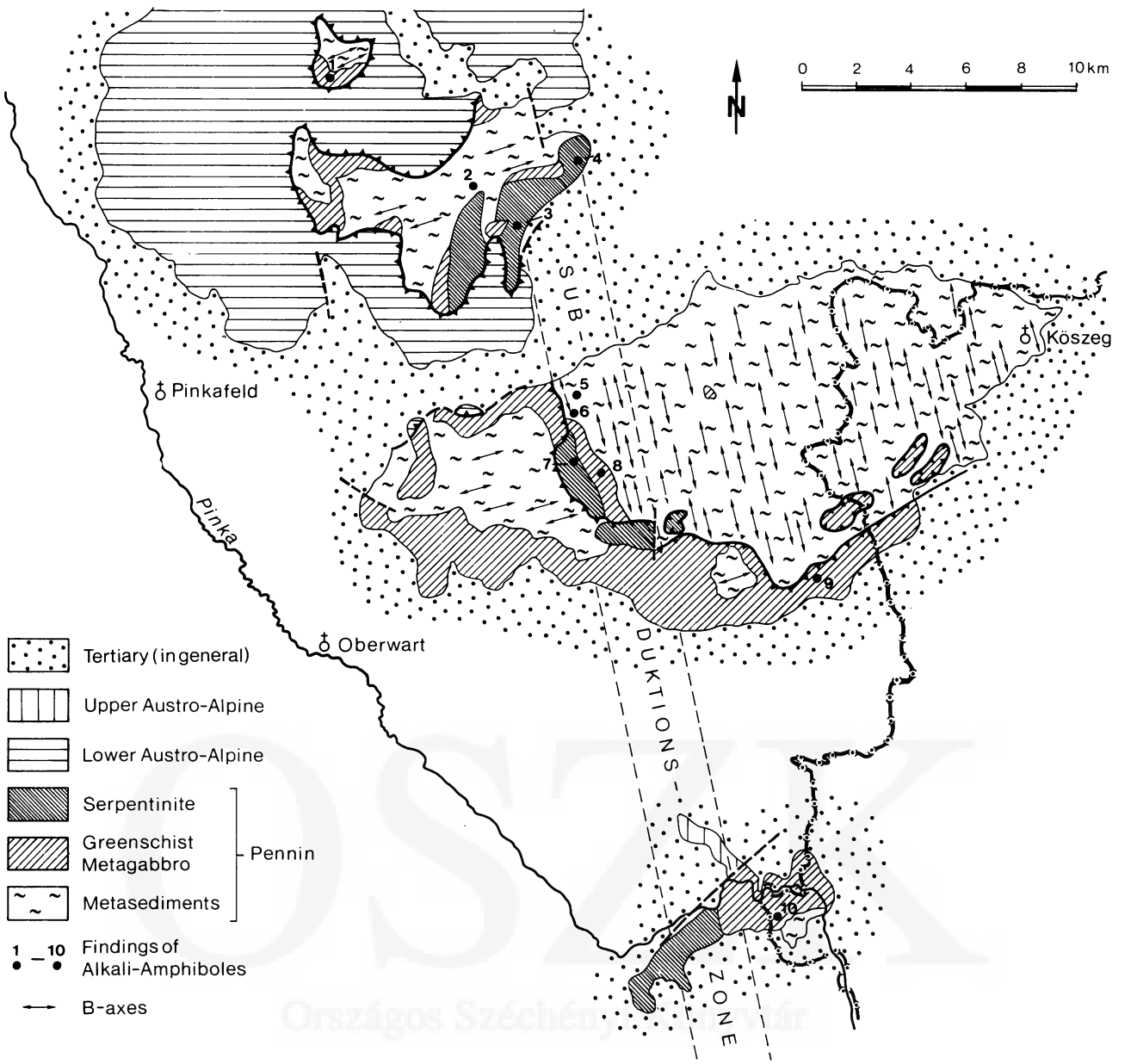


Abb. 2.
Das Penninische Fenster des Alpen-Ostendes (KOLLER & PAHR, 1980).

erregt (KÜMEL, 1935,; WIESENEDER, 1932). Diese Gesteine liegen als größere Erosionsreste mit tektonischem Kontakt auf der Wechsel- bzw. Grobgneiseinheit und werden meist ins Mittelostalpin gereiht.

3. Die Fortsetzung der Gesteinszonen der Zentralzone der Ostalpen in die Kleinen Karpaten bzw. ins Pannonische Becken

3.1. Ostalpen – Karpaten

Schwierigkeiten beim Vergleich mit den Gesteinen der Kleinen Karpaten bereitet der oben erwähnte, sprunghafte Unterschied in der Metamorphose. Von diesem Metamorphose-Hiatus abgesehen finden wir jedoch beiderseits der Brucker Pforte eine durchaus ähnliche Gesteinsgesellschaft: Am Alpenostende Grobgneis mit Hüllschiefern, dort die gleich alten S-Typ Granitoide um Hainburg und Preßburg, ebenfalls mit einer durchaus ähnlich zusammengesetzten Schieferhülle, nur die (regressive) jungalpidische Metamorphose ist deutlich geringer gewesen.

In der Zone von Pernek in den Kleinen Karpaten finden wir viele Eigentümlichkeiten der Wechselserie wieder: Den großen Reichtum an Metabasiten, den Graphitquarzit im Hangenden und schießlich auch das auflagernde Permoskyth + karbonatischer Trias in zentralalpiner Fazies (Semmeringtrias).

Für die geringere Metamorphose in den Kleinen Karpaten gibt es eine einfache, akzeptable Erklärung: Die (jung)alpidische Metamorphose ist hier geringer gewesen, weil die Überlagerung durch die höheren Decken geringer war und daher die höheren Metamorphosetemperaturen der Ostalpen nicht erreicht wurden.

Der so abrupt auftretende Unterschied liegt in der plötzlichen Änderung der großtektonischen Verhältnisse begründet: Mit der Mährischen Senke war das gewaltige Hindernis, das die Böhmische Masse dem allgemein Süd–Nord gerichteten Deckenschub des jungalpidischen Zyklus entgegengesetzte (und damit ein Übereinanderstapeln der ostalpinen Decken bewirkte) zu Ende. Damit hatten etwa ab dem Meridian von Wien die Schubmassen freiere Bahn, sie wurden nicht mehr übereinander gestapelt sondern eher voreinander hergeschoben.

So mußten sich durch das Ausweichen von diesem Hindernis nach einfachen mechanischen Gesetzen (Kräfteparallelogramm!) die bekannten SW–NE gerichteten Scherzonen im Pannonischen Becken herausbilden (Raab-, Balaton-, Zagreb–Zemplen-Linie etc.).

Diese Bewegungstendenz führte auch zur Entstehung des Wiener Beckens (Abschiebung!). Das große Erdbeben des Jahres 456 n. Chr. in Westungarn, das zu völliger Zerstörung von Steinamanger und Ödenburg führte, und die auch heute noch vorhandene bekannte Seismizität der Mürzfurche sind späte Äußerungen dieser Tendenz.

Die Änderung der großtektonischen Verhältnisse zwischen dem Tauernfenster und der Rechnitzer Fenstergruppe deutet ja schon auf geringere Kontraktion gegen Osten zu: In den Tauern gehören Habachserie und Zentralgneis zum penninischen Bereich, am Alpenostrand liegen die entsprechenden Einheiten (Wechsel- und Grobgneiseinheit) in unterostalpiner Position, weil die gewaltige Deckenstapelung des Tauernbereiches hier bereits wesentlich geringer war, und in den Kleinen Karpaten sind beide Einheiten, Pernekzone und Granitoide von Preßburg noch tektonisch verbunden, anscheinend durch keine (alpidische) Schubbahn getrennt.

Wir müssen also durchaus im Streichen eines Gebirges auch den Einfluß der jeweiligen großtektonischen Situation berücksichtigen und nicht nur fazielle Erwägungen. Dafür bieten die Kleinen Karpaten ein lehrreiches Beispiel:

Die Schwellenzone des Briançonnais in den Westalpen (Hochstegenzone in den Hohen Tauern) ist durch lückenhaftes Mesozoikum (Schichtlücke zwischen Permoskyth und Jura) charakterisiert. Weil nun nach früherer Auffassung in den Kleinen Karpaten die Marianka- (Marienthaler) Schiefer und die Borinka- (Ballensteiner) Kalke als mesozoische Hülle des kristallinen „Kerns" den Granitoiden von Bratislava auflagern sollten, erfolgte die Gleichsetzung mit der Briançonnaiszone der Alpen.

Nach heutiger Kenntnis besitzen die granitischen Gesteine der Kleinen Karpaten zwar eine Schieferhülle aus Biotitglimmerschiefern und z. T. Gneis mit aufgela-

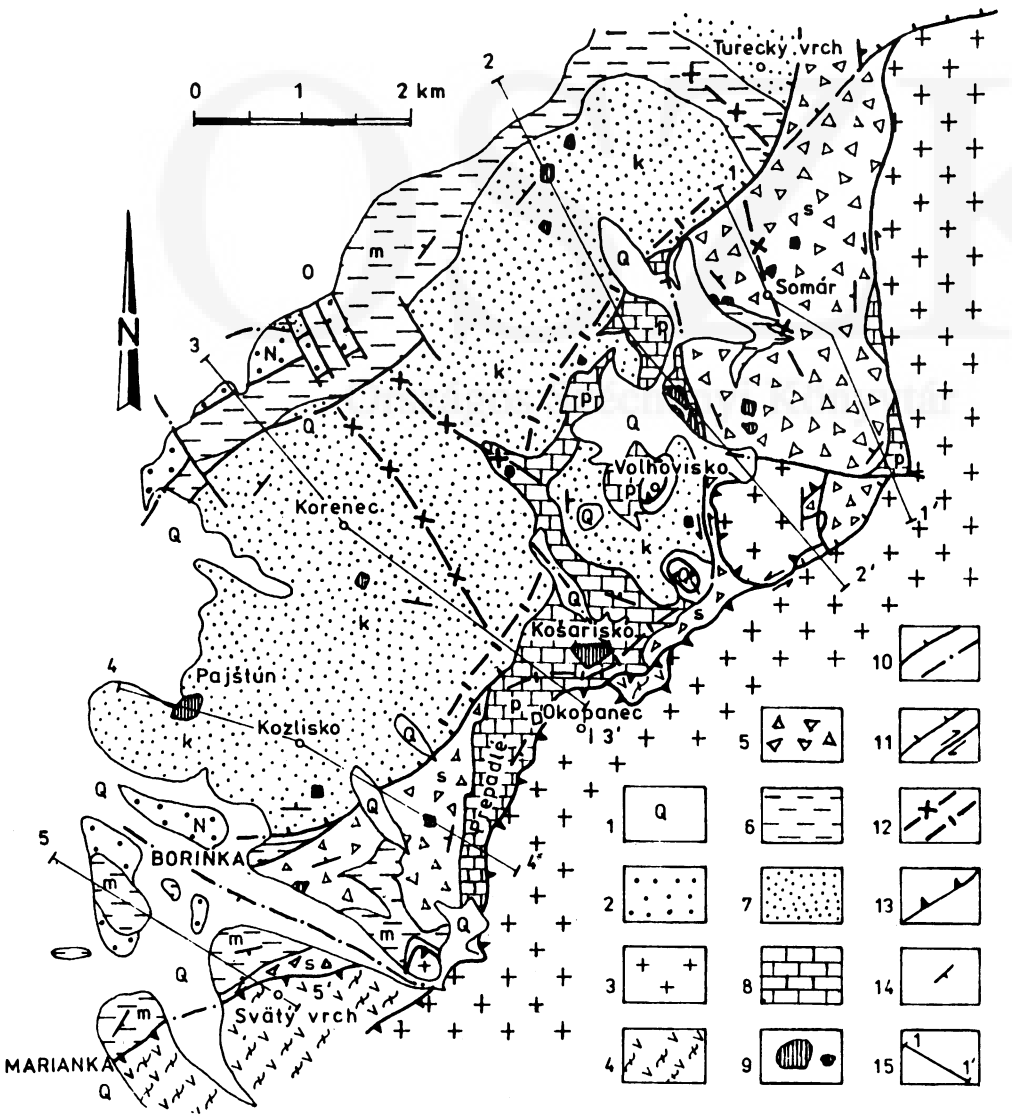


Abb. 3.
Tektonische Skizze der Borinka-Einheit (D. PLAŠIENKA, 1987).
1 = Quartär; 2 = Neogen; 3 = Bratislava-Granitoide; 4 = Frühpaläozoischer kristalliner Schiefer; 5 = Somar-Formation; 6 = Marianka-Formation; 7 = Korenec-Formation; 8 = Prepadle-Formation; 9 = Triassische Karbonate und Quarzite; 10 = normaler Bruch; 11 = Blattverschiebung; 12 = Achse der makroskopischen Falten; 13 = Überschiebungsebene der Bratislava-Grundgebirgsdecke; 14 = Streichen und Fallen von Schichtung und Schieferung; 15 = Profillinien.

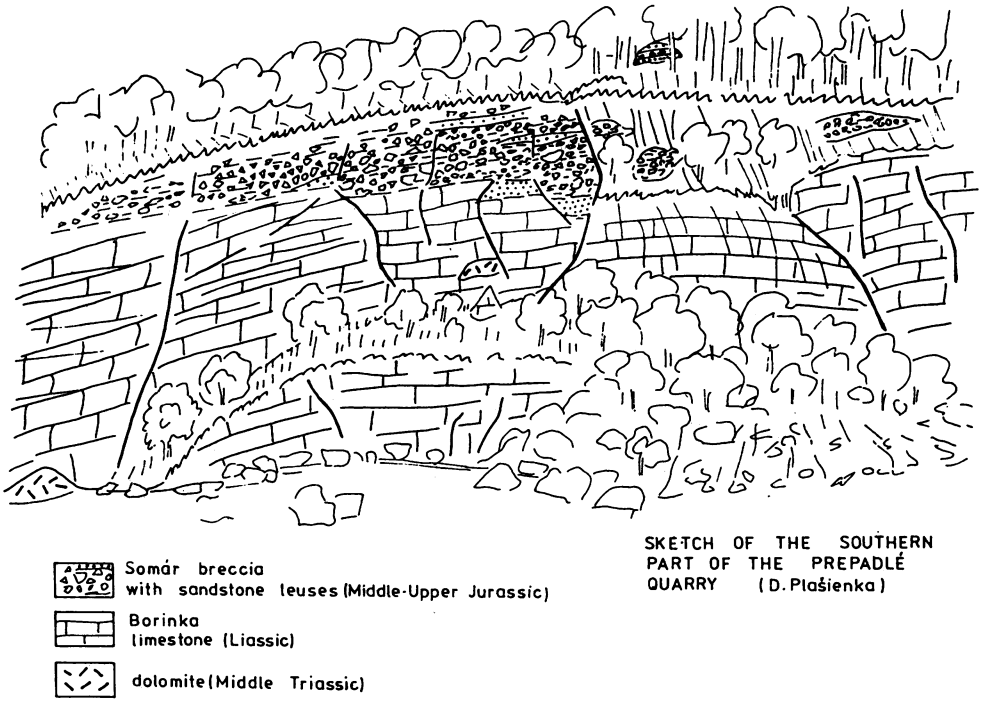


Abb. 4.
Skizze des südlichen Teiles des Prepadle-Steinbruches (D. PLAŠIENKA, 1987).

gerter Trias in zentralalpiner Fazies (von PLAŠIENKA & PUTIŠ, 1987) als Devin-, Kuchyna- und Kadlubek-Folgen bezeichnet), die Marienthaler Schiefer und Borinkakalke jedoch sind von den Granitoiden bzw. ihrer Schieferhülle überschoben und damit in einem tektonisch tieferen Stockwerk als das Unterostalpin. Diese Überschiebung wurde übrigens von dem ungarischen Geologen GÉZA VON TOBORFFY schon 1915 erkannt und beschrieben.

Nach neuen geophysikalischen Untersuchungen sind die Preßburger Granitoide eine allochthone Schubmasse, die etwa 1 km mächtig ist.

Wir haben also für diese Schiefer bzw. Kalke eine analoge tektonische Position wie das Penninikum am Alpenostrand, aber nicht nur das: Auch die Stratigraphie und Lithologie der Sedimente (Borinkakalk und Mariankaschiefer) ist sehr ähnlich dem Rechnitzer Pennin, nur war eben die jungalpidische Metamorphose aus den oben angeführten Gründen (geringere Überlagerung) deutlich schwächer: So finden sich in den Borinkakalken noch Makrofossilien des Lias (Spongien, Belemniten), die im Rechnitzer Pennin völlig zerstört wurden.

Wir können also mit guten Gründen diese Sedimentgesteine zufolge analoger Stratigraphie, Lithologie und tektonischer Position dem Rechnitzer Pennin gleichsetzen (PAHR, 1983).

Genauere Kenntnisse dieser Gesteinsgesellschaft verdanken wir vor allem PLAŠIENKA (1987): Er bezeichnet die gesamte Gesteinsgesellschaft mit dem Sammelbegriff Borinka-Einheit, die er lithologisch unterteilt in Marianka-, Korenec-, Prepadle- und Somar-Formation. Er zieht einen klaren Trennungsstrich zu der auf den tatrischen Decken abgelagerten Permotrias.

Bei seiner Borinka-Einheit (tektonisch gleichzusetzen mit dem „Vahikum" von MAHEL [1981]) handelt es sich nach seinen Forschungsergebnissen vor allem um jurassische, vielleicht auch z. T. in die Kreide hinaufreichende Sedimente. Das charakteristische Schichtglied ist der Borinkakalk:

Dunkelgrau, massig, oft aber auch Lagenbau, lagenweise liassische Makrofaunen (Sinemur–Toarc). Häufig finden sich Triasquarzit und -dolomit eingeschuppt (wie im Rechnitzer Pennin!). PLAŠIENKA faßt die Borinkakalke als Schelfbildung auf, gekennzeichnet durch „mud flows", mit Einlagerungen von Sandstein in den mittleren und oberen Teilen des kalkigen Komplexes.

Gegen NW wechsellagern die Borinkakalke mit dunklen Tonschiefern der Marianka-Formation und den Mergel- und flyschoiden Sandstein-Tonschieferlagen der Korenec-Formation. Darüber liegt die brekzienreiche Somar-Formation, die auch Komponenten aus dem überlagernden Kristallin, aber auch aufgearbeitete Triasquarzite und -karbonate enthält. Die Mächtigkeiten sind beachtlich: Prepadle-Formation 200–300 m, Korenec 600–800 m, Marianka 500, Somar 500 m, sodaß eine Gesamtmächtigkeit von ca. 2000 Metern vorhanden ist.

Nach PLAŠIENKA (1987) handelt es sich um ein Teilgebiet des südpenninischen Troges, der nördlich der Tatriden lag und im Zuge jungalpidischer Bewegungen von diesen überschoben wurde.

3.2. Ostalpen – Pannonisches Becken

Im Soproner Gebirge können wird die Grobgneiseinheit erkennen, bei Fertörákos ist die Wechseleinheit aufgeschlossen bzw. erbohrt worden. Die weitere Fortsetzung der unterostalpinen Einheiten nach NE ist durch einige Tiefbohrungen bis etwa zur Donau wahrscheinlich.

Auf Grund von Bohrungen sowie durch Messungen der magnetischen Vertikalintensität (die mit hoher Wahrscheinlichkeit die Ultrabasitkörper des Penninikums auch in größerer Tiefe nachweisen kann) können wir auch das Weiterstreichen der penninischen Zone der Ostalpen vom letzten Obertagsaufschluß östlich von Güns (Köszeg) am NW-Rand der Kleinen Ungarischen Tiefebene bis zur Donau verfolgen. Diese Sachlage hat auch schon WEIN (1973) auf Grund von Bohr-

kernen in seiner Übersicht über die tektonischen Haupteinheiten Ungarns gezeichnet.

Viel schwieriger ist es jedoch, für die im Rechnitzer Pennin vorhandene, nach Westen abtauchende altalpidische Subduktionszone die zugehörige (wahrscheinlich östlich davon gelegen) Riftzone zu finden. Teile einer solchen finden wir in NE-Ungarn, im Bükk-Gebirge, aufgeschlossen, mit prächtigen Pillowlaven im Egertal und mit der zugehörigen Ophiolithsuite sowie mit den zugehörigen Sedimenten, die (zwar mit wesentlich geringerer Metamorphose) in vielen Einzelheiten jenen von Rechnitz entsprechen.

KUBOVICS (1984) hat beim Vergleich der Meta-Ultrabasite von Felsö-Csatár (ungarischer Anteil des Eisenbergfensters) mit den Magmatiten vom Szarvaskö (Bükk-Gebirge) große Ähnlichkeit im Mineralbestand und geochemischen Befund erkannt und stellt abschließend fest, daß die geologisch-petrogenetischen Bildungsbedingungen für die Edukte der Magmatite des Eisenberger Fensters im Raum Felsöcsatár sehr ähnlich jenen der Magmatite des Szarvaskö im Bükk-Gebirge gewesen sind.

Es erscheint natürlich sehr gewagt, solche Überlegungen über eine Entfernung von ca. 300 km anzustellen. Wenn wir jedoch bedenken, daß aus den oben angeführten Gründen bei der jungalpidischen Gebirgsbildung gewaltige Scherungsbewegungen in SW–NE-Richtung entstanden sind, können wir annehmen, daß diese Riftzone vorher jedenfalls wesentlich weiter im Südwesten lag, und dann erscheint die vorher geschilderte Verbindung nicht mehr so abwegig. Es ist allerdings auch eine weiter westlich gelegene, heute zugedeckte Riftzone denkbar.

Über diese vorwiegend im Miozän erfolgten NE-Bewegungen mit den von der paläomagnetischen Forschung erkannten Rotationen sind wir durch die Arbeiten von BALLA (1987) informiert: Zu Beginn des Neogens lagen die tektonischen Bauelemente des Pannonischen Beckens mehrere hundert Kilometer westlich, südwestlich und südlich ihrer derzeitigen Position.

HAMOR (1983, 1988) hat in minutiöser Kleinarbeit die Zusammenhänge von Tektonik und Sedimentation im Pannonischen Becken im Neogen dargestellt und dadurch paläogeographische Rekonstruktionen auf eine feste Basis gestellt. RATSCHBACHER et al. (1990) haben den Grenzbereich Ostalpen – Karpaten – Pannonisches Becken einer ausführlichen Strukturanalyse unterzogen.

4. Ausblick

Wenn wir nun den größeren ostalpin-karpatisch-pannonischen Raum überblicken, so gewinnen wir den Eindruck eines riesigen „Brückenkopfes", aus Tethysinventar und Grundgebirgsresten bestehend, aufgeschoben auf den eurasischen Kontinent infolge der Nordbewegung Afrikas im Neogen. Entscheidend war dabei der gewaltige Vorposten der Böhmischen Masse für die SW–NE gerichtete Scherungstendenz im pannonischen Raum. Diese Tendenz ist auch verantwortlich zu machen für das „displaced terrane" des Bakony und sie hat vielleicht auch eine Rolle gespielt bei den jungen Bewegungen an der Periadriatischen Naht.

Dies sind weitere Themen dieses an Problemen sicherlich nicht armen Raumes. Wesentlich erscheint die Berücksichtigung der jeweiligen großtektonischen Situation und der damit unterschiedlichen Metamorphosebedingungen beim Vergleich von Gebirgszonen, denn deren Beachtung kann uns helfen, Zusammenhänge zu erkennen, die zunächst nicht so klar sind.

Literatur

BALLA, Z.: The Carpathian Loop and the Pannonian Basin – a kinematic analysis. – Geophys. Transactions **30/4**, 313–353, Budapest 1984.

FAUPL, P.: Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ) und Fröschnitz (Stmk.). – Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., **19**, 27–70, Wien 1970.

FAUPL, P.: Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 22–52, Wien 1972.

FUCHS, W.: Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen und Westkarpaten unter Einbeziehung plattentektonischer Gesichtspunkte. – Jb. Geol. B.-A., **127**/4, 571–632, Wien 1984.

HAMOR, G.: The Quantitative Method of Palaeogeographical Reconstruction. – Special Papers of MAFI, Budapest **1983**/2, 70 S.

HAMOR, G.: Neogene Palaeogeographic Atlas of Central and Eastern Europe. – Budapest 1988.

KOLLER, F.: Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., **128**/1, 83–150, Wien 1985.

KOLLER, F. & PAHR, A.: The Penninic Ophiolites on the Eastern End of the Alps. – Ofioliti, **5** (1980), 73–78, Florenz 1980.

KOLLER, F. & WIESENEDER, H.: Gesteinsserie und Metamorphose der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins der Steiermark. – Fortschr. Min. **59**, Bh. 2, 167–178, Stuttgart 1981.

KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluß im Wiener Becken. – Erdöl-Erdgas Zschr., **89**, Nov. 1973, 400–413, Hamburg – Wien 1973.

KUBOVICS, I.: A Nyugat-Magyarországi Crossitit Közettani jellemzöi és Genetikaja (Petrologische Charakteristik und Genese des westungarischen Crossitits). – In ungar. Sprache mit engl. Zusammenfassung. Földtani Közlöny, **113**, 207–224, Budapest 1983.

KÜMEL, F.: Die Sieggrabener Deckscholle im Rosaliengebirge. – Min. Petr. Mitt. **47**, Leipzig 1935.

LEŠKO, B. & VARGA, I.: Alpine Elements in the West-Carpathian Structure and their significance. – Mineralia slov. **12**/2, 97–130, Bratislava 1980.

MAHEL, M.: Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of southern Penninicum in Westcarpathians. – Geol. Zbornik, **32**/3, 293–305, Bratislava 1951.

MOHR, H.: Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschr. Akad. Wiss. math. naturw. Kl., **88**, 633–652, Wien 1912.

MOSTLER, H. & PAHR, A.: Triasfossilien im Cáker Konglomerat von Goberling. – Verh. Geol. B.-A., **1981**/2, 83–91, Wien 1981.

PAHR, A.: Das Burgenland – geologisches Grenzland zwischen Ostalpen, Karpaten und Pannonischem Becken. – Geogr. Jb. Bgld., **7**, 27–38, Neusiedl/See 1983.

PLAŠIENKA, D.: Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. – Mineralia slov. **19**/3, 217–230, Bratislava 1987.

PLAŠIENKA, D. & PUTIŠ, M.: Geological Structure of the Tatricum in the Male Karpaty Mts. – International Conference, Bratislava, October 1987, S. 51.

RATSCHBACHER, L. et al.: Penninic windows at the Eastern end of the Alps and their relation to the intra-Carpathian basins. – Tectonophysics, **172**, 91–105, Amsterdam 1990.

SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 35–49, Wien 1973.

WEIN, G.: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 85–101, Wien 1973.

WESSELY, G.: Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone. – Mitt. österr. Geol. Ges., **76**, 27–68, Wien 1983.

WIESENEDER, H.: Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpenostrandes. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **42**, 136–181, Wien 1932.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Rohstoffgeologie
Ásványi nyersanyagok
Raw Material Geology

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 309–345	Wien, September 1991	1. rész	pp. 309–345	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Extraclasts from Cretaceous/Tertiary Bauxites of the Transdanubian Central Range and the Northern Calcareous Alps. Preliminary Results and Tentative Geological Interpretation

By ANDREA MINDSZENTY, KAMILLA GÁL-SÓLYMOS, ANNA CSORDÁS-TÓTH, IRÉN IMRE, GYÖNGYI FELVÁRI, ANTON W. RUTTNER, TAMÁS BÖRÖCZKY & JÓSZEF KNAUER*)

With 4 Text-Figures, 1 Table and 13 Plates

Österreich
Ungarn
Kreide
Bauxit
Extraklasten
Herkunft
Mineralogie
Abtragungsgeschichte

IGCP-Project 287
"Tethyan Bauxites"

Contents

Zusammenfassung 309
Összefoglalás 310
Abstract 310
1. Introduction 311
2. Extraclasts in Bauxites of the Transdanubian Central Range 313
2.1. Methods 313
2.2. Results 313
2.2.1. Albian Horizon 313
2.2.2. Senonian Horizon 316
2.2.3. Eocene Horizon 316
3. Extraclasts from Cretaceous Bauxites of the Northern Calcareous Alps (Turonian/Senonian Horizon) 317
4. Discussion 317
4.1. Extraclasts in Bauxites of the Transdanubian Central Range 317
4.2. The Bauxites of the Northern Calcareous Alps 319
5. Conclusions 320
Acknowledgments 320
References 344

Extraklasten aus Kreide-Tertiär-Bauxiten des Transdanubischen Mittelgebirges und der Nördlichen Kalkalpen. Vorläufige Resultate und Versuch einer geologischen Interpretation.

Zusammenfassung

Die Bauxitvorkommen des Transdanubischen Mittelgebirges verdanken ihre Entstehung mehreren Episoden von Trockenlegung und Verkarstung, welche an die altalpidischen Gebirgsbildungs-Phasen der Kreidezeit gebunden sind.

Wir haben die aus den Bauxiten der verschiedenen stratigraphischen Horizonten separierten Extraklasten untersucht, um damit neue Informationen über die Denudations-Geschichte der weiteren Umgebung des Transdanubischen Mittelgebirges zu

*) Authors' addresses: Dr. ANDREA MINDSZENTY, Department of Mineralogy, Eötvös Loránd-University, Múzeum krt. 4/A, H-1088 Budapest; Dr. KAMILLA GÁL-SÓLYMOS, Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös Loránd-University, Múzeum krt 4/A, H-1088 Budapest; Dr. ANNA CSORDÁS-TÓTH, IRÉN IMRE, HUNGALU Engineering and Research Centre, Fehérvári út 144, H-1116 Budapest; GYÖNGYI FELVÁRI, JÓSZEF KNAUER, Hungarian Geological Institute, Népstadion út 14, H-1144 Budapest; Dr. ANTON W. RUTTNER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; TAMÁS BÖRÖCZKY, HUNGALU Bauxite Prospecting Co., Pf. 31/5, H-8221 Balatonalmádi.

erhalten. Diese Ergebnisse werden mit den wenigen von österreichischen Bauxiten zur Verfügung stehenden Beobachtungen verglichen. Schließlich wird versucht, auf Grund dieser Ergebnisse eine neue Hypothese hinsichtlich der Herkunft der exotischen Schüttungen aufzustellen.

Von jenen klastischen Mineralien, die in allen drei stratigraphischen Horizonten in gleicher Weise vorkommen (vorwiegend Quarz, einige magmatische oder gering-metamorphe Gesteinsfragmente, teilweise auch die Mineralien der „ultrastabilen" Gruppe) nehmen wir an, daß diese schon in den mesozoischen Karbonatgesteinen des Bauxit-Liegenden enthalten waren und als Verwitterungsreste im Zuge der Verkarstung in den Bauxit gerieten.

Von jenen Extraklasten dagegen, die entweder vorwiegend oder allein für einen bauxitführenden Horizont charakteristisch sind, nehmen wir an, daß sie aus nicht-karbonatischen Gesteinen stammen und sich, transportiert durch Wind und/oder Wasser, mit dem Bauxit im Laufe der Sedimentation vermischten. Diese Extraklasten können uns Informationen bezüglich der Paläogeographie der weiteren Umgebung geben.

Ergebnisse

Das Haupt-Schwermineral des Alb-Bauxithorizontes ist der Titanit; daneben sind noch verschiedene Mineralien aus metamorphen Gesteinen (Disthen, Hornblende) und Gesteinsfragmente bezeichnend.

Der Senon-Horizont ist auffallend arm an Extraklasten. Die wenigen identifizierbaren Mikroklasten sind – neben den „ultrastabilen" – Quarz, Feldspat, Glimmer und Fragmente von plutonischen, bzw. gering-metamorphen Gesteinen.

Der Paläozän-Untereozän-Horizont ist auffallend reicher an Extraklasten; sein Schwermineral-Spektrum ist breiter und charakterisiert durch einen hohen Anteil an Mineralien aus hochmetamorphen Gesteinen (Disthen, Sillimanit, Staurolith, Granat, Zirkon, Turmalin, Epidot, Zoisit, u. a.). Auch Gesteinsfragmente sind auffallend häufiger, ebenso idiomorphe Kristalle von Zirkon und Ilmenit. Vereinzelt wurden auch vulkanische Mikroklasten gefunden.

Schlußfolgerungen

1) Subaerische Erosion von metamorphen Gesteinen der kontinentalen Kruste war schon während des Unter-Alb in der weiteren Umgebung des Transdanubischen Mittelgebirges möglich.
2) Ähnlich wie in den Nördlichen Kalkalpen läßt sich auch im Transdanubischen Mittelgebirge die Denudation eines hoch-metamorphen Grundgebirges erst nach dem Campan erkennen.
3) Das Vorkommen von idiomorphem Ilmenit und Zirkon im Eozän-Bauxit-Horizont läßt eine unter-eozäne vulkanische Tätigkeit in der weiteren Umgebung des Transdanubischen Mittelgebirges möglich erscheinen.

Extraklasztok a dunántúli-középhegységi és az északi-mészkő alpi kréta–harmadidőszaki bauxitokból. Előzetes eredmények és földtani értelmezés

Összefoglalás

A Dunántúli-középhegység bauxitelőfordulásai keletkezésüket a kréta időszak óalpi hegységképződési fázisaival kapcsolatos szárazrakerülési és karsztosodási eseményeknek köszönhetik.

A szerzők a különböző rétegtani szintek bauxitjaiból elkülönített extraklasztokat abból a célból vizsgálták meg, hogy így újabb ismeretekre tegyenek szert a Dunántúli-középhegység távolabbi környezetének lepusztulás-történetéről. Észleléseiket összehasonlították az osztrák bauxitokról rendelkezésre álló szórványadatokkal. Ennek alapján az extraklasztok eredetére vonatkozó újabb hipotézis felállítására tesznek kísérletet.

Azon törmelékes ásványokról, amelyek mindhárom rétegtani szintben egyaránt jelen vannak (elsősorban kvarc, néhány magmás, vagy enyhén metamorf kőzettörmelék, valamint az "ultrastabil"csoport ásványai), feltételezik, hogy már a bauxitfekvő mezozóos kőzetekben is megvoltak, s a bauxitba a karsztosodás során "mállási maradék"-ként kerültek. Azokról az extraklasztokról viszont, amelyek vagy túlnyomórészt, vagy kizárólagosan jellemzőek valamelyik bauxit szintre, feltételezik, hogy nem-karbonátos kőzetekből származnak és víz által szállított, vagy szélfújta törmelékként keveredtek el a bauxittal. Ezek azok az extraklasztok, amelyek tájékoztatást nyújthatnak a távolabbi környezet ősföldrajzi viszonyairól.

Eredmények

Az albai bauxitszint jellemző nehézásványa a titanit, amelyet különböző metamorf ásványok (disztén, hornblende), valamint kőzettöredékek kísérnek.

A senon szint feltűnően szegény extraklasztokban. Az "ultrastabil" ásványok mellett, kvarcot, földpátot, csillámot és csupán kevés plutóni, illetve enyhén metamorf kőzettöredékeket tartalmaznak.

A paleocén–alsó-eocén szint feltűnően gazdag extraklasztokban; a törmelékes ásványtársulás feltűnően változatos (disztén, szillimanit, sztaurolit, gránát, cirkon, turmalin, epidot, zoizit stb.). Gyakoriak benne a kőzettöredékek, valamint az idiomorf cirkon és ilmenit. Szórványosan vulkáni eredetű mikroklasztok is előkerültek belőle.

Következtetések

1) Kontinentális kéregeredetű metamorf kőzetek a Dunántúli-középhegység távolabbi körzetében már a kora-albai idején is fel lehettek tárva.
2) Az Északi Mészkőalpokhoz hasonlóan a Dunántúli-középhegységben is – csak a campaniai után észlelhető a finomtörmelékes üledékekben a magas fokú metamorf alaphegység denudációjának hatása.
3) Az idiomorf ilmenitnek és a cirkonnak az eocén bauxitszintben megfigyelhető dúsulása esetleg a Dunántúli-középhegység távolabbi körzetében a kora-eocénben meginduló vulkáni tevékenységet jelezheti.

Abstract

Bauxites of the Transdanubian Central Range are related to subaerial exposure phases apparently synchronous with important orogenetic events in the Periadriatic area. Extraclasts separated from the Albian, Senonian and Eocene bauxite horizons were studied with the aim of contributing to the denudational history of the broader surroundings of the Transdanubian Central Range sector at the time of the subaerial exposure phases. The results are compared to the few available observations made

earlier on Cretaceous bauxites of the Northern Calcareous Alps and tentative suggestions regarding the source of the extraclasts are made.

Extraclasts present in all three horizons (mainly quartz, some igneous or low-grade metamorphic rock fragments and part of the "ultrastable" group i.e. zircon, rutile, tourmaline) are considered to be grains already present in the Mesozoic carbonate substrate and left over by karstic dissolution. Those occurring predominantly or exclusively in one or the other of the horizons, are considered as extraclasts admixed to the bauxitic sediments during their accumulation, transported either by wind or by surface waters on to the karstic terrain, and thus giving information about the paleogeography of the surroundings.

Results

Samples originating from the Albian bauxite horizon are rich in titanite, various metamorphic minerals (kyanite, amphibole) and rock fragments. The Senonian horizon is rather poor in extraclasts: in addition to the "ultra-stable" minerals it contains mainly quartz, felspar, mica and low-grade metamorphic rock fragments. The Paleocene–Lower Eocene horizon is characterized by a strikingly higher grade metamorphic association with kyanite, sillimanite, rutile, garnet, zircon, tourmaline, epidote/zoisite, staurolithe, etc. In addition to this – particularly in the youngest deposits – the abundance of euhedral ilmenite and zircon is increased considerably, and – though very rarely – they contain also calc-alkaline volcanic rock-fragments.

Conclusions

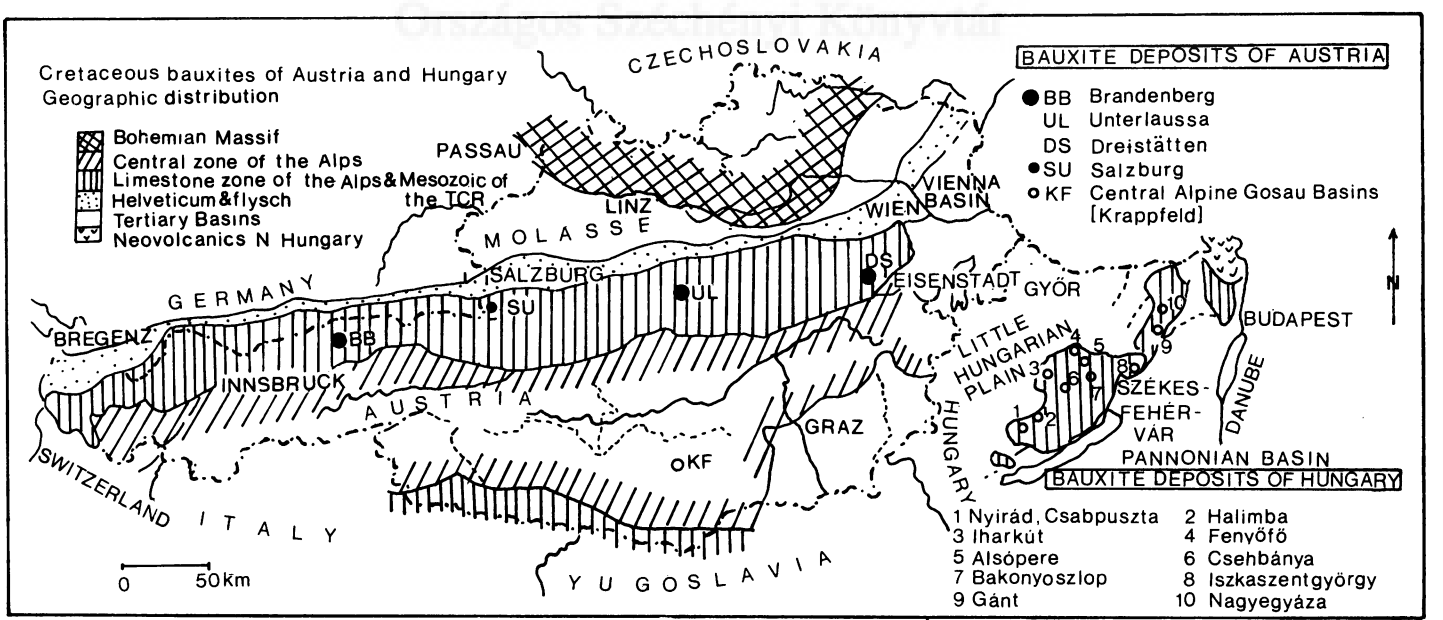
1) Subaerial erosion of continental crust-type material was possible as early as the early Albian already in the broader surroundings of the Transdanubian Central Range section of the Periadriatic area.
2) Similarly to the Eastern Alps also in the Transdanubian Central Range sector, the influence of the higher-grade metamorphic basement, as a "source" of fine-grained mechanical weathering products, became predominant in latest Cretaceous/Early Tertiary times only.
3) Euhedral ilmenite, zircon and the volcanic rock-fragments may be assigned to some hypothetic distant early Eocene volcanic source.

1. Introduction

Being the product of intense chemical weathering bauxites are generally poor in extraclasts. Almost all of them – even those occurring on the surface of carbonate rocks ("karst" bauxites) – do contain, however, at least a few highly resistant mineral grains. Part of the extraclasts in karst bauxites undoubtedly originates from the underlying carbonate substrate as the insoluble residue left over on karstification. Detailed micromineralogical studies, however, often reveal the presence of less resistant minerals and rock fragments as well, which are unlikely to have survived more than one cycle of weathering. Instead they apparently were admixed to the bauxitic sediment during its deposition and are the weathering products of contemporaneously exposed non-carbonatic rocks.

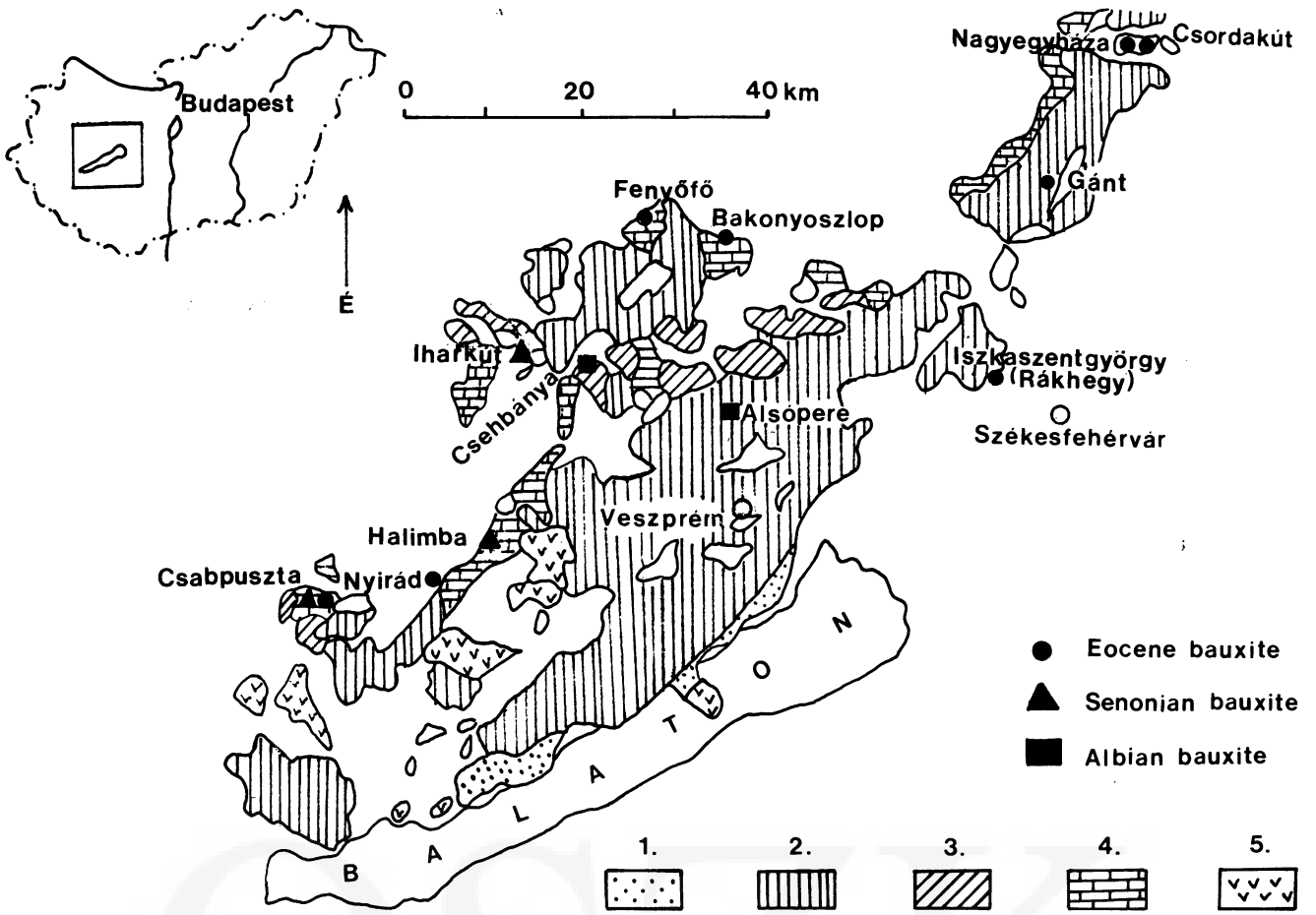
In most cases the size of these extraclasts (silt to fine-sand) suggests eolian transport; there are examples, however, where transportation of extraclasts by sheet-wash or by surface water-flows cannot be excluded either. Their importance lies in the fact that when lacking other more direct information, as is often the case at the time of regional unconformities, they may be the only references regarding the details of paleogeography of subaerially exposed terrains.

Bauxites of the Transdanubian Central Range are related to subaerial exposure phases apparently synchronous with important orogenic events in the Periadriatic area (cf. Figs. 1 and 2). Those occurring at the base of the Albian *Munieria* marls can be correlated with the Austrian phase; the Turonian/Senonian ones with the Pre-Gosau phase and the Paleocene/Eocene bauxites with the Laramian phase (KÁROLY et



Oberhauser 1968 ← | → after Szantner 1979 and Bárdossy 1980

Text-Fig. 1.
Major bauxite deposits in Austria and Hungary.
Geographic distribution.



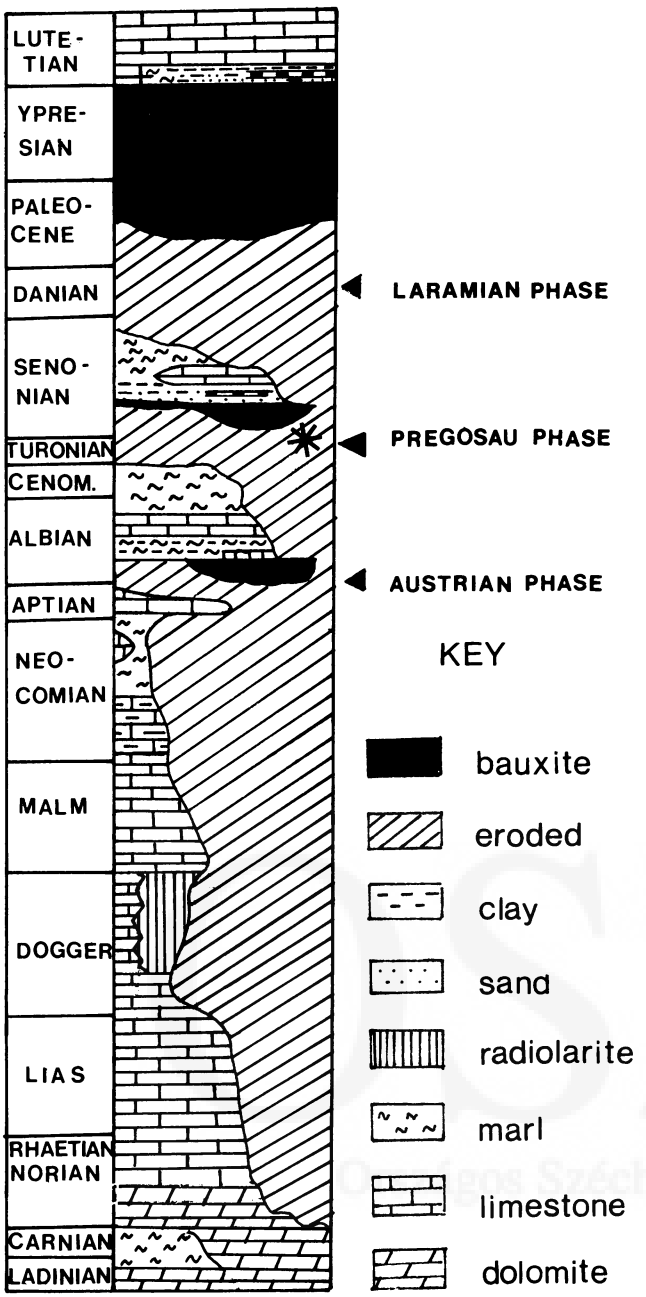
Text-Fig. 2.
Geographic distribution of bauxites in the Transdanubian Central Range.
1 = Palaeozoic, 2 = Triassic–Jurassic–Neocomian, 3 = Upper Cretaceous, 4 = Eocene, 5 = Neovolcanics.

al., 1969; SZANTNER-SZABÓ, 1969; DUDICH-KOMLÓSSY, 1969; MINDSZENTY-D'ARGENIO, 1987). Of the three horizons only the one associated with the Pre-Gosau phase has got its equivalent in Austria (in the Northern Calcareous Alps; RUTTNER, 1969). In connection with the Austrian phase which resulted in erosion and associated clastic sedimentation at many places in Austria no bauxitiferous subaerial exposure-surface was reported as yet (OBERHAUSER, 1980), and also the widespread Paleocene/Eocene bauxite horizon of Hungary is represented only by a thin red argillaceous layer at the base of the Lower Eocene at Krappfeld (Central Alpine Gosau basin, BECK-MANNAGETTA in OBERHAUSER, 1980).

Micromineralogical study of silt- to sand-size extraclasts separated from Hungarian bauxites dates back to the early fifties and resulted in detailed description of the micromineralogical suite of the economically most significant Eocene deposits: Gánt, Iszkaszentgyörgy, Nyirád and Nagyegyháza (KISS, 1955; GECSE-MINDSZENTY, 1968; VÖRÖS, 1971; ANTAL, 1973; VÖRÖS-GECSE, 1976 and GECSE, 1982). The first data regarding the older (Turonian/Senonian and Albian) horizons (based mainly on preliminary micromineralogical assessments and on thin-section information) were mentioned by MINDSZENTY (1984), MINDSZENTY et al. (1987) and MINDSZENTY & GÁL-SOLYMOS (1988) who also called the attention to the apparent micromineralogical differences between the individual bauxite horizons. To prove and partly correct these preliminary findings, systematic re-examination of the micromineralogy of bauxites including those of the older (Turonian/Senonian and Albian) horizons commenced in 1986 supported by the Hungarian Geological Institute and the Bauxite Prospecting Company of HUNGALU.

The only micromineralogical data on Austrian bauxites are those mentioned by SIEGL (1973) from Unterlaussa and by MINDSZENTY et al. (1987) in connection with the Dreistätten occurrence (Turonian/Senonian in age). Detailed information regarding micromineralogy/extraclasts of Albian, Senonian and Lower Tertiary sedimentary formations of the Eastern Alps, contemporaneous with one or the other of the above mentioned bauxitiferous horizons is, however, abundant in the literature (DECKER et al., 1987; DIETRICH-FRANZ, 1976; FAUPL, 1975, 1983; WINKLER-BERNOULLI, 1986; WOLETZ, 1963, 1965, 1967; RUTTNER-WOLETZ, 1957).

The aim of the present paper is to review – horizon by horizon – the available micromineralogical information on Hungarian bauxites (including the first results of the above mentioned systematic re-examination) and thus to contribute to the denudational history of the broader surroundings of the Transdanubian Central Range sector at the time of the subaerial exposure phases. The authors are aware of the fact that the data presented here are by far not sufficient to reach final conclusions. All the same, the results will be compared to the few available observations made earlier on Cre-



Text-Fig. 3.
Stratigraphic column indicating the position of bauxite deposits in the Transdanubian Central Range.
Asterisk marks the horizon equivalent to the bauxite deposits of Austria.

taceous bauxites of Austria, and tentative suggestions regarding the source of the extraclasts will be made in order to provoke further more detailed studies and thus eventually facilitate a regional comparison.

2. Extraclasts in Bauxites of the Transdanubian Central Range

2.1. Methods

Extraclasts identified from in all 11 localities comprising all three bauxitiferous stratigraphic horizons and incorporating all previous published and unpublished data are summarized by Table 1. Most figures stand for representative bulk-samples (500 to 1000 g each) either hand-sampled in active mines or made as composite samples from cores of several boreholes drilled at one and the same locality. Exceptions are those from Alsópere (Albian) and Bakonyoszlop (?Eocene) which were attained at by treating about 200 g of bauxite from one single borehole each.

Sample preparation was undertaken by hydrochloric acid treatment followed by subaqueous mechanical agitation and decantation. Due to cementation by finely distributed sesquioxides desaggregation frequently took several weeks and sometimes had to be combined by repeated steps of washing/freezing/drying/gentle crushing. The silt and sand-size dissolution residue was sieved and then concentrated with an isodynamic magnetic separator. When necessary also hand-picking under the binocular microscope was used to attain an optimum recovery. The size of the extraclasts thus concentrated generally fell between 0.1 and 0.06 mm or was smaller than 0.06 mm, with lesser amounts of grains occurring in the 0.1–0.2 mm fraction (particularly in some of the Eocene bauxites and to a lesser extent also in some of the Cretaceous ones).

The amount of the HCl-insoluble residue was invariably very low: in the order of magnitude of 0.1 percent in the case of some of the Eocene bauxites and 0.01 or less in the case of the Cretaceous ones. This is why for the time being we refrained from giving an overall quantitative evaluation of the data. Quantitative data from individual occurrences were published by GECSE-MINDSZENTY (1968), VÖRÖS (1971), ANTAL (1973), VÖRÖS-GECSE (1976); GECSE (1982).

Identification of the grains was carried out mainly by optical microscopy. In the case of Nagyegyháza, Gánt, Iszka and Nyirád this was supported by the Debye-Scherrer X-ray powder diffraction method applied to hand-picked monomineralic concentrates, whereas more problematic rock fragments and individual grains from Alsópere, Halimba, Iharkút, Fenyöfö and Csabpuszta were identified with the help of the electronmicroprobe or by a combination of the SEM and EDAX.

