ST 3115/2

JUBILÄUMSSCHRIFT 20 JAHRE GEOLOGISCHE ZUSAMMENARBEIT ÖSTERREICH – UNGARN

Teil 2

2. rész

A 20 ÉVES MAGYAR – OSZTRÁK FÖLDTANI EGYÜTTMŰKÖDÉS JUBILEUMI KÖTETE

MAGYAR – OSZTRÁK JUBILEUMI KÖTET 2. rész

OSZK

Teil 2 JUBILÄUMSSCHRIFT ÖSTERREICH – UNGARN

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Wien – Bécs 1994

JUBILÄUMSSCHRIFT 20 JAHRE GEOLOGISCHE ZUSAMMENARBEIT ÖSTERREICH–UNGARN

Teil 2

A 20 ÉVES MAGYAR–OSZTRÁK FÖLDTANI EGYÜTTMŰKÖDÉS JUBILEUMI KÖTETE

2. rész

Redaktion/Szerkesztette:
HARALD LOBITZER, GÉZA CSÁSZÁR & ALBERT DAURER

ISBN 3-900312-92-3

Der Kartenausschnitt auf dem Umschlag stammt aus:
„Geologische Karte von Österreich-Ungarn mit Bosnien und Montenegro“
auf Grundlage der Aufnahmen der k.k. Geologischen Reichsanstalt
zusammengestellt von Franz Ritter v. HAUER

* * *

A borító térképkivágata a K.k. Geologische Reichsanstalt
felvételei alapján Franz Ritter v. HAUER lovag által összeállított
„Geologische Karte von Österreich-Ungarn mit Bosnien und Montenegro“
c. térképből származik

ST=66
OD 54.397 +1 db térk. =66
OSZ. SZÉCHÉNYI KÖNYV-TÁR
2018
ST 3115/2
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Harald Lobitzer, Dr. Géza Császár & Dr. Albert Daurer.
Umschlagentwurf: Monika Ledolter.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 1–520	Wien, November 1994	2. rész	pp. 1–520	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Inhalt

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

Vorwort der Direktoren 7
Vorwort der Herausgeber 9

Stratigraphie / Fazies

Neogen

DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H. & CICHOCKI, O. Mit Beiträgen von HERRMANN, P., RAVASZ, Cs., SACHSENHOFER, R., STOJASPAL, F. & CSÁSZÁR, G.: Erster Nachweis von „Alginit" (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbekken (Österreich).
Mit 2 Abbildungen, 7 Tabellen und 12 Tafeln ... 19

BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, Cs. Mit Beiträgen von HERRMANN, P., LOBITZER, H. & SOLTI, G.: K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands.
Mit 6 Abbildungen und 5 Tabellen 55

BOHN-HAVAS, M. & ZORN, I.: Biostratigraphische Studien über planktonische Gastropoden im Mittel-Miozän von Österreich und Ungarn.
Mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln 73

FUCHS, R. & SÜTÖ-SZENTAI, M.: Berichtigung zur Veröffentlichung „Organisches Mikroplankton (Phytoplankton) aus dem Pannonien des Wiener Beckens (Österreich) und Korrelationsmöglichkeiten mit dem Zentralen Pannonischen Becken (Ungarn). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, S. 19-34, Wien (Geol. B.-A.) 1991.
Mit 1 Abbildung. 87

LELKES, Gy.: Vados-diagenetische Karbonate (Caliches) im Sarmat (Miozän) von Ungarn
Mit 1 Abbildung und 6 Tafeln.
In englischer Sprache. 89

Jura / Kreide

SIEGL-FARKAS, Á.: Palynologische Untersuchungen an ausgewählten Vorkommen der Gosauschichten Österreichs.
Mit 1 Abbildung und 5 Tafeln. 107

SIEGL-FARKAS, Á., EBNER, F. & LOBITZER, H.: Vorläufiger Bericht über palynologische Studien in der Kainacher Gosau (Steiermark) 123

Tartalomjegyzék

Külön jelzés hiányában a munkák német nyelvűek.

Az igazgatók előszava 7
Szerkesztői előszó 9

Rétegtan / Fácies

Neogén

DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H. & CICHOCKI, O. – HERRMANN, P., RAVASZ Cs., SACHSENHOFER, R., STOJASPAL, F. & CSÁSZÁR G. közreműködésével: Az első alginit (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) indikáció a délkelet-stájer tercier medencében (Ausztria)
2 ábrával, 7 táblázattal és 12 táblával. 19

BALOGH K., EBNER, F. & RAVASZ Cs. – HERRMANN, P., LOBITZER, H. & SOLTI G. közreműködésével: Délkelet-Stájerország és Dél-Burgenland harmadidőszaki vulkanitjainak K/Ar kora
6 ábrával és 5 táblázattal 55

BOHN-HAVAS M. & ZORN, I.: A plankton gastropodák biosztratigráfiai jelentősége az osztrák és magyar középső-miocén üledékekben.
5 ábrával és 3 táblával. 73

FUCHS, R. & SÜTÖ-SZENTAI M.: Javítás a „Szervesvázú mikroplankton (fitoplankton) a Bécsi-medence (ausztriai) pannóniai képződményeiből és korrelációs lehetőség a Pannon-medence központi (magyarországi) részével" c. cikken. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR G. (szerk.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, S. 19-34, Wien (Geol. B.-A.) 1991.
1 ábrával. 87

LELKES Gy.: Vadózus diagenetikus karbonátok (caliche) a magyarországi szarmatában.
1 ábrával és 6 táblával.
Angolul. 89

Jura/Kréta

SIEGL-FARKAS Á.: Néhány ausztriai gosau minta palynológiai vizsgálata.
1 ábrával és 6 táblával. 107

SIEGL-FARKAS Á., EBNER, F. & LOBITZER, H.: Előzetes jelentés a Kainachi-medence gosau képződményeinek palynológiai viszgálatáról (Stájerország) 123

Contents

If not mentioned otherwise the papers are written in German language.

Directors' Preface 7
Editors' Preface 9

Stratigraphy / Facies

Neogene

DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H. & CICHOCKI, O. With contributions by HERRMANN, P., RAVASZ, C., SACHSENHOFER, R., STOJASPAL, F. & CSÁSZÁR, G.: The First Alginite (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) Indication from the Tertiary Basin in SE Styria (Austria).
With 2 Text-Figures, 7 Tables and 12 Plates 19

BALOGH, K., EBNER, F. & RAVASZ, Cs. With contributions by HERRMANN, P., LOBITZER, H. & SOLTI, G.: K/Ar Age of the Tertiary Volcanics of Southeastern Styria and Southern Burgenland.
With 6 Text-Figures and 5 Tables. 55

BOHN-HAVAS, M. & ZORN, I.: Biostratigraphic investigations of planktonic gastropods from the Middle Miocene of Austria and Hungary.
With 5 Text-Figures and 3 Plates. 73

FUCHS, R. & SÜTÖ-SZENTAI, M.: Correction on the paper „Organic Microplankton (Phytoplankton) from the Pannonian of the Vienna Basin (Austria) and Possibilities of Correlations with the Central Pannonian Basin (Hungary). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, S. 19-34, Wien (Geol. B.-A.) 1991.
With 1 Text-Figure. 87

LELKES, Gy.: Vadose Diagenetic Carbonates (Caliches) in the Sarmatian (Miocene) of Hungary.
With 1 Text-Figure and 6 Plates.
In English language. 89

Jurassic / Cretaceous

SIEGL-FARKAS, Á.: Palynological Studies on Selected Samples of the Gosau Group in Austria.
With 1 Text-Figure and 5 Plates. 107

SIEGL-FARKAS, Á., EBNER, F. & LOBITZER, H.: Preliminary Report on Palynological Studies in the Gosau Group of Kainach (Styria). 123

BODROGI, I., EBNER, F., LOBITZER, H., PAŠAVA, J. & SACHSENHOFER, R.F. Mit Beiträgen von EGGER, H., KLEIN, P., KODINA, L.A., POSTL, W. & SCHWENDT, A.: Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich).
Mit 1 Abbildung, 3 Tabellen und 4 Tafeln 127

CSÁSZÁR, G., MEHL, D., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H.: Vergleichsstudien zur Urgon-Fazies in Vorarlberg (Österreich), im Allgäu (Deutschland) und im Villány-Gebirge (Ungarn).
In englischer Sprache.
Mit 29 Abbildungen und 16 Tafeln 145

CZABALAY, L.: Korrelation der Molluskenfaunen des Urgons von Ungarn (Villány- und Mecsek-Gebirge) und Österreich (Vorarlberg).
Mit 2 Abbildungen und 5 Tafeln 209

BODROGI, I., BÓNA, J. & LOBITZER, H.: Vergleichende Untersuchung der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen der Urgon-Entwicklung des Schrattenkalks in Vorarlberg (Österreich) und der Nagyharsány-Kalk-Formation des Villány-Gebirges (Ungarn).
Mit 12 Abbildungen, 2 Tabellen und 17 Tafeln ... 225

LOBITZER, H., BODROGI, I. & FILÁCZ, E. Mit Beiträgen von STRADNER, H. & SURENIAN, R.: Lebensspuren der Oberalmer, Schrambach- und Roßfeld-Formation (Oberjura/Unterkreide) der Salzburger Kalkalpen.
Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und 12 Tafeln 285