Instruments applied: JXA 50A microprobe and Superprobe 733 computer controlled microprobe both at 15 kV high voltage and to detect from B^5 to U^{92}; Philips SEM 505 scanning electron microscope with 7 nm resolution power at 25 kV accelerating voltage and an EDAX 711 energy dispersive microanalyser suitable to detect from Na^{11} up to U^{92}.

2.2. Results

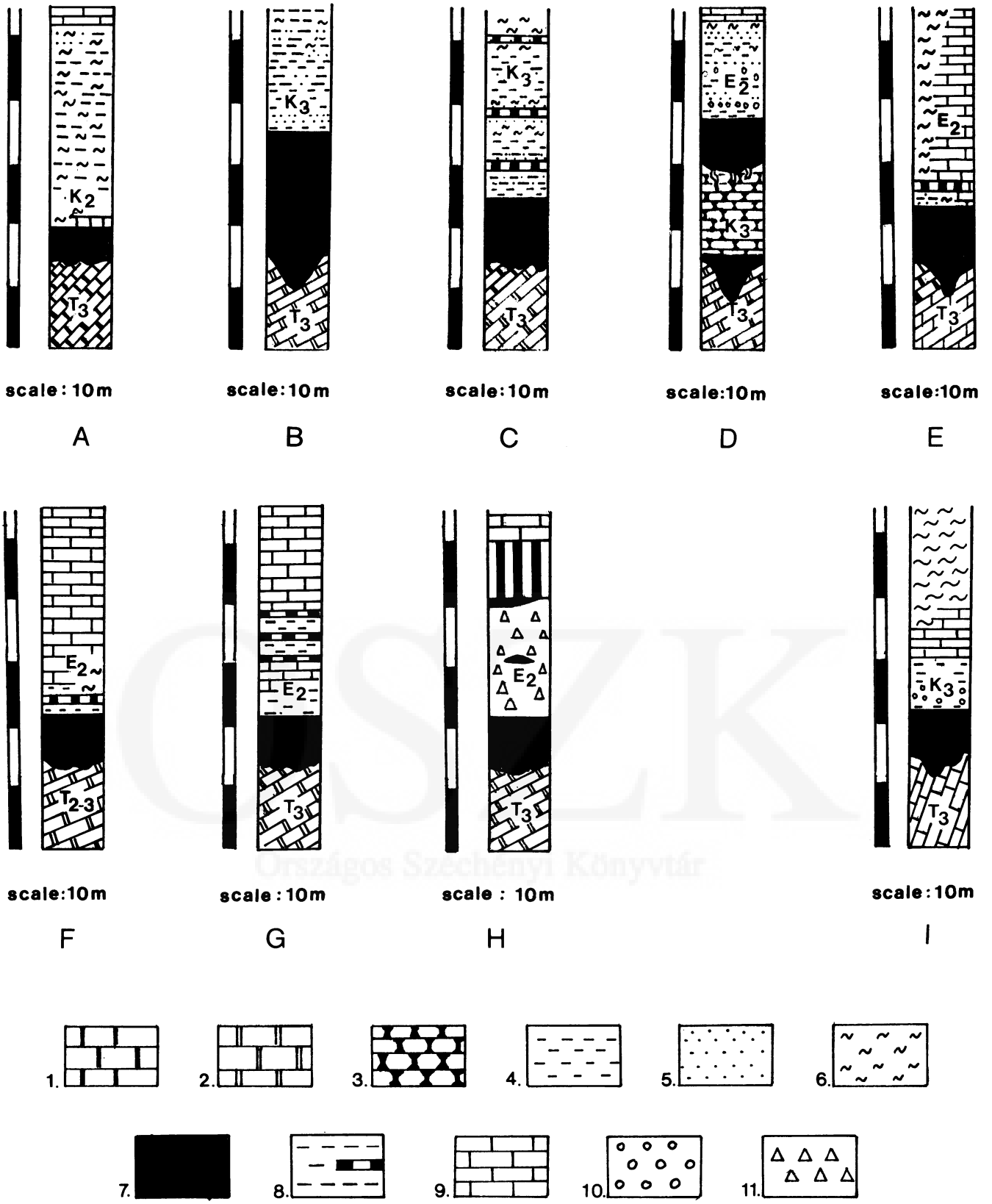
2.2.1. Albian Horizon

(Plates 1–3, Figs. 1–17)

- Type locality: Alsópere.
- Locality studied: Csehbánya, borehole Cseh-27, 410.9–414.9 m.
- Total amount of extraclasts: 0.008–0.004 %.
- Prevalent grain-size: 0.1–0.2 mm.
- Minerals identified: quartz, titanite (with apatite inclusions), K-felspar (cross-hatched twins), K-felspar (perthitic), plagioclase, apatite, kyanite, amphibole, zircon.
- Rock fragments:
  a) Na-rich K-feldspar – amphibole – K-felspar.

Table 1.
Extraclasts identified from Bauxites of the Transdanubian Central Range.
●●● = very abundant; ●● = abundant; ● = present; tr = trace.

EXTRACLASTS IDENTIFIED FROM BAUXITES OF THE TRANSDANUBIAN CENTRAL RANGE											
AGE OF BAUXITE	CRETACEOUS				EOCENE						
	ALBIAN	SENONIAN									
LOCALITY / EXTRACLASTS	Csehbánya	Halimba	Iharkút	Csabpuszta lower horiz.	Csabpuszta upper horiz.	Nyirád	Fenyőfő	Bakony-oszlop	Iszka Bitó/Rákh.	Gánt	Nagyegyháza
quartz	●●	●●	●		●●	●●	●	●	●●	●	●●
felspar (not spec.)				●	●		●				
K-felspar	●●	●●		●		●			●		
plagioclase	●	●									
amphibole	●				●		●		●	●	●
mica/chlorite	●	●		●	●	●			●●	●●	●
titanite	●●●										
apatite	●	●									
tourmaline			●	●	●●	●●	●●	●	●●	●●	●
rutile			●	tr	●●	●●●	●●	●	●●	●●	●●
zircon (worn)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
zircon (euhedral)					●	●	●	●	●	●	●
garnet					●	●	●	●	●	●	●
kyanite/sillimanite	●				●	●	●	●	●	●	●
staurolite					●	●	●	●	●	●	●
corundum					●	●	●	●	●	●	●
epidote/zoizite					●	●	●	●	●	●	●
others				●	●	●	●		●	●	●
ilmenite/Ti-hematite			tr		●	●●●	●	●	●●	●●	●●
chromite/Cr-spinell			tr		●●				●		●●
rock-fragments											
dolomite/limestone	●	●●●									
volcanic					●						●
igneous/low-grade metamorph.	●	●●●			●●●	●●	●		●		●
high-grade metam.									●●●		
total amount of extraclasts (%)	0.008-0.004	0.01-0.001	0.001	0.001	0.06-0.01	0.1	0.03	medium to large	0.1-0.001		0.01-0.05
predominant grain size											
0.2-0.1	●	●			●	●			●	●	
0.1-0.06		●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
0.06 >			●				●	●			



Text-Fig. 4.
Selected profiles from the studied localities.
Transdanubian Central Range: A = Alsópere; B = Iharkút; C = Halimba; D = Csabpuszta/Nagytárkány; E = Fenyöfö/Bakonyoszlop; F = Iszkaszentgyörgy/Rákhegy; G = Gánt; H = Nagyegyháza.
Northern Calcareous Alps: I = Dreistätten.
1 = Dachstein limestone; 2 = dolomite; 3 = rudistid limestone; 4 = clay; 5 = sand/silt; 6 = marl; 7 = bauxite; 8 = clay with coal-seams; 9 = limestone; 10 = conglomerate; 11 = fanglomerate.
T = Upper Triassic; K = Upper Cretaceous; E = Middle Eocene.

OSZK
Országos Széchenyi Könyvtár

b) K-felspar – acidic plagioclase – mica – amphibole – apatite – rutile.
c) Limestone (Triassic and Jurassic).

○ Remarks:
1) Acid treatment made on 200 grams of sample only.
2) Limestone-fragments were identified from thin sections of bauxite samples from the type-locality.

2.2.2. Senonian Horizon
(Plates 4–5, Figs. 18–37)

○ Type locality: Halimba.

○ Localities studied:

a) Halimba
Total amount of extraclasts: 0.01 – 0.001 %.
Prevalent grain-size: 0.1 – 0.2 mm and 0.1 – 0.06 mm.
Minerals identified: quartz (sometimes with UO_2 inclusions), K-felspar (also with cross-hatched twins), acidic plagioclase, apatite (generally OH-apatite, rarely with 1 % F and Cl), chlorite, zircon (rounded, worn grains).
Rock fragments: a) quartzite; b) K-felspar – biotite – muscovite – (sericite); c) K-felspar – albitic plagioclase with frequent apatite inclusions; d) K-felspar – epidote; e) felspar – garnet; f) mica-schist with rutile needles; g) dolomite; h) low-Mg calcite peloids.
Remark: Bulk sample from underground mine, total weight: 600 g.

b) Iharkút
Total amount of extraclasts: 0.001 %.
Prevalent grain-size: 0.06 mm, 0.1 – 0.6 mm.
Minerals identified: quartz, zircon (colorless, yellow, pink), rutile, tourmaline, hematite, very few chromium magnesium-spinell grains.
Rock fragments: None.
Remark: bulk sample from opencast-mine (Nb-XIV, and –XVI), total weight: 900 g.

c) Csabpuszta
Lower horizon, borehole Ck-246, 80.1–84.9 m.
Total amount of extraclasts: 0.001 %.
Prevalent grain-size: 0.1–0.06 mm.
Minerals identified: quartz, felspar, tourmaline (brown, green), zircon (worn, isometric), muscovite, few rutile grains and opaque minerals.
Rock fragments: few unidentified grains.
Remarks:
1) composite sample, total weight: 300 g. with very few HCl-insoluble residue;
2) no microprobe or EDAX-work done.

2.2.3. Eocene Horizon
(Plates 6–13, Figs. 38–75)

○ Type locality: Csabpuszta (Upper horizon).

○ Localities studied:

a) Csabpuszta – Nagytárkánypuszta
Total amount of extraclasts: 0.06 – 0.01 %.
Prevalent grain-size: 0.1 – 0.06 mm, 0.1 – 0.2 mm.
Minerals identified: quartz, felspar, zircon (worn, rounded or elongate, euhedral, rich in inclusions of which apatite could be identified), tourmaline, rutile (frequent twin-crystals), staurolite, kyanite, sillimanite, garnet (Ca-Fe-Mg or less frequently Mn-), epidote and/or zoisite, ilmenite, chromium-spinell, chromite, corundum, dolomite.
Rock fragments: few quartz-felspar-micaceous grains and one single K-felspar-plagioclase-bearing „trachyte" fragment.
Remark: bulk samples from opencast mine (Kozmatag-I) and composite samples from borehole Nt-1950, 115.4–120.9 m, total weight: 550 g.

b) Nyirád
Borehole Nt-732, 72.0–79.0 m.
Total amount of extraclasts: 0.1 %.
Prevalent grain-size: 0.1 – 0.2 mm, 0.1 – 0.06 mm.
Minerals identified: quartz, felspar (perthitic orthoclase), zircon (worn rounded and slender euhedral), tourmaline, rutile, ilmenite, ?beryl, kyanite, corundum, chlorite.
Rock fragments: quartz-felspar-mica.
Remark: Source: GECSE & MINDSZENTY (1968) (no microprobe or EDAX-work done).

c) Fenyöfö
Total amount of extraclasts: 0.03 %.
Prevalent grain-size: 0.06–0.1 mm, 0.06 mm.
Minerals identified: Quartz, felspar, zircon (colorless, subrounded or slender euhedral with abundant neddle-form inclusions), rutile, tourmaline, garnet, corundum, amphibole (?anthophyllite), kyanite, brookite, ilmenite, magnetite.
Rock fragments: a) quartzite; b) quartz – K-felspar – albite.
Remark: bulk sample from open-cast mine (Fenyöfö-IV), total weight: 500 g.

d) Bakonyoszlop
Total amount of extraclasts: medium to high.
Prevalent grain-size: 0.06 mm, 0.06–0.1 mm.
Minerals identified: quartz, zircon (worn subrounded or slender euhedral with abundant inclusions), tourmaline (green, brown, blue), rutile, staurolite, ilmenite.
Remark: Preliminary results, based on random samples taken from boreholes Bob-660, Bob-600 and Cs-45. No microprobe or EDAX-work done.

e) Iszka (Bitó, Rákhegy)
Total amount of extraclasts: 0.1–0.01 %.
Prevalent grain-size: 0.1–0.06 mm, 0.1–0.2 mm.
Minerals identified: quartz, K-felspar (also microcline), plagioclase, zircon, rutile, tourmaline, muscovite, biotite, sericite, chlorite, amphibole, staurolite, epidote, garnet, corundum, kyanite, sillimanite, pseudobrookite, chromite, spinell, hematite, ilmenite, geikielite, magnetite (with ilmenite exsolution).

Rock fragments: a) quartz – felspar – biotite – amphibole (equigranular or schistose); b) muscovite – kyanite (equigranular); c) quartz – rutile; d) "gabbro-diabase" (with magnetite/ilmenite exsolutions); e) basaltic and trachytic volcanic fragments (with K-felspar, plagioclase, glass).
Remark: 1) Rákhegy: composite sample from boreholes Rp-63, –336 and –360, total weight about 200 g; studied in the course of the present work. Additional information was taken over from ANTAL (1973); 2) Bitó: core samples from 11 boreholes. Source of information: VÖRÖS (1958), VÖRÖS & GECSE (1976) (no microprobe or EDAX work done).

f) **Gánt**
Total amount of extraclasts: 0.2–0.01 %.
Prevalent grain size: 0.1–0.06 mm, 0.1–0.2 mm.
Minerals identified: quartz, muscovite, biotite, amphibole, epidote, rutile, garnet (spessartite), tourmaline, zircon, corundum, ilmenite/hematite, dolomite, calcite.
Rock fragments: not reported.
Remark: Source: VÖRÖS (1971), VÖRÖS & GECSE (1976) (identification with X-ray methods).

g) **Nagyegyháza**
Total amount of extraclasts: 0.01–0.05 %.
Prevalent grain size: 0.1–0.06 mm.
Minerals identified: ilmenite, magnetite, maghemite, hematite, chromite, pseudobrookite, tourmaline, zircon (colorless or pink, worn rounded or elongated euhedral) rutile, corundum, garnet (?almandine), kyanite, epidote, zoisite, staurolite, amphibole (hornblende), muscovite, biotite, chlorite, quartz.
Rock fragments: a) few micaceous quartzite grains; b) volcanics.
Remark: Source: GECSE (1982) (detailed study based on 113 core-samples from 14 boreholes).

3. Extraclasts from Cretaceous Bauxites of the Northern Calcareous Alps (Turonian/Senonian Horizon)

(Plate 14, Figs. 76–83)

Dreistätten
Abundance of extraclasts: high.
Prevalent grain-size: 0.1–0.06 mm, occasionally cm-size, white mica-schist fragments.
Minerals identified: mica, chromium-spinell, felspar.
Rock fragments: mica-schists.
Remark: Based on thin-section microscopic study of whole-rock samples, supported by microprobe work on selected grains.

Unterlaussa
Abundance of extraclasts: medium.
Prevalent grain-size: 0.1–0.06 mm.
Minerals identified: chromite, zircon, tourmaline, rutile, ?epidote.
Rock fragments: mica-schists and other obscure fragments (mainly weathered to kaolinite and/or boehmite).
Remark: Source of information: SIEGL (1973) and thin-section study of whole-rock samples by the present authors.

Brandenberg
Abundance of extraclasts: very few.
Prevalent grain size: 0.06 mm.
Minerals identified: mica, tourmaline.
Rock fragments: micaceous quartzite.
Remark: based on thin section study of whole-rock samples.

4. Discussion

4.1. Extraclasts in Bauxites of the Transdanubian Central Range

Minerals of the "ultrastable" group (zircon, rutile, tourmaline) and quartz are present in the HCl-insoluble residue of almost all the studied samples. Other minerals and rock fragments seem to be characteristic of one occurrence rather than of the other.

When neglecting the ultrastables, characteristic assemblages of the three horizons are as follows:

- **Albian**
  Titanite (accompanied by kyanite and amphibole).
- **Senonian**
  Quartz, felspar, low-grade metamorphic- and calc-alkaline ?igneous rock fragments.
- **Eocene**
  Staurolithe, epidote, kyanite, sillimanite, garnet, euhedral ilmenite, elongate euhedral zircon, anomalously abundant tourmaline and rutile, chromite, medium-grade metamorphic and volcanic rock fragments.

We think that the ultrastables may have been present already in the Mesozoic carbonate substrate and, being extremely resistant to weathering, were left over on karstic dissolution and became relatively enriched in the bauxite (their worn and rounded morphology apparently supports the idea of recycling from older sediments).

Those minerals and rock fragments, however, which occur predominantly or exclusively in one or the other of the three bauxite horizons may have originated in adjoining non-carbonatic areas and been admixed to the bauxitic sediment during its deposition. If so, their variation necessarily reflects paleogeographic changes (stages of denudation) on the surface of adjoining contemporaneously exposed non-carbonatic areas.

The fact that euhedral ilmenite and euhedral zircon occur almost exclusively in bauxites of the Eocene horizon points to their possible association with some contemporaneous volcanic episode. Though there is no evidence of middle Eocene volcanism in Hungary as yet, the few volcanic rock-fragments observed in the Eocene bauxite of Csabpuszta and Nagyegyháza seem to support our hypothesis and so do recent fission-track measurements by DUNKL according to which the majority of the zircon grains separated from the upper bauxite horizon proved to be of Eocene age (DUNKL, 1989 and pers. comm.).

In addition to these essentially qualitative variations, there is a rather distinct quantitative variation, too. The

total amount of extraclasts is smallest in the case of the Senonian bauxite horizon (0.001 % at Iharkút) and largest in the case of the Eocene one (with 0.2 % at Gánt).

Also there are variations within the individual horizons: both Iharkút and Csabpuszta (lower horizon) are anomalously poor in extraclasts and also the diversity of the detrital mineral assemblage is low, whereas in Halimba, though the abundance of extraclasts is only slightly higher than at the other two Senonian localities, the diversity is definitely greater.

In the case of the Eocene deposits an increase of both the diversity and the abundance of the extraclasts can be observed from the SW to the NE and also – in many cases – from the bottom to the top of the investigated profiles. At Csabpuszta, where the bauxitiferous stratigraphic gap is smallest (bedrock: Senonian; cover: lowermost Lutetian), extraclasts are most abundant in the topmost few meters of the bauxite, and they are not particularly rich in euhedral ilmenite. Further to the North, at Bakonyoszlop where the stratigraphic gap is much wider (bedrock: Upper Triassic, cover: Upper Lutetian [Bartonian]) the situation is similar; however, here on the top of the bauxite there is a sudden increase of the amount of euhedral ilmenite. All the other deposits to the NE of Bakonyoszlop are characterized by a highly diverse extraclast assemblage invariably rich in euhedral ilmenite generally right throughout the profiles. Since the age of the Eocene cover-beds is appreciably younger in the NE than in the SW (lowermost Lutetian in the South and Bartonian in the North as pointed out by BÁLDI & BÁLDI-BEKE, 1985; BIGNOT et al., 1987; DUDICH-KOPEK, 1980) this spatial variation at the same time means a temporal variation, too.

Grain-size variations in space and time – though apparent, both in the inter- and the intra-horizontal sense – would require more detailed quantitative studies to interpret, so they will not be discussed here.

To find the actual "source" area for the extraclasts of each one of the individual horizons is difficult. First of all because in the immediate vicinity of the TCR there are no medium-grade metamorphic rocks the weathering of which might have produced the extraclast assemblage found in either the Albian or the Eocene bauxites.

As to the Senonian horizon, its low-grade metamorphic assemblage does not exclude the Paleozoic of the TCR as a source, but it is not significant enough to prove this either. The other problem which we necessarily face when searching for the source is that the grain-size of the extraclasts is very small (silt to fine sand) in fact, in most cases so small that in addition to overland waterflows they might have been transported by the wind as well, and in this case we anyway have to look for some more distant sources.

The possible maximum distance of these sources, however, may be estimated when using the data of TOMADIN et al. (1984) as an analogy. Based on recent observations they have shown that the amount of atmospheric dust (silty clay with very low sand content) originating from the Sahara is of the order of magnitude of 0.X microgramms per cubic meter in the Central Mediterranean. They concluded that windborn particles greater than 16 micrometers are deposited during the first 1000 kms of transport. By analogy we can say therefore, that even if our extraclasts were partly of eolian origin, their source area must have been situated within a range of less than a 1000 kms to the Transdanubian Central Range at the time of the accumulation of the bauxites. In other words, this is the maximum size of the area the denudational history of which is recorded in the changing extraclast suite of the bauxites.

This, though, certainly restricting the value of the interpretation in the sense of local geology, may increase it in the regional sense.

We think that the above described differences between the three bauxite horizons of the Transdanubian Central Range do indeed record important stages of the Cretaceous-Tertiary denudation history of a larger segment of the Periadriatic area.

What we see is, that the most characteristic signal, namely the sudden increase of the higher-grade metamorphic micro-extraclasts in the Tertiary bauxites as compared to the Senonian ones, seems to correlate quite well with the heavy-mineral change recorded in the Gosau Basins of Austria. According to WOLETZ (1963, 1967) in the lower part of the Gosau, including the underlying bauxite, chromite is the leading heavy mineral, accompanied by zircon, whereas from the Upper Campanian on, along with zircon also garnet, rutile and other higher-grade metamorphic minerals etc. suddenly become abundant and chromite disappears. Chromite was found by SIEGL (1973) in the Unterlaussa bauxite and in the Dreistätten bauxite together with abundant tiny mica-flakes and low-grade metamorphic rock fragments by MINDSZENTY et al. (1987) (see Plate 14, Figs. 76–83). The latter were very similar to those we found in deposits of the Senonian horizon of Hungary (though with only occasional chromite grains there). Interestingly enough the increased abundance of chromite and chromium spinell in Hungarian bauxites coincides with the increased abundance of the higher-grade metamorphic assemblage in the Eocene horizon (see Plate 11–13). Despite this "anomaly" we think that the change of the extraclast suite observable between the Senonian and the Eocene horizons is significant enough to support the idea put forward by MINDSZENTY et al. in 1987. They proposed that while in Austria the intra-Senonian heavy-mineral "switch" to the higher-grade metamorphic assemblage was recorded in the Gosau series, in Hungary it would have been recorded in the Upper Cretaceous and Lower Tertiary bauxites.

Unfortunately the lack of micromineralogical data on paleontologically datable Campanian–Maestrichtian marine formations of the Transdanubian Central Range spanning the gap between the Turonian–Senonian and the Lower to Middle Eocene bauxites does not allow to judge whether the "switch" is exactly synchronous with the one in Austria, or takes place perhaps somewhat later.

In any case we think that our data clearly point to the Alpine provenance of the extraclast suite of both the Senonian and the Early Tertiary bauxites of Hungary, and that with some slight along-strike lithological variations, by and large, they record the denudation of the same distant backgrounds as the Austrian bauxites (and Gosau sediments) do.

It would be interesting to see whether the euhedral ilmenite and euhedral zircon "signal" (supposed to be of volcanic affiliation) does have its equivalent in the lower Tertiary formations somewhere in the Periadriatic area?

The question of the source for the extraclasts of the Albian horizon is even more problematic. Of these sectors of the Periadriatic area which had been tectonically affected (thrusted, folded) during the Cretaceous, the Transdanubian Central Range is apparently the only one where tectonic uplift resulted in large-scale subaerial exposure and bauxite-type weathering already as early as the Early Albian. From within Hungary we do not have any evidence of kyanite- or titanite-bearing rocks exposed by the Austrian phase, so here again we must hypothesize some distant source (though within a range of 1000 kms to the Cretaceous karst terrain of the Transdanubian Central Range), most probably somewhere at the northern extremes of the "African Promontory" (sensu D'ARGENIO et al., 1980), where early thrusting produced high enough tectonic relief to expose crystalline basement rocks as early as that.

4.2. The Bauxites of the Northern Calcareous Alps

Apart from the few preliminary data presented here, provenance studies in the Eastern Alps are confined to the sedimentology of the cover beds – and to general speculations so far. Detailed comparative studies on the extraclasts of the bauxite are still awaiting for realization.

At Unterlaussa ("Weyerer Bögen", Upper Austria) the bauxite bodies are clearly basal parts of the Lower Gosau sub-group (Coniacian, Santonian, Lower Campanian): they interfinger with the basal dolostone-breccia and are conformably overlain by black limnic shale and limestone of Late Turonian age, according to their pollen content (Á. SIEGL-FARKAS, pers. comm.). So, the provenance of the bauxite is closely linked there to that of the sandstones and conglomerates of the Lower Gosau sub-group. The predominance of chromite in the heavy mineral assemblage of those sandstones points to the possible exposure of ophiolitic rocks in the source area (WOLETZ in RUTTNER & WOLETZ, 1957), in addition to phyllites, Q-phyllites, Q-porphyry and green-schists described from the conglomerates (ERKAN, 1970, 1973, in TOLLMANN, 1976). Tiny relics of chromite being present also in the bauxite (SIEGL, 1973) along with fine mica and quartz support the idea of a common source. As to the cover, FAUPL postulates a northern to western position of the source area on the basis of paleocurrent data (FAUPL, 1983; FAUPL et al., 1987). According to his opinion "the coarse clastic sediments were deposited on stream-dominated alluvial fans transitional to a braidplain environment" (FAUPL et al., 1987).

The bauxite deposits at Untersberg (situated to the North of that mountain, SW of the town of Salzburg) and Brandenberg (north of Rattenberg, Tirol) are also covered by beds of the Lower Gosau sub-group; Coniacian age of these coverbeds is proved at both sites. At Brandenberg, heavy mineral spectra of sandstones in these coverbeds are extremely rich in chromite and some of the green-coloured sandstone layers were named "serpentine sands" (SCHULZ, 1952; HERM et al., 1979).

At Dreistätten (easternmost part of the NCA, NW of the town of Wiener Neustadt), however, the bauxite bodies are unconformably overlain by the "Dreistätten Conglomerate" and by the "Orbitolina Sandstone" being of Early and Late Campanian age respectively (PLÖCHINGER in BRIX et al., 1982). Though beds of the Lower Gosau sub-group are missing here, the abundance of chromite grains in the bauxite of Dreistätten suggests that this bauxite, too, belongs to the same bauxite horizon as the three deposits mentioned above.

Until recently, a ridge extending to the North and along the front of the northward movig NCA-nappes was thought to have been the source area for the clastic sediments of the Lower Gosau sub-group (TOLLMANN's "Ultrapienidic ridge"; FAUPL's and GRAUPP's "Rumunic ridge"; OBERHAUSER's "Stauwulst"). The considerable longitudinal distance covered by the bauxite deposits along the strike of the NCA seems to match well with this concept. Yet, this model seems to be too simple to be suitable for all bauxite deposits of the NCA. In the case of Brandenberg, the discovery of a narrow trough situated to the North of the Gosau deposits, but still within the same tectonic unit (Lechtal nappe), and filled with deep water sediments of Cenomanian to Santonian (Early Campanian) age (Branderfleck Formation), forbids to derive the Gosau sediments of Brandenberg (Coniacian, Santonian) and also the detrital ingredients of the underlying bauxite, from an area still farther to the North (WEIDICH, 1984).

Nevertheless, very recently O. LEISS (1989) postulated a northerly source area for these Lower Gosau Beds of Brandenberg, and also for those of Muttekopf (Tyrol) and Gaisberg (Salzburg). This source area might have been an obduction zone ("Eoalpine Cordilleras") situated immediately to the North of the Eastalpine Thrust Mass at Cretaceous times. In its position it corresponds roughly with the "Rumunic Ridge" etc. mentioned above.

Another possible source area is assumed to have been somewhere to the South of Brandenberg ("Tethys suture zone" [DECKER et al., 1987; FAUPL et al., 1987]; "Vardar-Suture" [FAUPL & POBER, this vol.]).

Based on the chemistry of detrital chromian spinels (and on paleocurrent data) POBER & FAUPL (1988) distinguish both a northern and a southern provenance area of the clastic sediments of the Gosau Group. According to that, most of the Lower Gosau complex occurrences (Coniacian – Lower Campanian) – among them also that of Brandenberg – are of northern provenance, whereas the Upper Gosau Complex (and a few occurrences of the Lower Gosau complex) belong to the "southern provenance group". Ironically, the spinels of the above mentioned Branderfleck Formation (situated to the North of the Brandenberg Gosau) "shows more conformity with the 'southern provenance group' of spinels (Upper Gosau Complex) than with the northern one" (POBER & FAUPL, 1988; see also FAUPL & POBER, this vol.).

As a matter of fact serpentinite, more than 500 m in thickness has been penetrated by the borehole Grünau-1 (Upper Austria) right below the thrust pile of the NCA and closely attached to rocks of the Klippen zone (WESSELY, 1988). However, this body of serpenti-

nite is rather a northward displaced part of the "Rumunic Ridge" than that of a hypothetic southerly "Vardar-Suture".

It should be mentioned that both the serpentine rich sand and the bauxite are confined to the northern part of the Gosau basin of Brandenberg.

RUTTNER (1987) discusses this problem and suggests a transport from the NE. But this seems to be not very satisfactory either, because of the likewise long way of transport it would involve. However, O. LEISS (1989) actually found indications of a long history of sedimentation as far as the bauxite and the overlying sandstones of Brandenberg are concerned.

A third potential source of lateritic material are inliers of basic volcanic rocks on Permian evaporites ("Haselgebirge") to be found within the NCA. LEISS considers them to be the source of lateritic Lower Gosau sediments resting on the southern tectonic units of the NCA.

So, like in Hungary also in Austria the provenance of the Upper Cretaceous bauxites is still obscure. The paleogeographic situation has changed in late Campanian times already, and post-Cretaceous deformations have concealed former source areas to such an extent that a reconstruction is hardly possible now. An extension of comparative studies in extraclasts in bauxites from the TCR to the NCA, combined with further studies on the sedimentology of the coverbeds, will perhaps shed some light into the puzzle.

5. Conclusions

❶ The presence of kyanite, amphibole and titanite in the Albian bauxite indicates that subaerial erosion of igneous?-metamorphic continental-crust type material was possible already as early as the Early Albian in the broader surroundings of the Transdanubian Central Range sector of the Periadriatic area.

❷ The extraclast assemblage of the Senonian bauxite horizon likewise reflects the denudation of continental crust-type material, this time, however, with the predominance of definitely low-grade metamorphic rocks, occasionally (in Austria, particularly at Dreistätten) accompanied by chromite-bearing ultramafics.

❸ The Eocene horizon records a sudden increase of the influence of the medium pressure type higher-grade metamorphic basement (of amphibolite-facies) as a "source" of fine-grained mechanical weathering products and probably also some distant volcanic episode. The abundance of chromite and chromium-spinell in the Eocene bauxites of the Transdanubian Central Range suggests that in addition to this, the possibility of oceanic crust type (ophiolitc) material having been subject to erosion at the same time, even though locally, must also be counted with.

❹ The intra- to post-Campanian exposure of the higher-grade metamorphic basement observed in the clastic successions of the Gosau basins of Austria is recorded as a characteristic extraclast "signal" also in the TCR, possibly indicating a common regional source area for the two in late Cretaceous–early Tertiary times.

❺ The grain-size of the extraclasts suggests that the maximum extension of the area, the denudation history of which is recorded in the changing extraclast suite of the bauxites, was around a 1000 kms.

❻ To refine our understanding of the details of subaerial denudation in the eastern sector of the Austro-Alpine during the Upper Cretaceous and Lower Tertiary, an extension of similarly detailed extraclast studies on the bauxites of the Northern Calcareous Alps and on Upper Cretaceous and Lower Tertiary non-bauxitic sediments in the Transdanubian Central Range is highly desirable.

❼ An important practical outcome of the present study was that – having recognized the micromineralogical differences between the individual bauxite horizons in the Transdanubian Central Range – we could offer an analogy-based stratigraphic correlation method for the exploration companies working in the area. By micromineralogical analysis now also the age of those bauxite deposits may be established, which – because of the erosional lack of their primary cover – could not have been dated previously.

Acknowledgements

The study was financially supported by the Hungarian Geological Institute and by HUNGALU's Bauxite Prospecting Co. Valuable comments on a draft of the manuscript were made by G. BUDA (Eötvös L. University). We are all indebted to Miss E. RÁBL for the careful and time-consuming job of preparing the micromineralogical samples. Photoprints were made by E. HESS and E. BOKOR-SCHAD. When collecting the samples we received professional assistance from A. HORVÁTH, T. ERDÉLYI (Bakony Bauxite Mines) and I. FEKETE, E. SZARKA (Fejér County Bauxite Mines).

Publishing of the presented micromineralogical data (summarized earlier in manuscript reports only) was greatly encouraged by IGCP-Project 287 "Tethyan Bauxites".

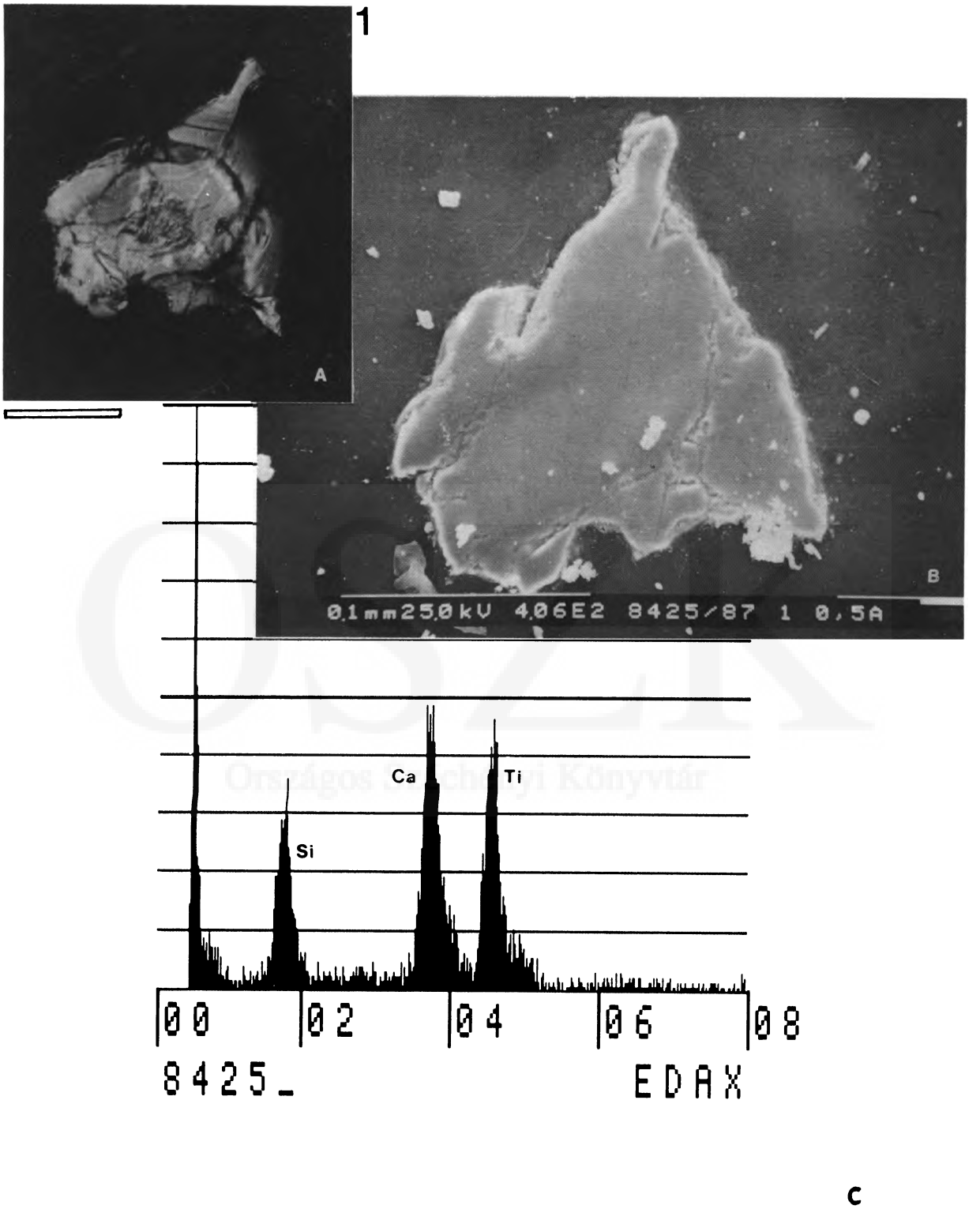
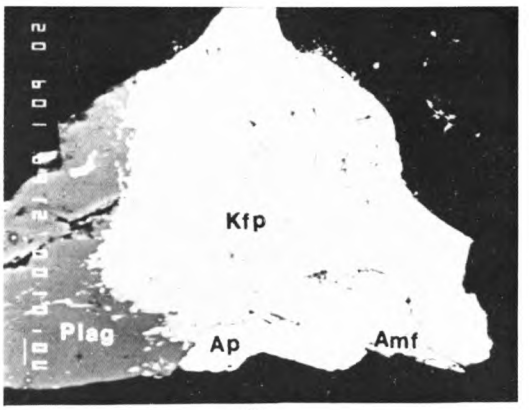


Fig. 1: **Titanite in Albian bauxite (Csehbánya).**
A: Optical microscopic photograph. Crossed polars. bar scale: 100μm.
B: SEM-photograph of the grain shown by Fig. 1A.

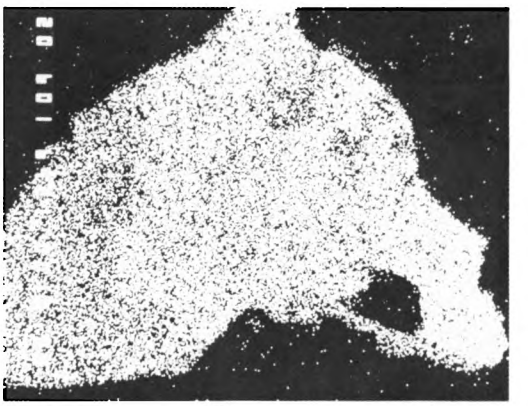
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 2: **Rock-fragment from the Albian bauxite of Csehbánya.**
Back scattered electron image (BEI).
Kfp = K-felspar, Plag = plagioclase, Ap = apatite, Amf = amphibole.

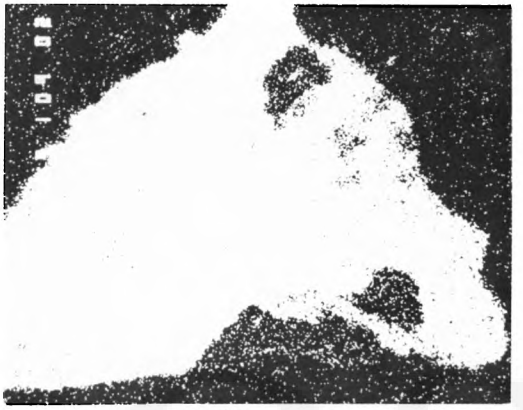
Figs. 3–9: **X-ray images of the grain shown by photo 2.**



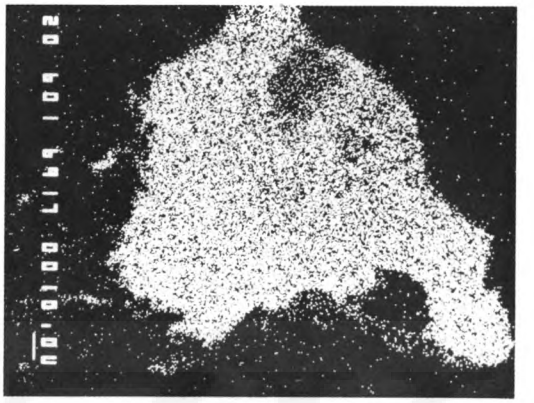
2



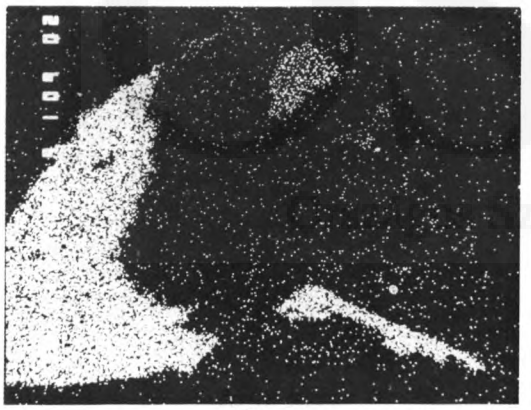
3 $Si_{K\alpha}$



4 $Al_{K\alpha}$



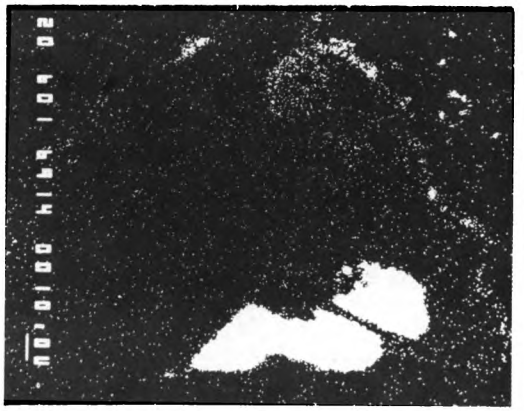
5 $K_{K\alpha}$



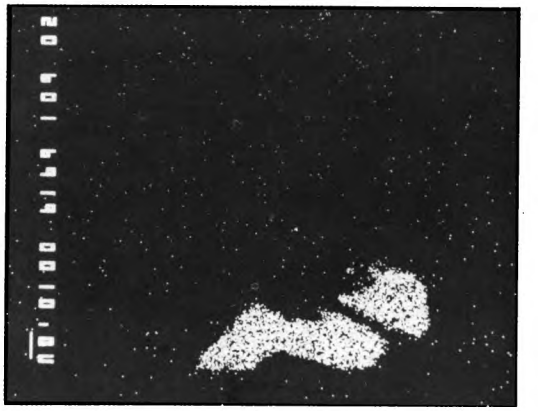
6 $Na_{K\alpha}$



7 $Ti_{K\alpha}$



8 $Ca_{K\alpha}$



9 $P_{K\alpha}$

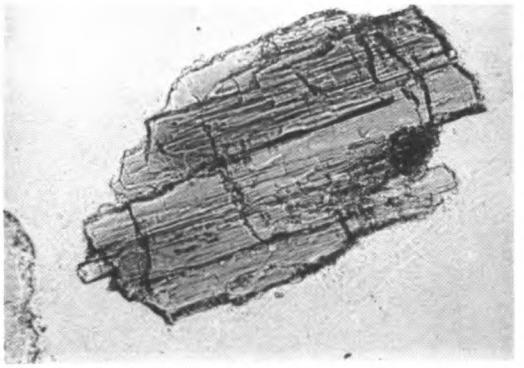
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 10: **Amphibole.**
Albian bauxite (Csehbánya).
Optical microscopic photograph. Plain light. Bar scale: 50μm.

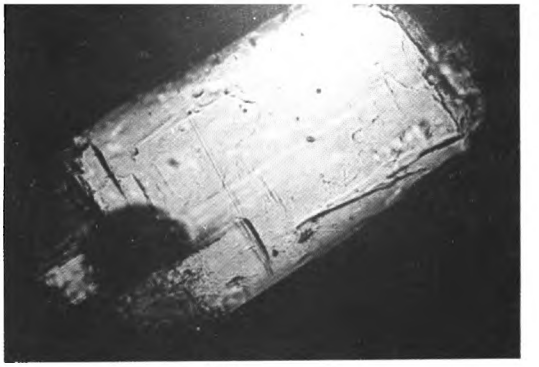
Fig. 11: **Kyanite.**
Albian bauxite (Csehbánya).
Optical microscopic photograph. Crossed polars. Bar scale: 50μm.

Fig. 12: **Apatite and titanite (BEI).**
Albian bauxite (Csehbánya).

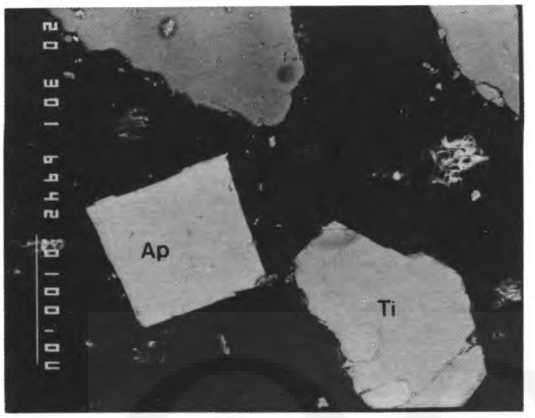
Figs. 13–17: **X-ray images of the grains shown by photo 12.**



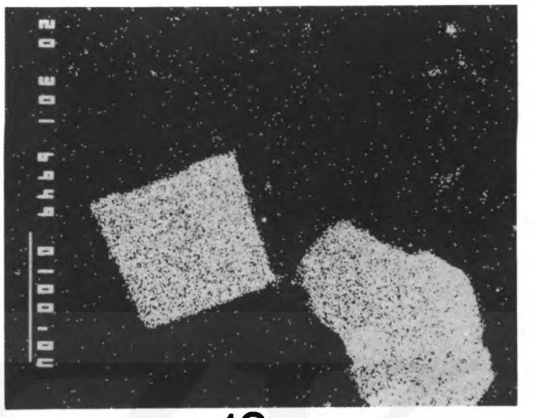
10



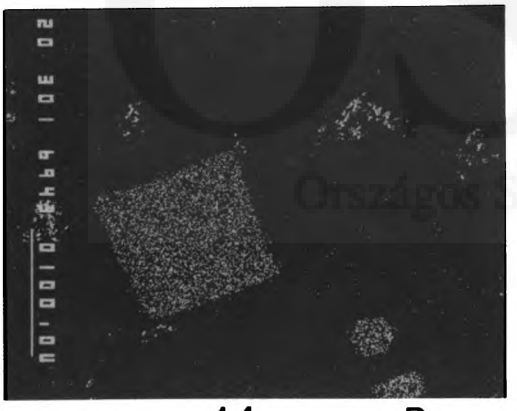
11



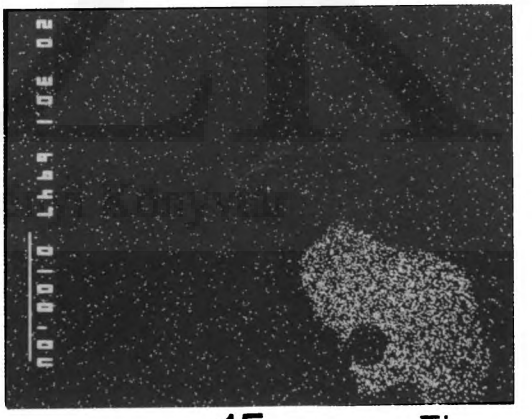
12



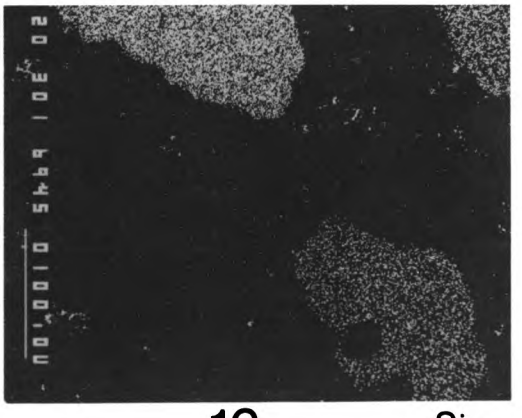
13 $Ca_{K\alpha}$



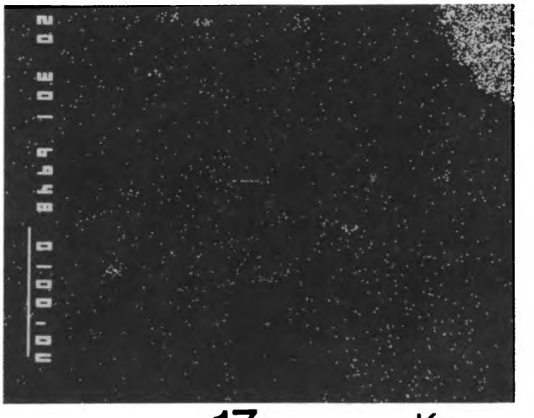
14 $P_{K\alpha}$



15 $Ti_{K\alpha}$



16 $Si_{K\alpha}$



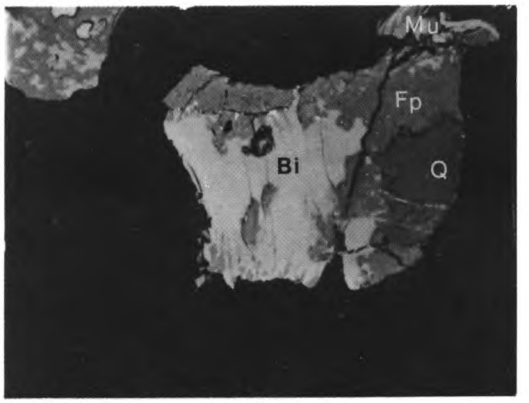
17 $K_{K\alpha}$

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

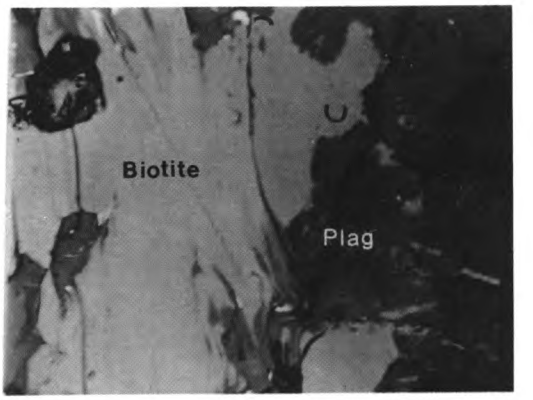
Fig. 18: **Rock-fragment (BEI).**
Senonian bauxite (Halimba).
Bi = biotite, Fp = felspar, Q = quartz.
Bar scale: 200 μm.

Fig. 19: **Detail of Photo 18 (BEI).**
Plag = plagioclase.
Bar scale: 50 μm.

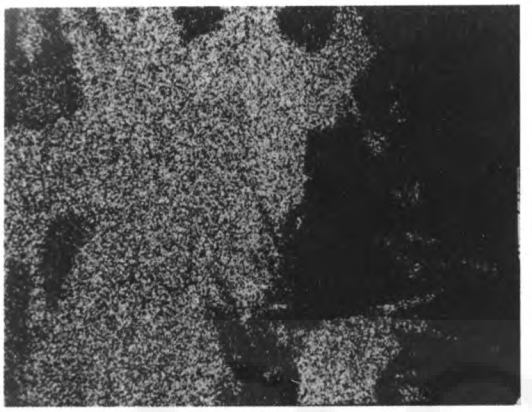
Figs. 20–25: **X-ray images of the grain shown by photo 19.**



18



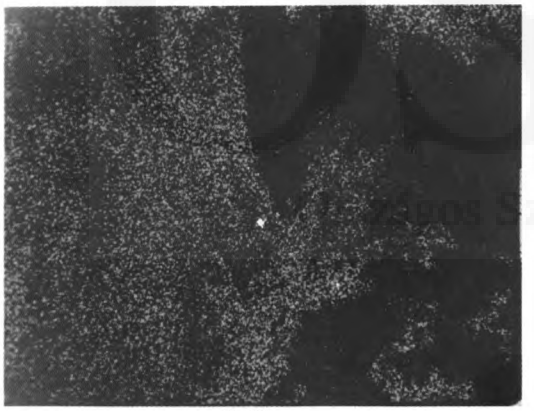
19



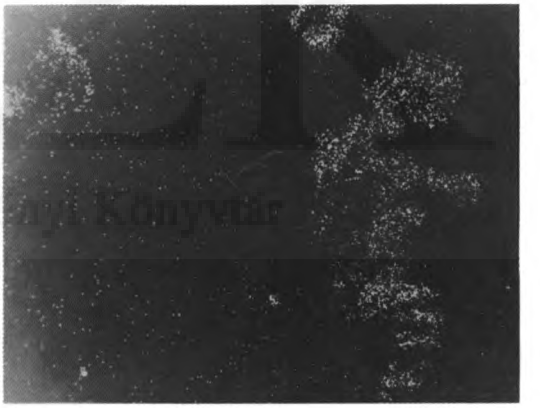
20 $Fe_{K\alpha}$



21 $Mg_{K\alpha}$



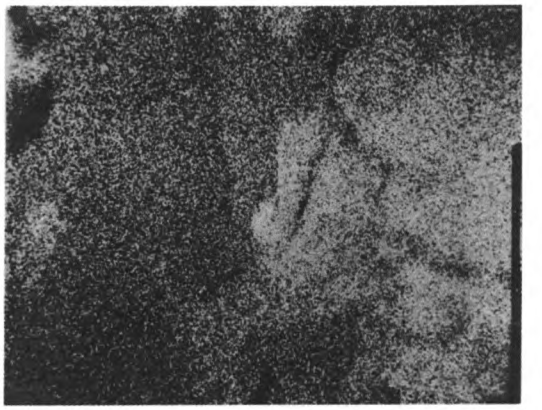
22 $K_{K\alpha}$



23 $Ca_{K\alpha}$



24 $Si_{K\alpha}$



25 $Al_{K\alpha}$

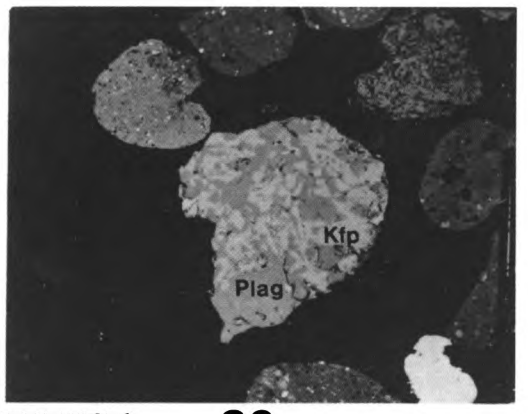
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 26: **Perthitic structure in felspar (BEI).**
Senonian bauxite (Halimba).
Plag = plagioclase, Kfp = K-felspar.
Bar scale: 200 μm.

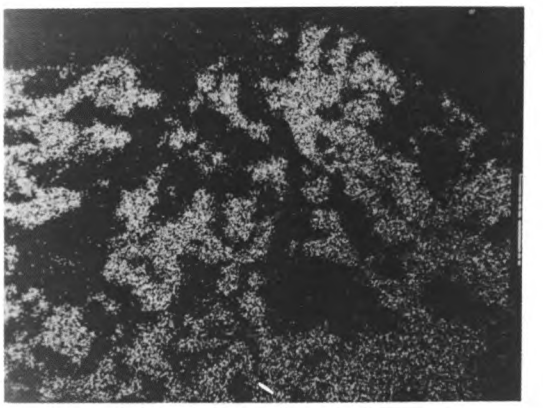
Figs. 27–28: **X-ray images of the grain shown by photo 26.**

Fig. 29: **Composite rock-fragment with K-felspar, plagioclase and Ca-Mg-bearing mafic silicates (BEI).**
Senonian bauxite (Halimba).
Bar scale: 50 μm.

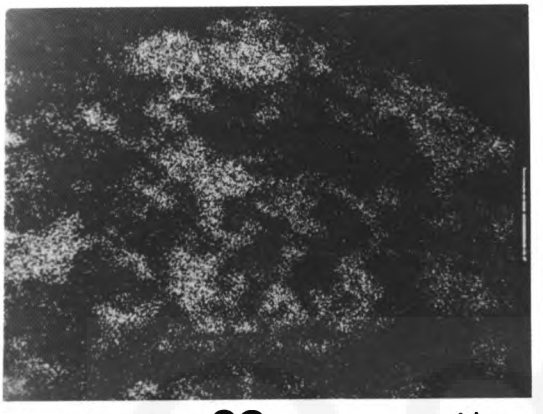
Figs. 30–33: **X-ray images of the grain shown by photo 29.**



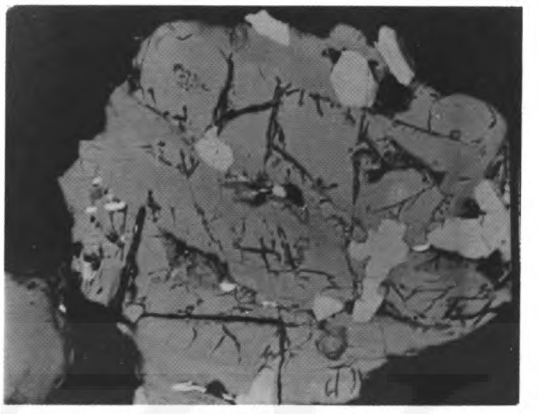
26



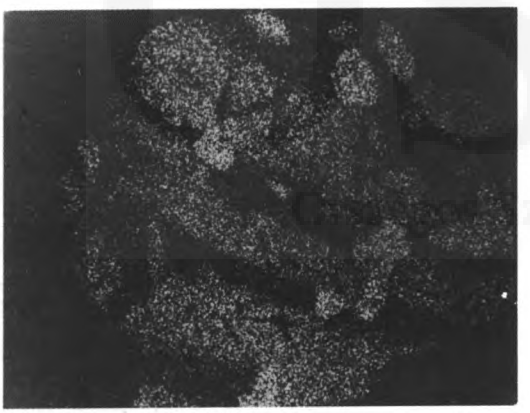
27 $K_{K\alpha}$



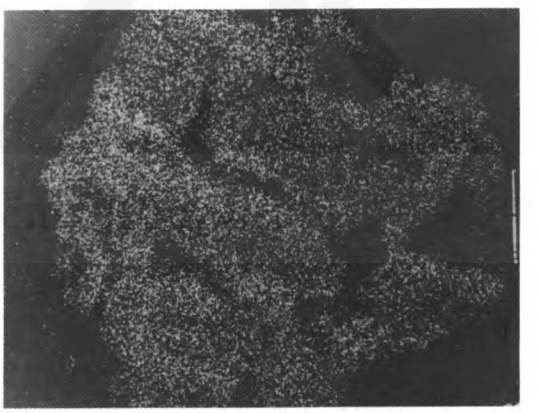
28 $Na_{K\alpha}$



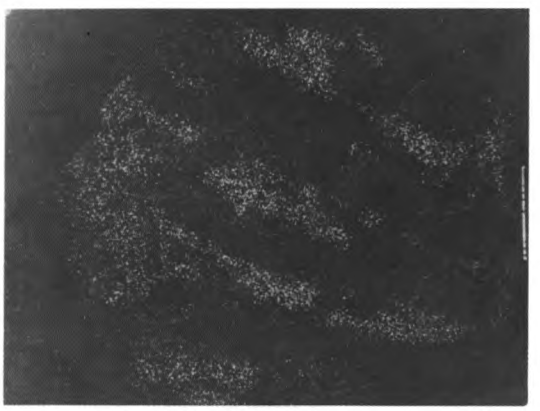
29



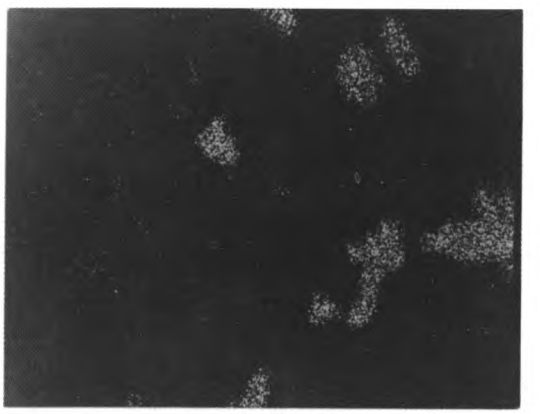
30 $Ca_{K\alpha}$



31 $Na_{K\alpha}$



32 $K_{K\alpha}$



33 $Mg_{K\alpha}$

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 34: **Euhedral garnet inclusions in felspar.**
Senonian bauxite (Halimba).
Optical microscopic photograph. Plain light. Bar scale: 50 μm.

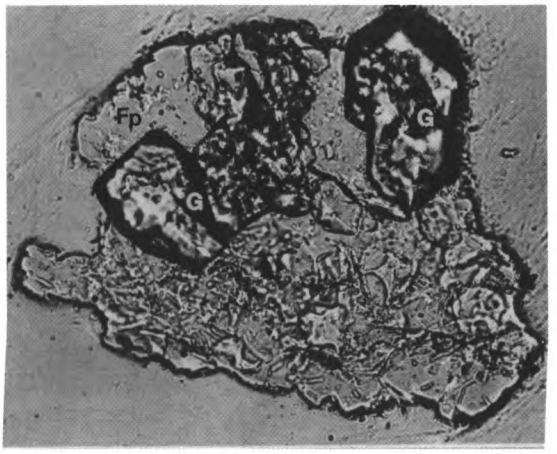
Fig. 35: **The same as on photo 34.**
With crossed polars.

Fig. 36: **U-rich inclusion in quartz (BEI).**
Senonian bauxite (Halimba).
Bar scale: 50 μm.

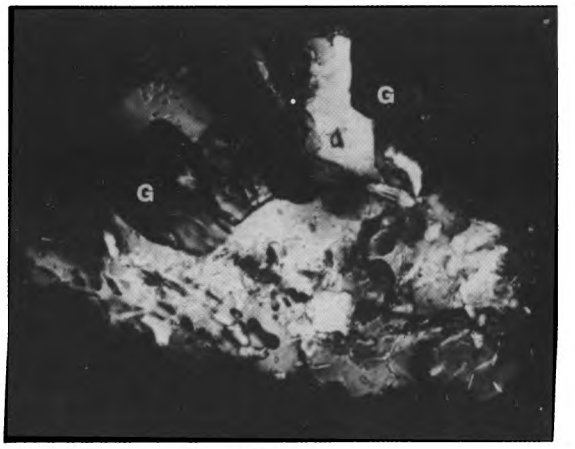
Fig. 37: **Detail of photo 36 (BEI).**
The white line stands for U.
Bar scale: 10 μm.

Fig. 38: **Kyanite in micaceous rock fragment (BEI).**
Eocene bauxite (Iszka/Rákhegy).

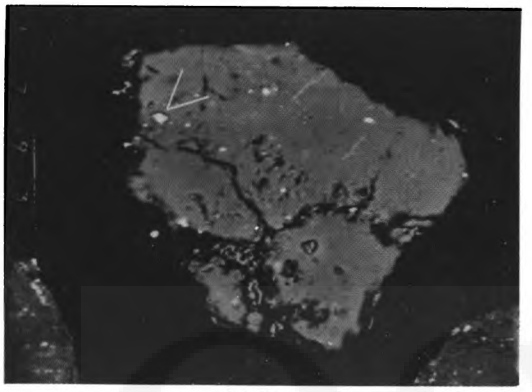
Figs. 39–41: **X-ray images of the rock-fragment shown by photo 39.**
Bar scale: 100 μm.



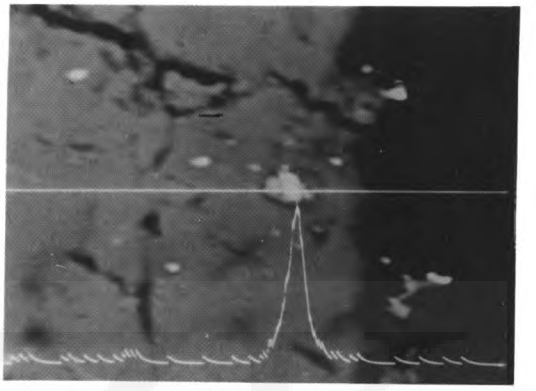
34



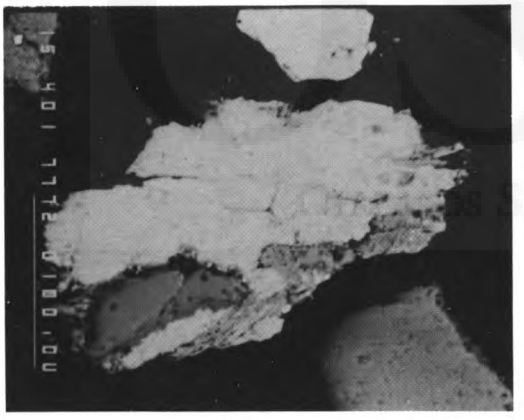
35



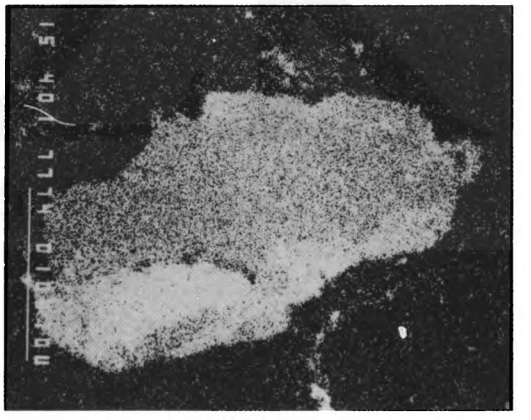
36



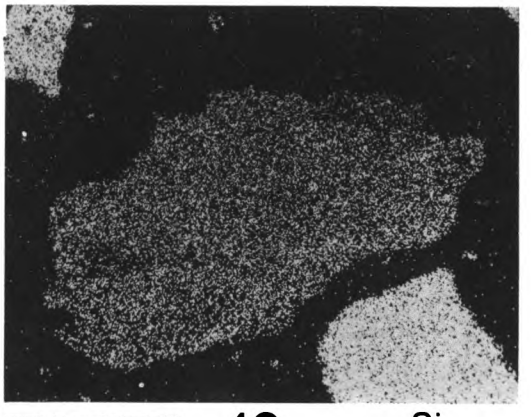
37 $U_{M\alpha}$



38



39 $Al_{K\alpha}$



40 $Si_{K\alpha}$



41 $Fe_{K\alpha}$

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

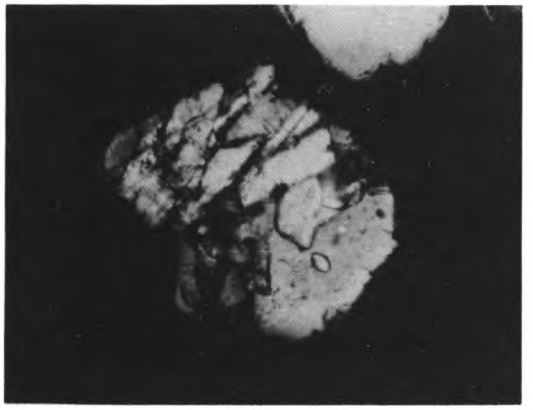
Fig. 42: **Kyanite-bearing rock-fragment.**
Eocene bauxite (Iszka/Rákhegy).
Ky = kyanite, Fp = felspar.
Optical microscopic photograph. Crossed polars. Bar scale: 50 μm.

Fig. 43: **The same as on photo 42 (BEI).**

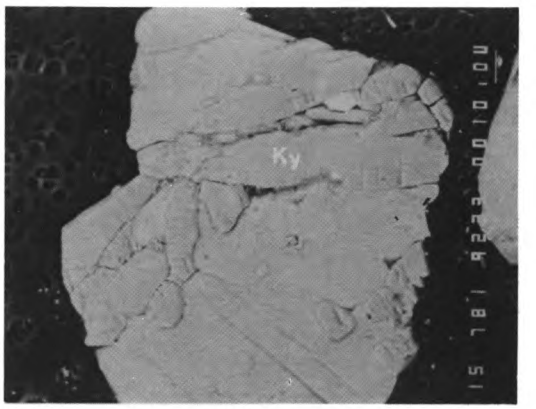
Figs. 44–47: **X-ray images of the rock-fragment shown by photo 43.**

Fig. 48: **Kyanite.**
Eocene bauxite of Iszka/Rákhegy.
Optical microscopic photograph. Crossed polars. Bar scale: 50 μm.

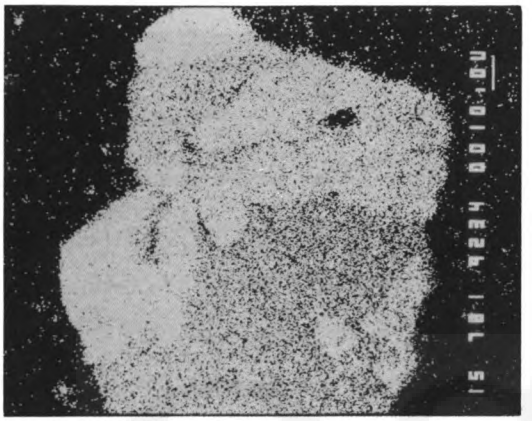
Fig. 49: **Kinked kyanite.**
Eocene bauxite (Iszka/Rákhegy).
Optical microscopic photograph. Crossed polars. Bar scale: 50 μm.



42



43



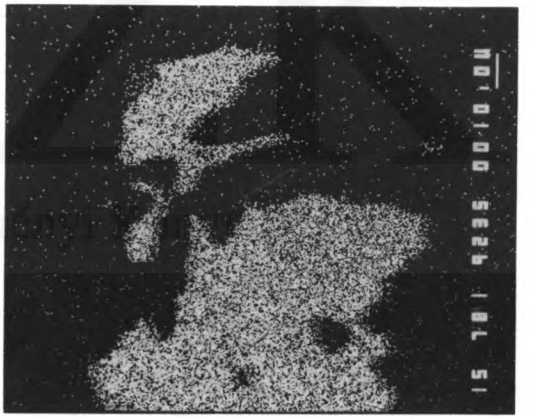
44 $Al_{K\alpha}$



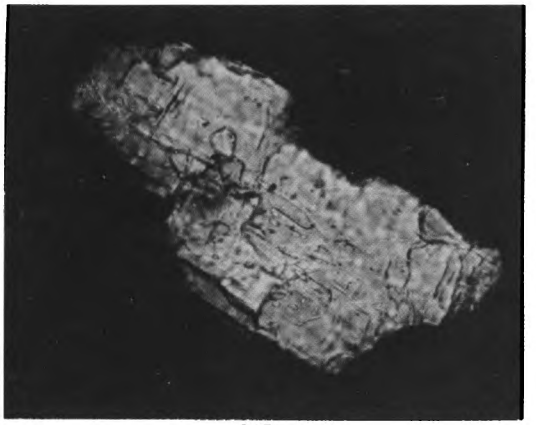
45 $Si_{K\alpha}$



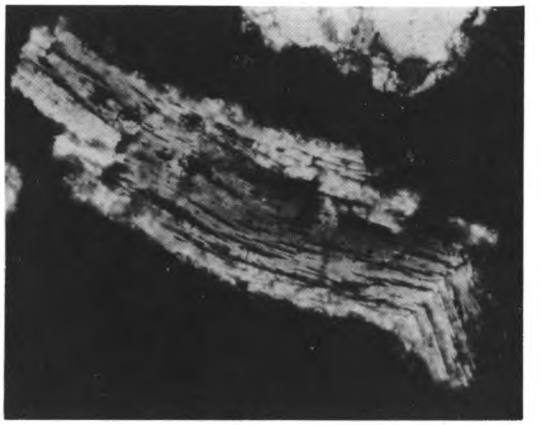
46 $Na_{K\alpha}$



47 $K_{K\alpha}$



48



49

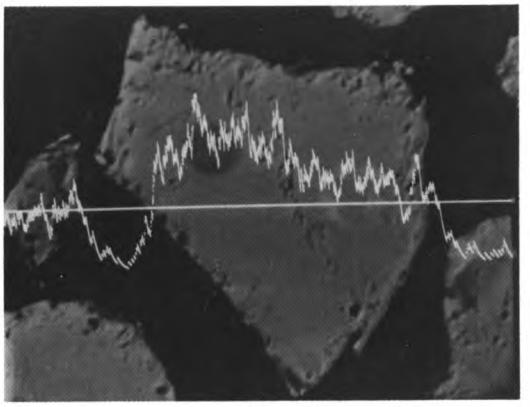
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 50: **Mn-bearing Fe-Mg garnet grain (BEI).**
Eocene bauxite (Csabpuszta/Nagytárkány).
Bar scale: 50 μm.

Figs. 51–53: **X-ray images of the grain shown by photo 50.**

Fig. 54: **Amphibole grain (A).**
Eocene bauxite of Csabpuszta (BEI).

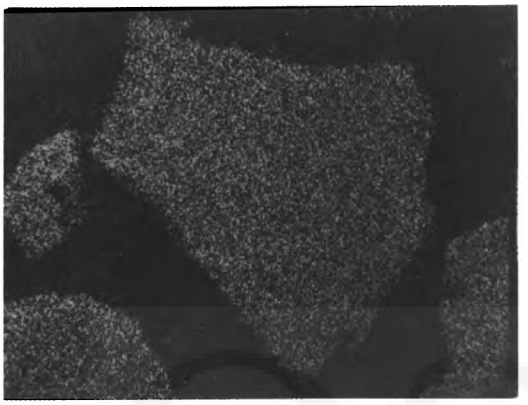
Figs. 55–57: **X-ray images of the amphibole grain shown by photo 54.**



50 $Mn_{K\alpha}$



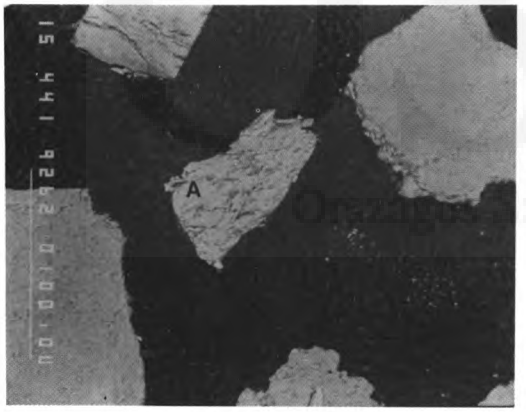
51 $Fe_{K\alpha}$



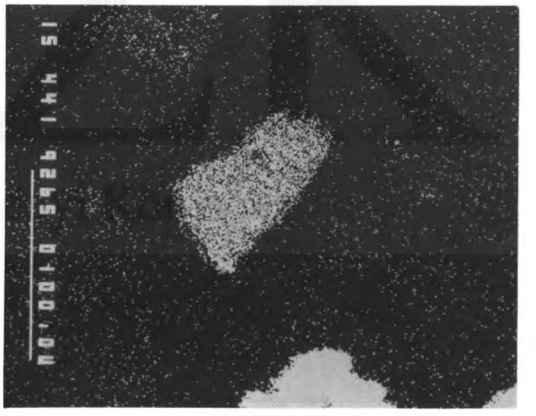
52 $Al_{K\alpha}$



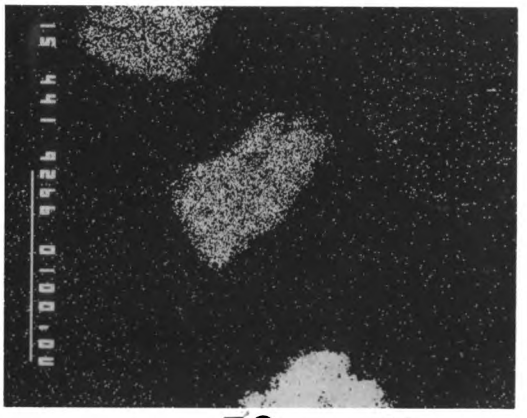
53 $Mg_{K\alpha}$



54



55 Ca_{K}



56 $Mg_{K\alpha}$



57 $Na_{K\alpha}$

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

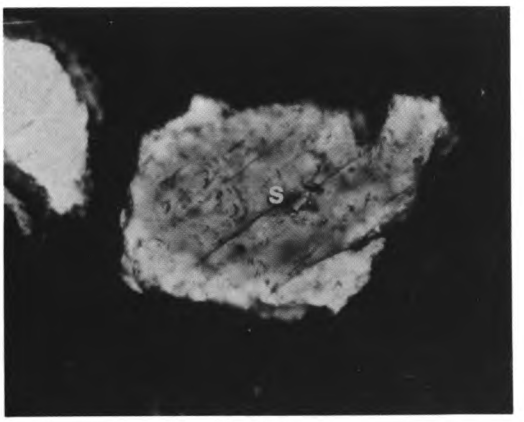
Fig. 58: **Staurolite grain.**
Eocene bauxite (Iszka/Rákhegy).
Optical microscopic photograph. Crossed polars. Bar scale: 50 μm.

Fig. 59: **Back scattered electron image of the staurolite grain (s) shown by photo 58.**

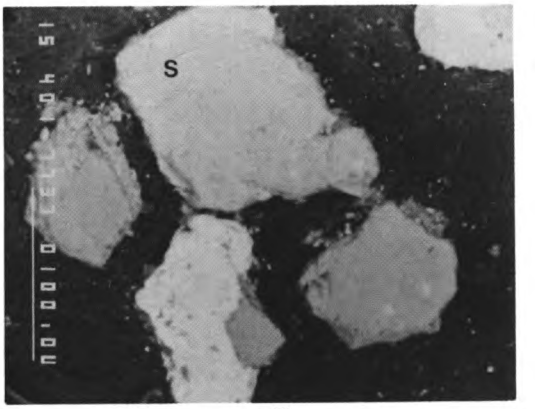
Figs. 60–62: **X-ray images of the staurolite grain shown by photo 59.**

Fig. 63: **Epidote grain (BEI, inverse picture).**
Eocene bauxite (Iszka/Rákhegy).

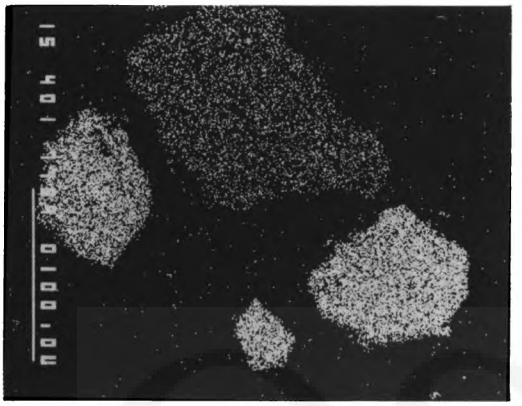
Figs. 64–65: **X-ray images of the grain shown by photo 63.**



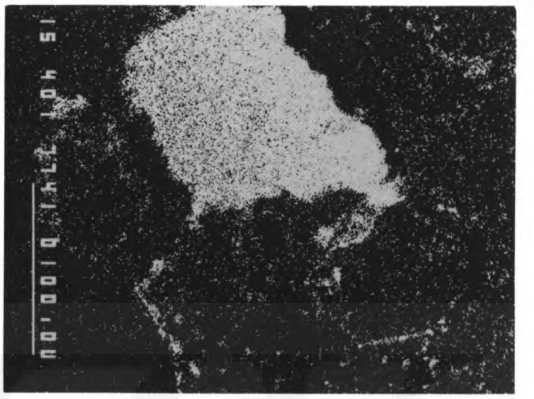
58



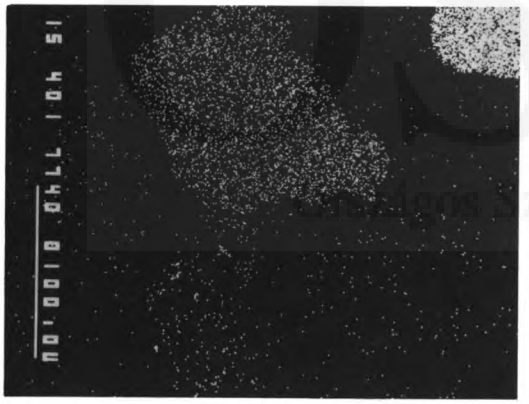
59



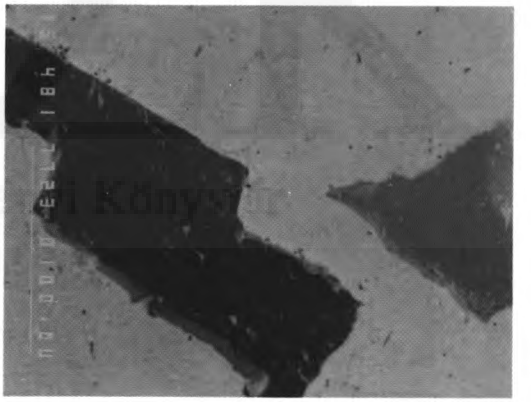
60 Si_{K_α}



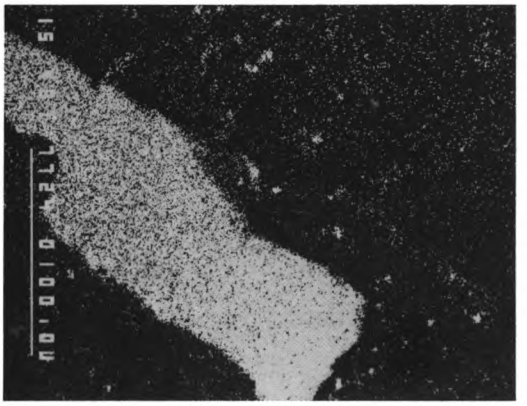
61 Al_{K_α}



62 Fe_{K_α}



63

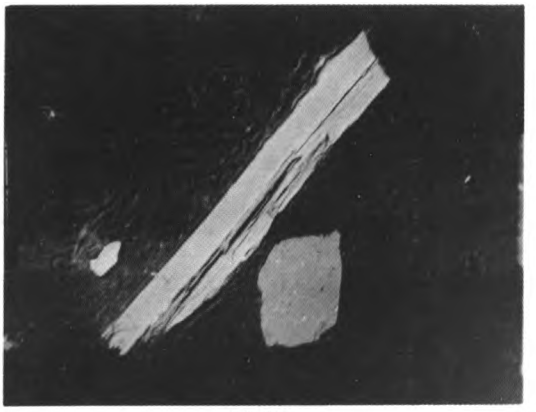


64 Ca_{K_α}



65 Fe_{K_α}

Plate 10



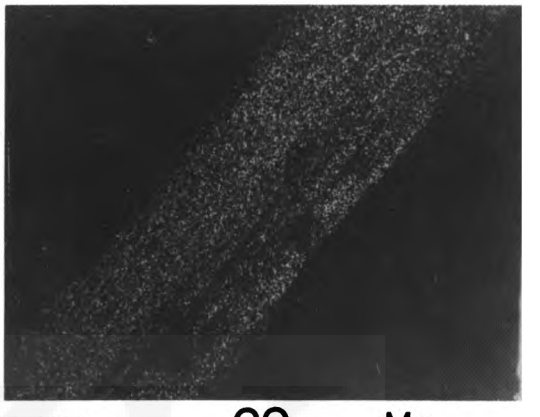
66



67



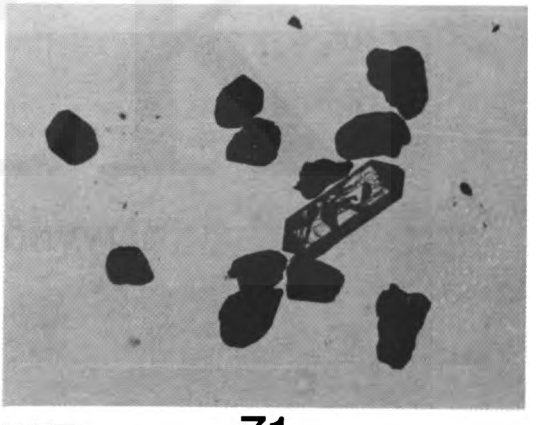
68 $Si_{K\alpha}$



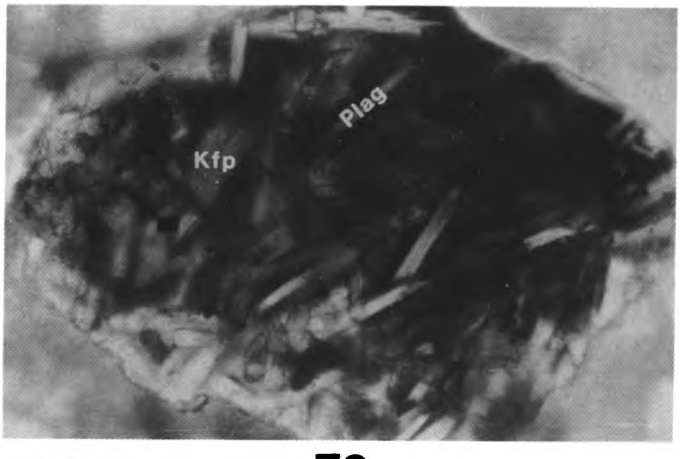
69 $Mg_{K\alpha}$



70 $Al_{K\alpha}$



71



72

Fig. 66: **?Antophyllite (BEI).**
Eocene bauxite (Fenyöfö).
Bar scale: 200 μm.

Fig. 67: **Detail of photo 66.**
Bar scale: 50 μm.

Figs. 68–70: **X-ray images of the grain shown by photo 67.**

Fig. 71: **Euhedral zircon and ilmenite grains.**
Eocene bauxite (Iszka/Rákhegy).
Optical microscopic photograph. Bar scale: 100 μm.

Fig. 72: **Volcanic rock fragment of trachytic texture.**
Plag = plagioclase; Kfp = K-felspar.
Optical microscopic photograph. Plain light.
Bar scale: 50 μm.

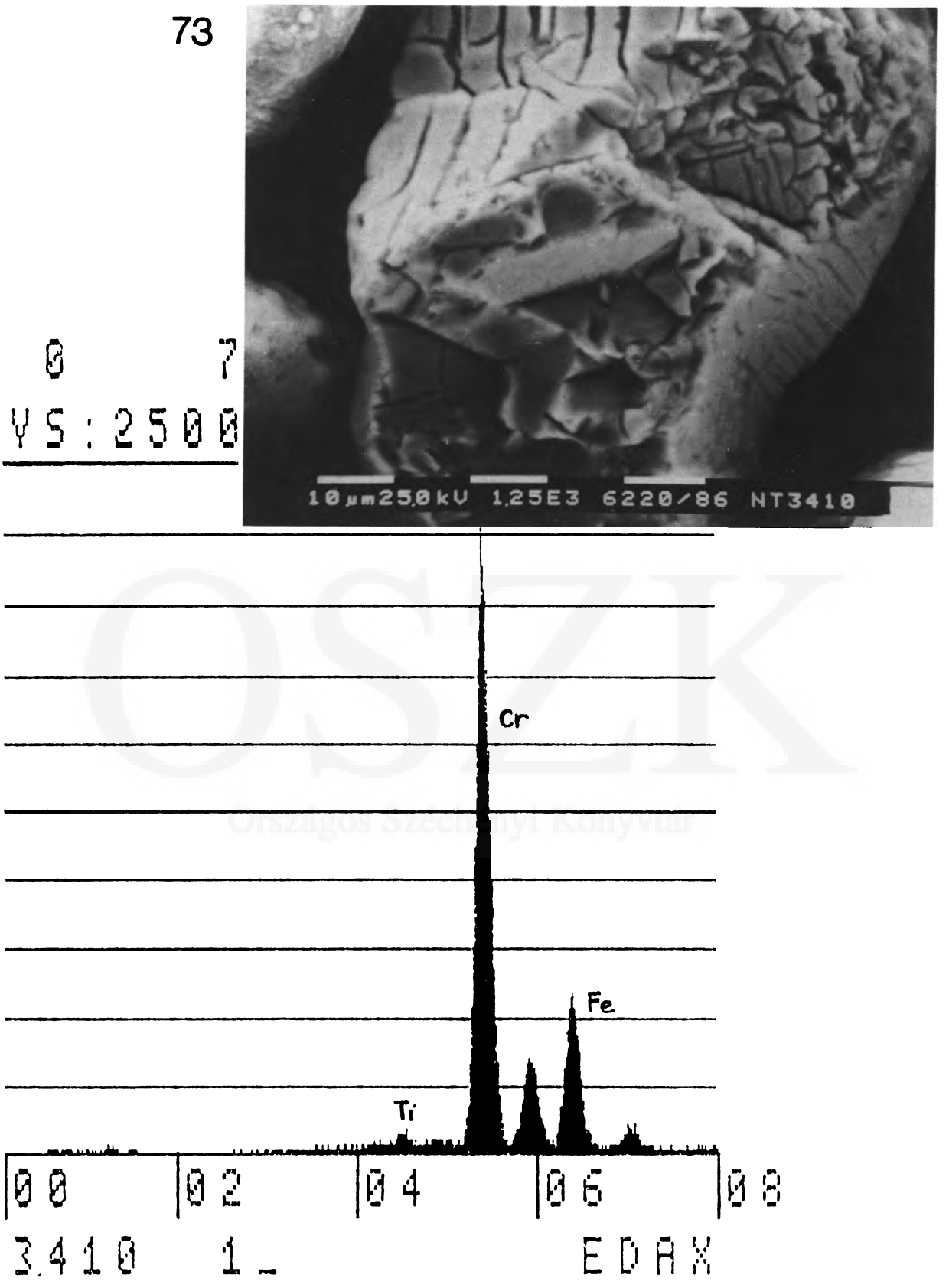


Fig. 73: **Chromite grain (BEI).**
Eocene bauxites (Csabpuszta/Nagytárkány).

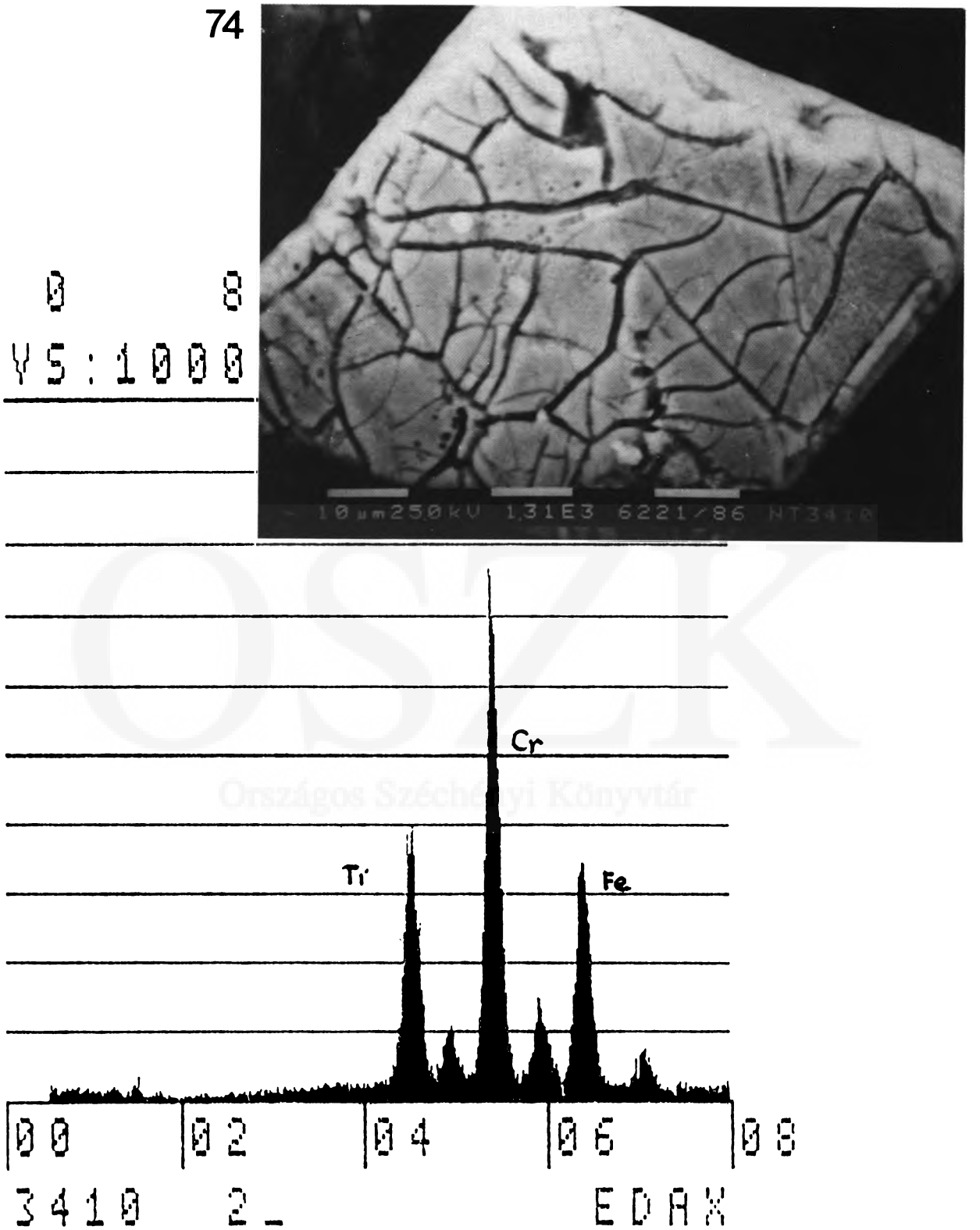


Fig. 74: **Ti-bearing chromite grain (BEI).**
Eocene bauxite (Csabpuszta/Nagytárkány).

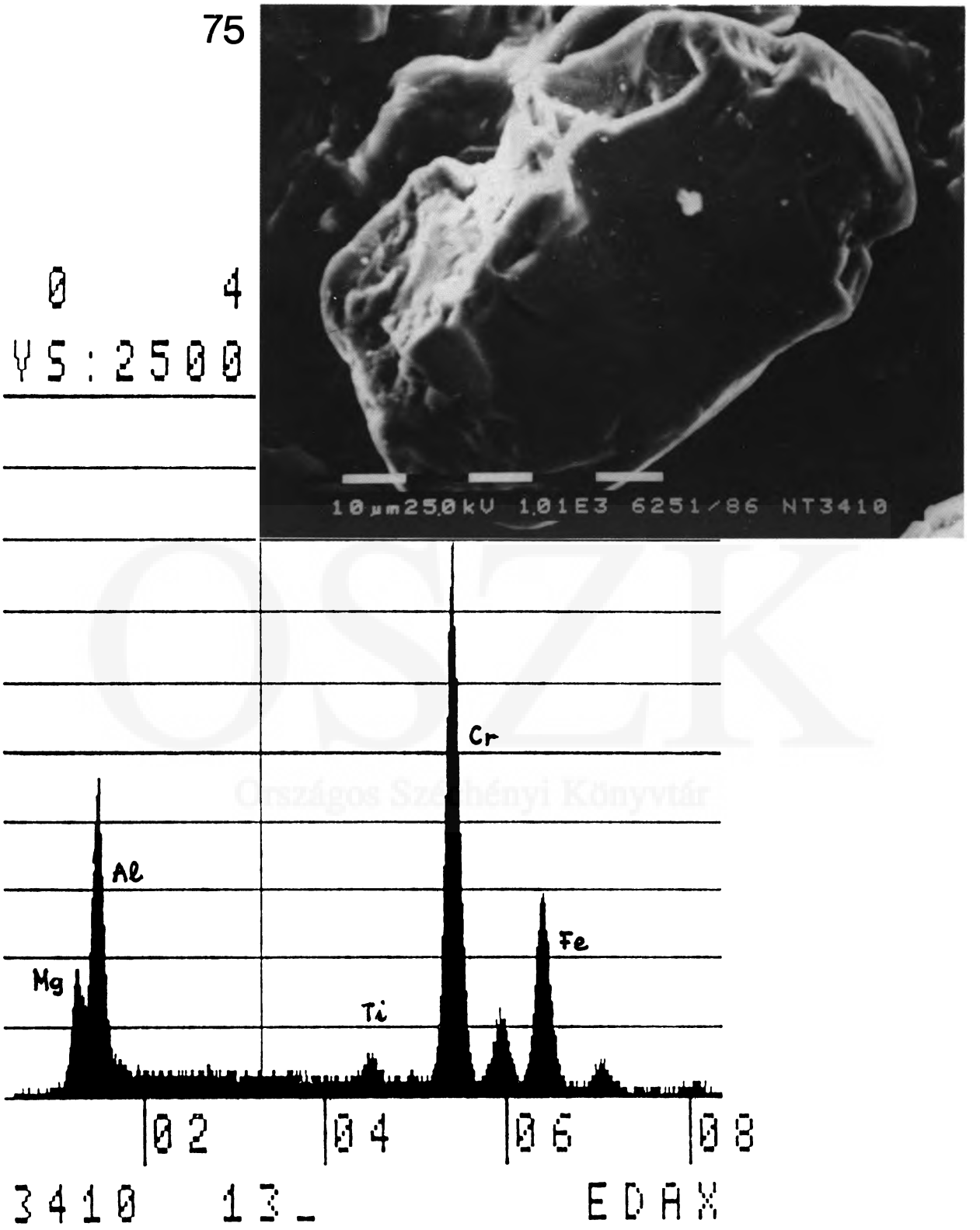


Fig. 75: **Chromium-spinell grain (BEI).**
Eocene bauxite (Csabpuszta/Nagytárkány).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

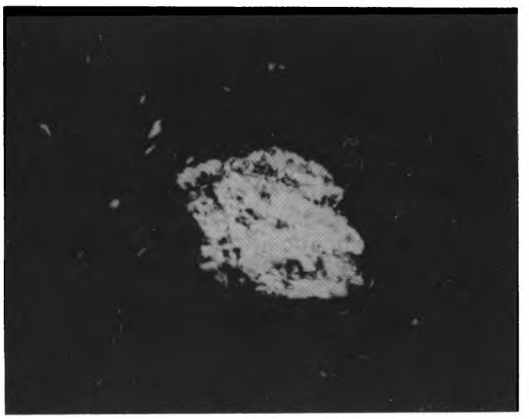
Fig. 76: **Micaceous rock-fragment.**
Turonian/Senonian bauxite (Dreistätten).
Optical microscopic photograph. Crossed polars. Bar scale: 100 μm.

Fig. 77: **Schistose micaceous rock-fragment.**
Turonian/Senonian bauxite (Dreistätten).
Optical microscopic photograph. Crossed polars. Bar scale: 100 μm.

Fig. 78: **Weathered micaceous rock fragment (BEI).**
Turonian/Senonian bauxite (Dreistätten).
Bar scale: 50 μm.

Figs. 79–81: **X-ray images of the rock-fragment shown by photo 78.**

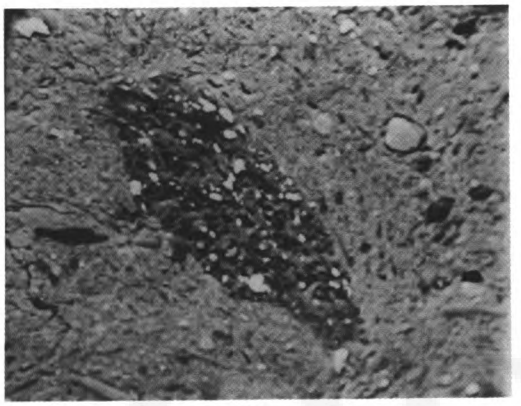
Figs. 82–83: **X-ray images of a chromium-spinell grain.**
Dreistätten bauxite (Turonian/Senonian).
Bar scale: 50 μm.



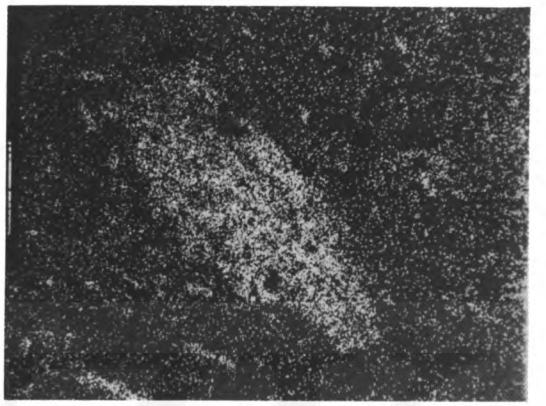
76



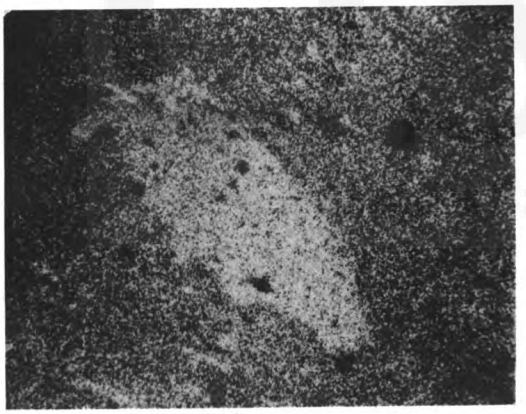
77



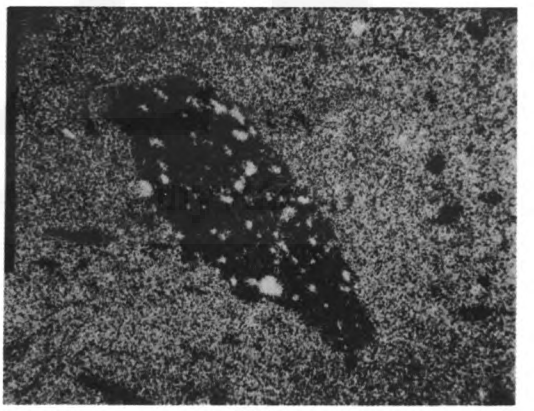
78



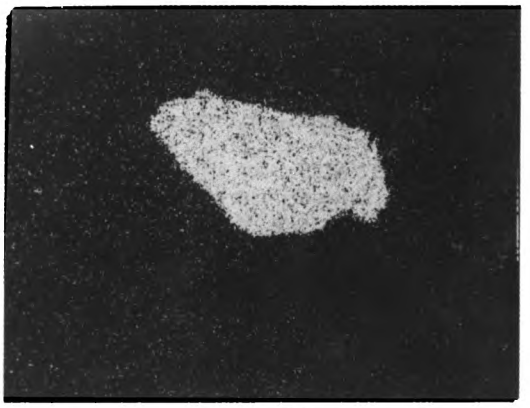
79 $K_{K\alpha}$



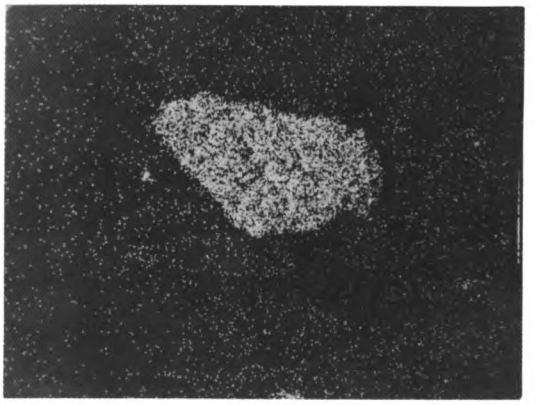
80 $Si_{K\alpha}$



81 $Fe_{K\alpha}$



82 $Cr_{K\alpha}$



83 $Mg_{K\alpha}$

References

ANTAL, A.: Micromineralogical and textural features in relation to the genesis of Bauxite of Iszkaszentgyörgy. – Acta Miner. Petr. Szeged. **XXX**, 1, 3–16, Szeged 1973.

BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M.: The evolution of the Hungarian paleogene basins. – Acta Geol. Hung., **28**, 1–2, 5–28, Budapest 1985.

BECK-MANNAGETTA, P.: Krappfeld, Saualpe und Seetaler Alpen, St. Pauler Berge. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 378–387, Wien (Springer) 1980.

BIGNOT, G., BLONDSEAU, A., GUERNET, M., PERREAU, M., POIGNANT, A., RENARD, M., RIVELINE, J., DUDICH, E., GRUAS, C., KÁZMER, M. & KOPEK, G.: Age and characteristics of the Eocene transgression at Gánt (Vértes Mts., Transdanubia). – Acta Geol. Hung., **28**, 1–2, 29–48, Budapest 1985.

BRIX, F., FUCHS, G. & PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Nr. 76, Wiener Neustadt. – Wien (Geol. B.-A.) 1982.

D'ARGENIO, B., HORVÁTH, F. & CHANNEL, J. E.: Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. – Mem. du BRGM., **115** (Geologie des chaines alpines issues de la Tethys), 331–351, Orleans 1980.

D'AREGNIO, B. & MINDSZENTY, A.: Cretaceous bauxites in the tectonic framework of the Mediterranean. – Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986), 257–262, Roma 1987.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenitic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142–155, Wien 1987.

DIETRICH, J. & FRANZ, U.: The Gosau Formation (Northern Calcareous Alps), an example of an Alpine Trench-Slope-Continental Margin. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides, 95–96, Stuttgart (Schweizerbart) 1984.

DUDICH, E. & KOMLÓSSY, GY.: Consideration paleogeographique et tectonique sur le probleme de l'age des bauxites Hongroises. – Bull. Soc. Geol. Hongr., **99**, 2, 155–165, Budapest 1969 (in Hungarian with French abstract).

DUDICH, E. & KOPEK, G.: Geological study of the Eocene sediments of the newly developed Bagolyhegy exposure at Gánt. – Bull. Soc. Geol. Hongr., **110**, 417–431, Budapest 1969. (in Hungarian with English abstract).

DUNKL, I.: The fission-track method and its applicability on geochronological problems. – Ph. D. Thesis, Hung. Acad. Sci., (manuscript, in Hungarian) Budapest 1989.

ERKAN, E.: Die exotischen Gerölle in der Gosau Kreide der nordöstlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **65** (1972), 33–108, Wien 1973.

FAUPL, P.: Schwermineralien und Strömungsrichtungen in den Kaumberger Schichten (Oberkreide) des Wienerwald-Flysches, Niederösterreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 528–540, Stuttgart 1975.

FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 219–244, Wien 1983.

FAUPL, P. & POBER, E.: Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolitischer Detritus aus der Vardarsutur. – This vol.

GECSE, É.: Micromineralogical study of the Nagyegyháza bauxite deposit. – Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. (1980), 435–448, Budapest 1982 (in Hungarian with English abstract).

GECSE, É. & MINDSZENTY, A.: Comparative micromineralogical study of bauxite profiles from the Transdanubian Central Range. – Tanulmányok a Természettudományok Köréből, ELTE Tudományos Diákkörei, 6–26, 5, Budapest 1968 (in Hungarian).

GRAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, München.

HERM, D., KAUFFMAN, E. & WIEDMANN, J.: The age and depositional environment of the „Gosau"-Group (Coniacian–Santonian), Brandenberg, Tirol, Austria. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. Hist. Geol., **19**, 27–92, München 1979.

KÁROLY, GY., ORAVECZ, J., KOPEK, G. & DUDICH, E.: Stratigraphic horizons of the footwall and hangingwall formations of bauxite deposits in Hungary. – Ann. Inst. Geol., Publ. Hung., LIV, **3**, 95–107, Budapest 1969.

KISS, J.: Recherches sur les bauxites de la Hongrie I. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **3**, 1–3, 45–88, Budapest 1955.

LEISS, O.: Der Bauxit und die lateritisch-bauxitischen Ablagerungen der Tiefen Gosau (Turon/Coniac) in den Nördlichen Kalkalpen. – Z. dt. Geol. Ges., **140**, 137–150, Hannover 1989.

MINDSZENTY, A.: The lithology of some Hungarian bauxites. A contribution ot the paleogeographic reconstruction. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **27**, 3–4, 441–455, Budapest 1984.

MINDSZENTY, A. & D'ARGENIO, B.: Bauxites of the Northern Calcareous Alps and the Transdanubian Central Range. A comparative estimate. – Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986), 269–276, Roma 1987.

MINDSZENTY, A., D'ARGENIO, B. & BOGNÁR, L.: Cretaceous bauxites of Austria and Hungary: lithology and paleotectonic implications. – Travaux ICSOBA, **16/17**, 13–31, Zagreb 1987.

MINDSZENTY, A. & GÁL SÓLYMOS, K.: Geological significance of the extraclasts of the Halimba bauxite deposit. – Rl. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. (1986), 451–467, Budapest 1988.

OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. – XIX+699 S., Wien – New York (Springer) 1980.

POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rdsch., **77**, 641–670, Stuttgart 1988.

RUTTNER, A.: Die Bauxitvorkommen der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläogeographische Bedeutung. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54**/3, 131–134, Budapest 1969.

RUTTNER, A.: The Austrian bauxites, their possible origin and their paleogeographic relevance. – Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986), 181–186, Roma 1987.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weisswasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48** (1955), Klebelsberg Festschrift, 221–256, Wien 1957.

SCHULZ, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosau-Schichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **95**, 1–98, Stuttgart 1952.

SIEGL, W.: Ergebnisse neuer Untersuchungen am Bauxit von Unterlaussa. – Travaux ICSOBA, **9**, 113–117, Zagreb 1973.

SZANTNER, F. & SZABÓ, E.: The structural geological conditions and history of development of Hungarian bauxite deposits. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54**/3, 109–129, Budapest 1969.

TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. (Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums). – 580 S., Wien (Deuticke) 1976.

TOMADIN, L., LENAZ, R., LANDUZZI, V., MAZZUCOTELLI, A. & VANUCCI, R.: Windblown dust over the Central Mediterranean. – Oceanologica Acta, **7**/1, 13–23, Montrouge 1984.