BODROGI I., EBNER, F., LOBITZER, H., PAŠAVA, J. & SACHSENHOFER, R.F. – EGGER, H., KLEIN, P., KODINA, L.A., POSTL, W. & SCHWENDT közreműködésével: A kainachi gosau „bitumenes márgája" (felsőkréta, Stájerország, Ausztria).
1 ábrával, 3 táblázattal és 4 táblával. 127

CSÁSZÁR G., MEHL, D., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H.: A vorarlbergi (Ausztria), az allgäui (Németország) és a villányi-hegységi urgon fáciesek összehasonlítása.
Angolul.
29 ábrával és 16 táblával 145

CZABALAY L.: A villányi, mecseki és vorarlbergi (Ny-Ausztria) molluszka fauna összehasonlító értékelése.
2 ábrával és 5 táblával. 209

BODROGI I., BÓNA, J. & LOBITZER, H.: Az urgon fáciesű Schrattenkalk (Vorarlberg, Ausztria) és a Nagyharsányi Mészkő Formáció (Villány-hegység, Magyarország) összehasonlító vizsgálata foraminifera- és mészalgatársulásaik alapján.
12 ábrával, 2 táblázattal és 17 táblával. 225

LOBITZER, H., BODROGI I. & FILÁCZ E. – STRADNER, H. & SURENIAN, R. közreműködésével: Életnyomok a Salzburgi Mészkőalpok Oberalmi, Schrambachi és Rossfeldi Formációiból (felső jura/alsó kréta).
2 ábrával, 2 táblázattal és 12 táblával 285

BODROGI, I., EBNER, F., LOBITZER, H., PAŠAVA, J. & SACHSENHOFER, R.F. With contributions by EGGER, H., KLEIN, P., KODINA, L.A., POSTL, W. & SCHWENDT, A.: The Bitumen Marl Formation of the Kainach Gosau Group (Upper Cretaceous, Styria, Austria).
With 1 Tex-Figure, 3 Tables and 4 Plates. 127

CSÁSZÁR, G., MEHL, D., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H.: A Comparative Study of the Urgonian Facies in Vorarlberg (Austria), in Allgäu (Germany) and in the Villány Mountains (Hungary).
With 29 Text-Figures and 16 Plates.
In English language 145

CZABALAY, L.: Correlation of Urgonian Molluscan Faunas of Hungary (Villány and Mecsek Mountains) and Austria (Vorarlberg).
With 2 Text-Figures and 5 Plates 209

BODROGI, I., BÓNA, J. & LOBITZER, H.: A Comparative study of the Foraminifera and Calcareaous Algae Assemblages of the Urgonian Schrattenkalk Formation in Vorarlberg (Austria) and the Nagyharsány Limestone Formation of the Villány Mountains (Hungary).
With 12 Text-Figures, 2 Tables und 17 Plates ... 225

LOBITZER, H., BODROGI, I. & FILÁCZ, E. With contributions by STRADNER, H. & SURENIAN, R.: Trace Fossils from the Oberalm, Schrambach and Rossfeld Formations (Upper Jurassic/Lower Cretaceous) in the Salzburg Calcareous Alps.
With 2 Text-Figures, 2 Tables und 12 Plates 285

Trias

BRUKNER-WEIN, A. Mit Beiträgen von LOBITZER, H. & SOLTI, G.: Organisch-geochemische Untersuchung des Bitumens der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm – Steinplatte (Tirol/Salzburg).
1 ábrával és 1 táblázattal 325

KRISTAN-TOLLMANN, E. & STRELE, K.: Die Crinoiden-Vergesellschaftung der unterkarnischen Mürztaler Schichten der Mürzschlucht bei Frein (Steiermark, Österreich).
Mit 3 Abbildungen und 3 Tafeln 329

PIROS, O., MANDL, G.W., LEIN, R., PAVLIK, W., BÉRCZI-MAKK, A., SIBLIK, S. & LOBITZER, H.: Dasycladaceen-Assoziationen aus triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen.
Mit 4 Abbildungen und 3 Tafeln 343

Triász

BRUKNER-WEIN A. – LOBITZER, H. & SOLTI G. közreműködésével: A tiroli kammerköhralm–steinplattei karbonát platform és medence komplexum Kösseni Formációja bitumenjének szervesgeokémiai vizsgálata.
1 ábrával és 1 táblázattal 325

KRISTAN-TOLLMANN, E. & STRELE, K.: A Frein melletti Mürzschlucht alsó-karni mürztali rétegeinek krinoidea társulása (Stájerország).
3 ábrával és 3 táblával 329

PIROS O., MANDL, G.W., LEIN, R., PAVLIK, W., BÉRCZI-MAKK A., SIBLIK, S. & LOBITZER, H.: Dasycladacea-társulások az Északi Mészalpok keleti részének sekélytengeri triász karbonátjaiból.
4 ábrával és 3 táblával 343