VÖRÖS, I.: Micromineralogical and trace element study of selected bauxite profiles from Iszkaszentgyörgy. – Bull. Soc. Geol. Hongr., **88**/1, 48–56, Budapest 1958 (in Hungarian).
VÖRÖS, I.: Micromineralogical investigation of the bauxite sections of Gánt, Hungary. – Proc. 2nd. Intern. Congr. ICSOBA (1969), **2**, 31–37, Budapest 1971.
VÖRÖS, I. & T.GECSE, É.: Micromineralogical and sedimentological study of some Hungarian bauxites. – Travaux ICSOBA 13 (1975), 175–183, Zagreb 1976.

WEIDICH, K. F.: Über die Beziehungen des „Cenomans" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die palaeogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rdsch., **5**, 73, 517–566, Stuttgart 1984.

WESSELY, G.: Der Tiefenaufschluß im Wiener Becken und der Molassezone als Ausgangspunkt für die Alpenexploration in Österreich. – Erdöl-Erdgas-Kohle, **104**, 440–446, Wien 1988.
WINKLER, W. & BERNOULLI, D.: Detrital high pressure/low temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the Eastern Alps (western Austria): Implications for early Alpine tectonics. – Geology, **145**, 598–601, Boulder 1986.
WOLETZ, G.: Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 89–119, Wien 1963.
WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rdsch., **56**, 308–320, Stuttgart 1967.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 347–349	Wien, September 1991	1. rész	pp. 347–349	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Geodynamik und Entstehung von Kohlenwasserstoffen im Bereich des Wiener Beckens in Österreich

Von Werner Ladwein, Franz Schmidt, Peter Seifert & Godfried Wessely*)

Österreich
Wiener Becken
Geodynamik
Kohlenwasserstoffgenese

Das Wiener Becken stellt einen Subsidenzbereich am NW-Rand des alpin-karpatischen Beckensystems dar. Die neogene Füllung des Beckens in seinem engeren Sinne wurde über einem allochthonen Deckenkomplex nach und während dessen Überschiebung über den autochthonen Beckenuntergrund (Böhmische Masse) abgelagert. Letzterer besteht aus Kristallin, Jura, Oberkreide und tertiären Molassesedimenten.

Innerhalb der mesozoischen Bedeckung auf der Böhmischen Masse ist eine Entwicklung abzulesen, in der auf einem mitteljurassischen Rifting eine oberjurassische Schelf- und Beckensedimentation und schließlich eine oberkretazische Transgression folgt. Nach Erosionsperioden vom Eozän bis zum tieferen Miozän wurde Molasse in der Vortiefe abgelagert. Darüber erfolgte die Überschiebung der alpin-karpatischen Decken, vertreten durch die Waschberg-, Flysch, Kalkalpen- und Zentralalpenzonen. Verlangsamung und schließlich Abschluß der miozänen Überschiebungen im westlichen (alpinen) Anteil und Fortsetzung der Bewegungen im nördlichen (karpatischen) Anteil des Orogengürtels führte zu einem Zerrungseffekt, der zur Absenkung des Wiener Beckens führte. Die Richtungen des alpin-karpatischen Streichens und zerrungsbedingten Brüche wurden beeinflußt durch die tektonische Anlage des subalpinen Untergrundes.

Nach Untersuchungen des TOC in allen stratigraphischen Einheiten des Beckens und Korrelationen von Ölen und Gesteinen kann der Schluß gezogen werden, daß für die Genese von Kohlenwasserstoffen die Mergelsteine des autochthonen Malm das wichtigste Muttergestein darstellen, dies hinsichtlich Volumen, Gehalt an organischer Substanz und thermischer Geschichte. Dieses Muttergestein erreichte das Ölfenster während der letzten Überschiebungsphase im jüngsten Untermiozän. Die hohe Subsidenzrate der Beckenbasis während des Mittelmiozän beschleunigte die Ölgenese und bewirkte den Migrationsbeginn.

Während des Obermiozän bis Pliozän wurde das Genesestadium für Gas erreicht und Migration vollzog sich entlang der Hauptbruchsysteme in die Speichergesteine.

Die Bedeutung des Wiener Beckens als ergiebige Öl- und Gasprovinz ist auf den Umstand zurückzuführen, daß das Muttergestein mehr als 1000 m Mächtigkeit erreicht, ein hohes Genesepotential besitzt und im hangendsten Stockwerk junge Beckensedimente mit günstigen Speichergesteinsbedingungen vorliegen.

Geodinamika és szénhidrogénkeletkezés a Bécsi-medence területén Ausztriában

A Bécsi-medence süllyedéses területet képvisel az alpi–kárpáti belső medencerendszer északnyugati szegélyén. Egy allochton takarókomplexum feletti neogén medence feltöltése, annak az autochton medencealjzatra (Cseh masszívum) történt áttolódása után és azzal egyidőben zajlott le. Ez utóbbi a kristályos aljzatból, jura és felső-kréta képződményekből, valamint tercier molassz-üledékekből áll.

A Cseh masszívumon elhelyezkedő mezozóos takarókból olyan fejlődés olvasható ki, amelyben egy középső-jura riftesedést előbb késő-jura self- és medenceüledékképződés, végül késő-kréta transzgresszió követett. Az eocéntől az idősebb miocénig tartó eróziós időszakok után molassz rakódott le az előmélyedésben. Erre következett az alpi-kárpáti takaró áttolódása, amelyet a Waschberg-, flis-, mészkőalpi és centrálalpi zónák képviselnek. A miocén áttolódások lelassulása, végül megállása a nyugati (alpi) részben egy húzódásos hatást eredményezett, amely a Bécsi-medence lesüllyedéséhez vezetett. Az alpi–kárpáti csapás irányait és a húzódással összefüggő töréseket a szubalpi aljzat tektonikai adottságai befolyásolták.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. Werner Ladwein, Dr. Franz Schmidt, Dr. Peter Seiffert, Dr. Godfried Wessely, ÖMV AG, Gerasdorferstraße 151, A-1210 Wien.

A medence valamennyi rétegtani egységére kiterjedt teljes szerves szén (TOC) vizsgálatok és az olaj- és kőzetkorrelációk alapján ama következtetést vonhatjuk le, hogy a szénhidrogének genezisével kapcsolatban az autochton malm márgák képviselik a legfontosabb anyakőzetet, mind terjedelem és szervesanyagtartalom, mind termikus történet vonatkozásában. Ez az anyakőzet a kora-miocénben bekövetkezett utolsó áttolódási fázis során érte el az olaj-ablakot. A medencealjzatnak a középső-miocénbeli magas süllyedési rátája felgyorsította az olajgenezist és kihatott a migráció megindulására. A késő-miocén–pliocén folyamán érte el a gázkeletkezési szakaszt és a keletkezett gáz a fő törésrendszerek mentén a tárolókőzetekbe migrált.

A Bécsi-medencének, mint jó kitermelhetőségű kőolaj- és földgázelőfordulásnak jelentősége három körülményre vezethető vissza: (1) az anyakőzet vastagsága több mint 100 m, (2) magas genetikus potenciállal rendelkezik és, (3) a fedő fiatal medenceüledékek szénhidrogéntárolása szempontjából kedvezőek.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Umweltgeologie
Hydrogeologie
Ingenieurgeologie

Környezetföldtan
Hidrogeológia
Mérnökgeológia

Environmental Geology
Hydrogeology
Engineering Geology

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 351–368	Wien, September 1991	1. rész	pp. 351–368	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Hydrogeologische Untersuchungen der Leithakalk-Formation im Neusiedlerseegebiet (Österreich/Ungarn)

Von István Boldizsár, Walter Kollmann & Rouben Surenian*)

Mit 5 Abbildungen und 5 Tafeln

Österreich
Ungarn
Neusiedlersee
Eisenstädter Becken
Leithakalk-Formation
Hydrogeologie
Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen
Porosität

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 78, 108

Inhalt

Zusammenfassung 351
Összefoglalás 352
Abstract 352
1. Einleitung 352
2. Ausgangslage und geologische Situation 352
2.1. Lagerungsverhältnisse und hydrogeologische Wertigkeit 352
2.2. Tektonik und Trennfugendurchlässigkeit 354
3. Neue Ergebnisse durch Bohraufschließungen 357
4. Rasterelektronenmikroskopische Gefügeuntersuchungen an Leithakalken aus Schützen am Gebirge und Fertörakos .. 357
4.1. Ausgangslage 357
4.2. Untersuchungsmethoden 358
4.3. Probenbeschreibung 358
Literatur 368

Zusammenfassung

Die Leithakalk-Formation im Neusiedlerseegebiet wurde hydrogeologisch insbesondere auf deren Porosität untersucht. Zusätzlich zur tektonisch, diagenetisch, korrosiv und verwitterungsbedingten, karsthydrogeologisch maßgebenden Trennfugendurchlässigkeit konnte ein nennenswerter Intergranularporenraum durch rasterelektronenmikroskopische Gefügemessungen und Quecksilber-Porosimetrie festgestellt werden. Der Kalkarenitfazies kommt als Kluft- und Porengrundwasserleiter besondere Bedeutung für die Karstentwässerung zu. Als Kernfrage für den Wasserhaushalt des Neusiedlersees stellt sich aber dabei, ob eine unterirdische Einspeisung durch die hangende geringdurchlässige Pannonschürze erfolgen kann, was zusätzlich zum gegebenen Effekt des Leaky Aquifers nur durch postpannon noch wirksame Zerrtektonik und damit bedingte Trennfugenwasserwegigkeit möglich wäre. Die Antworten auf diese Fragen werden im Rahmen des weiterführenden Forschungsprojekts „Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees“ noch zu klären sein.

A lajtamészkő hidrogeológiai vizsgálata a Fertő- tó környékén

Összefoglalás

A lajtamészkövet (= Rákosi Mészkő Formáció) a Fertő tó környékén vízföldtanilag és különösen porozitás tekintetében vizsgálták. A tektonika, a diagenezis, valamint a korrózió és a mállás révén előidézett, karszthidrogeológiailag meghatározó jelentőségű osztóhézag-áteresztőképességet raszterelektromikroszkópos szövetszerkezeti mérésekkel, valamint higany-porozi-

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Ing. István Boldizsár, Magyar Allami Földtani Intezet, Nyugatmagyarországi Terület Földtani Szolgálat, Lackner Kristóf u. 3, H-9400 Sopron; Dr. Walter Kollmann, Dr. Rouben Surenian, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

metriával figyelemre méltó szemcseközi pórusteret lehetett megállapítani. A kalkarenit fáciesnek, mint rés- és pórusvíz-vezetőnek nagy jelentősége van a karsztvíz elvezetésben. Az alapkérdés azonban a Fertő tó vízháztartásánál az, hogy lehetséges-e felszínalatti vízutánpótlás a csekély áteresztőképességű pannóniai fedő rétegeken át. A jelenség a Leaky Aquifer adott hatásán túlmenően csak a pannóniai után is hatékony húzó tektonika és a vele összefüggő osztóhézagos vízvezetés mellett lenne lehetséges. Az e kérdésekre adandó válaszokat a „Vízföldtani alapkutatások a Fertő tó vízgyűjtő területén" c. kutatási terv keretében kell még tisztázni.

Hydrogeological Investigations of the Leithakalk Formation (Lake Neusiedl Area, Austria/Hungary)

Abstract

The Leithakalk Formation (Leitha Limestone Formation) in the catchment area of the Neusiedler Lake has been investigated concerning its porosity. In addition to tectonic, diagenetic and corrosion events which cause cleavage with following karstification mainly most appreciable intergranular pores have been ascertained. This was possible by combined methods, using Scanning-Electron-Microscopy and Mercury Porosimetry. The greatest permeability could be determined from limestone-arenites. The main question of the water balance of this lake has to be solved by the further on going Hydrogeologic Research Project. This is aimed to the input of the Leaky-Aquifer effect of the covering Pannonian aquitard.

1. Einleitung

Im Zuge des seit 1986 laufenden Forschungsprojekts B-A-005c „Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees" werden ständig bilaterale Exkursionen mit Erfahrungsaustausch und Probenahmen durchgeführt.

Das von der Arbeitsgemeinschaft Gesamtkonzept Neusiedlersee (AGN) im Auftrag des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und der Burgenländischen Landesregierung verwaltete Projekt wird von der Geologischen Bundesanstalt wissenschaftlich geleitet (W. KOLLMANN et al., 1987 und 1989). Die damit erreichte intensive hydrogeologische Bearbeitung dient als Grundlage für die darauf aufbauende Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedler See (S. BARANYI et al., 1986; F. BOROVICZENY et al., 1983 und 1985; P. HAAS et al., 1987).

Als maßgebendes Schichtglied für die Grundwasserführung wurde die Leithakalk-Formation, die durch intensive Klüftung, Verkarstung und Porosität gekennzeichnet sein kann, interdisziplinär untersucht. Insbesondere im Leithagebirge und im Grenzgebiet des Ruster Hügelzuges waren Tiefenaufschlüsse zur Interpretation geophysikalischer Messungen und hydrogeologischer Kennwerte bereits vorhanden (P. HAAS et al., 1987; W. KOLLMANN et al., 1987; J. GOLDBRUNNER & W. POLTNIG, 1988).

2. Ausgangslage und geologische Situation

2.1. Lagerungsverhältnisse und hydrogeologische Wertigkeit

Geologische und hydrogeologische Kartierungen haben den relativ einfachen Aufbau und die Schichtfolge des Leithagebirges und Ruster Hügelzuges herausgearbeitet (M. VENDL, 1928; E. SZADECKY-KARDOSS, 1938; A. TOLLMANN, 1955; W. FUCHS, 1965; W. GAMERITH, R. FERKL in W. KOLLMANN et al., 1987 und 1989; R. FERKL et al., 1989). Stark vereinfacht kann der hydrogeologische Bau wie folgt beschrieben werden: Über dem kristallinen Grundgebirge, das an der Oberfläche bis mehrere Zehnermeter aufgelockert und verwittert ist, folgt Zentralalpines Mesozoikum in quarzitischer und dolomitischer Ausbildung. Diese an Schubflächen des Kristallins eingeschuppten Sedimente sind intensiv tektonisiert und geklüftet, weisen aber makroskopisch keine hydrogeologisch relevanten Öffungsweiten auf. Größere Klüftungen im Zusammenhang mit Staffelbruchstörungen und/oder Blattverschiebungen bewirken eine bessere Trennfugendurchlässigkeit und sind für das Auftreten kleinerer Quellen (Zeiler-Brunnen) maßgebend.

Darüber transgredieren auf einem lange Zeit der Verwitterung und Abtragung ausgesetzten Relief tertiäre Sedimente. Im Ruster Hügelzug sind dies im Karpat mächtige fluviatile Ablagerungen, die sogenannten Ruster Schotter. Im Leithagebirge konnte eine derartige Transgressionsfolge jedoch nicht festgestellt werden! Eine Begründung liegt möglicherweise darin, daß diese stark inhomogen entwickelte Sedimentation später marin umgestaltet wurde und somit altersmäßig sich in das Badenien fortsetzte.

Das transgredierende Meer ab der Oberen Lagenidenzone führte zur Bildung mächtiger, flächenhaft erstreckter Sedimente, allerdings in verschiedenster fazieller Ausbildung. Die Karbonatentwicklung erreichte ihren Höhepunkt und die größten Schichtmächtigkeiten in der Sandschalerzone, weswegen diese hydrogeologisch am bedeutendsten ist.

Die Sedimente der Oberen Sandschalerzone stellen hauptsächlich helle bis schmutzig weiße Kalksandsteine dar, welche als Biosparit zu bezeichnen sind. Innerhalb der im dm- bis m-Bereich gebankten Kalksteinsandschichten treten dm mächtige Mergeleinschaltungen auf. Vor allem in Nahbereich des Kristallins konnte immer das Auftreten von Quarz, Glimmerschiefer, Muskovit und Quarzit-Komponenten im Kalkarenit beobachtet werden. Sonst zeigen die Kalkarenite der Oberen Sandschalerzone eine eher rein karbonatbiogene Komponentenzusammensetzung.

Die Kalkarenite sind durch grobspätigen B-Zement verfestigt. Teilweise sind an den Komponenten-Oberflächen auch nadelige A-Zement Bildungen zu beobachten. Fehlt der feinsandige bis mittelsandige Anteil, dann zeigt auch der Zement nur randliche Bildungen und infolge der 15–20 % Zwickelporosität erhält der Kalkarenit einen mürben bis lockersandigen Charakter. Solche Bereiche liegen oft in cm Dimensionen vor und besitzen für Durchlässigkeiten auf Grund des fehlenden

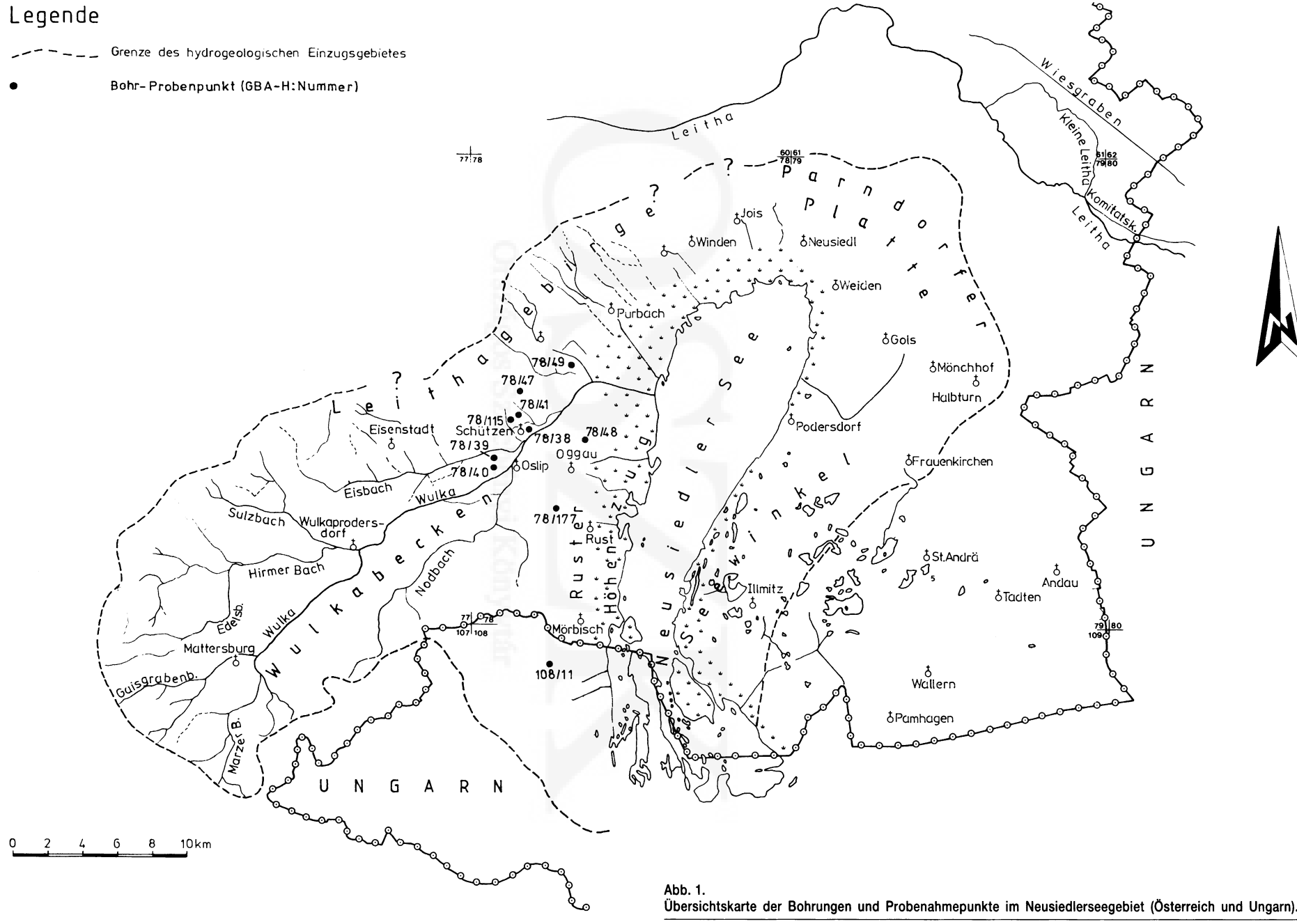


Abb. 1.
Übersichtskarte der Bohrungen und Probenahmepunkte im Neusiedlerseegebiet (Österreich und Ungarn).

kommunizierenden Porensystems wahrscheinlich keinerlei Bedeutung. Andererseits können aber auch, wie im Deponiegelände der Thenau, dadurch besser durchlässige Lockersandbildungen hervorgerufen werden.

Die zweite entscheidende Transgression erfolgte mit der sarmatischen Elphidium Reginum Zone. Die Ausbildung der Kalkarenite variiert von fein- und mittelsandigen zu mittel- und grobsandigen Bänken. Generell handelt es sich um weiße, als Biosparit zu bezeichnende Sedimente, deren Biogenmaterial im wesentlichen dem der vorhergehenden besprochenen Kalkarenite der Oberen Sandschalerzone entspricht. Die Bankung liegt im Meterbereich. Um Mergelzwischenschaltungen tritt dm bis cm mächtige Schichtung auf und auch ein Anstieg des Mergelgehaltes der Kalkarenite.

Eine etwas differente fazielle Entwicklung, im Hangenden der Kalkarenite des Badens konkordant und ohne Basalgerölle einsetzend, ist als Schalenbreccie zu bezeichnen. Sie wird von grobsandig bis feinkiesigen Schalenresten gebildet und weist ein fein- bis mittelsandiges Zwischenmittel derselben Art auf. Durch sparitische Zementation bleibt nur noch eine Kammerporosität von 15–20 %, verursacht durch Schalenlösung und Gehäusehohlräume. Ihre Bedeutung für die Durchlässigkeit ist auf Grund der fehlenden kommunizierenden Porenräume zu vernachlässigen. Mergeleinschaltungen konnten nicht beobachtet werden. Durchlässigkeit ist an den seltenen Klüften, bzw. durch fehlendes Zwischenmittel im Bereich der Schichtflächen gegeben. Die beobachteten Aufschlußmächtigkeiten der Schalenbreccien betragen an die 10 m.

Das Unterpannon des Randbereiches liegt im Leithagebirge in Form mürber fein- bis mittelsandiger, bzw. mittel- bis grobsandiger Arenite vor. Lithologisch unterscheiden sich diese Sandsteine von den bisherigen durch einen relativ hohen Quarzanteil neben einem aus Algen-, Schalenresten und Foraminiferengehäusen zusammengesetzten biogenen Detritus. Zement ist bei den unterpanonen Sanden nur randlich als A-Zement anzutreffen. Bei entsprechender grobsandiger Entwicklung können daher stellenweise 20 bis 30 % Zwickelporosität auftreten.

Unteres und mittleres Pannon der Beckenfazies, das in toniger bis mergeliger Entwicklung vorliegt, wurde nur in geringer Mächtigkeit abgelagert. Abgesehen von der Problematik einer durchgehenden gleichförmigen faziellen Entwicklung auf größere Distanz, da ja bisherige Beobachtungen auf kleinräumige, stark heterogene Faziesbereiche schließen lassen, muß noch mit Erosion der Sedimente gerechnet werden. Hier kommt vor allem auch den quartären Ereignissen Bedeutung zu.

Im Pleistozän prägten bedeutende Erosionsabläufe, Umlagerungen, Verwitterungen und Bodenbildungen das heutige Landschaftsbild wesentlich. An den jüngsten Sedimentbildungen sind Solifluktions-Schuttkörper, Schwemmfächer, See- und Rotlehmbildungen beteiligt.

Der Rotlehm ist nur noch als Relikt über den Kalkareniten an steileren Hängen zum Waldrand hin erhalten. Je nach Erosion kann er noch dm bis m mächtig vorliegen und hat damit untergeordnet Schutzfunktion für Karstwassservorkommen.

Schwemmfächer sind in den von Kristallin herkommenden, ausmündenden Taltrichtern zu finden. Es handelt sich um feinsandiges bis schluffiges braunes Material, das immer wieder cm bis dm mächtige sandige bis kiesige Einschaltungen führt. Die Komponenten setzen sich vorwiegend aus kaum gerundetem und schlecht sortiertem Kristallinmaterial, untergeordnet gerundeten Kalkareniten zusammen. Die Mächtigkeit solcher Bachsedimente kann 7–8 m erreichen.

Die bereits erwähnten flachen Kuppen im Vorlandbereich zeigen hauptsächlich blockig bis sandigen Schutt von Kalkareniten, die sich durch deutliche Verwitterungsspuren vom frischen Lesesteinmaterial im Nahbereich der anstehenden Kalkarenite gut unterscheiden lassen. Die Wasserführung innerhalb dieses Materials dürfte sehr hoch sein. So treten an den NW von Winden gelegenen Solifluktionskörpern nach mündlichen Mitteilungen im Frühjahr zur Mulde hin starke Vernässungen auf.

Nochmals sei im Zusammenhang mit den glazialen und postglazialen Sedimenten auch auf die Erosion dieser Periode verwiesen. So kann es in den Muldenbereichen bzw. im Liegenden der größeren Schuttkörper durchaus möglich sein, daß dort durch erodierte Sedimentauflagen ein Kontakt zum Kluftwasserkörper der Karbonate gegeben ist. Daher ist es möglich, daß die Grundwasser-Austritte im Purbacher Schilfgürtel aus dem Grundwasser der Kalkarenite stammen, deren feinklastische pannone Sedimente durch solifluidale Erosion fehlen.

2.2. Tektonik und Trennfugendurchlässigkeit

Tektonische Bewegungen hatten das Eisenstädter Becken über 2000 m tief abgesenkt (W. FUCHS, 1965), was natürlich nicht ohne weitgehende Auswirkungen auf den dem Einbruch entgangenen, horstartig aufragenden Ruster Höhenzug bleiben konnte.

Im wesentlichen liegen durch die Absenkungsgeschichte des Beckens zwei Bruchsysteme vor. Zum einen die parallel dem Leithagebirge NE–SW streichenden Staffelbruchsysteme, zum anderen die in den Tälern schön ersichtlichen quer zum Gebirgskörper streichenden Systeme. Allgemein mit den Störungen, an denen Bewegung erfolgte, stehen die offenen Zerrklüfte im Zusammenhang.

Die als Brüche zweiter Ordnung zusammengefaßten Störungen gehören zum Staffelbruchsystem und konnten innerhalb der Steinbrüche als Versetzer mit wenigen Metern Sprunghöhe angetroffen werden. Jene Störungen, an denen Bewegung erfolgte, zeigen keine Öffnungsweiten durch den als Verschiebung ablaufenden Bewegungsvorgang. Eine Bedeutung für den Wassertransport erhalten sie erst durch die sie begleitenden parallelen Zerrklüfte, wie sie aber nur an Versetzern mit mindestens 5–10 m Sprunghöhe feststellbar waren, mit den darauf folgenden Korrosionserweiterungen.

Die quer zum Gebirge streichenden Störungen ließen sich im Kalkbereich meist noch durch Kartierung, lithologischen Vergleich und im nachhinein durch Geoelektrik mit soweit nachvollziehbaren Sprunghöhen von 10–30 m nachweisen. Eine Abnahme dieser Sprunghöhen, entlang der Gräben zeigt sich, da die meisten Querbrüche im Plateaubereich schon keine lithologischen Differenzen randlich der Brüche erkennen lassen (Zeilergraben, Buchleitengraben).

Ganz allgemein kann festgestellt werden, daß junge und jüngste Tektonik für die Verkarstung und Wasser-

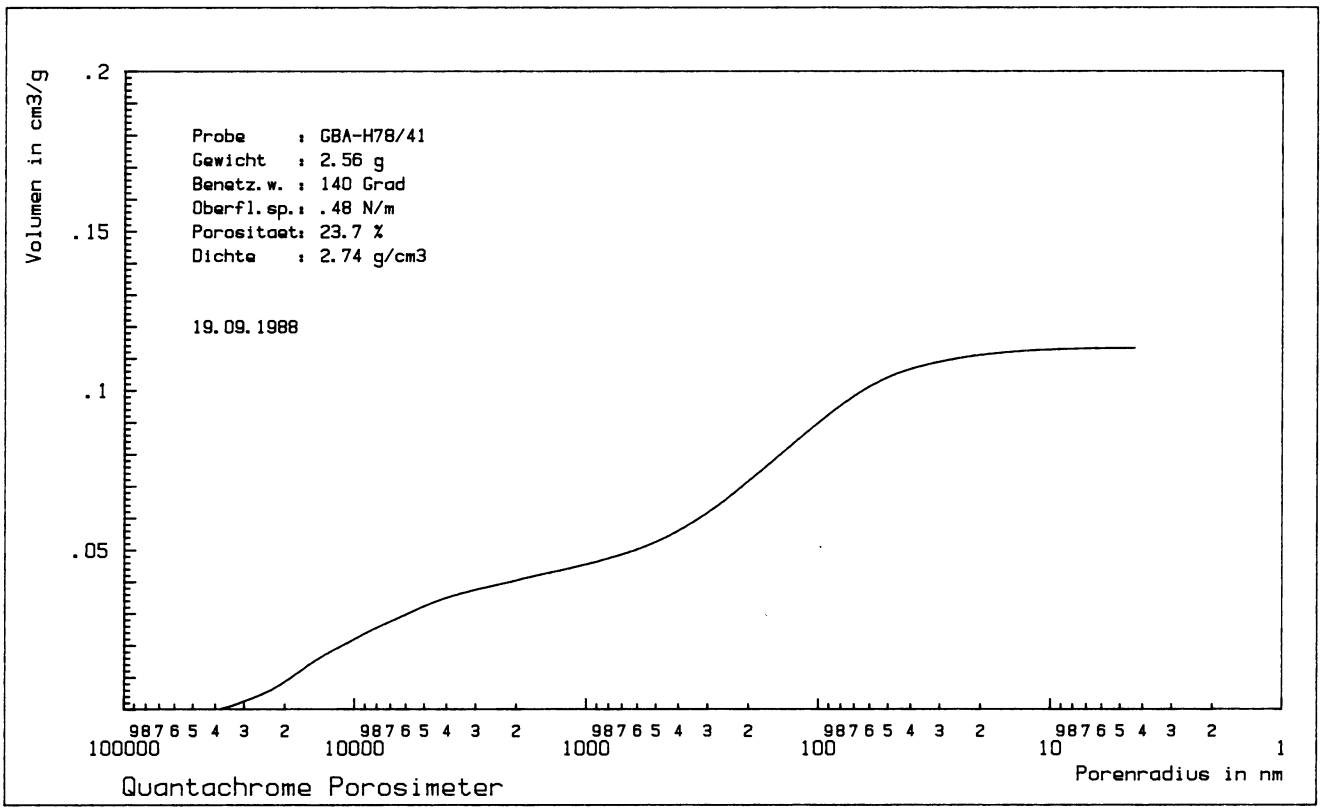


Abb. 2.
Quecksilber-Porosimetrie.
Darstellung des Verhältnisses: Volumen zu Porenradius.
Durchgeführt an der Probe GBA-H:78/41 (Bohrung IV in Schützen am Gebirge ca. 100 m NE der ehemaligen Schwefelquelle).
Leithakalk im Teufenabschnitt 4,0–7,7 m.

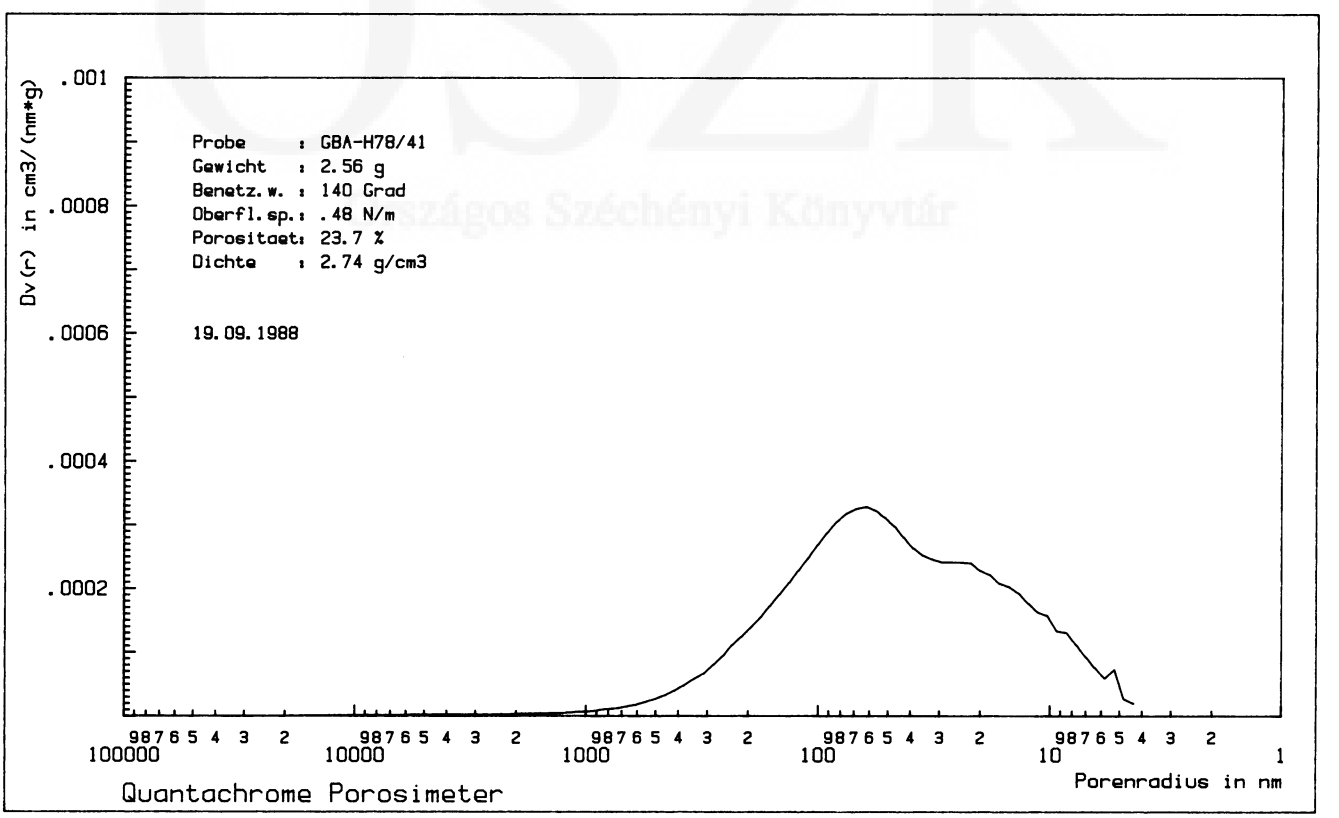


Abb. 3.
Quecksilber-Porosimetrie.
Darstellung des Verhältnisses: Porengröße-Verteilungsfunktion zu Porenradius.
Weitere Angaben siehe Abb. 2.

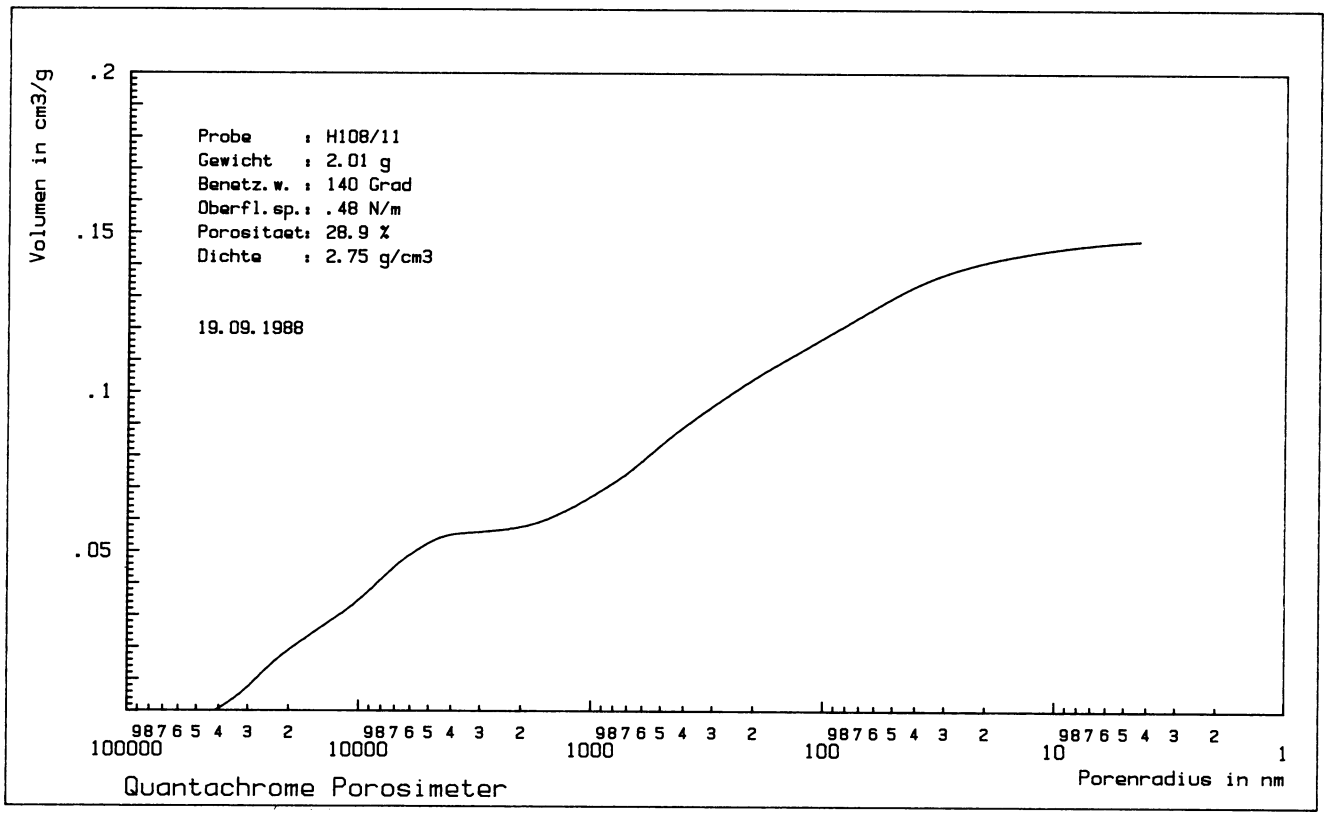


Abb. 4.
Quecksilber-Porosimetrie.
Darstellung des Verhältnisses: Volumen zu Porenradius.
Durchgeführt an der Probe GBA-H:108/11 (Mürber Kalkarenit aus dem Steinbruch Boglár-hegy 1 km NNW Fertörákos).

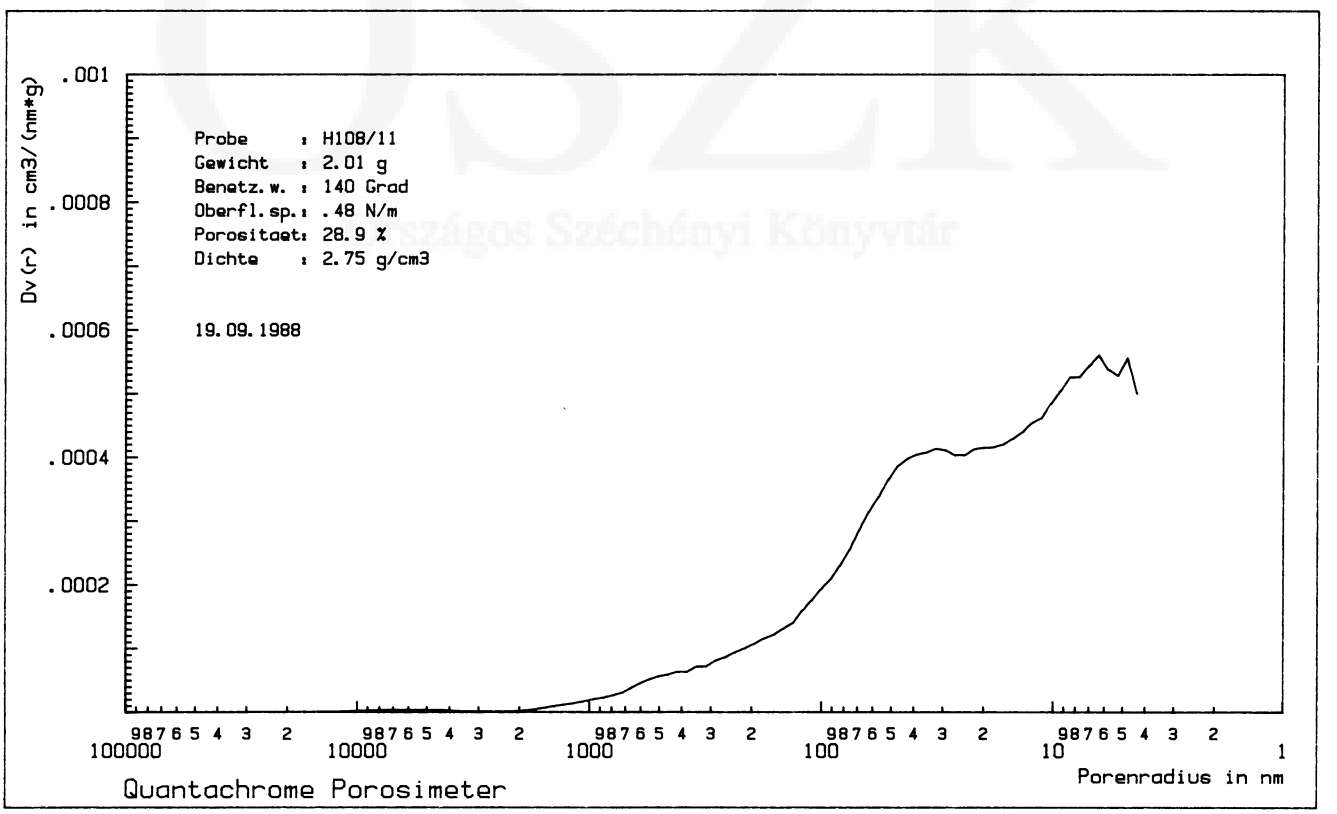


Abb. 5.
Quecksilber-Porosimetrie.
Darstellung des Verhältnisses: Porengröße-Verteilungsfunktion zu Porenradius.
Weitere Angaben siehe Abb. 4.

wegsamkeit einen wesentlichen Einfluß hat (W. FUCHS, 1965; R. FERKL, 1989).

3. Neue Ergebnisse durch Bohraufschließungen

Mit der Fragestellung: Aufschluß des oberflächennahen, i. a. quartären Sand-Kieskörpers der Talalluvionen des Wulkatales und der liegenden neogenen Schichtfolge wurde die Bohrung GBA-H: 78/38 in der Talachse E Schützen am Gebirge festgelegt (Bl. 1)

Eine ähnliche Fragestellung lag der Bohrung GBA-H: 78/41 nahe der ehemaligen Schwefelquelle (GBA-H: 78/115) mit der Hoffnung, diese wiederaufzuschließen, zugrunde.

Da im Winter 1985/86 das beantragte Hydrogeologie-Projekt noch nicht bewilligt war und deshalb keine Geophysik vorgezogen werden konnte, wurden die Bohransatzpunkte nach regionalen geologischen Gesichtpunkten im Bereich der vermuteten Bruchstörung ausgewählt. Die zu erreichenden Endteufen waren insbesondere bei der ersten Bohrung nach den technischen Möglichkeiten determiniert. Nachträglich haben sich diese Aufschlüsse jedoch ideal zur Eichung der geophysikalischen Parameter heranziehen lassen. Das bereits erwähnte Geophysikprogramm hatte damit die Aufgabe, zu prüfen, inwieweit die an und für sich stichprobenartigen und punktbezogenen und somit keine flächenhaften Aussagen zulassenden Bohrergebnisse repräsentativ und korrelierbar sind (W. KOLLMANN, 1988).

Die mittels Schappe und Greifer ausgeführten Schlagbohrungen mußten aus Gründen der notwendigen Hilfsverrohrungen mit Teleskopierungen des Bohrdurchmessers mehrmals (bis 305 mm) reduziert werden. Das gewonnene Bohrgut war zwar gestört, gestattete aber, da keine Spülung verwendet wurde, eine einigermaßen deutliche Sedimentansprache und Korngrößen- und Durchlässigkeitsbestimmungen, welche für das Quartär k_f-Werte von $9 \cdot 10^{-5}$ bis $1 \cdot 10^{-6}$ m/s ergaben. Das feinklastische Pannon zeigt wesentlich geringere Druchlässigkeiten, die k_f-Werten von $1 \cdot 10^{-8}$ bis $3 \cdot 10^{-9}$ m/s entsprechen.

Der durch die Bohrung Schützen GBA-H: 78/ 38 bis 2,40 m unter GOK reichende, quartäre Sand-Kieskörper ist lediglich 1,80 m mächtig und nur durch eine 0,60 m starke, mittelfest gelagerte, lehmige Humusschicht abgedeckt. Ein wasserwirtschaftlich relevanter Begleitgrundwasserstrom entlang der Wulka konnte somit an dieser Stelle nicht festgestellt werden (P. HAAS et al., 1987).

Unterhalb der dazu liegenden Schluff-Ton-Folge aus dem Pannon wurde bei der ausgeschriebenen Endteufe von 30 m gerade noch die Oberkante eines Leithakalkriffes (siehe dazu das folgende Kapitel) erreicht. Aus bohrtechnischen und finanziellen Gründen konnte die Bohrung nur einen Meter in dieses festgelagerte, harte aber wahrscheinlich klüftige Gestein vorgetrieben werden. Es wurde aber technisch vorgesehen, die Bohrung zu einem Versuchsbrunnen so auszubauen, daß eine spätere Vertiefung möglich ist. Das artesisch zufließende, stark schwefelhältige Wasser, welches nach mündlicher Information von Dr. D. RANK (BVFA Arsenal Isotopenlabor) ein ^{14}C-Alter von >30.000 Jahre aufwies, wurde durch einen Leistungspumpversuch beurteilt (0,4 l/s, Absenkung s = 17,2 m).

Da nur gestörte Bohrkerne des Leithakalks gewinnbar waren, konnte eine Untersuchung des durchflußwirksamen Hohlraumanteils (bzw. der nutzbaren Porosität) nicht erfolgen. Das nach der Methode der Quecksilber-Porosimetrie (T. ALLEN, 1981) ermittelte Gesamtporenvolumen beträgt bei der Probe GBA-H: 78/ 41 4,9 m (Bl. 2 und 3) 23,7 % (Det. K. KLIMA & G. RIEDMÜLLER, 1989). Es kann angenommen werden, daß zusätzlich zu der hydrogeologisch sicherlich wesentlicheren Trennfugendurchlässigkeit noch etwa maximal 15 % durchflußwirksamer Hohlraumanteil ausgebildet ist.

Grundsätzlich ist bei „Leithakalken" je nach Habitus und Genese v. a. die Fazies, ob Riffkalk, Riffschutt (Detritus), Kalksandsteinentwicklung u. a. m. für die hydrogeologische Wirksamkeit maßgebend. Gefügemäßig (vgl. Kap. 4) kann davon ausgegangen werden, daß bei derartigen Festgesteinen neben der Trennfugendurchlässigkeit und Verkarstung auch ein nennenswerter entwässerbarer Porenraum ausgebildet ist. Aufgrund von Erfahrungen (mündl. Mitt. von Univ.-Prof. Dr. H. HÖTZL, Karlsruhe) bestimmen die Klüfte v. a. die Durchlässigkeit und die Poren das Speichervermögen, wobei der Einfluß der Kluftbeschaffenheit (Rauhigkeit, Weite, Dichte, Durchgängigkeit etc.) und der Porenraumgestaltung (siehe Kap. 4) sehr wesentlich sein kann. Beim detritären Leithakalk, der als mächtige Lithothamnienkalkentwicklung über Korallenriffen auflagert (T. E. GATTINGER, 1975), konnte in den Aufschlüssen GBA-H: 78/ 47, 48 und 177 die mittelfest bis festgelagerte, schluffig-mergelige Matrix, die ja in erster Linie die Permeabilität bestimmt, durch Auffüll- und Entleerungsversuche (W. KOLLMANN, 1986) beurteilt werden. Es hat sich dabei herausgestellt, daß bei zwar relativ hoher Gesamtporosität (33–42 %) die frei entwässerbare Komponente (2–6 %) eher gering ist.

Der Herstellung von Beobachtungspeilrohren für den Hydrographischen Landesdienst dienten die beiden Bohrungen (GBA-H: 78/39 und GBA-H: 78/40) an der Straße nach Oslip (Bl. 1). Durch systematische Grundwasserspiegel- und Temperaturreihenbeobachtungen und hydrometrische Simultanmessungen (P. HAAS et al., 1987) werden die Schwankungen des freien Grundwasserspiegels und Fuß-Grundwasser-Kommunikationen im Bereich dieser geringmächtigen, faziell auf kleinem Raum unterschiedlichen, quartären Talfüllung des Wulkatales intensiv erkundet. Durchlässigkeitsversuche an der Sand-Kies-Fraktion ermittelten k_f-Werte zwischen 10^{-4} bis 10^{-6} m/s für den Bereich des seichten Grundwasserleiters im Quartär. Das dazu liegende Neogen (Pannon B–C) ist in feinklastischer Ausbildung (Feinsand, schwach schluffig und tonig, mitteldicht) bis 20 m Tiefe erbohrt worden. Eine karbonatische Fazies wurde bis zu dieser Endteufe nicht angetroffen, durch geophysikalische Untersuchungen (Refraktions- und Reflexionsseismik, Geoelektrik) in größerer Tiefe jedoch vermutet (W. KOLLMANN et al., 1987).

4. Rasterelektronenmikroskopische Gefügeuntersuchungen an Leithakalken aus Schützen/Gebirge und Fertörákos

4.1. Ausgangslage

Zweck dieser Untersuchungen war die Feststellung und Definition der Porosität des Leithakalkvorkommens

in den Bohrungen I und IV (GBA-H: 78/38–41) in Schützen/Gebirge und im ungarischen Anteil des Ruster Hügelzuges (aus einem Steinbruch etwa 1 km NW Fertörakos) in Abhängigkeit von Fossilinhalt und anderen Gefügekomponenten sowie der Einfluß von Lösungsvorgängen. Die sarmatische Karbonatsandsteinprobe (GBA-H: 108/11) macht sich bereits makroskopisch durch eine hohe, vom sedimentären Gefüge abhängige, Porosität bemerkbar und unterscheidet sich deutlich von den Bohrproben aus Schützen/Gebirge (?Pannon). Das Gesamtporenvolumen nach der Methode der Quecksilber-Porosimetrie ist mit 28,9 % noch wesentlich höher (Bl. 4 und 5) und läßt für einen derartig mürben Kalkarenit eine nennenswerte Porendurchlässigkeit n_f in der Größenordnung von 20 % vermuten.

Im folgenden wird daher versucht, anhand von 5 untersuchten Proben durch REM-Aufnahmen in knapper Darstellung ein Bild des Mikrogefüges der untersuchten Leithakalke zu geben. W. Chr. DULLO (1983) führte paläontologische und mikrofazielle Untersuchungen an miozänen Leithakalken des Wiener Beckens und der Süd-Steiermark durch. Er unterscheidet in diesen Kalken, welche durch eine reichhaltige Fauna und Flora gekennzeichnet sind, verschiedene Faziestypen und verwendet den Erhaltungszustand bestimmter Fossilien als Schlüssel für die Beschreibung der verschiedenen diagenetischen Vorgänge.

4.2. Untersuchungsmethoden

Die Proben wurden im Rasterelektronenmikroskop (REM Cambridge Stereoscan 150) bei einer Betriebsspannung von 20 kV und mit EDX-Zusatzgerät (Energiedispersive Röntgenmikroanalyse, Link System, AN 10 000) untersucht. Die Untersuchungen wurden am frischen Bruch durchgeführt, wobei die Präparate mit Leit-C montiert und mit Gold besputtert wurden.

4.3. Probenbeschreibung

○ **Probe 1**
Bohrung IV, GBA-H: 78/41; Teufe 4,0–5,5 m
Die mikritische Grundmasse (Korngrößen überwiegend 1–4 Mikron) zeigt häufig diagenetisch angelegte Klüfte, die sekundär mit eu- bzw. subhedralen Kalzitkristallen teilweise oder vollständig verfüllt sind. Diese haben meist einen Durchmesser von 2 bis 20 Mikron, vereinzelt in den Hohlräumen bis zu 500 Mikron. Zwischen den Kristallen entstandene Porosität (Interkristallinporen) ist erheblich. Die Körner sind z. T. korrodiert, in der Matrix kommen vereinzelt auch Schichtsilikate und Biogenreste vor (Taf. 1).

○ Probe 2
Bohrung IV, GBA-H: 78/41; Teufe 6,9–7,7 m
Die Grundmasse ist mikritisch (Korngrößen überwiegend zwischen 1–4 Mikron) und weist ein inhomogenes Gefügebild bedingt durch Karbonatlösung an Tonsäumen (Stylolithen-Bildung) auf. Die entstandenen Hohlräume sind z. T. miteinander verbunden bzw. verzahnt (Tafel 2). Euhedrale Kalzitkristalle kommen häufig vor und zeigen überwiegend einen Durchmesser von 4–20 Mikron, vereinzelt bis 200 Mikron. Lösungshohlräume, hohe interkristalline Porosität sowie biogene Poren sind erkennbar. Pyrit-Oktaeder, auch deren framboidale Aggregate, kommen in der Matrix, insbesondere in den Hohlräumen, vor. Vereinzelt wurden auch terrigene Schichtsilikate beobachtet (Taf. 2).

○ **Probe 3**
Bohrung I, GBA-H: 78/38; Teufe 19,0–19,3 m
Die überwiegend amorphe Grundmasse besteht aus Kalzit und Tonmineralien (Mergel). Die Korngrößen liegen meist zwischen 2 und 5 Mikron. Auch euhedrale Kalzitkristalle, häufig kleiner als 2 Mikron, in den Hohlräumen bis 20 Mikron, können beobachtet werden. Die Matrix ist porös (auch interkristallin bedingt) und z. T. stark korrodiert. Vereinzelt sind Pyrit-framboide und z. T. gut erhaltene pseudohexagonale Kaolinit-Platten erkennbar (Taf. 3).

○ **Probe 4**
Bohrung I, GBA-H: 78/38; Teufe 29,6–30,6 m
Die Grundmasse dieses mikritischen Kalkes ist ewas feinkörniger (ein Maximum zwischen 1 und 2 Mikron) und auch stärker korrodiert als die Proben Nr. 1 und 2. Sie ist teilweise auch tonig. Euhedrale Kalzit-Kristalle (meist bis 20 Mikron, in den Hohlräumen bis 50 Mikron) kommen auch in dieser Probe häufig vor. Lösungshohlräume, hohe interkristalline Porosität auch biogene Poren sind erkennbar. Pyrit-Framboide und Biogen-Reste können auch beobachtet werden (Taf. 3).

○ **Probe 5**
Aufschluß Fertörakos, GBA-H: 108/11; Teufe 2,8–2,9 m
Die Kalksandsteinprobe besteht aus verschieden großen (von ≤200 Mikron bis ≥2 mm), eckigen bis etwa runden Komponenten, die z. T. miteinander verkittet und überwiegend mikritisiert sind. Sie sind im Bewegtwasserbereich durch Zerfall von Biogenen (Bioklast) und Algen (Algenpeloid) oder durch biogene Anlagerung um einen Kern (Ooid) entstanden. Die mikritisch bis mikrosparitische Matrix (Korngrößen 1 bis 10 Mikron, überwiegend 1–4 Mikron, in den Hohlräumen bis 50 Mikron) ist z. T. tonig, amorph und stark korrodiert und zeigt vereinzelt auch Quarzkörner. Die zwischen den Komponenten entstandene primäre Porosität (intergranular pores) ist erheblich, es sind aber auch biogene Poren, interkristalline Poren und vereinzelt auch Lösungshohlräume (bis 50 Mikron ∅) in der gering verfestigten Grundmasse erkennbar (Taf. 4).

Tafel 1

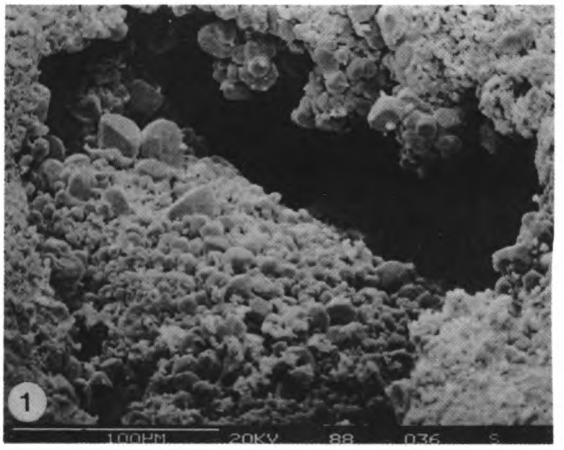
GBA-H: 78/41; 4,0–5,5 m.

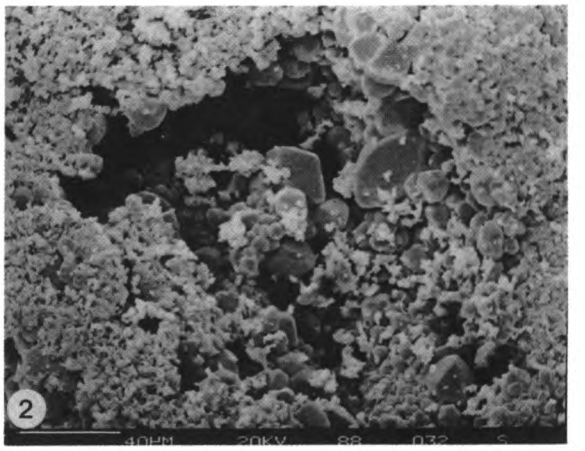
Fig. 1,2,3,4: Ungleichkörnige, eu- bis subhedrale Kalzit-Kristalle in offenen Lösungshohlräumen, umgeben von mikritischer Matrix.

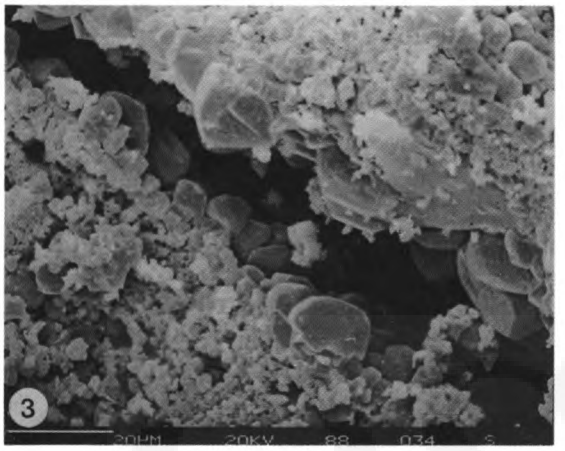
Fig. 5: Die verfüllten Hohlräume mit überwiegend euhedralen Kalzit-Kristallen sind durch ihre gröbere Korngröße von umgebender mikritischer Matrix deutlich überprägt. Reste der mikritischen Grundmasse auf Kristallflächen sowie hohe interkristalline Porosität sind beachtenswert.

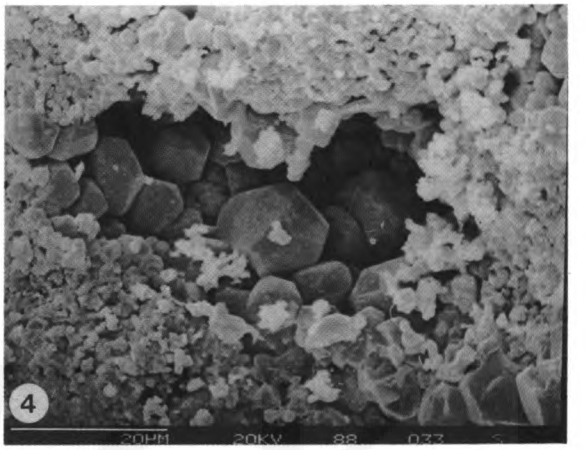
Fig. 6,7: Überwiegend mikritische Grundmasse, hohe interkristalline Porosität sowie Ätzgruben auf Kristallflächen werden häufig beobachtet.

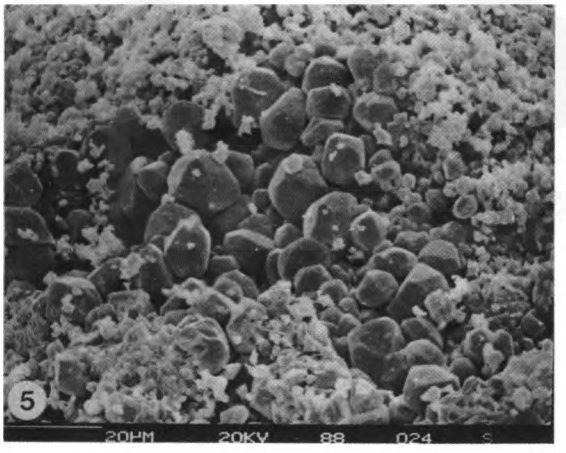
Fig. 8: Vereinzelt kommen auch detritäre Schichtsilikate in der Matrix vor.

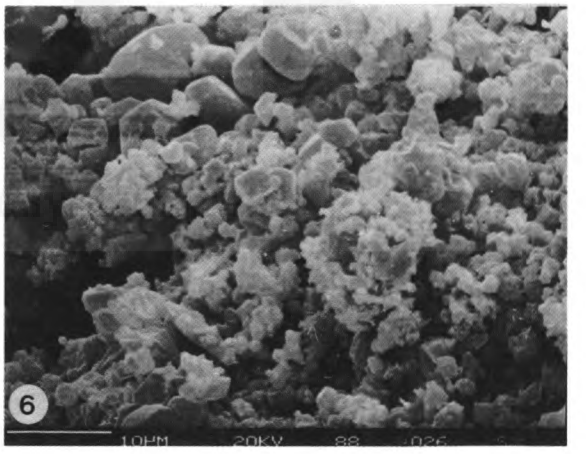

1
100µM 20KV 88 036 S

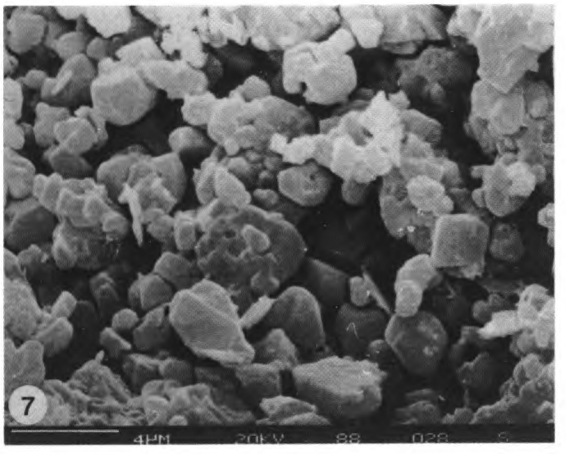

2
40µM 20KV 88 032 S

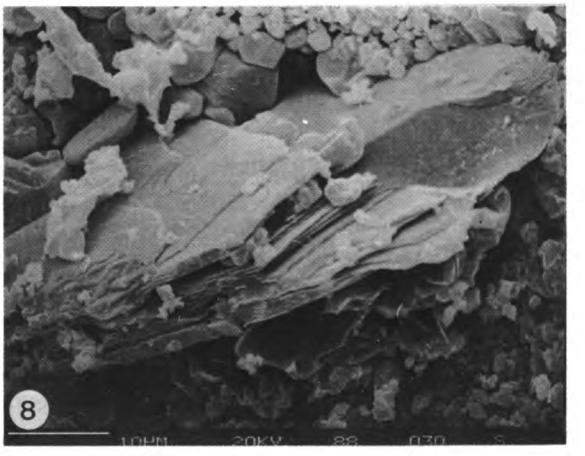

3
20µM 20KV 88 034 S


4
20µM 20KV 88 033 S


5
20µM 20KV 88 024 S


6
10µM 20KV 88 026 S


7
4µM 20KV 88 028 S


8
10µM 20KV 88 030 S

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

GBA-H: 78/41; 6,9–7,7 m.

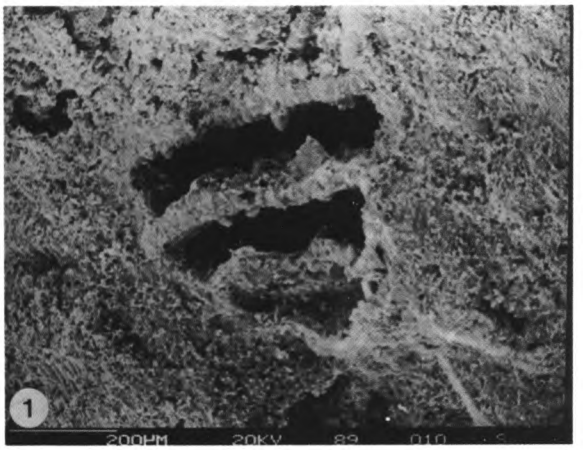
Fig. 1: Geschlossene Porosität in mikritischer Grundmasse aus Hohlräumen eines Foraminiferen-Gehäuses. Die eingeschlossenen Kammern sind z.T. mit Kalzit-Kristallen ausgefüllt.

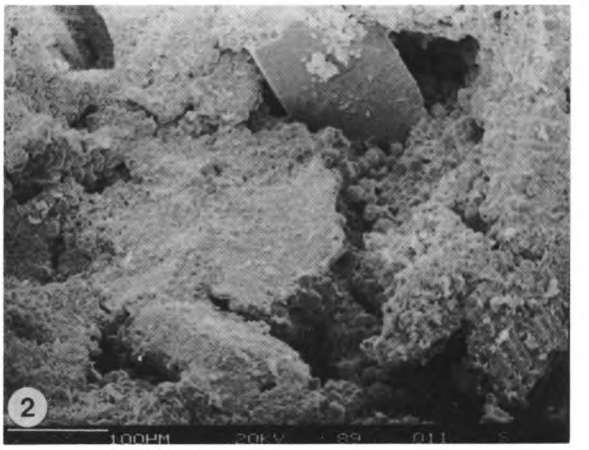
Fig. 2,3: Die Lösung von kalzitischer Matrix an Tonsäumen (Stylolithen-Bildung) verursacht eine sekundäre Porosität und ein inhomogenes Gefügebild der Probe. Die Neusprossung von Kalzit-Kristallen entlang stylolithischer Gefüge und Bildung von Framboidal-Pyrit im Hohlraum sind beachtenswert.

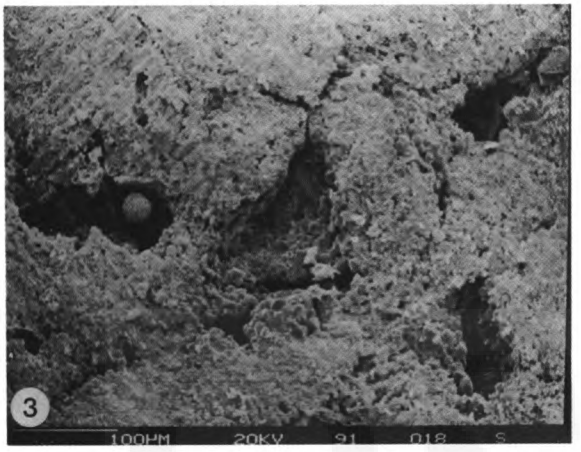
Fig. 4: Detail aus Abb. 3, Hohlraumauskleidung aus tonigem Material.

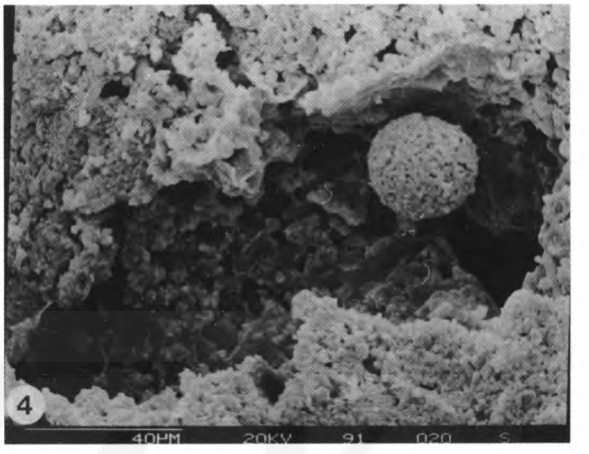
Fig. 5,6,7: Hohlraumfüllung mit ?Kalzit-Kristallen in mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse.

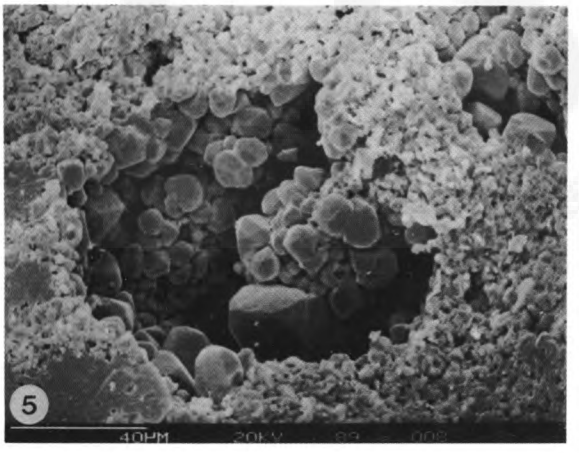
Fig. 8: Detritäre Schichtsilikate kommen in dieser Probe relativ häufiger vor als in der ersten Probe.

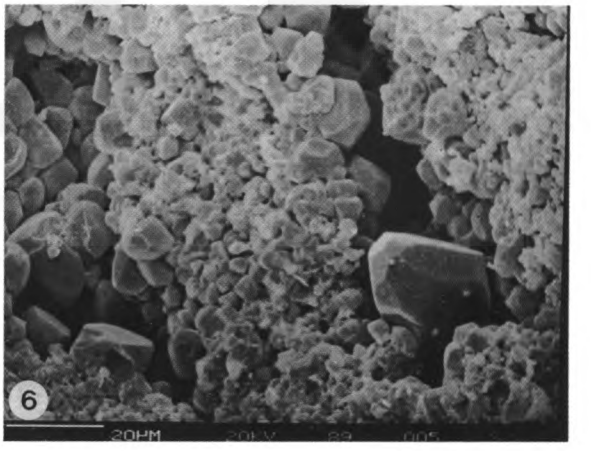

1
200µM 20KV 89 010 S

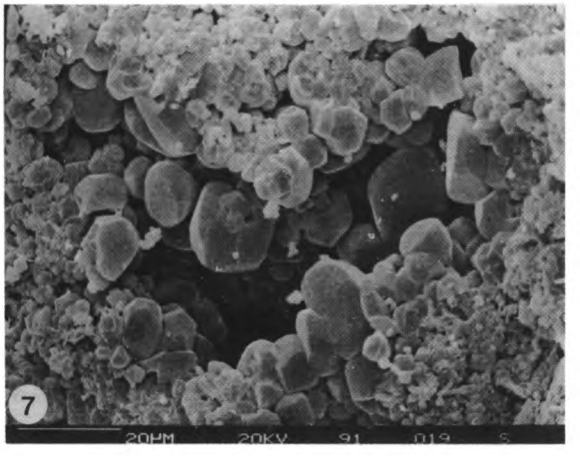

2
100µM 20KV 89 011 S

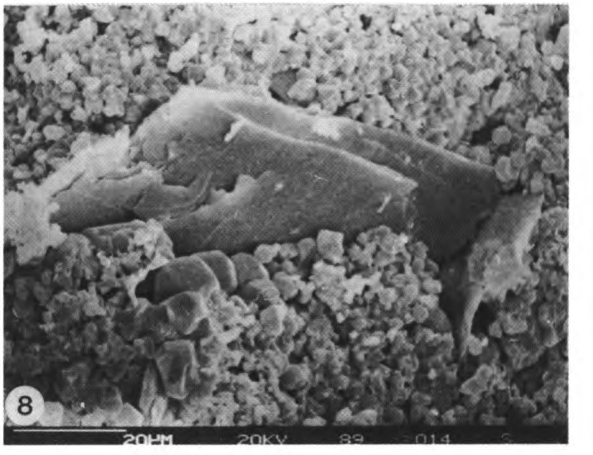

3
100µM 20KV 91 018 S


4
40µM 20KV 91 020 S


5
40µM 20KV 89 008


6
20µM 20KV 89 005


7
20µM 20KV 91 019 S


8
20µM 20KV 89 014 S

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

GBA-H: 78/38; 19,0–19,3 m.

Fig. 1,2,3,4: Die Grundmasse dieser Probe ist aus einer Mischung von Kalk und Tonmineralen (Mergel) aufgebaut. Korngrößen liegen überwiegend zwischen 2 und 5 Mikron, sie sind meist amorph und korrodiert. In Abb. 1 und 2 können z.T. idiomorphe Kalzitkörner sowie interkristalline Porosität beobachtet werden. In Abb. 3 und 4 sind z.T. gut erhaltene pseudohexagonale Kaolinit-Platten in tonig-kalkiger Matrix erkennbar.

GBA-H: 78/38; 29,6–30,6 m.

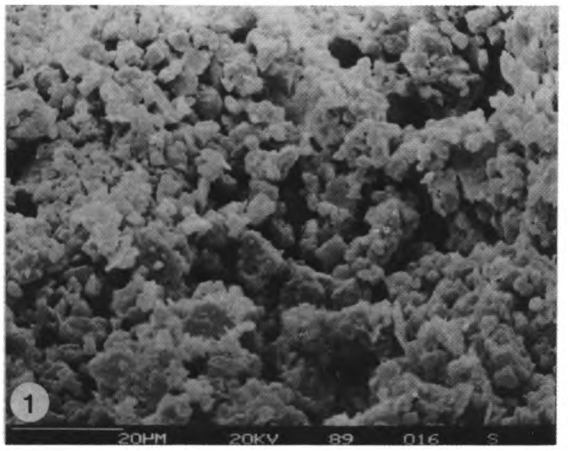
Fig. 5: Gastropodenspindel, darunter vermutlich ein Wurmrohr in mikritischer Grundmasse.

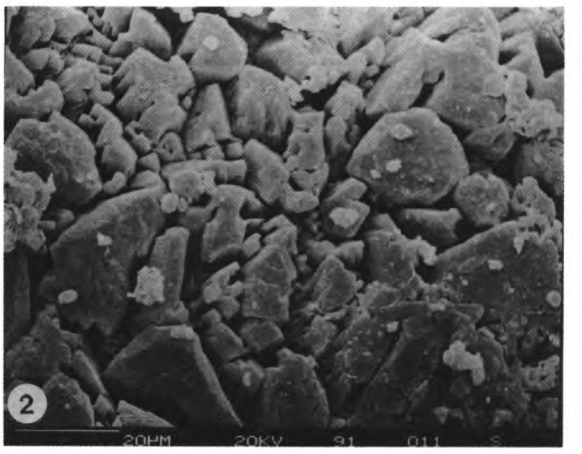
Fig. 6: Plattige Kalkspatgefüge, teilweise euhedrale Kalzitkristalle in mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse.

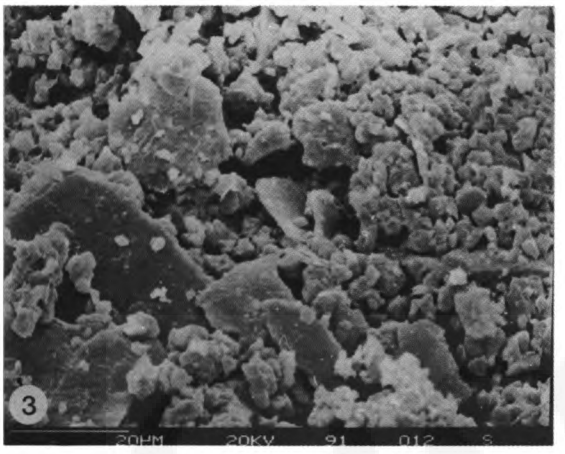
Fig. 7: Entlang einer diagenetisch angelegten Kluft kommt es sekundär zur Sprossung von euhedralem Kalzitpflaster.

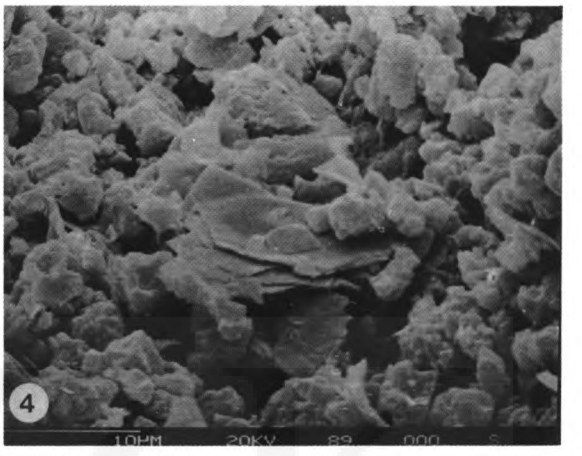
Fig. 8: Ungleichkörnige, eu- bis subhedrale Kalzitkristalle füllen einen Lösungshohlraum im umgebenden Mikrit.

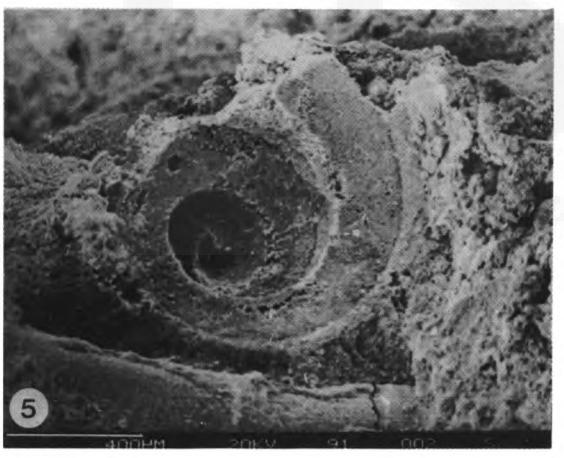
In den Fig. 6–8 ist auch eine hohe interkristalline Porosität beachtenswert.


1
20µM 20KV 89 016 S

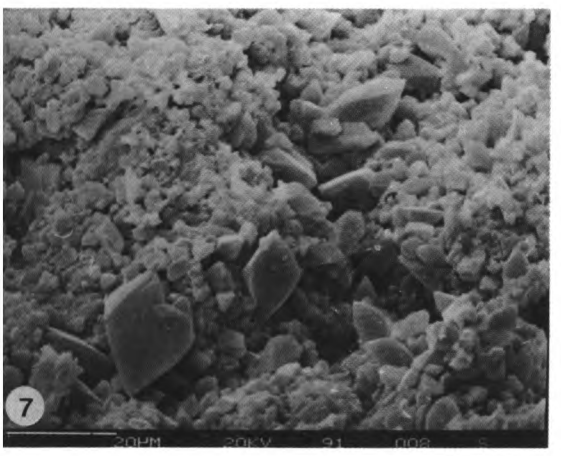

2
20µM 20KV 91 011 S

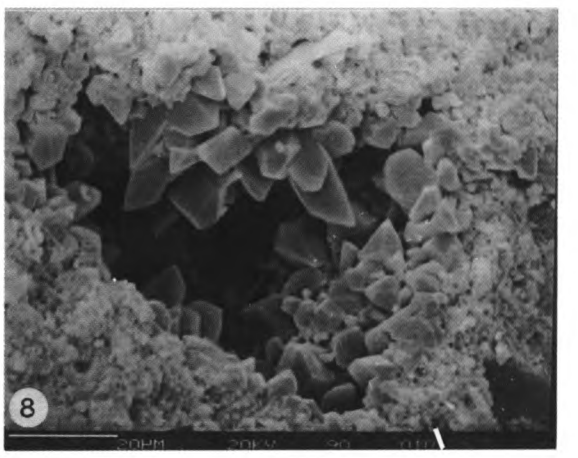

3
20µM 20KV 91 012 S


4
10µM 20KV 89 000 S


5
100µM 20KV 91 002 S


6
20µM 20KV 91 003 S


7
20µM 20KV 91 008 S


8
20µM 20KV 90 011 S

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

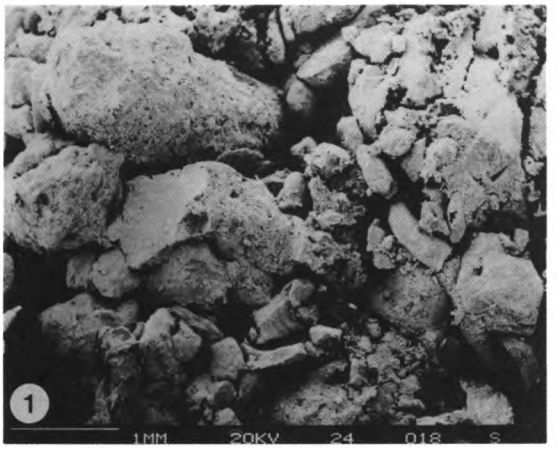
GBA-H: 108/11; 2,8–2,9 m

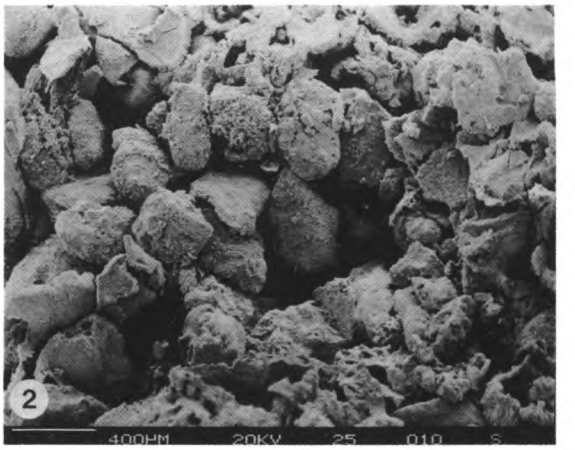
Fig. 1,2,3: Aus verschieden großen, eckigen bis etwas runden, überwiegend mikritischen Komponenten zusammengesetzte Probe zeigt erhebliche intergranulare Porosität. Die Komponenten sind z.T. mit Karbonatzement miteinander verbunden und sind stark korrodiert.

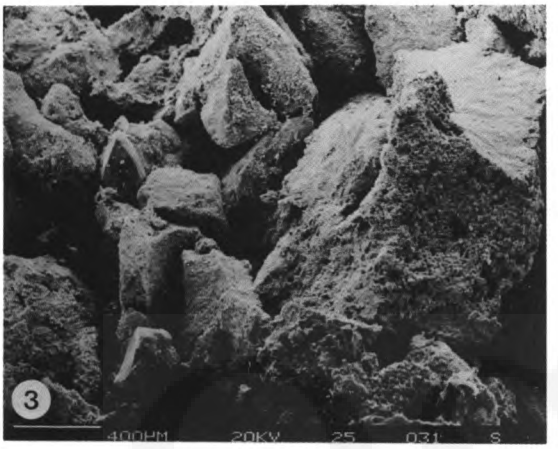
Fig. 4: Die Hohlräume der Komponenten sind teilweise mit Kalzitkristallen bis 50 Mikron ∅ verfüllt.

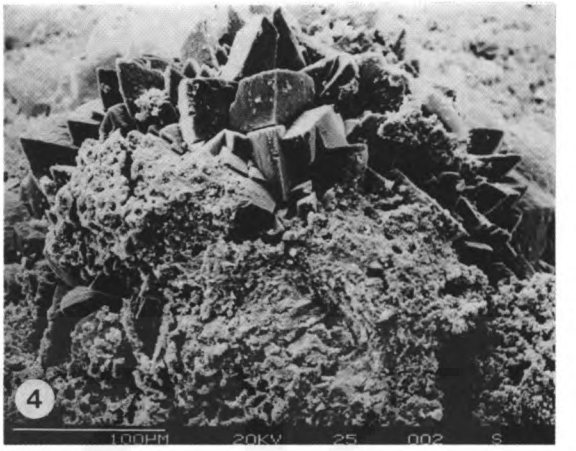
Fig. 5,6: Die unregelmäßig geformten Kammern des Schwammes sowie die Kammerwände sind mit Kalzitkristallen teilweise oder ganz verfüllt.

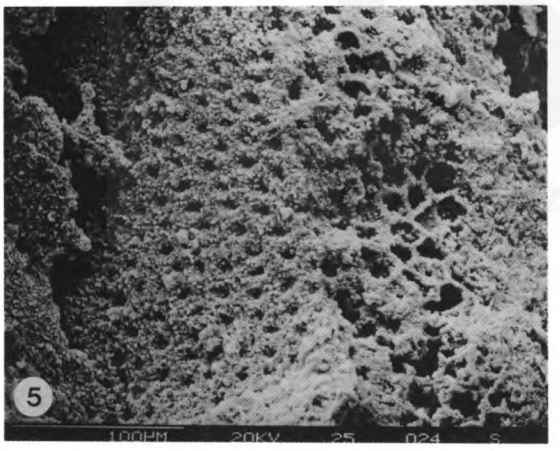
Fig. 7,8: Auf Algen zurückführbare sphärische Hohlräume. Die mikritische Grundmasse (Abb. 8) ist korrodiert und zeigt interkristalline Porosität.

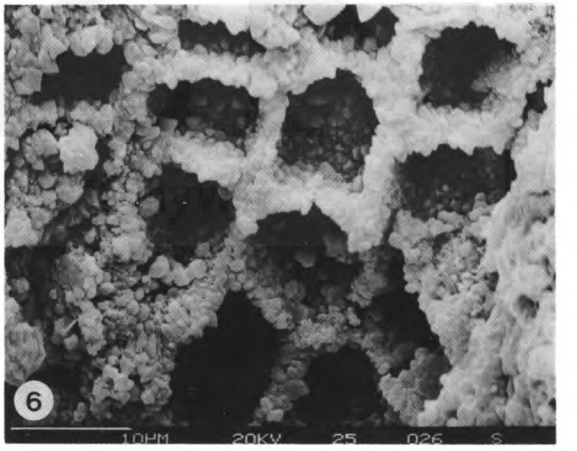

1
1MM 20KV 24 018 S

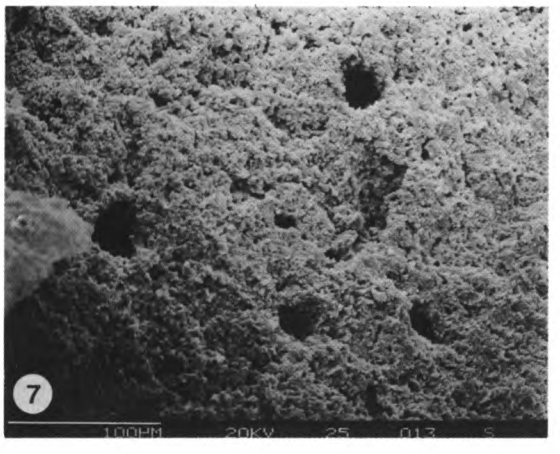

2
400UM 20KV 25 010 S

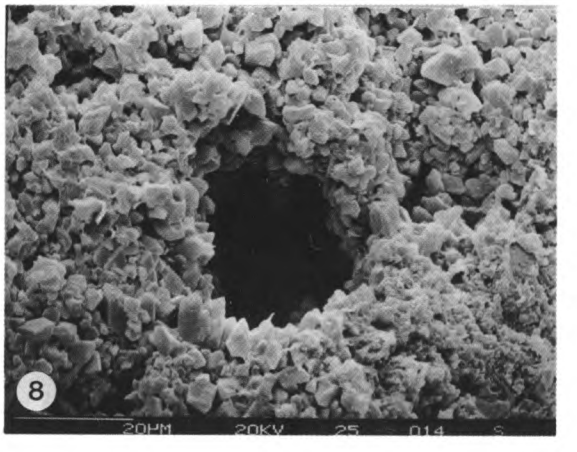

3
400UM 20KV 25 031 S


4
100UM 20KV 25 002 S


5
100UM 20KV 25 024 S


6
10UM 20KV 25 026 S

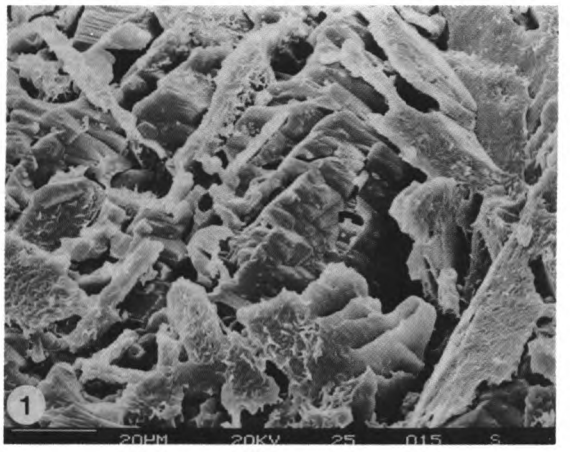

7
100UM 20KV 25 013 S

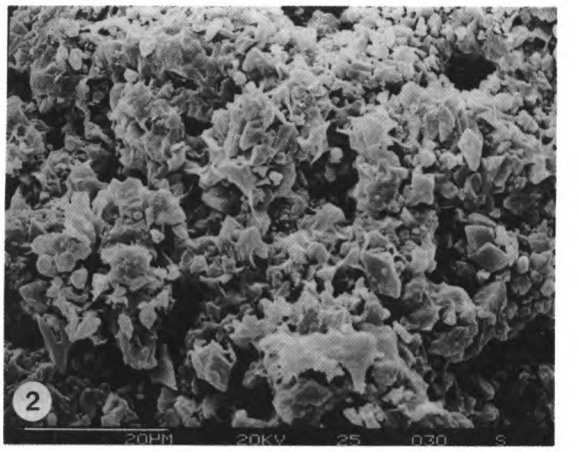

8
20UM 20KV 25 014 S

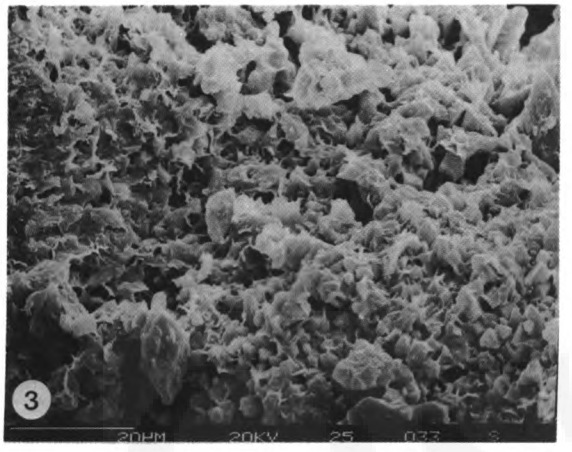
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

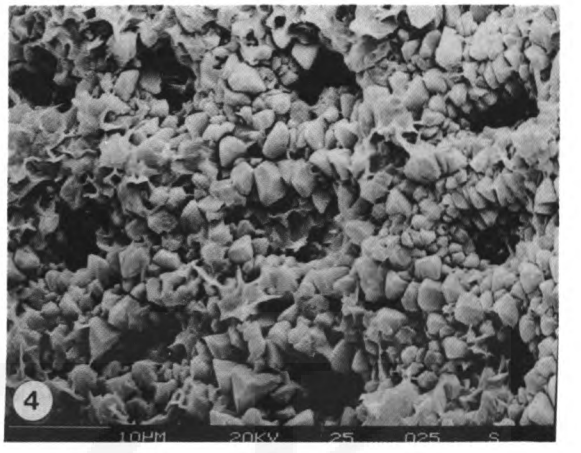
GBA-H: 108/11; 2,8–2,9 m

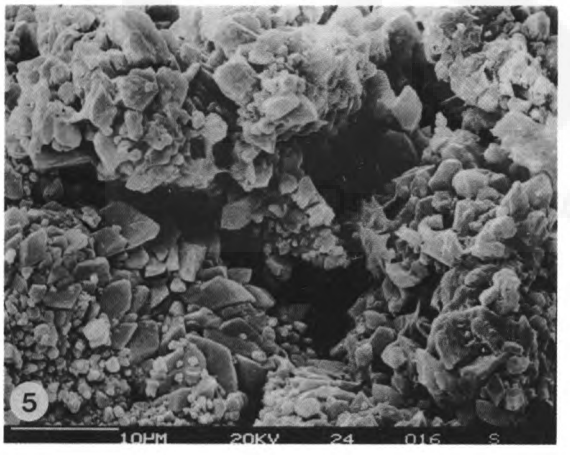
Die Grundmasse der einzelnen Komponenten besteht überwiegend aus Mikrit bis Mikrosparit (Korngrößen zwischen 1 und 10 Mikron). Sie sind z. T. stark korrodiert und zeigen häufig Tonhäute auf Kristalloberflächen. Beachtenswert sind auch die interkristalline Porosität und Lösungshohlräume (Fig. 2,5) sowie biogene (Algen-)Poren (Fig. 4).

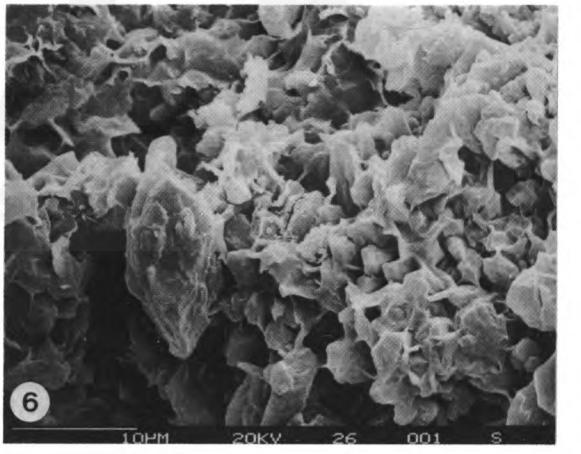

1
20µM 20KV 25 015 S

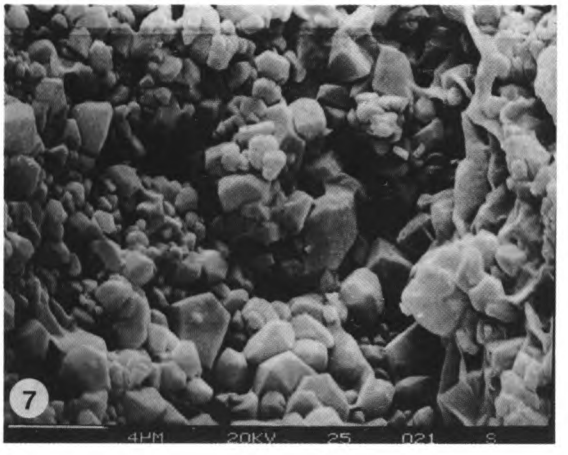

2
20µM 20KV 25 030 S

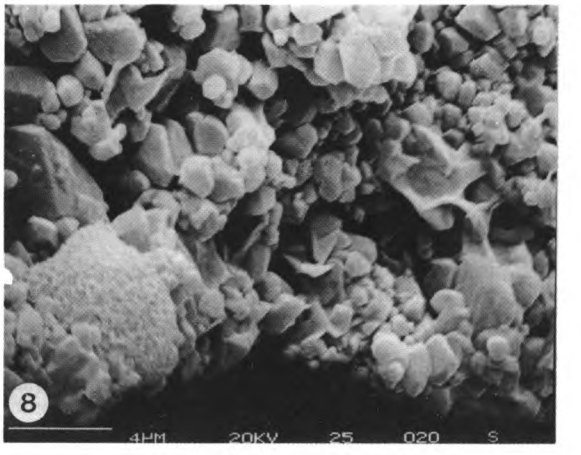

3
20µM 20KV 25 033 S


4
10µM 20KV 25 025 S


5
10µM 20KV 24 016 S


6
10µM 20KV 26 001 S


7
4µM 20KV 25 021 S


8
4µM 20KV 25 020 S

ALLEN, T.: Particle Size Measurement. – 3rd ed., (Chapman & Hall) 1981.

BARANYI, S, BOROVICZENY, F., DESAK, J., DREHER, J., LIEBE, P., MAHLER, H., MAJOR, P., NEPPEL, F., RAJNER, V., RANK, D. & REITINGER, J.: Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und Geophysik. Rückblick auf den 1. Projektabschnitt 1980 bis 1984. Vorschau auf den 2. Projektabschnitt 1985 bis 1989. – BFB-Bericht, **58**, 85–91, Illmitz 1986.

BOROVICZENY, F., BARANYI, S. & REITINGER, J.: Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und Geophysik: Forschungsprojekt im Rahmen des Abkommens über die wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit zwischen der Republik Österreich und der Volksrepublik Ungarn, Projekt 4.24 der österreichisch-ungarischen gemischten Kommission für Wissenschaft und Technik. – 80 S., 20 Abb., 7 Tab., Forschungsber. Inst. Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtsch., **6**, Wien (Eigenverl. d. Inst. f. Hydraulik etc.) 1985.

BOROVICZENY, F., DREHER, J., RAJNER, V., RANK, D. & REITINGER, J.: Hydrogeologische Untersuchungen am Ostufer des Neusiedlersees: Ein Zwischenbericht (mit Analysenergebnissen von PETER KLEIN). – 12 Bl., 9 Abb. Wien (Geol. B.-A., BVFA) 1983.

DULLO, W.-Chr.: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – Facies, **8**, 1–112, Erlangen 1983.

FERKL, R., KOLLMANN, W. & MEYER, J.: Hydrogeologische Kartierung und Aufschlußtätigkeit im Leithagebirge. – BFB-Bericht, **71**, 39–51, Illmitz 1989.

FUCHS, W.: Geologie des Ruster Berglandes (Burgenland). – Jb. Geol. B.-A., **108**, 155–194, Wien 1965.

GATTINGER, T. E.: Das hydrogeologische Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1975**/4, 331–346, 2 Abb., 1 Beil., Wien (Geol. B.-A.) 1975.

HAAS, P., HAIDINGER, G., MAHLER, H., & REITINGER, J.: Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geophysik und Geochemie: Grundwasserhaushalt Wulkaeinzugsgebiet. Forschungsprojekt im Rahmen des Abkommens über die wissenschaftlich-technische Zusammenarbeit zwischen der Republik Österreich und der Volksrepublik Ungarn, Projekt 4.25 der österreichisch-ungarischen gemischten Kommission für Wissenschaft und Technik. – Forschungsber. Inst. Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, **9**, 58 S., Anh. A–C, Wien (TU Wien, Institut f. Hydraulik etc.) 1987.

KLIMA, K. & RIEDMÜLLER, G.: Quecksilber-Porosimetrie der Proben GBA-H: 78/41 und 108/11. – Unpubl. Ber. d. Inst. f. Techn. Geol., Petrographie, Mineralogie. Techn. Univ., 11 S., Graz 1989.

KOLLMANN, W.: Die Bestimmung des durchflußwirksamen Porenvolumens von Sedimenten und seine Bedeutung für den Grundwasserschutz. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **79**, 63–76, Wien 1986.

KOLLMANN, W.: Hydrogeologisch-stratigraphische Untersuchungen im Raum Schützen am Gebirge. – BFB-Bericht, **68**, 49–57, Illmitz 1988.

KOLLMANN, W. et al.: Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Unpubl. Jahresendbericht f. d. Zeitraum Nov. 1986 – Okt. 1987 zum Proj. BA 5c, 158 S., Wien (Geol. B.-A.) 1987.

KOLLMANN, W. et al.: Hydrogeologische Grundlagenuntersuchungen im Einzugsgebiet des Neusiedlersees. – Unpubl. Jahresendbericht f. d. Zeitraum Jän. 1988 – Feb. 1989 zum Proj. BA 5c, 50 S., Wien (Geol. B.-A.) 1989.

SZADECZKY-KARDOSS, E.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. – Mitt. berg. und hüttenm. Abt., **10**, S. 1, Sopron 1938.

TOLLMANN, A.: Das Neogen am NW-Rand der Eisenstädter Bucht. – Wiss. Arbeiten aus dem Burgenlande, **10**, Eisenstadt 1955.

VENDL, M.: Geologische Karte der Umgebung von Sopron, 1 : 25.000, Sopron 1928.

Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 369–378	Wien, September 1991	1. rész	pp. 369–378	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Isotopenhydrogeologische Untersuchungen in der Großen Ungarischen Tiefebene

Von Lajos Marton, Lajos Mikó, Dieter Rank & Ede Hertelendi*)

Mit 8 Abbildungen

Ungarn
Große Ungarische Tiefebene
Hydrogeologie
Isotopendatierung

Inhalt

Zusammenfassung ... 369
Összefoglalás ... 369
Abstract ... 369
1. Einleitung ... 370
2. Das isotopenhydrogeologische Forschungsprojekt des MÁFI ... 370
3. Bemerkungen zur Interpretation von Isotopendaten von Wässern der Großen Ungarischen Tiefebene ... 370
3.1. Der Zusammenhang zwischen δD- und $\delta^{18}O$-Werten ... 370
3.2. Isotopenfraktionierung bei der Probenahme von Thermalwässern ... 373
3.3. Zur Altersdatierung der Wässer ... 374
4. Zusammenfassung der bisher vorliegenden Meßergebnisse ... 375
4.1. Abhängigkeit des Deuteriumgehaltes von der Tiefe ... 375
4.2. Der Zusammenhang zwischen δD- und $\delta^{18}O$-Werten von Thermalwässern und die Verschiebung des Sauerstoffisotopenverhältnisses ... 375
4.3. Abweichung der δD–$\delta^{18}O$-Beziehung von der Niederschlagsgeraden ... 376
5. Ausblick ... 377
Literatur ... 377

Zusammenfassung

Die Arbeit gibt einen Überblick über die Ergebnisse von isotopenhydrologischen Voruntersuchungen in der Großen Ungarischen Tiefebene. Die bisher vorliegenden Meßdaten der von der Ungarischen Geologischen Anstalt (MÁFI) initiierten Untersuchungen geben Hinweise auf Herkunft und Alter der Grundwässer in den quartäten und tertiären Beckensedimenten sowie über Infiltrationsgebiete und Grundwasserströmungssysteme. Von einer Weiterführung der Arbeiten werden genauere Aufschlüsse über die Wasserressourcen und die Beckenstruktur der Großen Ungarischen Tiefebene erwartet.

Izotóphidrogeológiai vizsgálatok a Magyar Alföldön

Összefoglalás

A tanulmány áttekintést ad az Alföldön végzett előzetes izotóphidrogeológiai kutatások eredményeiről. A Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) által kezdeményezett kutatások eddig rendelkezésre álló mérési adatai tájékoztatást adnak a negyed- és harmadidőszaki medenceüledékekben található vizek eredetéről és koráról, valamint a felszin alatti vizek beszivárgási területeiről és áramlási rendszereiről. A munka tovább folytatásától az Alföld vízkészleteinek és a medence szerkezetének pontosabb megismerése várható.

Isotope Hydrogeological Investigations in the Great Hungarian Plain

Abstract

This study provides a survey of the results from preliminary isotope-hydrological investigations in the Great Hungarian Plain. Data previously collected during investigations initiated by the Hungarian Geological Institute (MÁFI) give reference to the ori-

*) Dipl.-Ing. Dr. Lajos Marton, Dipl.-Ing. Lajos Mikó, Ostungarischer Geologischer Dienst der Ungarischen Geologischen Anstalt, Csapó u. 78–80, H-4026 Debrecen, Ungarn; Dipl.-Ing. Dr. Dieter Rank, Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Postfach 8, A-1031 Wien; Dr. Ede Hertelendi, Institut für Kernforschung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Postfach 51, H-4001 Debrecen, Ungarn.

gin and age of the groundwater in the Quarternary and Tertiary basin sediments, as well as to areas of infiltration and groundwater flow systems. The continuation of these studies is expected to provide more exact information concerning the water resources and basin structure in the Great Hungarian Plain.

1. Einleitung

Isotopenmethoden haben sich seit Jahren einen festen Platz bei der Lösung hydrogeologischer Fragen gesichert. Die Entwicklung der Isotopenmeßtechnik im letzten Jahrzehnt hat es ermöglicht, daß Isotopenmessungen heute in großem Maßstab für hydrogeologische Untersuchungen eingesetzt werden können. Stand zunächst der Einsatz künstlicher Markierungsstoffe im Vordergrund, so hat sich der Schwerpunkt in der Folge immer mehr zur Interpretation der natürlichen Isotopenverhältnisse im Waserkreislauf hin verlagert. Bei alten Grundwässern lassen sich zusätzlich aus dem Isotopenaustausch zwischen Wasser und Gestein Aussagen über das hydrogeologische System ableiten.

Die Anfänge der Isotopenuntersuchungen in der Großen Ungarischen Tiefebene reichen in die siebziger Jahre zurück. Nach ersten Untersuchungen (J. DEÁK, 1978) beauftragte das MÁFI VITUKI mit Isotopenmessungen an Wasserproben aus Beobachtungsbrunnen. Die Ergebnisse – 45 Altersdatierungen mit ^{3}H und ^{14}C sowie 150 Messungen von Verhältnissen der stabilen Isotope – sind im Bericht „Die Wasseraltersbestimmung in den Beobachtungsbrunnen des MÁFI, ein zusammenfassender Bericht für MÁFI über die Analysen von Umweltisotopen im Zeitraum 1978–83" enthalten (VITUKI, 1983). Die Verhältnisse der stabilen Isotope wurden im Zentralinstitut für Werkbau (KBFI) untersucht, die ^{3}H- und ^{14}C-Konzentrationen bei VITUKI. Obwohl diese Untersuchungen einige Mängel aufwiesen – Probenahme, Probenlagerung –, brachten sie doch bedeutende neue Erkenntnisse über die Grundwasserströmung in der Großen Ungarischen Tiefebene und die K-Werte der wasserführenden Schichten, abgeleitet aus den ^{14}C-Daten. Es wurde festgestellt, daß

„ ... in den beiden hydrogeologischen Profilen Gyöngyös-Kisköre und Kunszentmiklós-Csongrád das Wasseralter in horizontaler und in vertikaler Richtung zunimmt und daß die aus ^{14}C-Werten ermittelten Filtergeschwindigkeiten und K-Werte geringer als die aus den hydraulischen Daten erhaltenen Werte sind ... "

Eine weitere Feststellung ist, daß

„ ... die niedrigeren D-Gehalte in Wässern, die älter als 10.000 Jahre sind, eine Veränderung des Paläoklimas anzeigen ... "

Parallel zu diesen Untersuchungen liefen durch eineinhalb Jahrzehnte isotopenhydrologische Arbeiten des Ostungarischen Planungsbüros, Debrecen, die sich in erster Linie mit der Herkunft, dem Alter und den Strömungsverhältnissen der Wässer in den pleistozänen Schichten der Nyirség befaßten (L. MARTON et al., 1980). Die Isotopenuntersuchungen wurden seit 1973 an der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Wien, ausgeführt. Weiters wirkten an diesen Arbeiten Mitarbeiter der Ostungarischen Wasserwirtschaftsdirektion und später des MÁFI/Ostungarischer Geologischer Dienst mit.

Mit Hilfe der Isotopendaten aus der Nyirség ließ sich die Niederschlagsinfiltration bestimmen und über Modellrechnungen auch andere hydrologische Parameter. In der Mitte der Nyirség beträgt die durch die gering durchlässigen mittelpleistozänen Schichten in die unterpleistozänen Schichten sickernde Niederschlagswassermenge ungefähr $W = 20 \pm 2$ mm/a. Gegen die Randbereiche zu nimmt dieser Wert allmählich ab. Der Mittelwert über die ganze Nyirség beträgt 7 ± 1 mm/a. Mit herkömmlichen Methoden können so geringe Grundwassererneuerungsraten nicht nachgewiesen werden. Die Einsickerung in die oberpleistozänen Schichten ist naturgemäß größer. Die Filtergeschwindigkeiten in den unterpleistozänen Schichten betragen $v_f = 1–2$ m/a, die K-Werte bewegen sich zwischen 1700 und 7000 m/a. Die ^{14}C-Alter der Wässer liegen in der Mitte der Nyirség bei 7000–9000 Jahren, gegen die Ränder steigen die Alter auf 20.000–27.000 Jahre an (Abb. 1). Dies entspricht dem hydraulischen Strömungsbild. Abb. 2 zeigt die Potentialverteilung und das Strömungsbild im Längsprofil N–S durch die Nyirség. In Abb. 3 sind für die oberen 70 km eines idealisierten 100 km langen Längsprofiles durch die Nyirség – von der Wasserscheide der Nyirség in Richtung Nyiradony–Ujléta–Pocsaj – die aus dem isotopenhydrologischen Modell ermittelten Filtergeschwindigkeiten und Zu- bzw. Abflußraten (W) eingetragen.

2. Das isotopenhydrogeologische Forschungsprojekt des MÁFI

1985 startete der Ostungarische Geologische Dienst (MÁFI, Debrecen) ein Forschungsprojekt unter dem Titel „Isotopenhydrogeologische Untersuchungen der ostungarischen Untergrundwässer". Ziel der Arbeiten ist die Ermittlung der Wasserressourcen der Großen Ungarischen Tiefebene und die Untersuchung des Mechanismus der Grundwassererneuerung mit Hilfe von Isotopenmessungen (L. MARTON und L. MIKÓ, 1989).

Unter der Großen Ungarischen Tiefebene – der zentralen Einsenkung des Karpatenbeckens, des größten Sedimentbeckens Europas – lagern riesige Süßwasservorräte, die einen wertvollen Bodenschatz darstellen. Die in den pleistozänen und pannonen Schichten enthaltenen Wässer sind bis heute nicht durch anthropogene Schadstoffe kontaminiert, erhöhte Schadstoffkonzentrationen (z. B. Eisen, Mangan, Arsen) in einzelnen Bereichen sind natürlichen Ursprungs. Für Maßnahmen zum Schutze der für Trinkwasserzwecke genutzten Wasservorkommen vor natürlichen und anthropogenen Kontaminationen ist eine genauere Erforschung der hydrogeologischen Verhältnisse der Großen Ungarischen Tiefebene notwendig.

3. Bemerkungen zur Interpretation der Isotopendaten von Wässern der Großen Ungarischen Tiefebene

Die Grundlagen zur Interpretation von Isotopendaten werden im folgenden als bekannt vorausgesetzt, hierfür wird auf die allgemeine Fachliteratur verwiesen. Wichtig ist, daß Isotopendaten nicht für sich allein, sondern

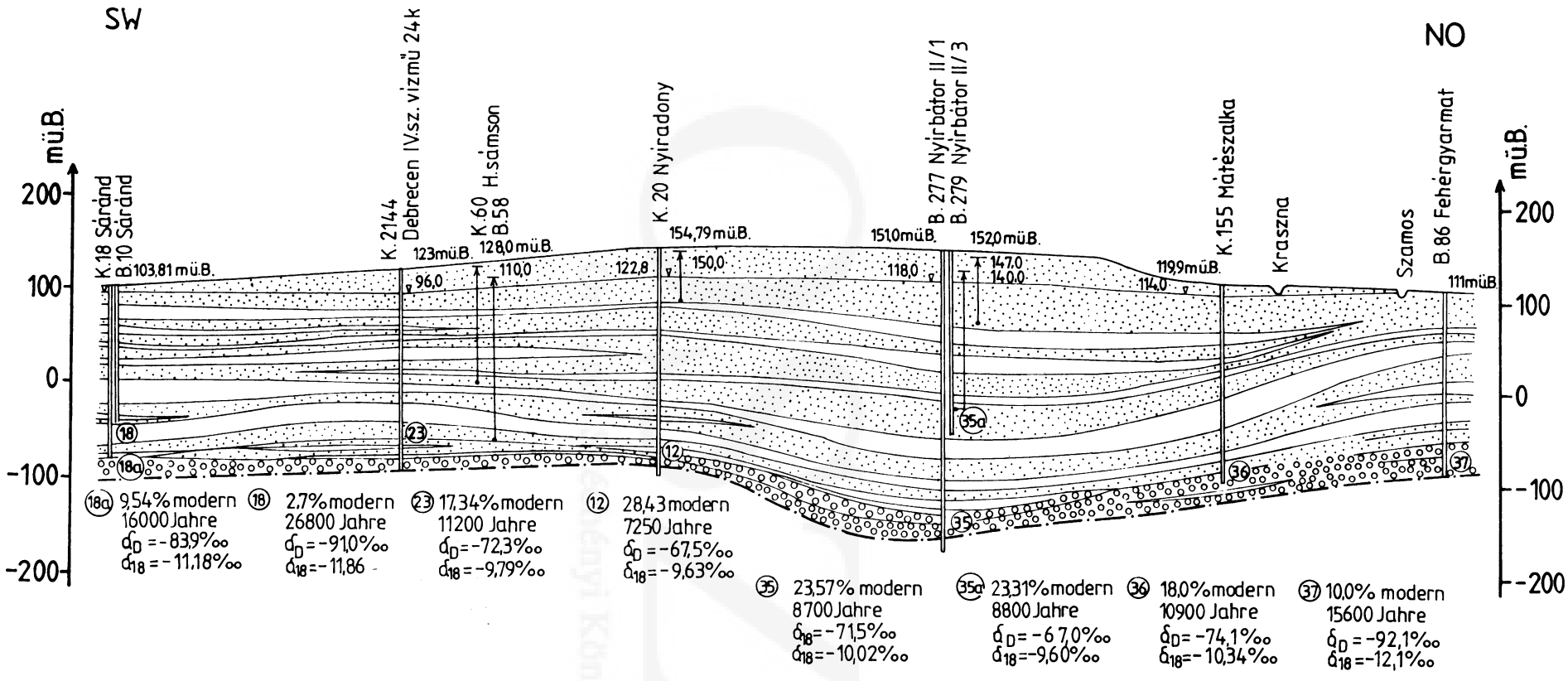


Abb. 1.
Allgemeines hydrogeologisches Profil durch das Nyirgebiet (Nyirség).

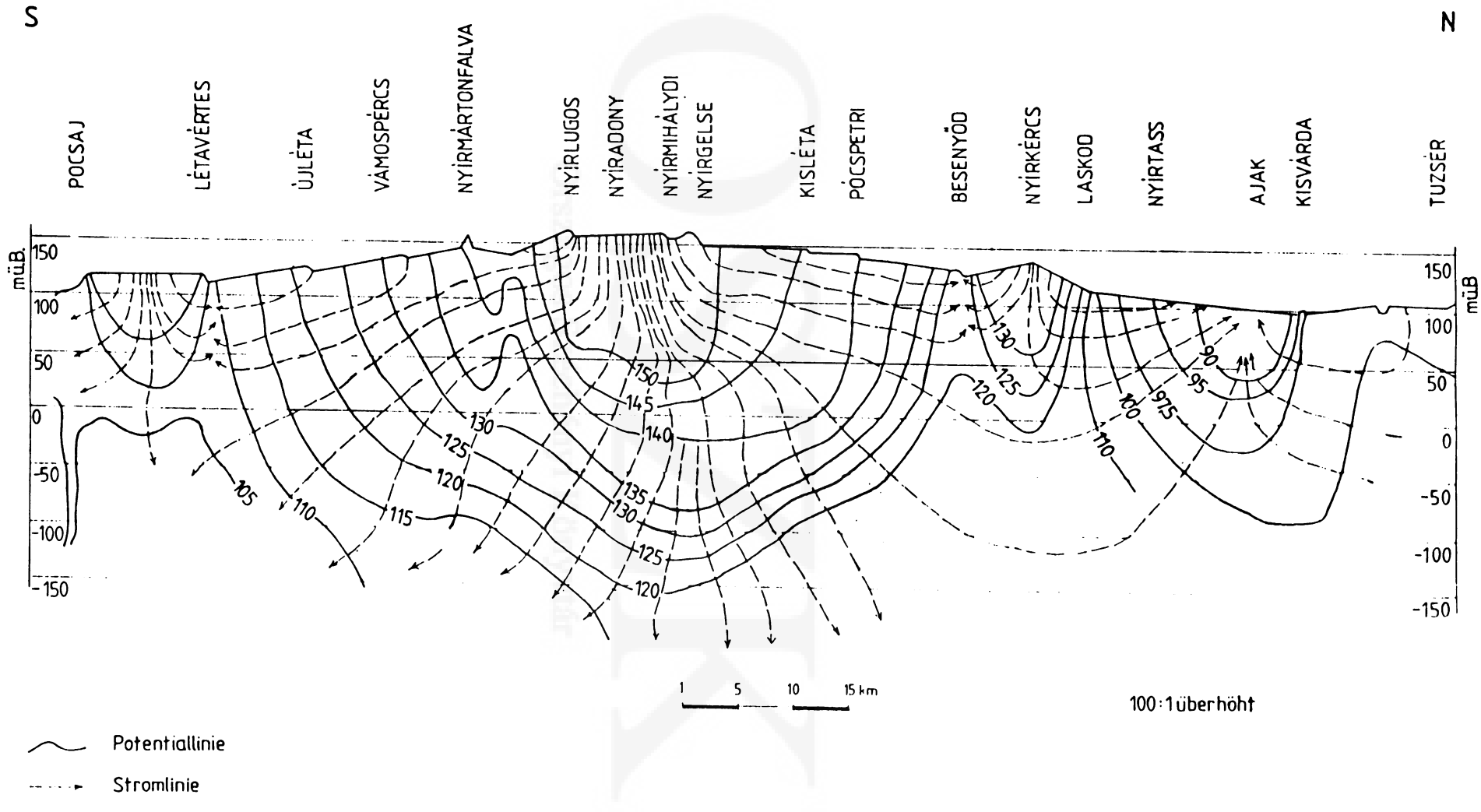


Abb. 2.
Potentialverteilung in einem Längsprofil durch die Nyirség.

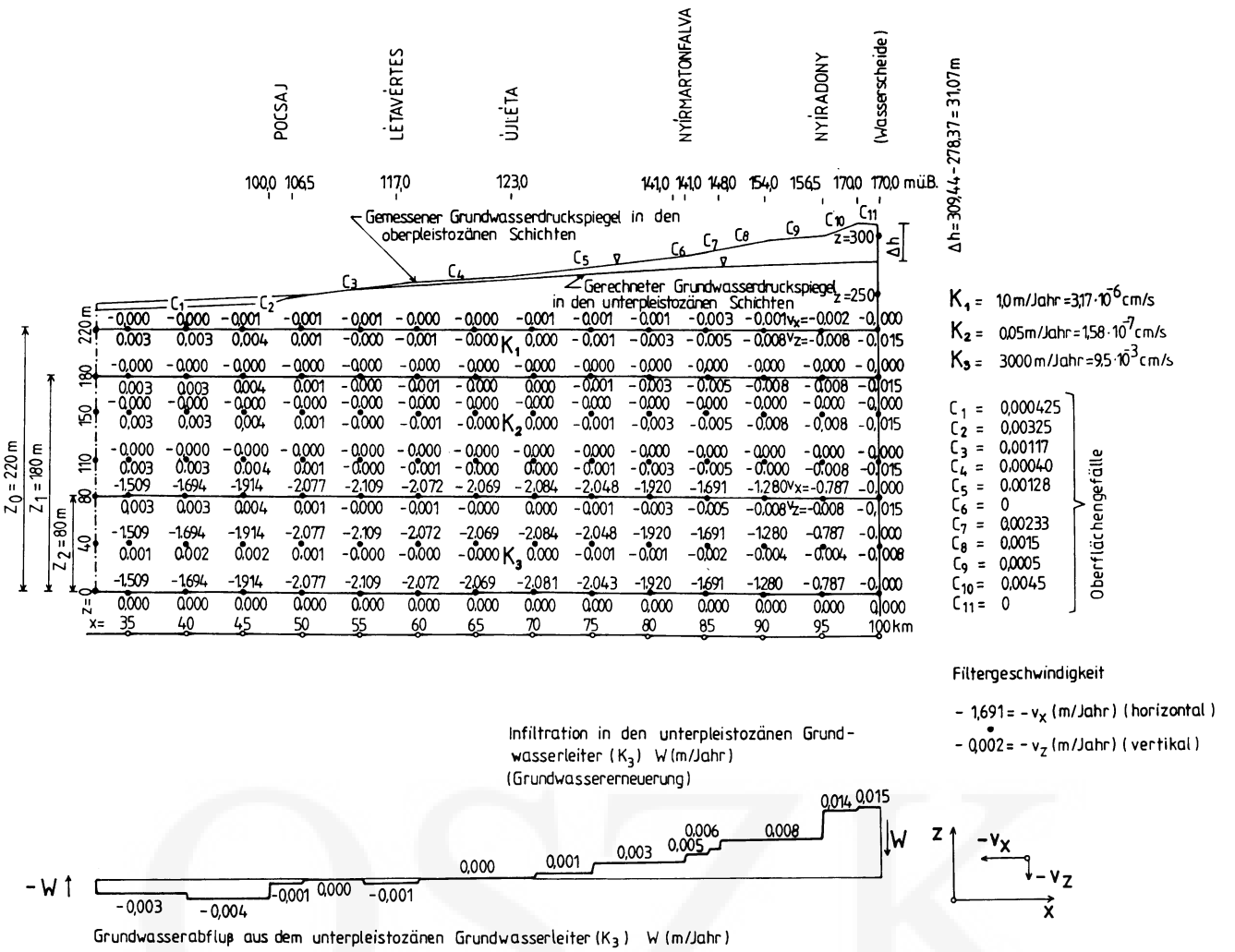


Abb. 3.
Filtergeschwindigkeitskomponenten des Grundwassers in den pleistozänen Formationen.

in einer Zusammenschau mit hydrologischen und geologischen Ergebnissen interpretiert werden.

3.1. Der Zusammenhang zwischen δD- und $\delta^{18}O$-Werten

Die Verhältnisse der stabilen Isotope von Wasserstoff und Sauerstoff geben Hinweise auf die Herkunft von Wässern. Während bei jungen Wässern im allgemeinen die Messung eines der beiden Isotopenverhältnisse genügt – feste Beziehung zwischen δD und $\delta^{18}O$ – ist für dieses Projekt die Messung beider notwendig. Ein Grund dafür ist, daß es bei Thermalwässern mit steigender Temperatur durch Isotopenaustausch mit dem Gestein zu einer Verschiebung des ^{18}O-Gehaltes kommt. Dieser Austausch ist unter 100°C nicht groß, kann darüber aber bedeutend sein. Ein anderer Grund ist, daß sich die δD-$\delta^{18}O$-Beziehung im Lauf der Erdgeschichte geändert hat. Während für den modernen Niederschlag die Beziehung $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$ gilt, war während der letzten Eiszeit wegen der stärkeren Anreicherung von ^{18}O in den Ozeanen die Beziehung $\delta D = 7{,}9 \cdot \delta^{18}O$ charakteristisch (R. S. HARMON und H. P. SCHWARZ, 1981).

In Abb. 4 wird an Hand einiger Daten von unterschiedlich alten Wässern aus der Nyirség diese Änderung illustriert. Faßt man diese Daten als homogene Menge auf, so erhält man die unrealistische Beziehung $\delta D = 10 \cdot \delta^{18}O + 29$. Durch Aufspalten in Altersgruppen erhält man wieder Beziehungen mit der Steigung 8.

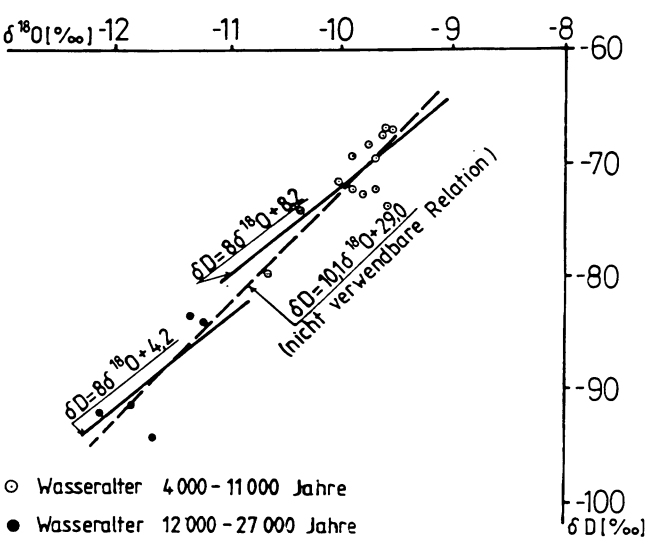


Abb. 4.
δD-$\delta^{18}O$-Beziehung von Grundwässern der Nyirség.

3.2. Isotopenfraktionierung bei der Probenahme von Thermalwässern

Bei der Probenahme von Thermalwässern kann es zu Isotopenfraktionierungen kommen. Beträgt die Wassertemperatur im Untergrund mehr als 100°C, so kommt ein Gemisch aus Wasser und Dampf an die Erdoberfläche, wobei in der Wasserphase D und ^{18}O angereichert sind. Nach B. ARNASON (1977) lassen sich die ursprünglichen Isotopenverhältnisse aus folgenden Beziehungen errechnen:

$$\delta D_0 = \delta D_L - 4{,}63 \left(\frac{t_0}{100} - 1\right)$$

$$\delta^{18}O_0 = \delta^{18}O_L - 0{,}975 \left(\frac{t_0}{100} - 1\right)$$

δD_L und $\delta^{18}O_L$ bezeichnen den D- und ^{18}O-Gehalt des austretenden Wassers, t_0 (°C) ist die Sohlentemperatur im Speicher. Beispielsweise betrug bei der Bohrung Dévaványa-12 die Schichttemperatur in 2400 m Tiefe 142°C. Die gemessenen Isotopengehalte des ausfließenden Wassers betrugen

$$\delta^{18}O_L = -0{,}1\ ‰;$$
$$\delta D_L = -22{,}3\ ‰.$$

Die korrigierten Werte sind

$$\delta^{18}O_0 = -0{,}51\ ‰;$$
$$\delta D_0 = -24{,}24\ ‰.$$

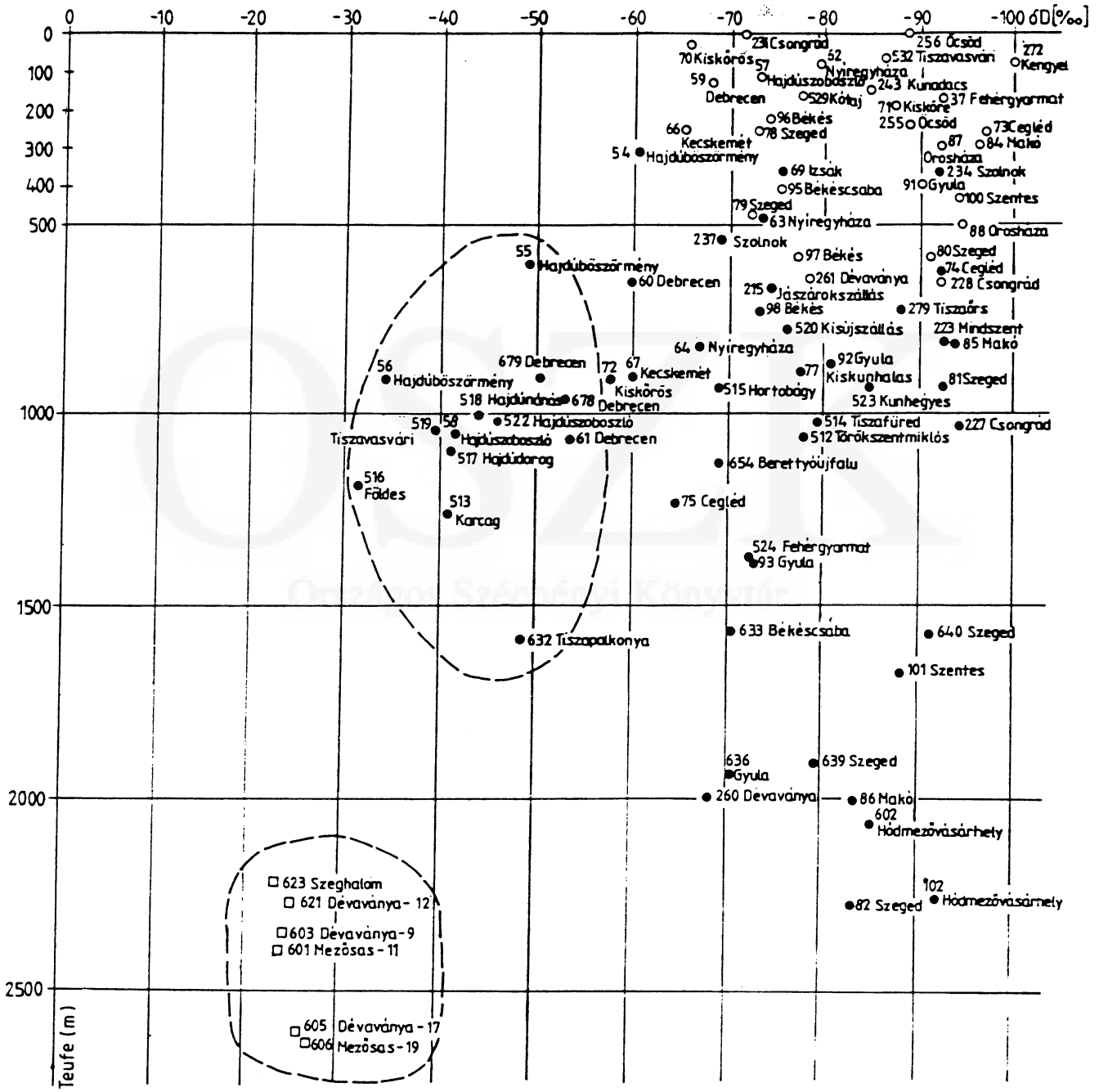


Abb. 5.
Abhängigkeit des Deuteriumgehaltes von Grundwässern der Großen Ungarischen Tiefebene von der Teufe.
○ = Holozän und Pleistozän; ● = Pannon; □ = älter als Pannon.

3.3. Zur Altersdatierung der Wässer

Als Wasseralter wird jene Zeitspanne bezeichnet, die seit dem Auftreffen des Niederschlages auf die Erdoberfläche bzw. seit dem Einsickern in den Untergrund vergangen ist. Für die Datierung älterer Wässer kommt in erster Linie die ^{14}C-Methode in Betracht. Der Datierungsbereich beträgt maximal 40.000 Jahre, mit Beschleunigern kann dieser Bereich noch erweitert werden. Dies reicht für die sich in tiefen, regionalen Strömungssystemen bewegenden Wässer der Großen Ungarischen Tiefebene nicht aus. Ein Problem bei der ^{14}C-Datierung ist die chemische Reaktivität des Hydrogenkarbonat-Ions. Durch die Lösung von fossilem Kohlenstoff aus dem Bodenkalk wird so der ^{14}C-Anfangsgehalt des Grundwassers verändert und damit die Interpretation erschwert bzw. ungenauer. Je nach den Oberflächenverhältnissen des Untersuchungsgebiets wird mit ^{14}C-Anfangsaktivitäten von 60 bis 85 % modern gerechnet, für diese Arbeit wurde von 70 % modern ausgegangen. Für hydraulische Berechnungen spielt die Anfangsaktivität keine Rolle, da hierfür Altersunterschiede zwischen einzelnen Probenahmestellen verwendet werden. Sie hängen nicht von der eingesetzten Anfangsaktivität ab.

Für höhere Wasseralter kommt die ^{36}Cl-Datierungsmethode in Frage. Bei einer Halbwertszeit von 310.000 Jahren beträgt der Datierungszeitraum ungefähr 2 Millionen Jahre (H. W. BENTLEY et al., 1986; F. M. PHILLIPS et al., 1986). Allerdings ist der notwendige analytische Aufwand beträchtlich.

4. Zusammenfassung der bisher vorliegenden Meßergebnisse

Mit Rücksicht auf die Größe des Untersuchungsgebietes läßt das bisher vorliegende Datenmaterial keine endgültigen Schlußfolgerungen zu, einige wichtige Feststellungen können aber getroffen werden.

4.1. Abhängigkeit des Deuteriumgehaltes von der Tiefe

Eine gut abgegrenzte – allerdings nur aus wenigen Daten bestehende – Gruppe bilden die Wässer aus der Kohlenwasserstoff-Prospektion mit δD-Werten von –22 bis –25 ‰ (Abb. 5). Eine weitere Gruppe bilden die Thermalwässer des Gebiets Hajduság mit Werten von –30 bis –60 ‰. Der größte Teil der untersuchten Wässer weist Werte zwischen –60 und –95 ‰ auf. Solche Wässer sind in den pleistozänen und pannonen Schichten bis zu einer Tiefe von 2500 m anzutreffen. Dies weist auf die Existenz von regionalen Strömungssystemen in großer Tiefe hin.

4.2. Der Zusammenhang zwischen δD- und $\delta^{18}O$-Werten von Thermalwässern und die Verschiebung des Sauerstoffisotopenverhältnisses

Wie zuvor lassen sich auch hier drei Gruppen unterscheiden (Abb. 6). Dem Meereswasser am nächsten lie-

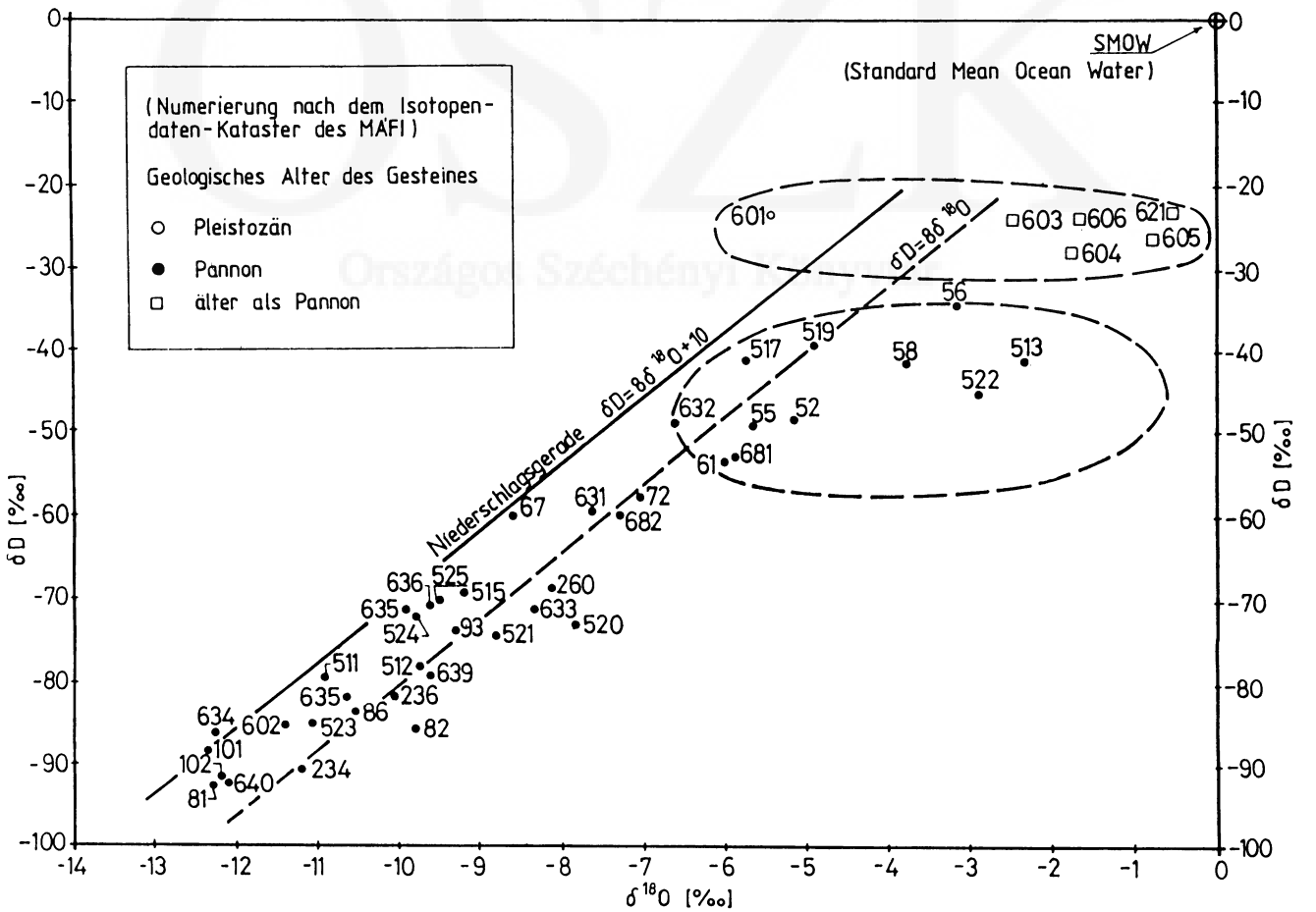


Abb. 6.
δD–$\delta^{18}O$-Beziehung von Thermalwässern der Großen Ungarischen Tiefebene.

gen die Wässer aus der Kohlenwasserstoff-Prospektion (Probe 601 etc.). An sie schließt die Gruppe der Thermalwässer des Gebietes Hajduság unmittelbar an. Ihre Isotopenzusammensetzung deutet auf verdünntes Meereswasser hin. Die dritte Gruppe umfaßt die übrigen Thermalwässer der Ungarischen Tiefebene, die in den tieferen Sedimentbecken anzutreffen sind.

Bei den Wässern aus der Kohlenwasserstoff-Prospektion weicht die Probe von Mezősas-11 (601) deutlich in ihrem ^{18}O-Gehalt von den anderen ab (Abb. 6). Theoretisch war bei den Wässern von Dévaványa (603, 621, geologische Herkunft: Miozänmergel, biogener Kalkstein, kalkiger Sandstein, Kalkmergel, Sandsteinkonglomerat) mit einer verhältnismäßig starken Verschiebung des Sauerstoffisotopenverhältnisses zu rechnen, hingegen nicht bei der Probe von Mezősas (geologische Herkunft: Altpaläozoikum, Granit, Gneis, verwitterter Metamorphit, Amphibolit). Der hohe Karbonatgesteinsanteil bei Dévaványa erklärt das Auftreten der Sauerstoffisotopenfraktionierung. Geht man davon aus, daß bei Mezősas-11 im wesentlichen keine Verschiebung des Sauerstoffisotopenverhältnisses vorliegt, so gilt für dieses Wasser die Beziehung $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 20$. Dies entspricht der Isotopenzusammensetzung in den heutigen Niederschlägen im mediterranen und nahöstlichen Bereich. Für die Verschiebung des Sauerstoffisotopenverhältnisses der Wässer von Dévaványa-9 (603) und -12 (621) folgen daraus als Mindestwerte 3,7 bzw. 5,0 ‰.

4.3. Abweichung der δD–$\delta^{18}O$-Beziehung von der Niederschlagsgeraden

Nach Abschnitt 3.1. ist für die spätglazialen Niederschläge die Beziehung $\delta D = 7{,}9 \cdot \delta^{18}O$ charakteristisch. Trägt man die gemessenen Isotopenverhältnisse in ein Diagramm mit einer dieser Beziehung entsprechenden Doppelskala für δD und $\delta^{18}O$ ein (Abb. 7), so fallen Wertepaare von Wässern, für die diese Beziehung gilt, in einem Punkt zusammen. Nach dem Ausmaß und der Richtung der Abweichung von dieser Niederschlagsbeziehung lassen sich dabei drei Fälle unterscheiden:

a) die zwei Werte fallen zusammen
b) δD □→○ $\delta^{18}O$
c) $\delta^{18}O$ ○←□ δD

Nach Abb. 7 weichen die Wässer aus der Kohlenwasserstoff-Prospektion (601, 603, 621) und die Thermalwässer von Földes, Karcag, Debrecen, Hajdúszoboszló etc. am stärksten davon ab. Die chemische Zusammensetzung schließt dabei von vorneherein aus, daß es sich bei diesen Wässern um glaziale Niederschlagswässer handelt. Hingegen weisen die Werte von Makó (86, 1972–2096 m), Gyula (93, 1108–1646 m), Debrecen (60, 508–785 m) auf glazialen Ursprung hin. Nahe der glazialen Niederschlagsbeziehung stehen auch die Thermalwässer von Hódmezővásárhely, Gyula, Szentes und Szeged.

Analog zu Abb. 7 enthält Abb. 8 die Darstellung für die δD–$\delta^{18}O$-Beziehung von postglazialem Nieder-

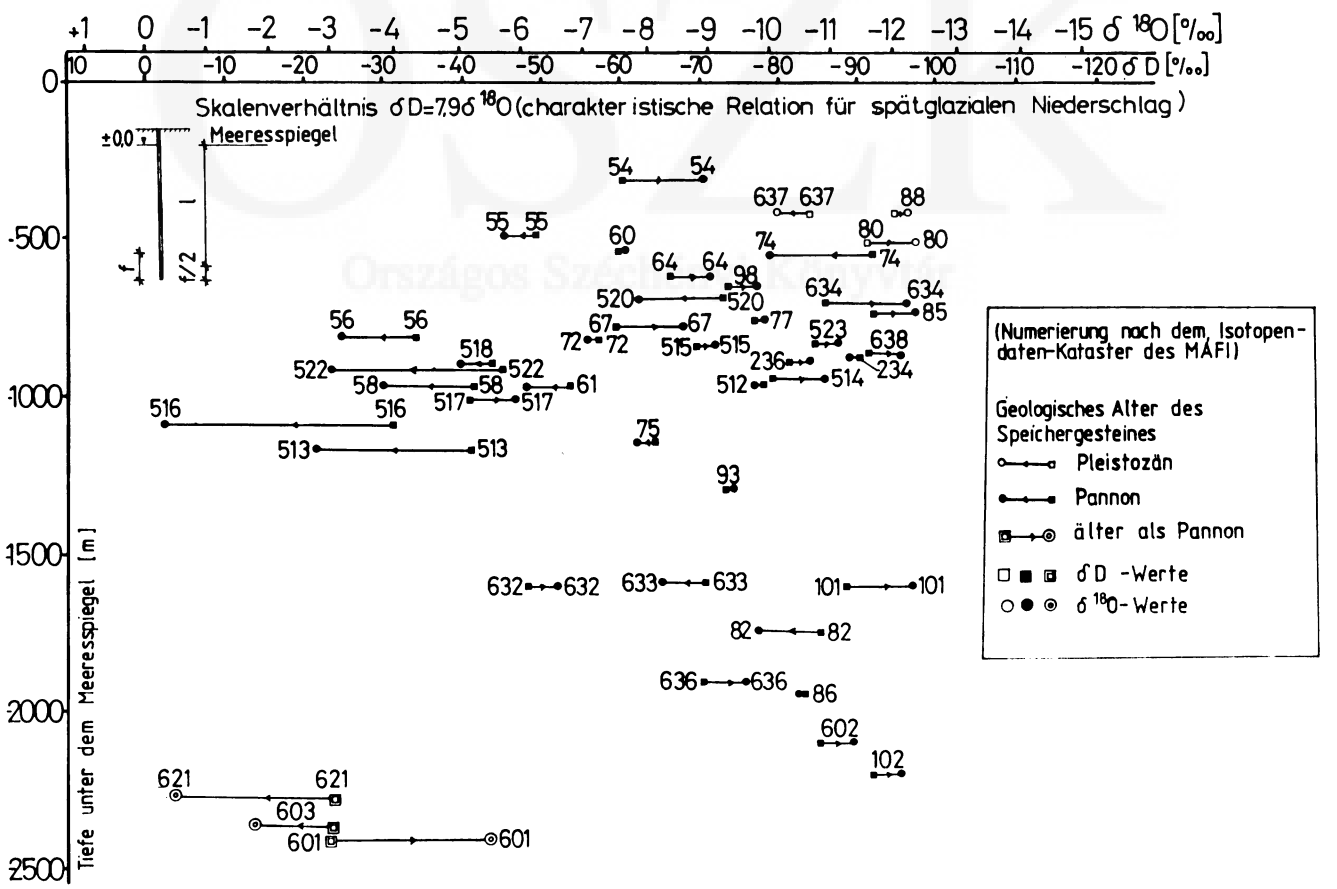


Abb. 7.
Abweichung der δD- bzw. $\delta^{18}O$-Werte der Thermalwässer der Großen Ungarischen Tiefebene von der spätglazialen Niederschlagsbeziehung $\delta D = 7{,}9 \cdot \delta^{18}O$.
f = Filterstrecke.

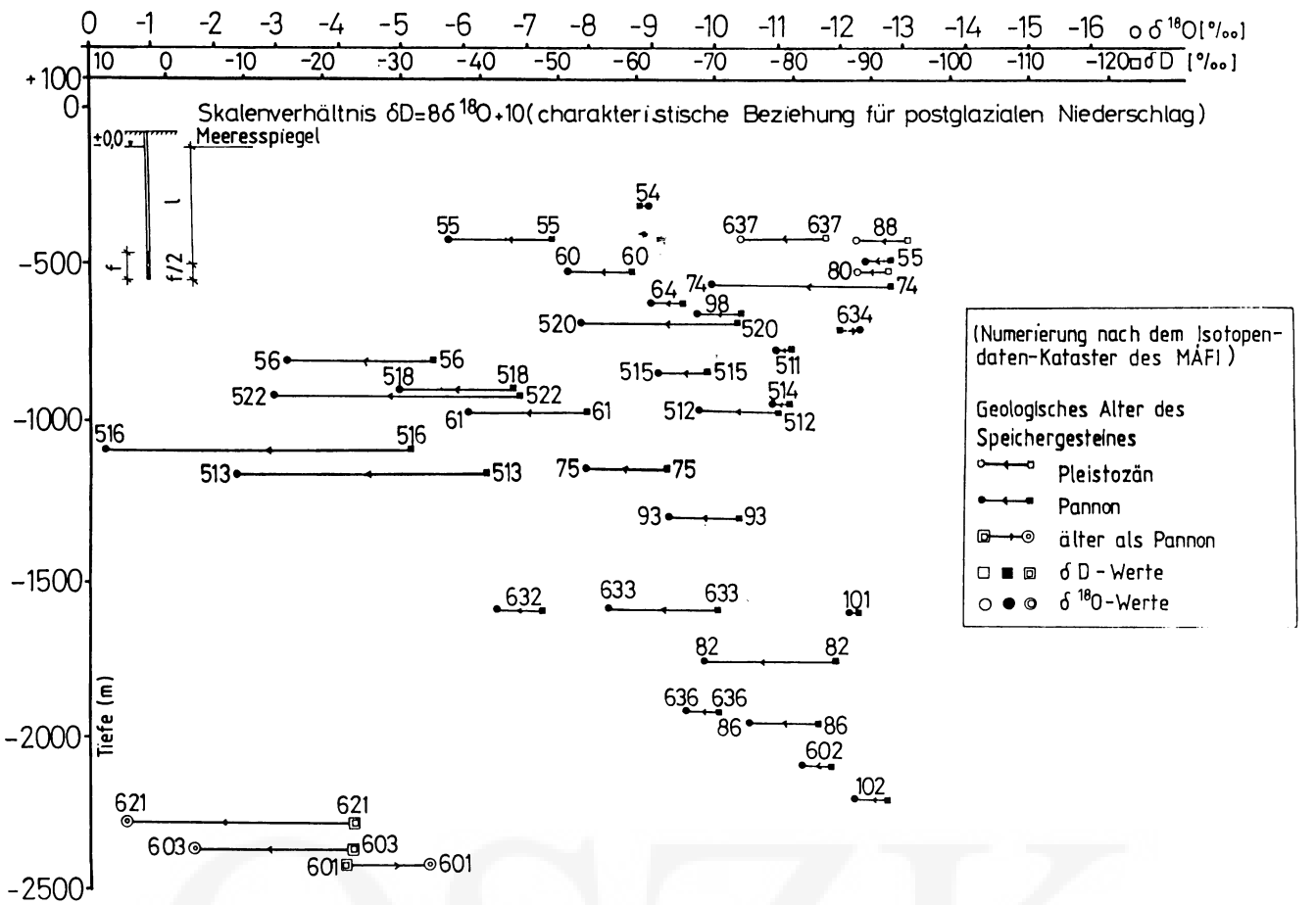


Abb. 8.
Abweichung der δD- bzw. $\delta^{18}O$-Werte der Thermalwässer der Großen Ungarischen Tiefebene von der postglazialen Niederschlagsbeziehung $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$.
f = Filterstrecke

schlagswasser, $\delta D = 8 \cdot \delta^{18}O + 10$. Das Wasser des Brunnens Szentes (101) entspricht genau diesem Zusammenhang, auch die Isotopenverhältnisse von Hódmezővasárhely (102, 602), Tiszafüred (514) und Szolnok (511) liegen in der Nähe. Bei den beiden letzten Probenahmestellen und bei Gyula (636), Nyiregyháza (64), Szeged (80) etc. ändert sich das Vorzeichen der Abweichung im Vergleich zu Abb. 7, für diese Wässer ist eine Niederschlagsbeziehung charakteristisch, die zwischen den beiden liegt (Übergang), oder es liegen Mischwässer vor.

5. Ausblick

Die bisher vorliegenden Ergebnisse der isotopenhydrologischen Untersuchungen in der Großen Ungarischen Tiefebene haben wesentliche Erkenntnisse über die Wasserbewegung in den quartären und tertiären Beckensedimenten gebracht. Für eine Weiterführung dieser Arbeiten spricht einerseits, daß für eine sachgerechte Bewirtschaftung der Wasservorräte der Großen Ungarischen Tiefebene eine genauere Kenntnis der regionalen Grundwasserströmungssysteme notwendig ist, und andererseits, daß eine eingehende isotopenhydrologische Bearbeitung solch sowohl lateral als vertikal ausgedehnter hydrogeologischer Systeme fachliches Neuland darstellt. Für die nächsten Jahre ist eine enge Zusammenarbeit zwischen dem Ostungarischen Geologischen Dienst (MÁFI, Debrecen), dem Institut für Kernforschung der Ungarischen Akademie der Wissenschaften (Debrecen) und der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal (Wien) im Rahmen dieses Projektes vereinbart.

Literatur

ARNASON, B.: The application of nuclear techniques to geothermal studies. – Geothermics, **5**, 125–155, 1977.

BENTLEY, H.W., PHILLIPS, F.M., DAVIS, S.N., HABERMEHL, M.A., AIREY, P.L., CALF, G.E., ELMORE, D., GOVE, H.E. & TORGERSEN, T.: Chlorine 36 dating of very old ground water. 1. The Great Artesian Basin, Australia. – Water Resources Research, **22**, 1991–2001, 1986.

DEÁK, J.: Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. – In: "Isotope Hydrology 1978", Vol. I, 221–249, Wien (IAEA) 1978.

HARMON, R. S. & SCHWARZ, H. P.: Changes of ^{2}H and ^{18}O enrichment of meteoric water and Pleistocene glaciation. – Nature, **290**, 125–128, London 1981.

MARTON, L., ERDÉLYZSKY, Zs. & RAJNER, V.: A környezeti izotópok vizsgálata Debrecen és a Nyirség rétegvizeiben (Die Anwendung von Umweltnukliden bei der Untersuchung von Grundwässern im Nordosten Ungarns). – Hidrológiai Közlöny, **2**, 85–94, Budapest 1980.

MARTON, L. & MIKÓ, L.: Izotóp-adatok interpretálása az Alföld hidrogeológiai kutatásában (Interpretation der Isotopenda-

ten bei hydrogeologischen Untersuchungen in der Großen Ungarischen Tiefebene). – Hidrológiai Közlöny, **1**, 50–58, Budapest 1989.

PHILLIPS, F. M., BENTLEY, H. W., DAVIS, S. N., ELMORE, D. & SWANICH, G. B.: Chlorine 36 dating of very old groundwater. 2. Milk River Aquifer, Alberta, Canada. – Water Resources Research, **22**, 2003–2016, 1986.

VITUKI: Beszámoló. Rétegvizek korának meghatározása (Jelentés a MÁFI részére 1978–83 között végzett környezeti izotóp elemzésekről) (Bericht über Isotopenanalysen für MÁFI). – Manuskript, Budapest (VITUKI) 1983.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 379–384	Wien, September 1991	1. rész	pp. 379–384	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Baumringe als Zeugen kurzzeitiger Kontaminationen der Umwelt mit Tritium

Von Tamás Biró, Ferenc Golder, Kristóf Kozák, Vinzenz Rajner, Dieter Rank & Friedrich Staudner*)

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

Alpennordrand
Umweltkontrolle
Baumringe
Niederschlag
Tritium

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 66, 96, 98

Inhalt

Zusammenfassung 379
Összefoglalás 379
Abstract 380
1. Einleitung 380
2. Die Tritiumverteilung in den Monatsniederschlägen vom Mai 1974 381
3. Methodik 382
4. Ergebnisse 383
5. Schlußfolgerungen 384
Dank 384
Literatur 384

Zusammenfassung

Die retrospektive Abschätzung von lokalen Tritiumkontaminationen der Umwelt kann aus verschiedenen Gründen notwendig sein, beispielsweise zur Verifikation von Aufzeichnungen von Überwachungsgeräten bei kerntechnischen Anlagen oder wenn in einem Gebiet Meßdaten über den Tritiumgehalt in der Umwelt fehlen. Die Analyse der Jahresringe von Bäumen bietet sich für solche Zwecke an, da das Zellulose-gebundene Tritium die Tritiumkonzentration in der Umwelt gut widerspiegelt und Bäume in den meisten Gegenden anzutreffen sind. Eine ungewöhnliche Tritiumverteilung in den Monatsniederschlägen vom Mai 1974 in Österreich bot die Möglichkeit, die Eignung der Baumringanalyse für den Nachweis kurzzeitiger Kontaminationen zu studieren. Für das betroffene Gebiet wurde ein signifikant höherer Tritiumgehalt im Jahresring 1974 festgestellt als für die nicht betroffene Umgebung, und im langjährigen Tritiumverlauf zeichnet sich das Ereignis als deutliches Maximum ab. Somit kann dieses Verfahren als Kontrollmethode für Tritiumabgaben der Kernindustrie an die Umwelt eingesetzt werden.

Évgyűrűk, mint a környezet rövid időtartamú tríciumszennyeződésének tanúi

Összefoglalás

A környezet helyi tríciumszennyeződésének utólag végzett felmérésére különböző okokból lehet szükség, például nukleáris létesitmények kibocsátási adatainak ellenőrzésére, vagy, ha valamely területen a környezet tríciumtartalmára vonatkozó mérési adatok hiányzanak. Fák évgyűrűinek elemzése alkalmasnak mutatkozik ilyen célokra, mivel a cellulózhoz kötött trícium jól tükrözi a környezet tríciumkoncentrációját és mert fák a legtöbb vidéken megtalálhatók.

Az 1974. évi májusi havi csapadékokban mutatkozó szokatlan tríciumeloszlás Ausztriában lehetőséget kínált arra, hogy tanulmányozzuk a fák évgyűrűinek alkalmasságát rövid időtartamú szennyeződések kimutatására. Az érintett területen jellemzően magasabb tríciumtartalmat állapítottak meg az 1974. évi évgyűrűkben, mint a vonatkozó területen kívül, és a sokéves tríciumgörbében az esemény világos maximumként rajzolódik ki. így ez az eljárás ellenőrző módszerként alkalmazható az atomipar által a környezetbe leadott tríciumtartalomnak a meghatározására.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. Tamás Biró, Dipl.-Ing. Ferenc Golder, Dr. Kristóf Kozák, Institut für Isotope der Ungarischen Akademie der Wissenschaften, Konkoly Thege ut 29–31, H-1121 Budapest; Ing. Vinzenz Rajner, Dipl.-Ing. Dr. Dieter Rank, Friedrich Staudner, Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Postfach 8, A-1031 Wien.

Tree Rings as Witnesses for Short-Term Contaminations of the Environment with Tritium

Abstract

A retrospective assessment of local environmental tritium contamination might be required for various reasons, such as the verification of facility monitoring records or because of the lack of data. Tree ring analysis is a possible candidate, since cellulose-bound tritium well reflects environmental levels and trees can usually be found in many areas. The unusual tritium fallout observed in the Austrian Alps in May 1974 offered an opportunity to study the feasibility of tree ring analysis for short-term effects. Data evaluation reveals a significant increase of tritium concentration in 1974 tree rings at the exposed area.

1. Einleitung

Seit langem ist bekannt, daß Wasserstoffatome in C-H-Bindungen, beispielsweise Zellulose, stark fixiert sind (J. MANN, 1971). Somit werden Änderungen des ^3H-Gehaltes der Biosphäre in Baumringen chronologisch festgehalten, was eine retrospektive Ermittlung des ^3H-Pegels in der Umwelt sowohl auf globaler als auch auf lokaler Basis ermöglicht (R. M. BROWN, 1979; K. KOZÁK, 1982). Bedenkt man, daß das weltweite Meßnetz für ^3H in den Niederschlägen zu weitmaschig ist, um lokale oder auch regionale ^3H-Anhebungen zu erfassen, dann liegt die Bedeutung der Baumringanalyse beim Nachweis vermuteter lokaler ^3H-Kontaminationen und bei der Ermittlung der zugehörigen örtlichen ^3H-Verteilungen auf der Hand.

Am Institut für Isotope in Budapest wurde die Baumringanalyse adaptiert und weiterentwickelt (K. KOZÁK, 1982). Dabei wurde sichergestellt, daß die zeitliche Verteilung der globalen ^3H-Kontamination sich in den Baumringen entsprechend widerspiegelt und daß der Austausch zwischen benachbarten Baumringen vernachlässigbar ist. Eine Reihe von Fragen sind noch offen, beispielsweise der Einfluß der lokalen Standortbedingungen von Bäumen, Unterschiede zwischen verschiedenen Baumarten, und auch einige Probleme bei der Probenaufbereitung, z. B. Kontaminationen, sind noch nicht zufriedenstellend gelöst.

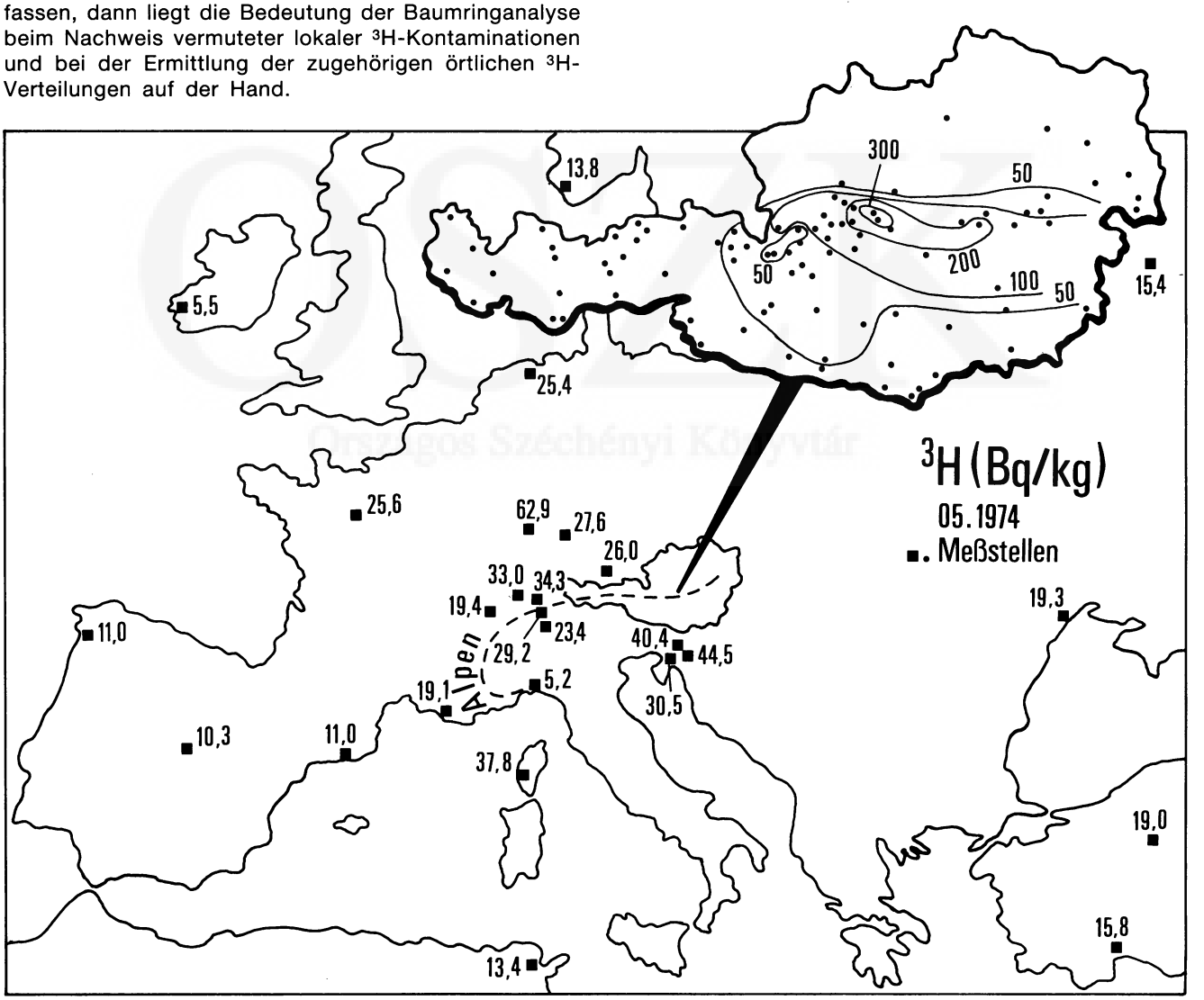


Abb. 1.
^3H-Gehalt der Monatsniederschläge vom Mai 1974 in Österreich und in Europa.
1 Bq/kg entspricht 8,46 Tritiumeinheiten (TE).

Die ungewöhnliche ^3H-Verteilung vom Mai 1974 in den Niederschlägen in den Ostalpen (F. BAUER et al., 1975; D. RANK, 1980; D. RANK & J. E. M. SAS-HUBICKI, 1984) bot eine einzigartige Möglichkeit, die Eignung der Baumringmethode zum Nachweis eines in die Vegetationsperiode fallenden Einzelereignisses zu überprüfen. Diese ^3H-Verteilung war an der BVFA Arsenal, Wien, an Hand der Niederschlagsproben von ungefähr 100 Beobachtungsstationen dokumentiert worden.

In einem gemeinsamen Projekt der BVFA Arsenal, Wien, und des Institutes für Isotope, Budapest, wurde ungefähr 10 Jahre nach dem Auftreten der ^3H-Kontamination des Niederschlags im Jahre 1974 eine Baumringstudie durchgeführt mit dem Ziel, das Ausmaß der zusätzlichen ^3H-Kontamination der Baumringe im betroffenen Gebiet festzustellen und die Bedingungen zu definieren, die für einen solchen Nachweis erfüllt sein müssen (z. B. Probenahmeprogramm) (K. KOZÁK et al., 1986a+b; D. RANK et al., 1986). Das Projekt wurde von der Internationalen Atomenergieorganisation, Wien, finanziell unterstützt.

2. Die Tritiumverteilung in den Monatsniederschlägen vom Mai 1974

In den Monatsniederschlägen von Mai und Juni 1974 wurden räumlich begrenzte starke Anhebungen des ^3H-Pegels festgestellt (F. BAUER et al., 1975). Die Monatsmittel von ca. 100 Niederschlagssammelstationen in Österreich im Mai 1974 variierten zwischen 20 und 360 Bq/kg, gegenüber 10 bis 25 Bq/kg im Mai 1973. Die Maximalwerte traten im Bereich des Toten Gebirges auf (Hinterstoder), die Anhebungen erstreckten sich auf ein Gebiet von ungefähr 20.000 km² (Alpenbereich von Salzburg ostwärts, Abb. 1). Die zeitliche Verteilung der Niederschläge im Mai 1974 und die ^3H-Gehalte im Folgemonat deuten darauf hin, daß die erhöhte ^3H-Gehalte gegen Monatsende aufgetreten sind. Im Juni variierten die Monatsmittel zwischen 20 und 75 Bq/kg, wobei die Maxima im östlichsten Teil Österreichs – ein Gebiet mit geringen Niederschlagsmengen – auftraten. Aufgrund der hohen Niederschlagssummen

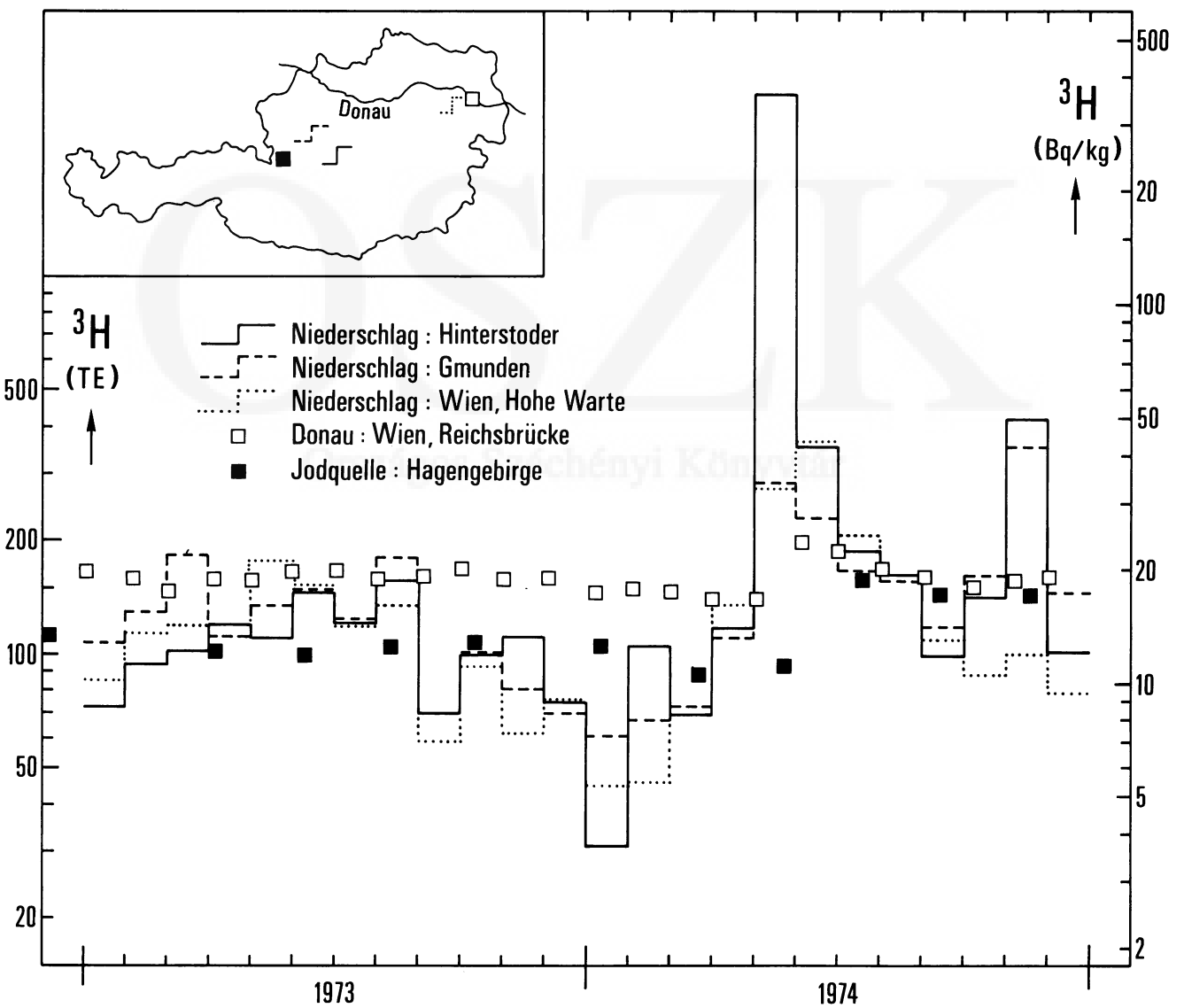


Abb. 2.
Auswirkungen des erhöhten ^3H-Gehaltes in den Niederschlägen vom Mai 1974 in der Donau und einer Karstquelle am Rande des betroffenen Gebietes. Niederschläge: Monatsmittel; Donau und Jodquelle: monatliche Stichproben.

im Mai 1974 wirkte sich die abnorme Verteilung auch im Jahresmittel deutlich aus. Eine grobe Abschätzung des ^{3}H-Überschusses in dem Gebiet, das im Vergleich mit der Umgebung erhöhte Konzentrationen aufweist, ergibt etwa 400 TBq. Aus den westlichen Nachbarländern wurden keine ähnlichen Anhebungen des ^{3}H-Pegels bekannt (Abb. 1), im benachbarten Slowenien wurde eine vergleichsweise geringfügige Erhöhung des ^{3}H-Gehaltes der Niederschläge festgestellt. Aus den östlichen Nachbarländern liegen keine Werte vor.

Auf die Auswirkung in den Oberflächenwässern kann nur indirekt geschlossen werden, da aus dem betroffenen Gebiet für den in Frage kommenden Zeitraum kein Probenmaterial zur Verfügung gestanden ist. Bei Karstquellen am Rande des Gebietes traten deutliche Sprünge im ^{3}H-Gehalt auf, und auch die Donau zeigt im gleichen Zeitraum einen Sprung in der ^{3}H-Konzentration, dessen Ausmaß weit über die Auswirkung eines „normalen" Sommermaximums hinausgeht (Abb. 2). Hieraus kann geschlossen werden, daß im Zentrum des betroffenen Gebiets in den Oberflächenwässern ein Anstieg der ^{3}H-Konzentration um mindestens eine Größenordnung aufgetreten sein muß.

Die Herkunft dieser zwar aus der Sicht des Strahlenschutzes nicht bedenklichen aber doch erheblichen ^{3}H-Kontamination der Niederschläge konnte noch nicht geklärt werden, die bekanntgewordenen Kernwaffenversuche kommen dafür nicht in Frage. Auch eine Analyse der Niederschlagsdaten und der Wetterlagen führte nicht zum Ziel, vor allem konnte der Zeitraum der Kontamination nicht näher eingegrenzt werden.

3. Methodik

Die Untersuchungen wurden an Fichten und Lärchen ausgeführt. Beide Baumarten haben breite Jahresringe (Abb. 3) und weiches Holz, was die Probenbearbeitung erleichtert. Als Probenahmestellen wurden Hinterstoder, Bad Ischl und Gmunden ausgewählt, Bereiche, die die höchste, eine mittlere und eine „normale" ^{3}H-Kon-

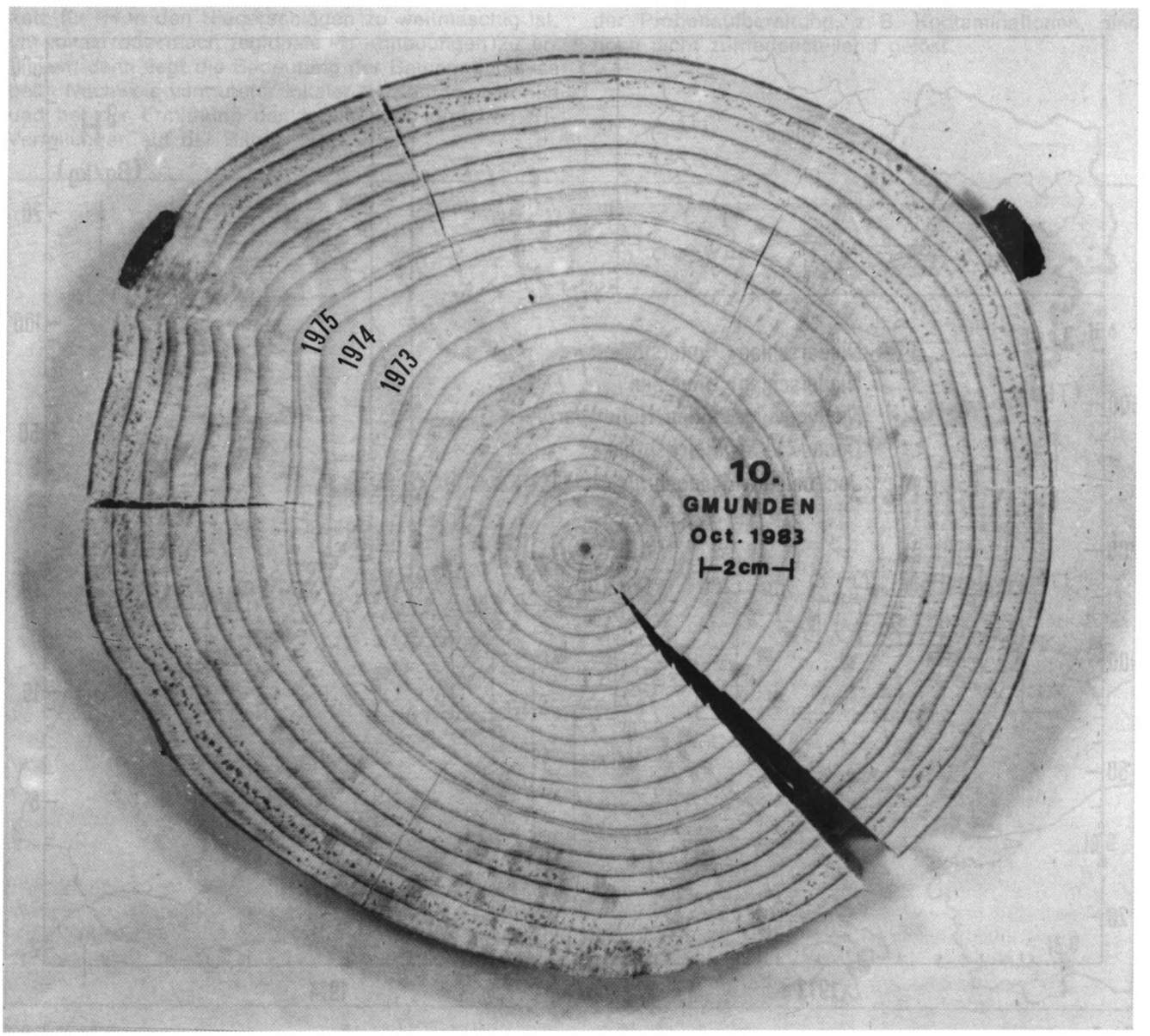


Abb. 3.
Stammquerschnitt (Fichte) mit Kennzeichnung der Jahresringe 1973, 1974 und 1975.

Tabelle 1.
^{3}H-Gehalt des Niederschlages in Hinterstoder, Bad Ischl und Gmunden im Jahre 1974.
1 TE entspricht 0,118 Bq/kg.

Monat	^{3}H-Gehalt [TE]/Niederschlagssumme [mm]		
	Hinterstoder	Bad Ischl	Gmunden
Jänner	31/150	50/184	61/ 53
Februar	105/ 53	86/ 61	67/ 54
März	69/ 51	77/ 74	73/ 42
April	117/ 49	131/ 75	111/ 47
Mai	3034/133	1156/272	283/169
Juni	354/236	378/328	230/217
Juli	188/168	165/280	166/199
August	163/138	160/105	156/100
September	99/102	103/125	118/100
Oktober	142/ 62	152/204	161/108
November	418/ 95	228/136	353/102
Dezember	102/356	102/348	145/167

zentration im Niederschlag vom Mai 1974 repräsentieren (Tab. 1).

Eine sorgfältige Auswahl der zu untersuchenden Bäume war wichtig, hiebei waren auch die lokalen Umweltbedingungen zu berücksichtigen (möglichst freistehende Bäume, ca. 30 Jahre alt, keine Muldenstandorte, Standort in der Nähe der zum Vergleich herangezogenen örtlichen Niederschlagssammelstation usf.).

Ungefähr 1 m lange Stücke der Baumstämme wurden ins Laboratorium nach Budapest transportiert, anschließend wurden die Jahresringe identifiziert und isoliert. Die Zellulosepräparation erfolgte nach dem üblichen Sulfatprozeß, der lose gebundene Wasserstoff (OH-Gruppe) wurde mit Hilfe von ^{3}H-freiem Wasser ausgetauscht (Einzelheiten der Probenaufbereitung siehe in K. KOZÁK et al., 1986). Die getrocknete Zellulose wurde verbrannt, das dabei entstehende Wasser aufgefangen und auf seinen ^{3}H-Gehalt untersucht. Die Verbrennung ist der kritische Schritt in der Probenaufbereitung, weil hier leicht Kontaminationen der Proben durch Umwelttritium auftreten können. Zur Absicherung der Ergebnisse wurde die hergestellte Zellulose geteilt und in beiden Laboratorien (Isotopeninstitut Budapest, BVFA Arsenal Wien) weiterverarbeitet, die Meßergebnisse beider Laboratorien wurden miteinander verglichen. Die ^{3}H-Aktivitätsmessungen erfolgten wegen der geringeren Kontaminationen und der besseren Nachweisgrenze dann vorwiegend an der BVFA-Arsenal.

4. Ergebnisse

Für einen Baumstamm aus Hinterstoder wurde der Langzeitverlauf des ^{3}H-Gehaltes in den Baumringen untersucht (Abb. 4). Die Ergebnisse sind in guter Übereinstimmung mit dem Langzeitverlauf des ^{3}H-Gehaltes in den Niederschlägen von Wien, Unterschiede in den Absolutwerten sind vor allem auf jahreszeitliche Schwankungen des ^{3}H-Gehaltes der Troposphäre und auf den Einfluß des Grundwassers zurückzuführen. Ein signifikanter Unterschied im zeitlichen Verlauf tritt nur – wie erwartet – im Jahre 1974 auf, weil Hinterstoder

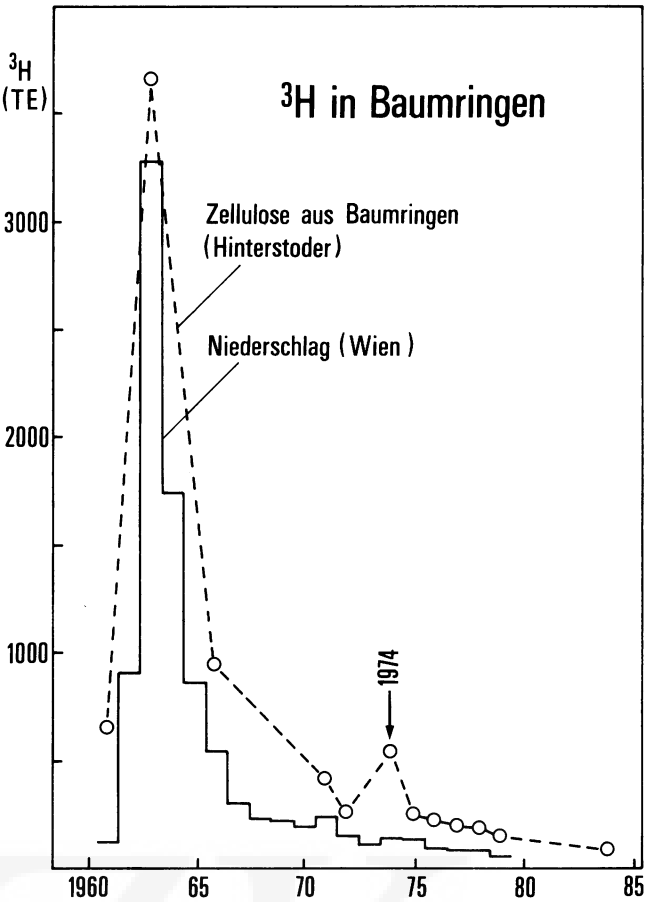


Abb. 4.
^{3}H-Chronologie in Bäumen.
Verlauf des ^{3}H-Gehaltes in der Zellulose von Baumringen für Hinterstoder. Nachweis des erhöhten ^{3}H-Gehaltes im Niederschlag von Hinterstoder im Mai 1974.

durch die ^{3}H-Kontamination der Mainiederschläge betroffen war und Wien nicht.

Die weiteren Untersuchungen beschränkten sich auf die Jahresringe 1973, 1974 und 1975 von Fichten und

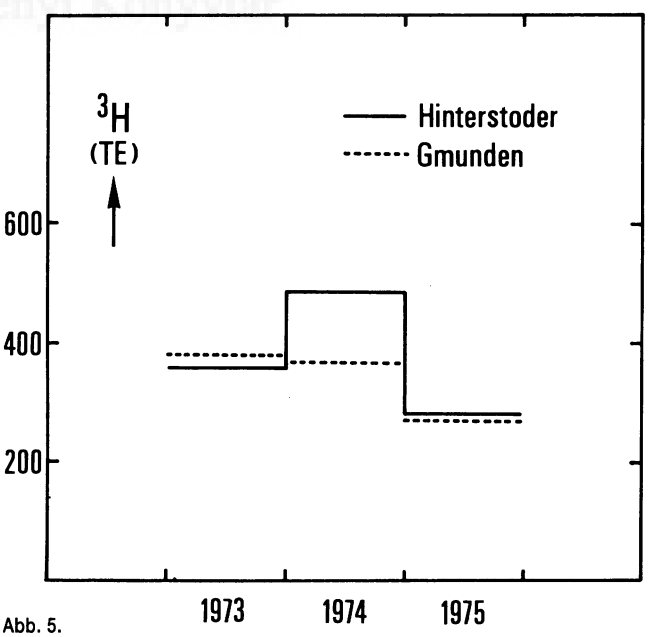


Abb. 5.
^{3}H-Gehalt der Jahresringe von Bäumen innerhalb (Hinterstoder) und außerhalb (Gmunden) des Gebiets mit erhöhter ^{3}H-Konzentration im Niederschlag vom Mai 1974.

Lärchen. Für das Jahr 1974 wurde ein signifikanter Unterschied der ^{3}H-Konzentration von Baumringen in dem von der Kontamination betroffenen Gebiet (Hinterstoder) und der nicht betroffenen Umgebung (Gmunden) festgestellt (Abb. 5). Bei den Werten der Jahresringe 1973 und 1975 traten solche Unterschiede nicht auf. Die statistische Auswertung der Meßdaten wird in K. KOZÁK et al. (1986) ausführlich behandelt.

5. Schlußfolgerungen

1. Die ungewöhnliche Tritiumverteilung in den Mainiederschlägen von 1974 spiegelt sich im ^{3}H-Gehalt der Baumringe wider. In Gebieten mit hohen ^{3}H-Gehalten im Niederschlag weisen auch die 1974er Baumringe signifikant höhere ^{3}H-Konzentrationen auf.
2. Die Methode eignet sich zum retrospektiven Nachweis von Kurzzeitkontaminationen der Umwelt mit ^{3}H, wenn diese in die Vegetationsperiode fallen und zumindest um eine Größenordnung (Faktor 10) höhere ^{3}H-Konzentrationen in der Umwelt bewirken als es dem „normalen", durch den globalen „Fallout" verursachten Pegel entspricht.
3. Unterschiedliche Laboratoriumsvoraussetzungen (Kontaminationen) beeinflussen zwar die gemessenen Absolutwerte, sie haben aber nur einen beschränkten Einfluß auf den Nachweis der Signifikanz einer ^{3}H-Kontamination von Baumringen.
4. Zur Zeit gibt es keine Information über die Anwendbarkeit der Methode bei Kurzzeitkontaminationen der Umwelt, die außerhalb der Vegetationsperiode auftreten.
5. Zur Aufstellung einer mathematischen Beziehung zwischen dem ^{3}H-Gehalt des monatlichen Niederschlages und dem der Baumringe liegt zu wenig statistisches Material vor, außerdem ist zu wenig über den Einfluß von Umweltfaktoren bekannt.
6. Der Langzeitverlauf des ^{3}H-Gehaltes in den Baumringen von Hinterstoder stimmt gut mit dem der monatlichen Niederschläge von Wien überein (Abb. 4), mit Ausnahme des Jahresringes 1974. Auch dies ist ein Hinweis auf eine lokale Kontamination.
7. Versuche, die Herkunft der ungewöhnlichen ^{3}H-Verteilung in den Niederschlägen vom Mai 1974 zu klären, schlugen fehl. Es bleibt offen, ob es sich dabei um Abgaben der Kernindustrie bzw. bei kerntechnischen Anwendungen gehandelt hat, oder um den Einfluß stratosphärischen Tritiums unter besonderen lokalen Wetterbedingungen.

Dank

Die Autoren danken den Dienststellen der Österreichischen Bundesforste für ihre Unterstützung bei der Probenahme. Weiterer Dank gilt der Internationalen Atomenergieorganisation, Wien, Hydrologische Sektion, für die finanzielle Unterstützung des Projektes.

Literatur

BAUER, F., RAJNER, V., RANK, D.: Ungewöhnliche Tritium-Verteilung im Niederschlag in den Ostalpen. – Die Naturwissenschaften, **62**, H. 11, 526, 1 Abb., 1975.

BROWN, R. M.: Environmental tritium in trees. – In: Proc. Symp. Behaviour of Tritium in the Environment, 405–418, 4 Abb., Wien (Internationale Atomenergieorganisation, IAEA) 1979.

KOZÁK, K.: Analysis of tritium in tree rings. – Acta Phys. Hung., **52**, 429–434, Budapest 1982.

KOZÁK, K., BIRÓ, T., GOLDER, F., RAJNER, V., RANK, D. & STAUDNER, F.: Evaluation of anomalous local tritium fallout by tree ring analysis. – Acta Phys. Hung., **59**, 59–62, 2 Abb., Budapest 1986.

KOZÁK, K., RANK, D., BIRÓ, T., GOLDER, F., RAJNER, V. & STAUDNER, F.: A feasibility study on the retrospective evaluation of anomalous local tritium fallout by the analysis of tree rings from selected districts in Austria and Hungary. – Schlußbericht an die Internationale Atomenergieorganisation, Kontrakte 3451/RB und 3452/RB, 34 S., 6 Abb., Budapest (Isotopeninstitut der Ungar. Akad. d. Wiss) – Wien (Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal) 1986.

MANN, J.: Deuteration und Tritiation. – In: BIHALES, N. M. & SEGAL, L. (Hrsg.): Cellulose and Cellulose Derivatives. High Polymers V, Teil IV, 89–116, New York (Wiley Interscience) 1971.

RANK, D.: Ergebnisse von Tritiumanalysen an Wasserproben aus dem österreichischen Bundesgebiet. – ÖSRAD-Bericht 5/6, 23–36, 10 Abb., Wien (Österreichischer Verband für Strahlenschutz) 1980.

RANK, D., RAJNER, V., STAUDNER, F., KOZÁK, K., BIRÓ, T. & GOLDER, F.: Relation between tree ring records and short-term ^{3}H-contamination of precipitation. – Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, **B17**, 554–555, 3 Abb., Amsterdam 1986.

RANK, D. & SAS-HUBICKI, J. E. M.: Behaviour of tritium in water systems. – In: Seminar on the Environmental Transfer to Man of Radionuclides released from Nuclear Installations, Band 2, 619–638, 9 Abb., Luxemburg (Kommission der Europ. Gemeinschaften) 1984.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer & Géza Császár			Szerkesztette: Harald Lobitzer & Géza Császár		
Teil 1	S. 385–400	Wien, September 1991	1. rész	pp. 385–400	Bécs, 1991. szeptember
ISBN 3-900312-76-1					

Geologische und ingenieurgeologische Beschreibung der Donaustufe Nagymaros

Von Géza Bence, Géza Császár, Mária Darida-Tichy, Antonia Dudko, Miklós Gálos, Georg Gangl, Pál Kertész, László Korpás & Christian Zier*)

Mit 12 Abbildungen und 1 Tabelle

Ungarn
Nagymaros
Vulkanismus
Tektonik
Ingenieurgeologie

Inhalt

Zusammenfassung 385
Összefoglalás 385
Abstract 386
1. Einleitung 386
2. Regionales geologisches Bild 386
3. Geologischer Aufbau des Arbeitsgeländes 386
3.1. Geologische Beschreibung 386
3.2. Strukturelles Bild 392
3.3. Entwicklungsgeschichte 394
4. Ingenieurgeologische Bewertung der Baustelle 396
Literatur 400

Zusammenfassung

Anläßlich des Beginns der Bauarbeiten für das Donaukraftwerk Nagymaros (Ungarn) wurde nach umfangreichen Voruntersuchungen eine ingenieurgeologische Kartierung der Baugrube im Strombett vorgenommen.

Strato- und subvulkanische Andesite werden von einer im Baugelände schmalen Schicht von oligozänen Sedimenten (Tonen und Schluffen) durchzogen.

Die wissenschaftliche Untersuchung der durch die Baugrube aufgeschlossenen Gesteine und ihre mineralogische und strukturgeologische Untersuchung gestatten eine Beschreibung des geologischen Aufbaues, eine Analyse der Versetzungen der Oligozänschicht längs alter Störungen und die Ableitung eines entwicklungsgeschichtlichen geologischen Modells.

A „nagymarosi vízlépcső" építési területének földtani és mérnökgeológiai viszonyai

Összefoglalás

A cikk ismerteti a részletes földtani térképezési (1 : 2000) valamint az erőmű alapozásának előkészítését célzó mérnökgeológiai felvételt és értékelés eredményeit. A feltárt Duna medret 3 fő képződménycsoport – felső-oligocén üledékes összlet (fekü), alsó-bádeni rétegvulkáni képződmények valamint legalább 2 fázisú szubvulkáni andezit alkotja. A kőzettömeg jelentős része alacsony hőmérsékletű hidrotermális bontást szenvedett és számottevő a felszíni mállás szerepe is. A terület erősen tektonizált, bonyolult mozgásokat szenvedett. Különösen jelentős a munkagödörben feltárt, a negyedidőszakiak kivételével minden képződményt harántoló kb. 150-méteres jobbos eltolódás.

Ezenkívül ismertetik a vízerőmű tervezéséhez elvégzett mérnökgeológiai kutatások történetét és kőzetfizikai, kőzetmechanikai, hidrogeológiai és egyéb paraméterek vizsgálati rendszerét, a kapott eredmények kiértékelése során nyert, a kőzettesteket minősítő szilárdsági és alakváltozási jellemzőket.

*) Anschriften der Autoren: Géza Bence, Géza Császár, Mária Darida-Tichy, Antonia Dudko, László Korpás Ungarische Geologische Landesanstalt (Magyar Állami Földtani Intézet, MAFI), H-1442 Budapest; Miklós Gálos, Pál Kertész, Technische Universität, Mineralogisch-geologischer Lehrstuhl (Budapesti Müszaki Egyetem, Ásvány és Földtani Tanszék, BME), H-1521 Budapest, Sztoczek utca 2; Dr. Georg Gangl, Dr. Christian Zier, Österreichische Donaukraftwerke AG, Parkring 12, A-1010 Wien.

The Power Plant Nagymaros – Geology and Problems of Engineering Geology

Abstract

The paper describes the detailed geological mapping (on the scale of 1 : 2000) and the engineering geological survey intended for the foundation of the power plant. The exposed bed of the river Danube consists of three main groups: Upper Oligocene sedimentary sequence (underlying bed), Lower Badenian stratovolcanic formations and at least 2-phase subvolcanic andesite.

A major part of rock mass was subject to low-temperature hydrothermal disintegration. Surface weathering also played an important role. The area is strongly tectonized and has been subjected to complicated displacement, penetrating all formations exposed in the working pit, except Quaternary ones, is of particular importance.

In addition, the paper describes the history of enineering geological exploration for the designing work of the Nagymaros dam, the system of analysis of petrophysical, petromechanical, hydrogeological and other parameters, including the strength and deformation features identified from the evaluation of the results obtained and qualifying the rock bodies.

1. Einleitung

Der Beginn der Bauarbeiten und ihre folgende Unterbrechung bot den Geologen eine einmalige Gelegenheit zur detaillierten Untersuchung des freigelegten Baugeländes. Die Gelegenheit nützend haben wir eine geologische Detailkartierung im Maßstab 1 : 2.000 auf dem sowohl geologisch als auch strukturell kompliziert aufgebauten Gebiet ausgeführt. Die von einer Sedimentschicht durchzogene, andesitisch-dazitische Schichtgruppe gilt als ein Produkt der vulkanischen Zentren, welche sich einerseits an den Bergrändern befinden und andererseits im Nordteil des Gebietes angenommen werden. In der ersten Phase entstand der Doppel-Schichtvulkan im Dunazug-Gebirge: Er ist durch Einbruchscalderen und Parasitärkegel der andesitischen Schichtgruppe am Rand der Caldera gekennzeichnet.

Das von einem Damm umgebene und weitgehend von Donausedimenten befreite Baugelände von etwa 0,7 km² erbrachte für die Geologen einen einzigartigen Aufschluß. Die Kontaktflächen der fallweise nur schwer bestimmbaren sedimentären, stratovulkanischen und subvulkanischen Bildungen, waren einsehbar wie die Blätter eines offenen Buches: Dieser einmalige Aufschluß ermöglichte eine Unterscheidung der verschiedenen Arten der Strukturelemente und der Bewegungsrichtungen sowie eine Bestimmung der Bewegungsfolgen. Neben dieser wissenschaftlichen Arbeit wurden in der Baugrube natürlich auch ingenieurgeologische Arbeiten durchgeführt. Die baugeologische Kartierung und die Auswertung zur Vorbereitung der Gründung des Wasserkraftwerkes wurden im Auftrage des Generalunternehmers von den Fachleuten der Technischen Universität in Budapest, bzw. des Generalunternehmers für die Errichtung des Hauptbauwerkes, der Österreichischen Donaukraftwerke AG, vorgenommen. Die beiden genannten Untersuchungen wurden zwar voneinander unabhängig ausgeführt, die mitwirkenden Fachleute haben es dennoch für zweckmäig gefunden, daß ihre wichtigsten Erfahrungen in einem gemeinsamen Artikel zusammengefaßt werden.

Nach der Herstellung der Baugrubenumschließung im Donaubett, der Entwässerung der Baugrube und dem Felsaushub durch Sprengarbeiten, sind die Bauarbeiten im Mai 1989 eingestellt worden.

2. Regionales geologisches Bild

Auf dem Gelände des Bauobjektes sind stratovulkanische und subvulkanische Bildungen des Unterbadens, ferner oberoligozäne Liegendbildungen aufgeschlossen. Der Vulkanismus im unteren Baden (Abb. 1 und 2) setzte in der Übergangs-Fazieszone des von oligozänen–mittelmiozänen Liegendsedimenten fast völlig aufgefüllten Beckens ein.

Die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit der stratovulkanischen Bildungen der frühen und der späteren Phase schwankt zwischen 300–1100 m. Kennzeichnend ist für sie ein fast völliges Fehlen der effusiven Fazies, ferner das Überwiegen von Flankeneruptionen und außerhalb des Hangbereiches liegende Ablagerungen. Die Lavagesteine sind ausschließlich in „subvulkanischer Fazies“ ausgebildet und bilden Gänge von einigen Zehnermetern, Sills, oder subvulkanische Zentren mit einem Durchmesser von 100 bis 2500 m. Diese Gesteine können in Biotit-Amphibolandesite und Dazite, (Biotit-)Pyroxen-Amphibolandesite, bzw. Pyroxenandesite gegliedert werden. Ein charakteristischer Repräsentant des letzteren Typus ist der im Donaubett und an den Ufern aufgeschlossene subvulkanische Andesit, der aus dem inneren Rand einer ehemaligen Caldera stammt.

Die Hangendsedimente des Unteren Badens liegen direkt auf den Vulkaniten. Ihre Verbreitung und Entwicklung wird von paläovulkanischen Strukturen bestimmt. Sie enthalten vulkanisches Streumaterial, welches von nahen und entfernten Zentren stammt. Die Ablagerung erfolgte in Ufernähe, teilweise im Flachmeer oder im Beckeninneren. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 300 m.

Nach einer beachtlichen Sedimentationslücke ist die quartäre Bedeckung abgelagert worden. Diese hat außerhalb des Baugeländes eine Maximalmächtigkeit von 20 m und besteht aus Gehängeschutt, Ton, Sand, Restschottern, Löß, Terrassenkies und alluvialen Sedimenten. In der direkten Umgebung des geplanten Wasserkraftwerkes sind Sedimente des Donaubettes und Terrassen- bildungen sowie Lösse weit verbreitet.

3. Geologischer Aufbau des Arbeitsgeländes

3.1. Geologische Beschreibung

In der unmittelbaren Umgebung des Baugeländes erscheinen die oberoligozänen Sedimente an der Oberfläche in einer schmalen, 0,3–110 m breiten, von tektonischen Linien begleitete Zone mit einer ungefähren Streichrichtung Nordnordost-Südsüdwest (Abb. 3).

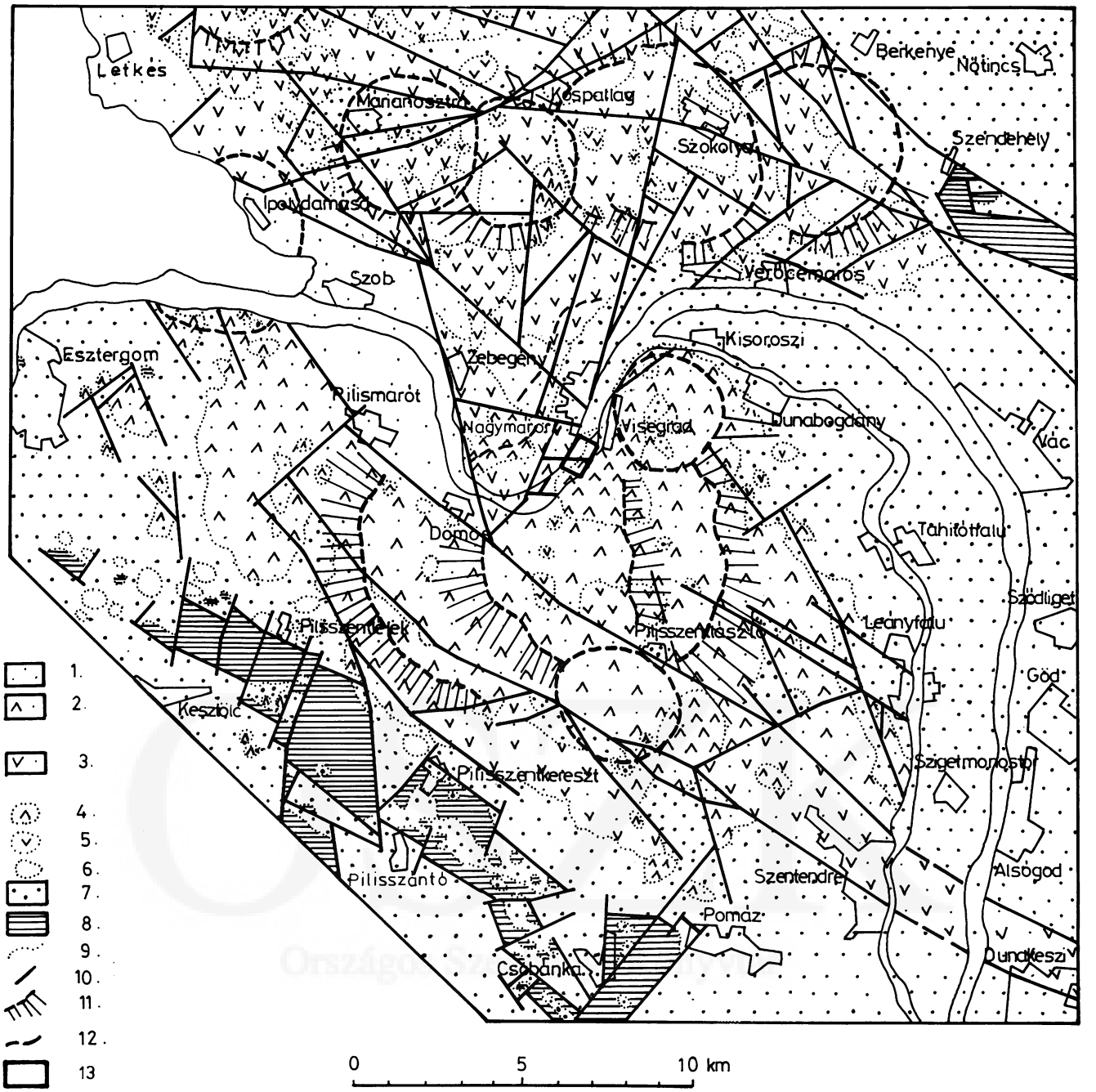


Abb. 1.
Schematische geologische Karte des Dunazug-Gebirges und seiner Umgebung (zusammengestellt von L. KORPÁS, 1989).
1 = Hangendsedimente; 2 = stratovulkanische Andesitschichtfolge; 3 = Stratovulkanische Andesit-Dazitschichtfolge; subvulkanische Zentren; 4 = Pyroxenandesit; 5 = Biotit-Pyroxen-Amphibolandesit; 6 = Biotit-Amphibolandesit, Dazit; 7 = Liegendsedimente; 8 = mesozoische und eozäne Bildungen; 9 = Formationsgrenze; 10 = Bruchlinie; 11 = Stratovulkane und ihre Hangreste; 12 = Wasserscheide; 13 = Arbeitsgebiet von Nagymaros.

Ihre Anwesenheit kann aber auch im westlichen Teil des Gebietes, im Liegenden der stratovulkanischen Schichtfolge angenommen werden. Die sedimentäre Zone breitet sich nach Nordosten und Südwesten aus.

Die Schichtfolge ist aus einer Wechsellagerung von grauem Ton, Aleurit („Schluffstein") und Mergel aufgebaut, die durch Einlagerungen von glimmerführendem Sandstein, bzw. kohleführendem Ton untergliedert wird. In der Schichtfolge treten hier und da dünne, saure Tuffstreifen auf. Die Schichtfolge enthält an einigen Stellen oberoligozäne marine, bzw. brackische Molluskenfaunen mit *Tympanotonus-, Pirenella-, Pitar-, Ampullina-* und *Turritella*-Arten. Die Sedimente fallen etwa nach Westen steil ein (240–260°/30–70°), im nördlichen Teil des Gebietes etwas flacher nach Nordnordwest, wobei sie sich der Neigung der aufgelagerten stratovulkanischen Schichtfolge annähern. Die Mächtigkeit der Bildungen beträgt im Raum der geplanten Schleusenkammern und des Krafthauses einige Meter; nach Norden nimmt die Mächtigkeit der Schichtfolge zu und ist über 100 m breit (Abb. 4 und 5). Westlich der Zone der oligozänen Sedimente stehen stratovulkanische Bildungen an, während östlich von dieser subvulkanische Andesite vorhanden sind (Abb. 3).

Die stratovulkanische Schichtfolge ist hauptsächlich aus grauen, lilagrauen, rosa, selten ro-

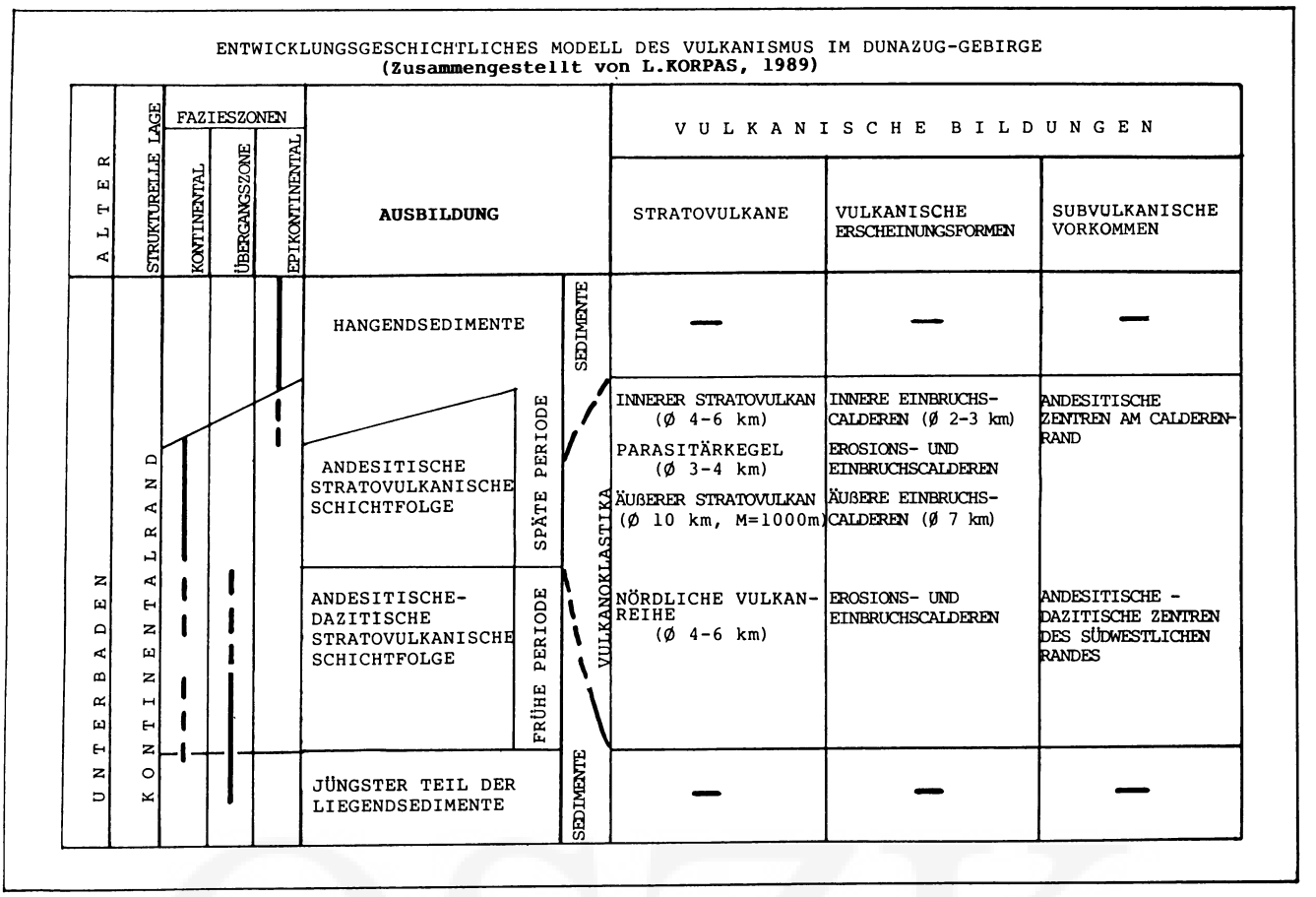


Abb. 2.
Entwicklungsgeschichtliches Modell des Vulkanismus im Dunazug-Gebirge.
Zusammengestellt von L. KORPÁS (1989).

ten, lapilliführenden Tuffen und Agglomeraten aufgebaut, enthält aber auch dünne, graue, rotgraue Amphibol-Pyroxenandesitlava (Abb. 3). Im Liegenden befinden sich oligozäne Sedimente oder subvulkanischer Andesit. Der Kontakt ist meist tektonischer Natur, selten erkennt man eine Winkeldiskordanz oder eine scheinbare Konkordanz des Sedimentes. Das Einfallen der stratovulkanischen Schichtfolge beträgt 320–340°/ 30–60°. Ihre Mächtigkeit schwankt von einigen Metern bis 10 Meter und nimmt nach Norden, bzw. nach Westen zu (Abb. 4 und 5). Die Fragmente der grobklastischen Pyroklastika sind von einer Größe von 1 bis 100 cm; es dominiert die Größe 2–5 cm. Das Material besteht aus grauem, lilagrauem Amphibol-, Biotit-Amphibol-, Pyroxen-Amphibol- und selten auch Biotitandesit mit rotem Flasergefüge oder mit idiomorphen Mikrokristallen. Kennzeichnende Mineralien der kristall- und vitroklastischen Tuffe sind: Plagioklas, wenig Quarz, grüner und brauner Amphibol, Hypersthen, Augit, Biotit und sehr selten findet man ein Granatkorn. Die Gesteine sind von kalzitischen Adern dicht durchzogen und zerfallen und verwittern besonders in den tektonisch beanspruchten Zonen. Laut Röntgendiffraktometer und thermoanalytischen Untersuchungen (RTG-DTG-Analysen) enthält das Gestein 20–60 % eines abnormalen unkonsolidierten Montmorillonites mit Gittergefüge.

Östlich der Zone der oligozänen Sedimente liegt der subvulkanische Andesit an der Tagesoberfläche (Abb. 3), während er westlich davon unter der stratovulkanischen Schichtfolge, bzw. unter den oligozänen Sedimenten zu erwarten ist (Abb. 4 und 5). Im subvulkanischen Andesit haben wir zwei Phasen nachgewiesen: Im Pyroxen-Amphibolandesit (mit Hypersthen und braunem Amphibol) der früheren Phase erscheint die spätere Phase in Form von Amphibol-Pyroxenandesitgängen (mit grünem Amphibol, Augit, Biotit) mit einer Länge von einigen Dezimetern bis einigen Zehnermetern, deren Streichrichtung meistens Nord–Süd verläuft. Der weit verbreitete zur ersten Phase gehörende Andesit ist grau, braungrau, dicht, dünnblättrig, bankig. Das Gefüge des Pyroxen-Amphibolandesites ist meistens unorientiert, kleinporphyrisch, pilotaxitisch (1–3 mm), in der Nähe des Kontaktes ist es porphyrisch, hyalopilitisch und ein wenig brekziös ausgebildet. Das Gestein ist zersetzt und verwittert (Neubildung von Tonmineralien und Kalzit). Laut den Röntgendiffraktometer und den thermoanalytischen Untersuchungen enthält das Gestein 15–65% Montmorillonit. Dieser zeigt ein unkonsolidiertes Gittergefüge, welches bei einem hohen adsorptiven, bzw. Zwischenschicht-Wassergehalt kaum gittergebundenes OH enthält und ist vermutlich als Ergebnis der Hydratation entstanden. Aufgrund der chemischen Zusammensetzung gilt das Gestein als ein Kalkalkali-Andesit mit einem SiO_2-Gehalt von 55–57 %. Der Kontakt des drappfarbigen, graugelben Amphibol-Pyroxen-(Gang)-Andesits mit dem der früheren Phase ist tektonischer Natur. Im Gangandesit, in der Nähe des Kontaktes ist keine Änderung beobachtbar; in der früheren Andesitphase tritt Brekzienbildung auf, welche von Zerfall und Kalzit- und Tonmineralbildung begleitet ist. Das Gesteinsgefüge

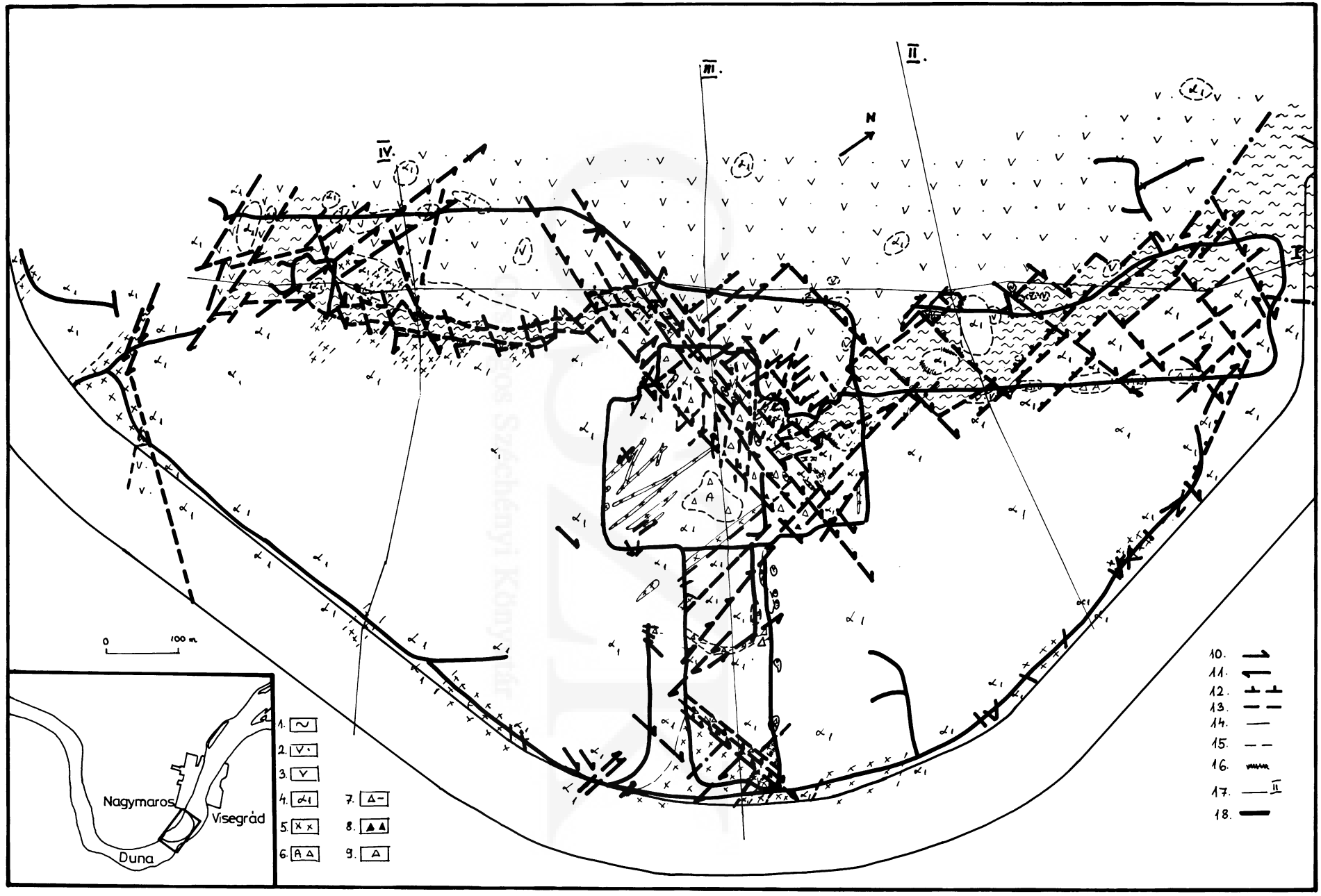


Abb. 3.
Abgedeckte geologische Kartenskizze (ohne Quartär) des Baugeländes des Flußkraftwerkes bei Nagymaros. Zusammengestellt von M. DARIDA-TICHY & A. DUDKO (1989).
Oligozän (Egerien): 1 = Sedimentschichtfolge (Aleurit [Schluffstein], Sand, Ton).
Miozän (Unterbaden): Stratovulkanische Schichtfolge: 2 = Pyroklastika (Agglomerat, Tuff, lapilliführender Tuff); 3 = Andesitlava; Subvulkanischer Andesit: 4 = Pyroxen-Amphibolandesit; 5 = Amphibol-Pyroxen-(Gang-)Andesit); 6 = Eruptionsbrekzie; Brekziöse Zonen: 7 = Brekzie mit karbonatischem, tonigem Bindemittel; 8 = Tektonische Brekzie; 9 = Tektonisch beanspruchte Zone; 10 = Rechtssinnige Verwerfung; 11 = Linkssinnige Verwerfung; 12 = Verwerfung; 13 = Strukturlinie; 14 = Gesteinsgrenze; 15 = Vermutete Gesteinsgrenze; 16 = Magmatischer Kontakt; 17 = Lage der geologischen Profile.

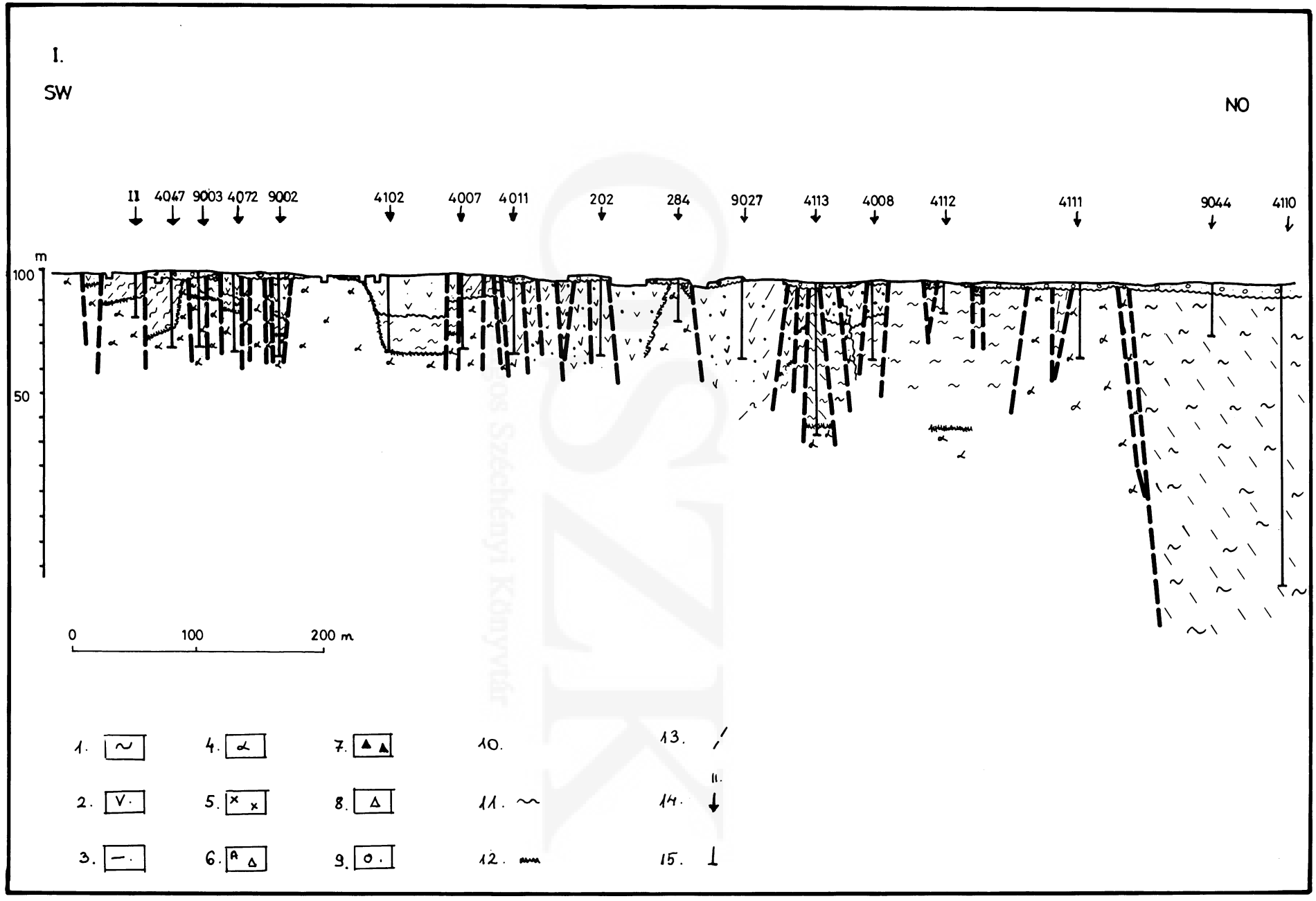


Abb. 4.
Schematische geologische Profile des Baugeländes des Flußkraftwerkes bei Nagymaros. I. Profil Nordost–Südwest.
1 = Oligozäne Sedimente (Egerien, Aleurit, Ton, Sand); 2 = Miozäne stratovulkanische Schichtfolge (Unterbaden); 3 = Miozäne Aleurit-Einlagerung; 4 = Miozäner Pyroxen-Amphibolandesit mit subvulkanischer Fazies; 5 = Miozäner Amphibol-Pyroxenandesit mit Gangfazies; 6 = Miozäne automagmatische Brekzie; 7 = Miozäne tektonische Brekzie; 8 = Miozäne tektonisch beanspruchte Zone; 9 = Holozäne Sedimente; 10 = Strukturlinie; 11 = Diskordanz; 12 = Magmatischer Kontakt; 13 = Einfallen der Schichten; 14 = Bohrstelle, Bohrstellennummer; 15 = Bohrprofil.

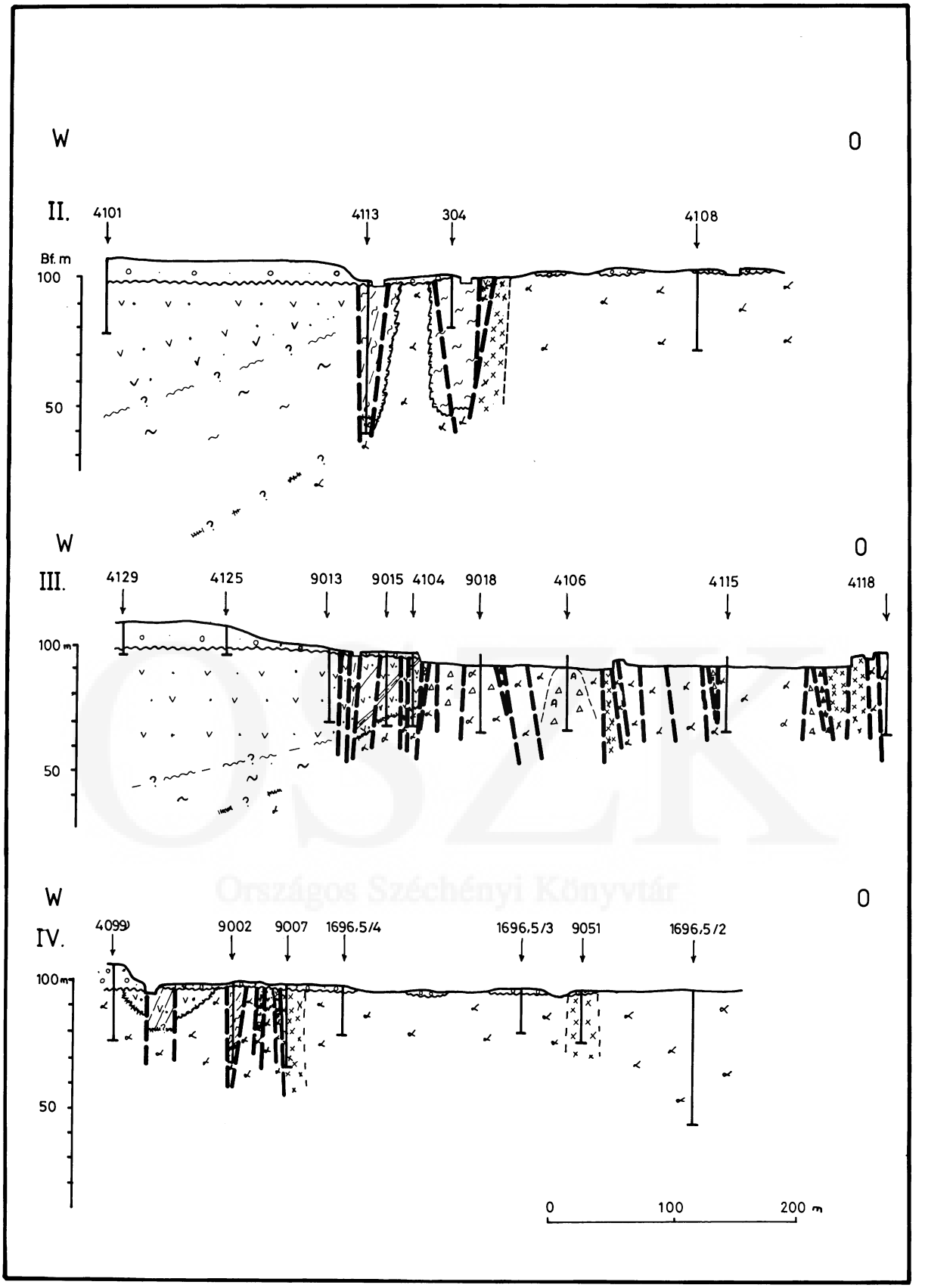


Abb. 5.
Schematische geologische Profile des Baugeländes des Flußkraftwerkes bei Nagymaros. II. Profil Nordost–Südwest.
Zusammengestellt von M. DARIDA-TICHY (1989).
1 = Oligozäne Sedimente (Egerien, Aleurit, Ton, Sand); 2 = Miozäne stratovulkanische Schichtfolge (Unterbaden); 3 = Miozäne Aleurit-Einlagerung; 4 = Miozäner Pyroxen-Amphibolandesit mit subvulkanischer Fazies; 5 = Miozäner Amphibol-Pyroxenandesit mit Gangfazies; 6 = Miozäne automagmatische Brekzie; 7 = Miozäne tektonische Brekzie; 8 = Miozäne tektonisch beanspruchte Zone; 9 = Holozäne Sedimente; 11 = Strukturlinie; 11 = Diskordanz; 12 = Magmatischer Kontakt; 13 = Einfallen der Schichten; 14 = Bohrstelle, Bohrstellennummer; 15 = Bohrprofil.

ist mikroholokristallin, porphyrisch (2–8 mm). Der Gangandesit zeigt einen stärkeren Zersetzungsgrad (Tonmineralisierung, Karbonatisierung) als jener der früheren Phase, sein Gehalt an Montmorillonit beträgt 30–50 % (auch hier tritt ein abnormaler Typ auf). Nach seiner chemischen Zusammensetzung ist dieser etwas saurer als der vorige (55–59 % SiO_2).

Der subvulkanische Andesit ist von Abkühlungsrissen und Kluftflächen durchgezogen die von karbonatreichen Neubildungen gefüllt sind. An der Tagesoberfläche erscheint längs dieser Risse eine kugelschalenartige Verwitterungskruste von einigen Zentimetern, in der verschiedene Brekzientypen erkennbar sind: Automagmatische Brekzie, tektonische Brekzie mit Kalzit und mit karbonatisch-tonigem Bindemittel zementierte Brekzie (Abb. 3). An den Trennflächen ist ein weißer kalzitischer, ein blauweißer tonmineralischer, oder ein opaler schwarzer toniger Überzug zu sehen. Das Gestein ist von weißen, gelben, bzw. blaß rosa Kalzitadern von 0,5–20 cm durchgezogen. Es erscheinen auch 1–2 m breite, mit Kalzit zementierte, brekziöse Zonen, bzw. höchstens 30 cm breite offene Spalten, welche mit 2–50 mm großen nach oben gewachsenen Kalzitkristallen verkrustet sind.

Im Hangenden der vulkanischen Bildungen liegen Quartärablagerungen mit einer maximalen Mächtigkeit von 20 m. Dazwischen besteht eine bedeutende Sedimentationslücke. Längs des Ufers liegt eine altholozäne Donauterrasse, während im ehemaligen Donaubett stellenweise ein rezentes Donau-Sediment aus Kies und Sand, mit einer Mächtigkeit von einigen Metern vorhanden ist. Unter dem Alluvium tritt oft Andesit hervor, welcher – infolge der fluviatilen Erosion – wunderschöne Erosionsformen zeigt: Ohrenförmige Bildungen und Kessel sind sichtbar.

3.2 Strukturelles Bild

Die Gesteine des Untersuchungsgebietes sind stark beansprucht. Die Brüche und die begleitenden Bewegungsmerkmale zeigen ein außerordentlich kompliziertes Bild. Ein Großteil der rechtssinnigen Verschiebungen gruppieren sich um eine nahezu Ost–West verlaufenden Hauptrichtung, während die Nord–Süd verlau-

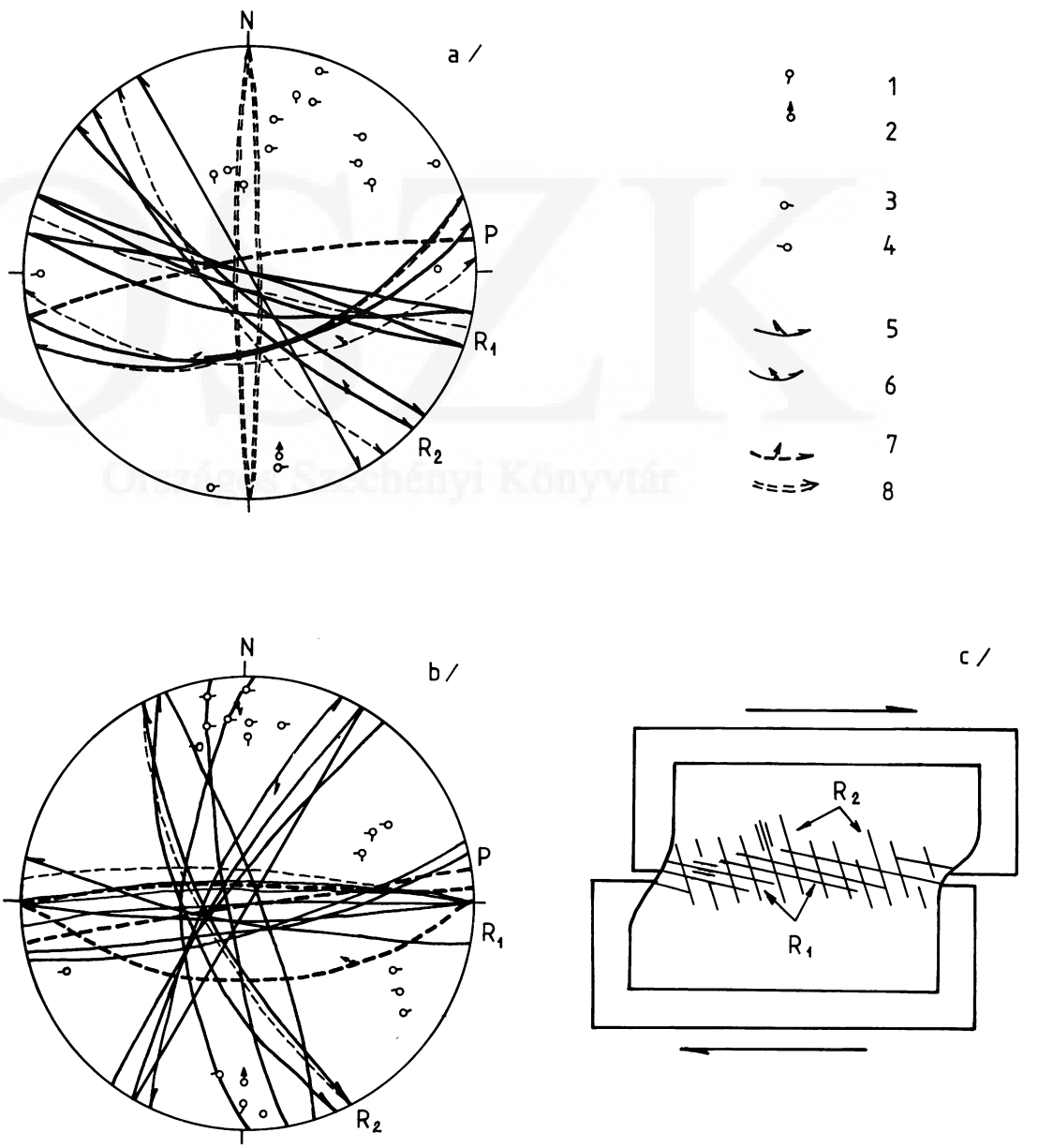
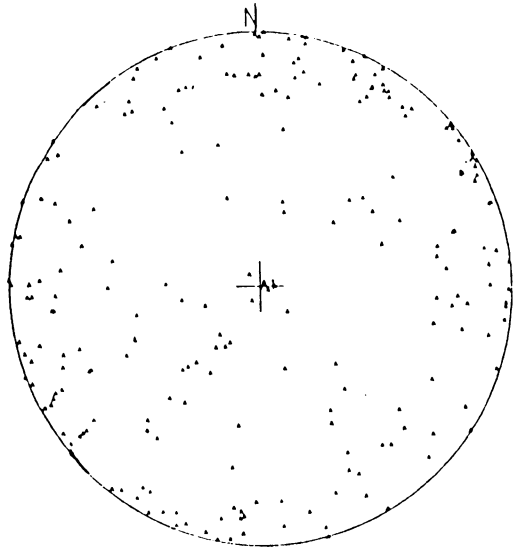
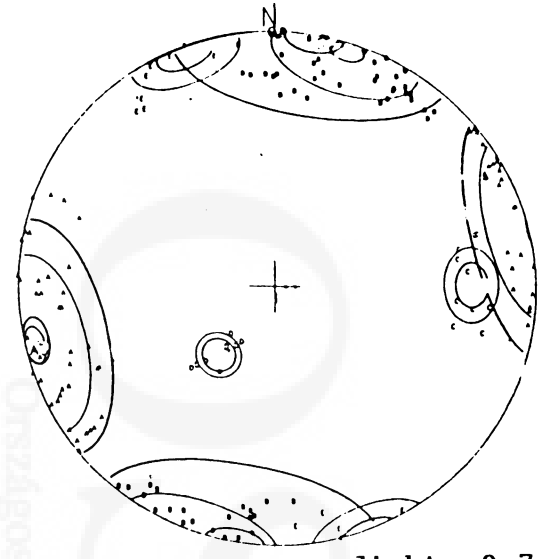


Abb. 6.
Strukturelemente der rechtsseitigen Verschiebungszone.
Nach A. DUDKO.
a = Diagramm der zentralen Bruchzone; b = Diagramm der tektonischen Brekzienzone; c = Bild einer rechtsseitigen Verschiebung: Darstellung der Rißbildung beim Scherversuch (G. MANDL, 1988).
1–4 = Pole der Bruchebenen: 1 = Verwerfung; 2 = Aufschiebung; 3 = rechtsseitige Verschiebung; 4 = linksseitige Verschiebung.
5–8 = Projektion der Bruchebenen mit Harnisch-Richtungen: 5 = Verwerfung; 6 = Aufschiebung; 7 = rechtsseitige Verschiebung; 8 = linksseitige Verschiebung.

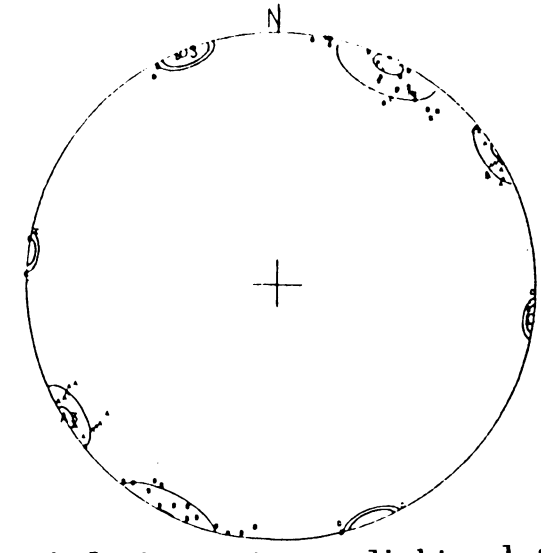
ÖNZK
Országos Széchényi Könyvtár



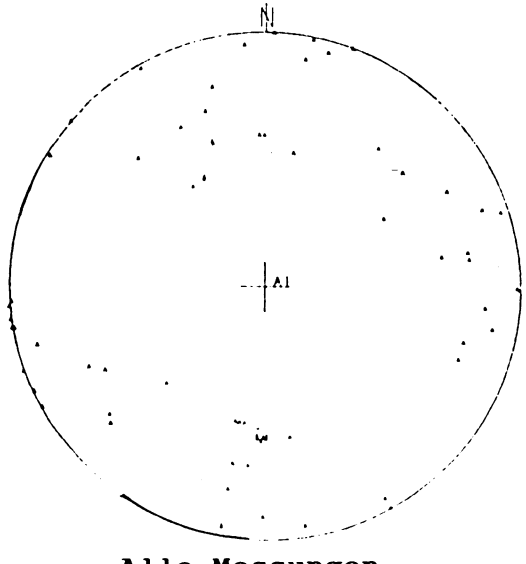
Alle Messungen



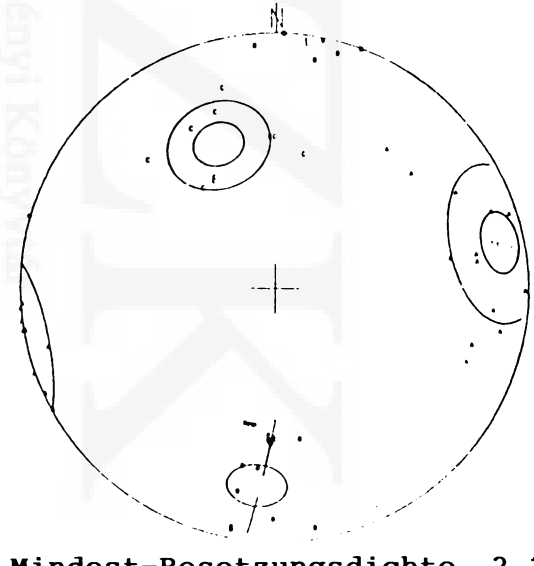
Mindest-Besetzungsdichte 0,7 %



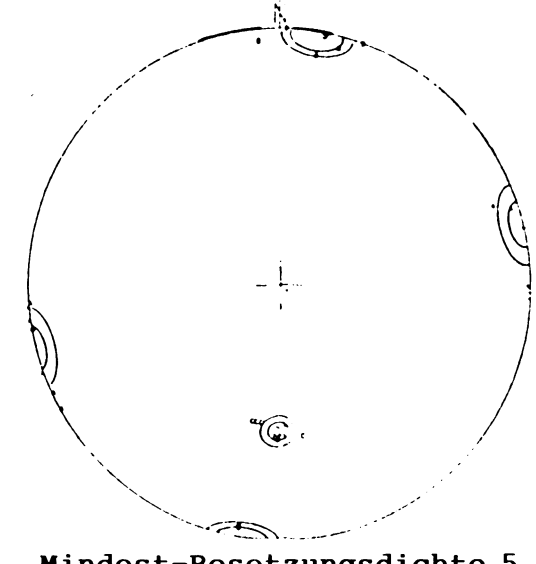
Mindest-Besetzungsdichte 1,6 %



Alle Messungen



Mindest-Besetzungsdichte 2,2 %



Mindest-Besetzungsdichte 5,8 %

Abb. 7.
Darstellung der Flächenpole der Klüfte (obere Reihe) und der Störungen (untere Reihe) im Bereich des Felsaushubes der Baugrube.
Nach Ch. ZIER.
Linke Spalte: Rohdaten, Gruppenbildung (Clusterung) ist mit abnehmendem Suchwinkel in der mittleren und der rechten Spalte dargestellt.

fende Hauptrichtung aufgrund der Aufzeichnungen der Geologen des MÁFI's linkssinnige Verschiebungen zeigen. Die Beobachtung der linkssinnigen Verschiebung längs dieser Richtung wurde bei der ingenieurgeologischen Kartierung nicht festgehalten. Die Deutung der beiden Störungsrichtungen als zwei konjugierte Bruchflächen scheint ebenfalls möglich wie am Ende des Abschnittes ausgeführt wird. Es kommen aber auch Brüche anderer Richtungen von untergeordneter Bedeutung vor. An Bruchebenen gleicher Richtung haben wir die Merkmale entgegengesetzter, oder verschieden gerichteter Bewegungen beobachtet. Dieser Umstand deutet auf eine Wiederholung der tektonischen Ereignisse hin.

In der Baugrube verläuft eine tektonische Zone, die das Gebiet in zwei Teile teilt. Die Anordnung der Sedimente, ferner die Gesamtheit der längs der tektonischen Zone vermessenen Strukturelemente (Abb. 6) weisen auf eine 150 m lange rechtsseitige Verschiebung hin. Der Aufbau der Verschiebungszone stimmt mit den aus Scherversuchen abgeleiteten Verschiebungszonen überein (G. MANDL, 1988).

Die sich an der Grenze zwischen der stratovulkanischen Schichtfolge und dem subvulkanischen Andesitkörper befindliche Störung wird Hauptstörung genannt. 20 m nördlich davon befindet sich noch eine parallele Störung innerhalb der stratovulkanischen Schichtfolge. 40 m südlich davon, ist eine weitere Parallelstörung im subvulkanischen Andesit (Abb. 3). In der südlichen Störung ist eine tektonische Brekzie zu finden. Die Zone ist von konjugierten Nordwest–Südost gerichteten und Nord–Süd gerichteten linksversetzten Brüchen begleitet und im kleineren und größeren Ausmaß zerschnitten. Aufgrund der Strukturmerkmale können die Elemente der rechtsversetzenden Scherzone gut rekonstruiert werden.

A. DUDKO deutet diese als ein Riedel-Paar (R_1, R_2) mit den entsprechenden schiefen, rechtssinnigen Verschiebungen und wahrscheinlich auch den P-Ebenen (Abb. 6, K. MCLAY, 1987; G.MANDL, 1988). Das steile Einfallen der Sedimentzone sowie der tektonische Kontakt mit der stratovulkanischen Schichtfolge können als eine Folge einer linkssinnigen Verschiebung gedeutet werden, welche der rechtssinnigen Nord-Süd gerichteten vorangeht.

Durch eine Rückabwicklung der rechts- und linksseitigen Bewegungen ist es gelungen die Hauptabschnitte der geologischen Vorgänge zu rekonstruieren (Abb. 8). Die beobachteten Strukturelemente weisen darauf hin, daß es auch Verwerfungen vor den Verschiebungen gab, die auf das mit der subvulkanischen Intrusion in Verbindung stehende Extensionskraftfeld – entsprechend dem Modell von MANDL (1988) – zurückgeführt werden können (Abb. 8, Teil 2). Auch nach den Verschiebungsbewegungen kam es zu Verwerfungen deren Maß und Herkunft aber unklar ist.

Die Raumlage der Trennflächen, deren Lage in der Baugrube eingemessen wurden, sind auf der Lagenkugel als Polpunktdiagramm dargestellt. Die Daten wurden gefügestatistisch ausgewertet. Eine Clusterung der Daten ermöglichte eine objektive und vom Bearbeiter unabhängige Gliederung der Gefügedaten. Dabei wurde schrittweise, entsprechend zunehmender Besetzungsdichte auf der Auszählkalotte, bei abnehmendem Suchwinkel eine signifikante Trennung von Gruppen durchgeführt (Abb. 7): Die Klüfte zeigen deutliche Maxima in nordnordwestlicher und ostnordöstlicher Streichrichtung. Von diesen steilstehenden Klüften getrennt sind flach nach Südwesten und Nordosten einfallende Scharen. Während die flach einfallenden, oft welligen Klüfte als Entlastungs- und/oder Abkühlungsklüfte gedeutet werden können, lassen sich die Saigerklüfte unschwer als Scherklüfte einer Nordwest orientierten Hauptbeanspruchung erklären.

Bei den Störungen können sehr deutlich Ost–West und Nord–Süd streichende sowie mittelsteil nach Nord einfallende Gruppen unterschieden werden.

Die Lineationen zeigen die Bewegungsrichtung an den Störungen an. An den Ost-West streichenden Störungen im Krafthausbereich treten flach nach Westnordwest abtauchende bzw. horizontale Bewegungsrichtungen auf, wodurch die Störungen als „rechtsseitige Versetzungen" charakterisiert werden.

3.3 Entwicklungsgeschichte

Unter Berücksichtigung der sich auf den geologischen Aufbau der weiteren Region beziehenden Daten (Z. BALLA et al., 1979; Z. BALLA & L. KORPÁS, 1980a, 1980b; E. CSILLAG-TEPLÁNSZKY et al., 1980; E. CSILLAG-TEPLÁNSZKY & L.KORPÁS, 1982) können die Hauptzüge der Entwicklungsgeschichte des Gebietes folgendermaßen umrissen werden:

1) Ausgestaltung des doppelten Dunazug-Stratovulkans im Unterbaden. Das Baugelände bei Nagymaros gehört zum nördlichen, abgesunkenen Teil des Stratovulkans.
2) Darauf folgte in Zusammenhang mit dem Einbruch der inneren Caldera des doppelten Stratovulkans eine subvulkanische Intrusion (Abb. 8, Teil 2).
   Durch die im Unterbaden erfolgte Intrusion bildete sich als Grenze zwischen den oligozänen Sedimenten und den stratovulkanischen Gesteinen eine mehrere Zentimeter dicke kontaktmetamorphe Zone. Gleichzeitig wurden die Schichten steil gestellt. Über der Intrusion bildete sich ein Dehnungsfeld, das zur Entstehung von Trennbrüchen und zum Absinken des gesamten Blockes führte.
3) Denudation einer größeren Gesteinsmasse und Zustandekommen eines wahrscheinlich im Südteil des Gebietes liegenden Bruches mit Richtung Nordwest–Südost.
4) Entstehung einer nahezu Nord–Süd gerichteten etwa 250 m langen, linksseitigen Verschiebung, die eine gestreckte Sedimentzone und eine weitere Steilstellung der Sedimente zur Folge hatte (Abb. 8, Teil 4).
5) Verstellung der in der Baugrube beobachtbaren 150 m langen Verschiebung und der kleineren, im Nordteil des Gebietes vorkommenden, nahezu Ost–West gerichteten, rechtsseitigen Verschiebungen (Abb. 8, Teil 5).

Obwohl kein detaillierter Ablauf der geologischen Vorgänge abgeleitet werden kann, können die in den Abb. 4 und 5 geschilderten Verschiebungen mit einer Einengungstektonik in Einklang gebracht werden, die als Folge der regionalen Deformationen durch den Anprall der südöstlichen karpatisch-pannonischen Einheiten an die nordöstlichen aufgetreten sind (Z. BALLA, 1985).

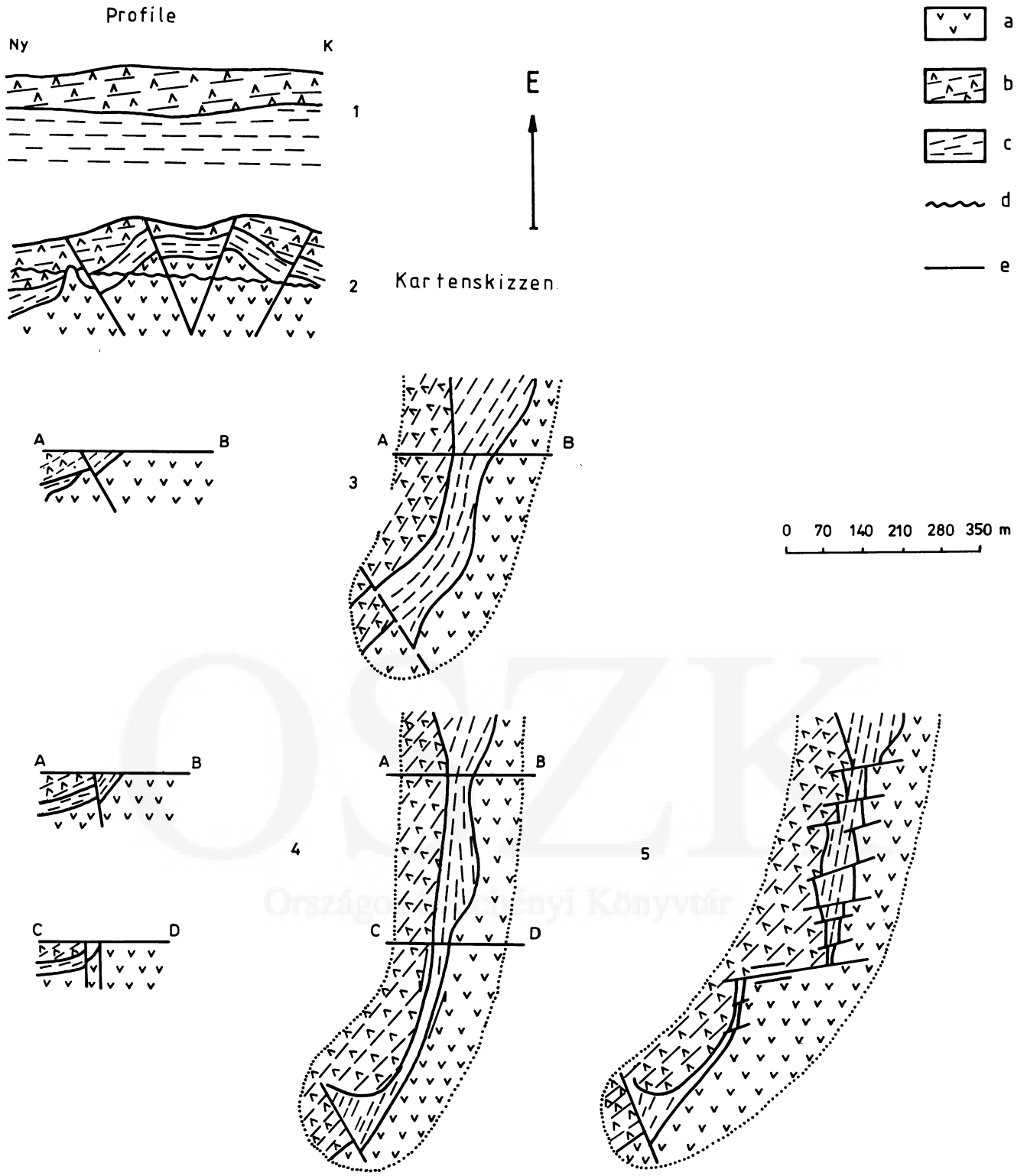


Abb. 8
Skizze der geologisch-tektonischen Entwicklung des Arbeitsgeländes bei Nagymaros.
Zusammengestellt von A. DUDKO (1989).
a = subvulkanischer Andesit; b = stratovulkanische Schichtfolge; c = Liegendsedimente; d = derzeitiges Erosionsniveau; e = Bruchlinien; 1 = Profile; 2 = Kartenskizzen.

Nach den Verschiebungsbewegungen überwiegen wieder einige Verwerfungen, die wahrscheinlich schon mit einer weiteren Hebung des Gebietes und mit einer erneuten Denudation im Zusammenhang stehen könnten.

In dem kleinräumigen Untersuchungsgebiet ist eine komplizierte geologische Entwicklung vor sich gegangen, in welcher sich tektonische Bewegungen mehrfach wiederholten. Das genaue Alter der Bewegungen kann aufgrund des Fehlens von Formationen, die jün-

ger als Unterbaden und älter als Pleistozän sind, nicht festgestellt werden.

4. Ingenieurgeologische Bewertung der Baustelle

Zur geologischen Vorerkundung des Wasserkraftwerkes wurden seit Anfang der fünfziger Jahre in den verschiedenen Phasen mehr als 300 Bohrungen mit einer Gesamtlänge von 7000 Laufmetern abgeteuft. Im Großteil der Bohrungen wurden sowohl geophysikalische Messungen als auch Wasserabpreßversuche durchgeführt. Die Ergebnisse der Kernbohrungen wurden durch zwei Versuchsschächte und einen Versuchsbrunnen und in der weiteren Umgebung durch geophysikalische Aufnahmen ergänzt.

Die folgenden Fragen der Konstrukteure waren aufgrund der ingenieurgeologischen Erkundungen zu beantworten:

- Wie ist der geologische Aufbau der Umgebung des Kraftwerkes?

Tabelle 1.
Gesteinswerte aus Laborversuchen und Gebirgseigenschaften.

GESTEINSKENNWERTE									GEBIRGSEIGENSCHAFTEN						
ROHDICHTE LUFTTROCKEN	ROHDICHTE WASSERGESÄTTIGT	DRUCKFESTIGKEIT LUFTTROCKEN	DRUCKFESTIGKEIT WASSERGESÄTTIGT	ZUGFESTIGKEIT LUFTTROCKEN	ZUGFESTIGKEIT WASSERGESÄTTIGT	SCHERFESTIGKEIT WASSERGESÄTTIGT	ELASTIZITÄTSMODUL LUFTTROCKEN	ELASTIZITÄTSMODUL WASSERGESÄTTIGT	KLÜFTUNGZIFFER	RQD	RAUMDICHTE	ZULÄSSIGE SPANNUNG			ELASTIZITÄTSMODUL
												BETRIEBSLASTFALL	SELTENE LASTFÄLLE	AUßERGEWÖHNLICHE LASTFÄLLE	
ϱ_o	ϱ_w	σ_{co}	σ_{cw}	σ_{to}	σ_{tw}	τ_w	E_o	E_w	t_r		ϱ_T	$\sigma_{ü}$	σ_s	σ_r	E
kg/m³		MPa	MPa	MPa	MPa	MPa	GPa	GPa	%	1/m	kg/m³	KPa			MPa
SUBVULKANISCHER ANDESIT (Nr.1)															
2530	2560	84,23	55,22	6,41	2,76	6,85	22,58	21,93	<20	0,75	2550	11230	25000	53290	16430
SUBVULKANISCHER ANDESIT (Nr.2)															
2380	2430	25,78	8,33	2,70	0,34	0,50	9,26	2,38	75	0,50	2350	2730	4200	5430	1380
STRATOVULKANISCHER ANDESIT (Nr.3)															
2320	2390	24,53	5,97	1,90	0,44	0,75	6,13	1,74	50	0,50	2290	2470	6500	9380	2900
STRATOVULKANISCHES ANDESITAGGLOMERAT (Nr.4)															
2260	2320	19,58	9,90	1,84	0,83	1,22	4,99	1,99	100	0,10	2220	1050	1150	2810	340

BENENNUNG		PLASTIZITÄTSINDEX	RAUMGEWICHT TROCKEN	RAUMGEWICHT NATÜRLICH	ZULÄSSIGE SPANNUNG			ELASTIZITÄTSGRENZE
					BETRIEBSLASTFALL	SELTENE LASTFÄLLE	AUßERGEWÖHNLICHE LASTFÄLLE	
		I_p	ϱ_d	ϱ_n	$\sigma_{ü}$	σ_s	σ_r	E
			t/m³	t/m³	KPa	KPa	KPa	KPa
TONIGER SCHLUFF (OLIGOZÄN) Nr.5	Typ "a"	18-23	1,9	2,1	200	240	280	20
	Typ "b"	10-18	2,2	2,3	400	450	500	40-80

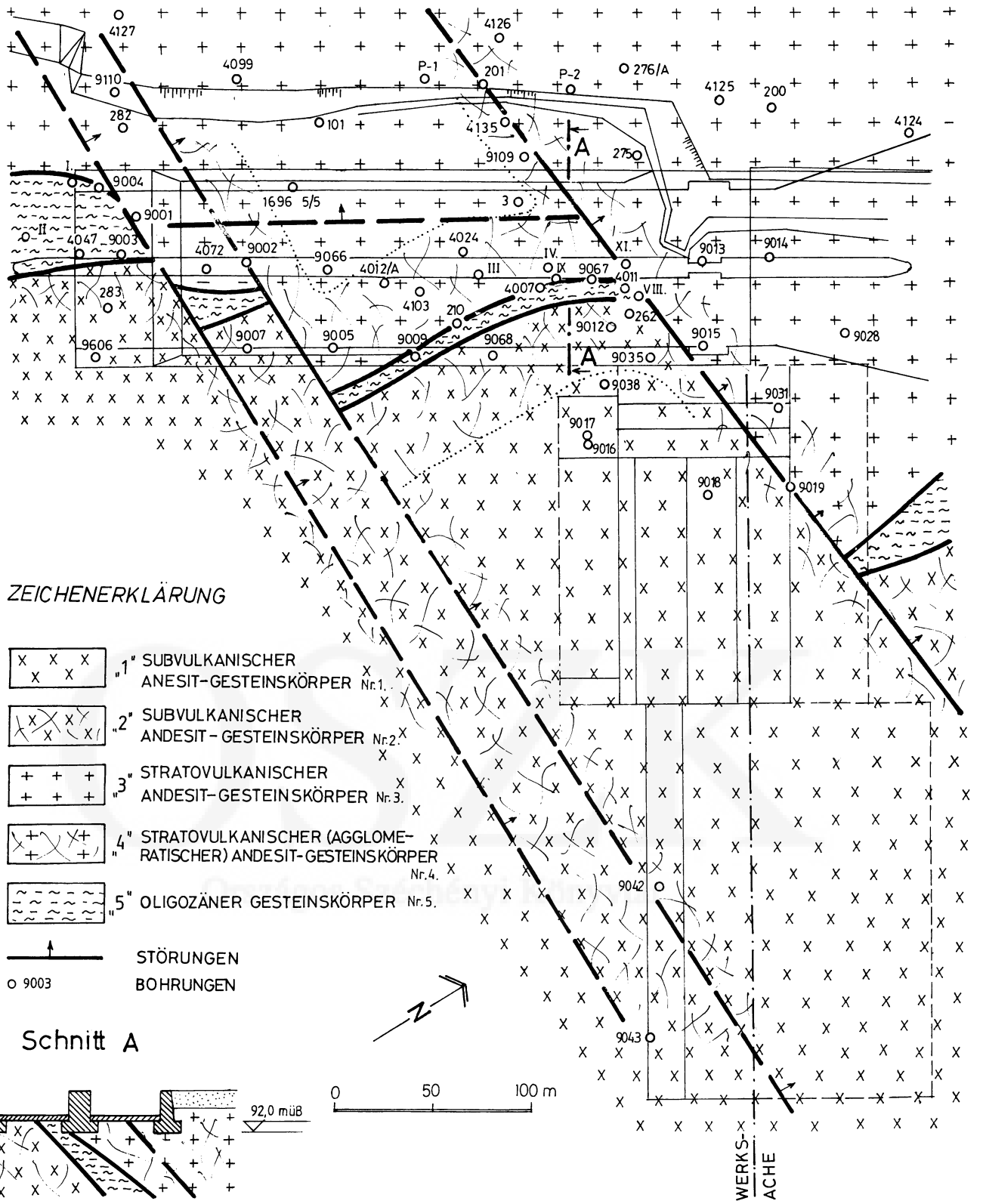


Abb. 9.
Ingenieurgeologische Karte der Gründungsebene (92,0 m ü.B.) aufgrund der Erkundungsarbeiten vor der Herstellung der Baugrube im Strombett der Donau („Prognose").
Kartierung: Zentrales Bergbauinstitut (KBFI, Budapest) und Lehrstuhl für Mineralogie und Geologie der Technischen Universität in Budapest.

- Wo liegt die Grenze des Einflußbereiches des Bauwerkes auf die Gesteinsmassen?
- Welche gesteinsphysikalischen Parameter sind für die Fundierungsgesteine gültig und können für die Bemessung Verwendung finden?
- Wird die gewählte Gründung von den Gesteinskörpern unterschiedlicher Eigenschaften beeinflußt?
- Wird die Wasserbewegung entlang von Störungen eine Unterspülung und Auslaugung verursachen, die mit einem konzentrierten Wasserdurchfluß verbunden sein könnte?

- Sind Injektionen unter verschiedenen Teilen des Baues nötig, um unerwünschte Durchsickerung auszuschließen?
- Wie erfolgt die Wechselwirkung des Bauwerkes mit dem Gründungsgestein?
- Welcher Wassertyp und welche Wassermenge gelangt durch die durchlässigen Gesteinskörper in das Gebiet der Grundwasserabsenkung der Baugrube?
- Für welche Zwecke wäre der ausgehobene Fels verwendbar?

Aufgrund der Aufgabenstellung wurde ein Untersuchungsprogramm ausgearbeitet. Anhand des ingenieurgeologischen Modells erfolgte eine Bewertung der Gesteinskörper, auf welche die Planung, Bauausführung und der Betrieb des Kraftwerkes abgestimmt werden muß. Für die geologisch verschieden aufgebauten

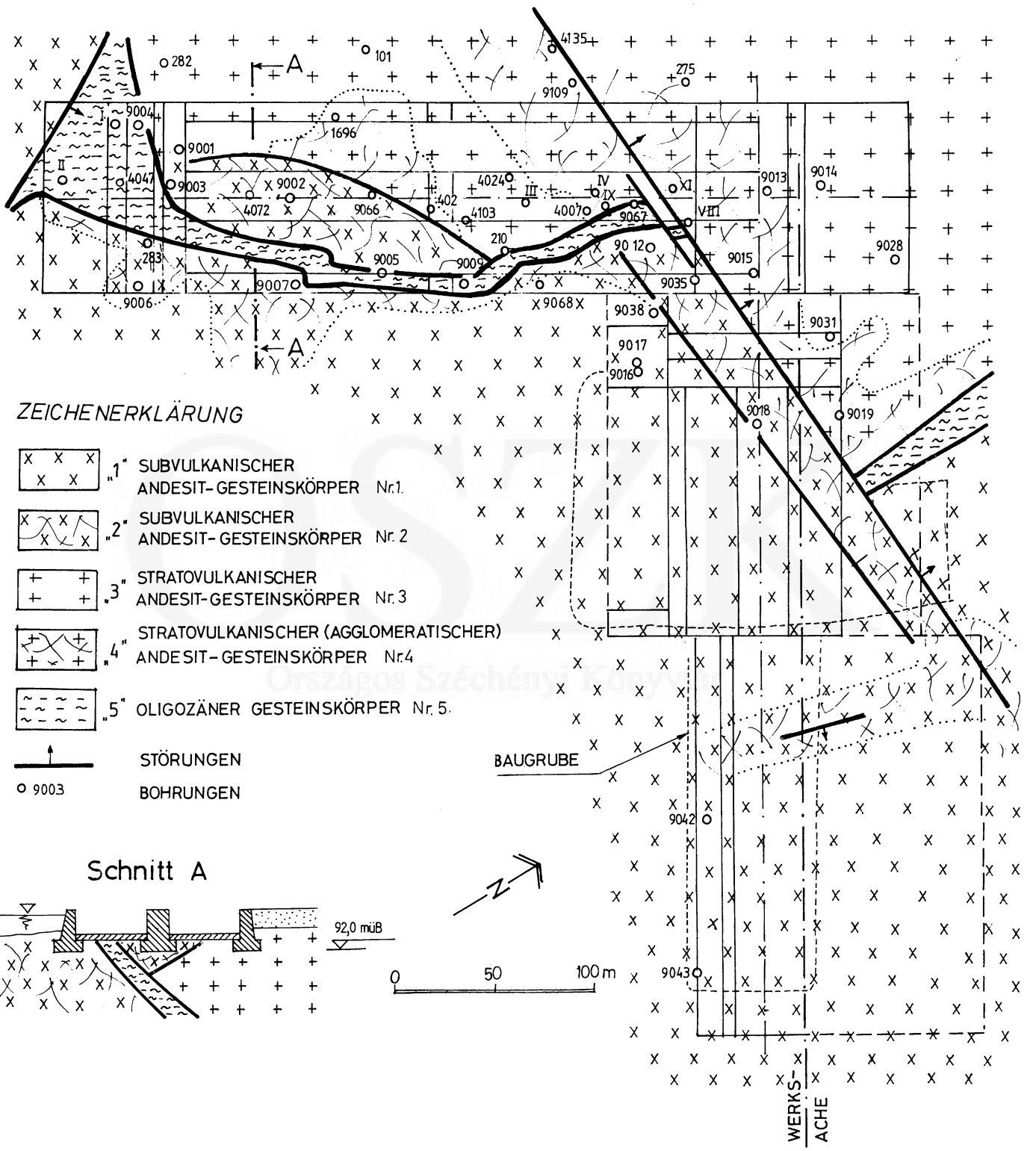


Abb. 10.
Ingenieurgeologische Karte der Gründungsebene, aufgenommen nach dem Gesteinsaushub der Baugrube von der DONAUKRAFT und dem Lehrstuhl für Mineralogie und Geologie der Technischen Universität in Budapest.

Gesteinskörper wurden die petrophysikalischen, felsmechanischen und hydrogeologischen Kennwerte bestimmt, mit welchen die Festigkeits- und Formänderungseigenschaften bewertet werden und die Wasserbewegung längs der Trennflächen abgeschätzt werden kann.

Die petrophysikalischen Versuche wurden an den von Bohrkernen gewonnenen Probekörper durchgeführt. Die durchgehend gekernten Bohrungen dienten der Bestimmung der Kluftparameter (GÁLOS & KERTÉSZ, 1981). Aufgrund der geophysikalischen Daten und der Analyse der Bohrkerne wurden einheitliche Gesteinskörper mit bestimmten petrophysikalischen Parametern und Klüftungseigenschaften abgegrenzt. Im Laufe dieser „geologischen Modellgestaltung" wurden bei jedem Gesteinstyp je 2 Gesteinskörper abgesondert, Gesteinskörper „1" und „2" im subvulkanischen Andesit, „3" und „4" in dem stratovulkanischen Komplex und „5a" und „5b" in den sedimentären Schichten oligozänen Alters.

Abb. 9 zeigt die Lage der einzelnen Gesteinskörper aufgrund der geologischen Voruntersuchungen und stellt somit eine „geologische Prognose" dar. Die Massenverteilungs-(Dichte-)Parameter der Gesteinskörper wurden aufgrund der Häufigkeit der Klüfte und deren Ausfüllung berechnet.

Die Festigkeits- und Formänderungsparameter wurden der Beanspruchung nach als Festigkeitswerte angegeben und zwar für

- den Betriebslastfall
- seltene Lastfälle
  und
- außergewöhnliche Lastfälle.

Die für den Betrieb erlaubten Spannungen wurden aus den Druckfestigkeitsdaten der Laboruntersuchungen mit einem Sicherheitsfaktor n = 3 berechnet. Für seltene Lastfälle wurden die Extremwerte aufgrund der ungarischen Norm (MSz 15004) ermittelt, die außergewöhnlichen Werte dagegen wurden von der erwarteten Druckfestigkeit mit einer 95 %igen Wahrscheinlichkeit und der Standardabweichung berechnet.

Die als wahrscheinlich angenommenen Elastizitätsmoduli wurden von den Spannungswerten, welche für außergewöhnliche Lastfälle zulässig sind und den Kluftziffern angegeben.

Die Ergebnisse der ingenieurgeologischen Erkundungen sind in zahlreichen Berichten zu finden und sind im Referat von GÁLOS & KÜRTI, (1982) zusammengefaßt. Die petrophysikalischen und felsmechanischen Materialkennwerte der Gesteinsblöcke und Gesteinskörper sind in Tabelle 1 angegeben.

Da die Aufschlüsse kostspielig und zeitraubend sind, ist ihre Zahl immer auf ein Maß beschränkt, welches dem Ingenieurgeologen als gering erscheint. So wurde der Zeitpunkt des Auspumpens der Baugrube mit Interesse erwartet, da der geologische Aufbau erst zu diesem Zeitpunkt unmittelbar besichtigt und überprüft werden konnte.

Die Beobachtungen in der Baugrube haben die Richtigkeit des angenommenen geologischen Modells weitgehend bestätigt. Die Verteilung der Gesteinskörper, deren ungefähren Lage, die Eigenschaften, das Verhalten und die geologische Struktur entsprachen den angenommenen Verhältnissen. Nur kleine Korrekturen des Verlaufes der unregelmäßigen Gesteinsgrenzen waren notwendig. Die Richtigkeit der ingenieurgeologischen Voruntersuchungen erwies sich als besser als erwartet.

Die geologische Baugrubenkartierung erfolgte gleichzeitig mit der geodätischen Einmessung von Rasterpunkten des vom Kies befreiten Untergrundes der Gründungsflächen des Hauptbauwerkes, wobei zusätzlich kleinere Schürfgräben an den Oligozängrenzen ausgehoben wurden. Das Ergebnis ist in Abb. 10 wiedergegeben.

Die Gesteinskörper sind an der Oberfläche, im oberflächennahen Bereich und an den Kontaktzonen zu den Oligozänschichten brüchig und beansprucht. In der Baugrube zeigten sich bereits innerhalb weniger Monate starke Verwitterungserscheinungen der Andesite.

Diese sind bei oligozänen Sedimenten und beim stratovulkanischen Andesit mit Tufflagen erwartet worden, tatsächlich sind aber fast überall Verwitterungserscheinungen unterschiedlicher Intensität aufgetreten: Diese reichten von vereinzelter Rißbildung bis zum kompletten Zerfall des Gesteines.

Aufgrund der in situ Beobachtungen, der petrophysikalischen Daten und der geologischen Aufnahme kann der subvulkanische Andesit mit der oft brekziösen und zersetzten Kontaktrinde als Gesteinskörper „2" angesprochen werden.

Die Spannungs-Dehnungskurven der Gesteinsproben zeigen ein elastisches Verhalten. Der lineare Abschnitt dieser Kurven reicht über die Hälfte der Bruchfestigkeit; so kann im Spannungsbereich des Objektes weitgehend elastisches Verhalten angenommen werden (Abb. 11).

Die an der Oberfläche und an den Wänden der Baugrube sichtbaren und meßbaren Klüfte haben die Richtigkeit der Annahme bewiesen, daß für die Bestimmung des Elastizitätsmoduls und der „Poisson'schen Zahl" die Kluftdaten eines in mehreren Richtungen verlaufenden Kluftsystems angenommen worden sind. Die Möglichkeiten von Wasserbewegungen in der Baugrube

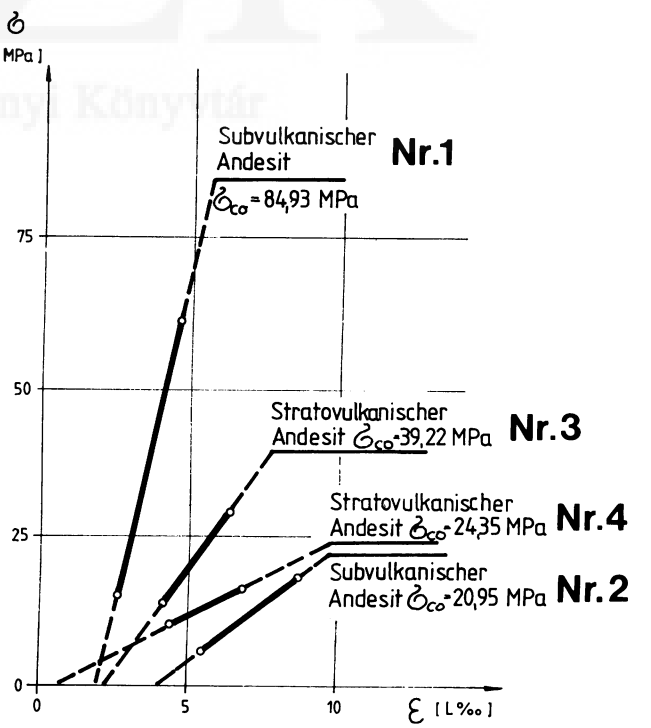


Abb. 11.
Spannungs-Dehnungskurven der verschiedenen Gesteinstypen an zylindrischen Probekörpern gemessen.



Abb. 12.
Blick auf die Baugrube Nagymaros mit dem Umschließungsdamm und dem Umleitungsgerinne der Donau im Jahre 1989; im Hintergrund erkennt man die Ortschaft Visegrad mit der Burgruine.

wurden durch Untersuchung der Klüftung bekräftigt und die Richtung der vorgesehenen Injektionen neu bestätigt (GÁLOS & KERTÉSZ, 1982).

Die Ergebnisse der ingenieurgeologischen Voruntersuchungen, welche mehrere Jahrzehnte in Anspruch genommen haben, wurden nach Freilegung des Baugeländes im Donaubett und nach dem Sprengaushub der Baugrube durch die geologische Detailkartierung bestätigt. Die wissenschaftliche Untersuchung gestattete einen Einblick in die geologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes.

Literatur

BALLA, Z. (1985): The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. – Geophys. Trans., **30**/4, 313–353, Budapest.

BALLA, Z. & KORPÁS, L. (1980a): A dunazug-hegységi vulkanitok térképezésének módszertani kérdései. – Földt. Int. évi jel. 1978-ról, 233–238, Budapest.

BALLA, Z. & KORPÁS, L. (1980b): A Börzsöny-hegységi vulkáni szerkezete és fejlödéstörténete. – Földt. Int. évi jel. 1978-ról, 75–101, Budapest.

BALLA, Z., KORPÁS, L. & CSONGRÁDY, J. (1979): Isztoria formirovanija i vozraszt börzsönyszkogo i dunazugszkogo paleovulkanov. – Acta Geol. Hung., **21**, 399–407, Budapest.

CSILLAGNÉ-TEPLÁNSZKY, E. & KORPÁS, L. (1982): Magyarázó a Börzsöny-Dunazug hegység földtani térképeihez. – Kézirat, Földt. Int. Adattár, Budapest.

CSILLAGNÉ-TEPLÁNSZKY, E., KORPÁS, L., SZEBÉNYI, L., VENKOVITS, I. & VERMES, J. (1980): A tervezett nagymarosi vízlépcsö területének és környezetének földtani felépítése. A Magyar Állami Földt. Intézet szakvéleménye, Kézirat, Földt. Int. Adattár, Budapest.

GÁLOS, M. & KERTÉSZ, P. (1981): Die Aufnahme der Klüftigkeit aufgrund von Kernbohrungen für die Bauarbeiten der Wasserkraftanlage in Nagymaros. – Travaux du XII. Congr. Ass. Geol. Carpatho-Balcanique, 199–204, Bucuresti.

GÁLOS, M. & KERTÉSZ, P. (1982): Discontinuity and its survey in petrophysical models from the point of view of hydrogeology. – Proc. 1st Intern. Mine Water Congr., Vol. A, 43–54, Budapest.

GÁLOS, M. & KERTÉSZ, P. (1983): Results of rock mechanics in Hungary, an engineering geological model of rocks. – Proc. 5th Intern. Congr. Rock Mechanics, Section F, 259–263, Melbourne.

GÁLOS, M. & KÜRTI, I. (1981): Interaction between rock environment and hydraulic structures in case of hydro-electric power stations along rivers. – 4th Congr. Ass. Eng. Geol., I.227–I.235, New Delhi.

MANDL, G.: Mechanics of Tectonic Faulting – Models and Basic Concept. – Developments in Structural Geology, 407 p., Amsterdam (Elsevier).

MCLAY, K. (1987): The Mapping of Geological Structures. – Geol. Soc. London, Handbook Series, 160 p., London.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár



OSZK
Országos Széchényi Könyvtár