Triassic

BRUKNER-WEIN, A. With contributions by LOBITZER, H. & SOLTI, G.: Organic Geochemistry of Bitumens of the Kössen Formation, Kammerköhralm-Steinplatte Carbonate Platform/Basin Complex (Tyrol/Salzburg)
With 1 Text-Figure and 1 Table 325

KRISTAN-TOLLMANN, E. & STRELE, K.: Crinoid Association of Lower Carnian Mürztal Beds in the Mürz Gorge near Frein (Styria, Austria).
With 3 Text-Figures and 3 Plates 329

PIROS, O., MANDL, G.W., LEIN, R., PAVLIK, W., BÉRCZI-MAKK, A., SIBLIK, S. & LOBITZER, H.: Dasycladaceae associations from Triassic shallow-marine carbonates in the eastern part of the Northern Calcareous Alps.
With 4 Text-Figures and 3 Plates 343

Paläozoikum

SCHÖNLAUB, H.P.: Das Altpaläozoikum im Südburgenland.
Mit 3 Abbildungen und 3 Tafeln 365

LELKES-FELVÁRI, Gy.: Penninische und Oberostalpine Einheiten (Grazer Paläozoikum?) in der Bohrung Szombathely-II (Westungarn).
In englischer Sprache.
Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle 379

Paleozoikum

SCHÖNLAUB, H.P.: A dél-burgenlandi ópaleozoikum.
3 ábrával és 3 táblával 365

LELKES-FELVÁRI Gy.: Pennini és Felső Keletalpi egységek (Graci Paleozoikum ?) a Szombathely-II sz. fúrásban.
Anglolul.
2 ábrával és 1 táblázattal 379

Paleozoic

SCHÖNLAUB, H.P.: The Lower Paleozoic of Southern Burgenland (Austria).
With 3 Text-Figures and 3 Plates 365

LELKES-FELVÁRI, Gy.: Penninic and Upper Austroalpine Units (Paleozoic of Graz ?) in the Borehole Szombathely-II (Western Hungary).
In English language.
With 2 Text-Figures and 1 Table 379

Tektonik und Paläogeographie

BALLA, Z.: Eine Struktur vom Ivrea-Typ im Grenzbereich Alpen/Karpaten?
In englischer Sprache.
Mit 21 Abbildungen und 1 Tabelle 385

Tektonika és paleogeográfia

BALLA Z.: Ivrea-típusú szerkezet az Alpok-Kárpátok csatlakozási övében?
Angolul.
21 ábrával és 1 táblázattal 385

Tectonics and Paleogeography

BALLA, Z.: An Ivrea-type Structure in the Alpine-Carpathian Junction Area?
In English language.
With 21 Text-Figures and 1 Table 385

CSÁSZÁR, G. Mit Beiträgen von DOSZTÁLY, L.: Einige Bemerkungen zur Korrelation der Jura- und Unterkreidefolgen der Nordkarawanken und des Transdanubischen Mittelgebirges.
In englischer Sprache.
Mit 7 Abbildungen 403

KRYSTYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K.: Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken.
Mit 7 Abbildungen 409

CSÁSZÁR, G. – DOSZTÁLY L. közreműködésével: Megjegyzések az Északi Karavankák és a Dunántúli-középhegység jura és alsó-kréta rétegsorának korrelációjához.
Angolul.
7 ábrával 403

KRYSTYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K.: Egy új felső-triász–jura intraplatform medence a Dél-Karavankákban.
7 ábrával 409

CSÁSZÁR, G. With contributions by DOSZTÁLY, L.: Some Notes Concerning the Correlation of the Jurassic and Lower Cretaceous Successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range.
In English language.
With 7 Text-Figures 403

KRYSTYN, L., LEIN, R., SCHLAF, J. & BAUER, F.K.: A New Upper Triassic-Jurassic Intra-Platform Basin in the Southern Karavanke.
With 7 Text-Figures 409

Umweltgeologie
Rohstoffgeologie

Környezetföldtan
Ásványi nyersanyagok

Environmental Geology
Raw Material Geology

BARANYI, B., DEÁK, J., DREHER, J., MAHLER, H., MAJOR, P., NEPPEL, F., PAPESCH, W., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J., & SCHMALFUSS, R.: Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe von Geochemie und Geophysik.
Mit 11 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel 419

BARANYI B., DEÁK J., DREHER, J., MAHLER, H., MAJOR, P., NEPPEL, F., PAPESCH, W., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J., & SCHMALFUSS, R.: Tanulmány a Fertő-tó vízháztartásáról a geokémia és a geofizika segítségével.
11 ábrával, 2 táblázattal és 1 táblával 419

BARANYI, B., DEÁK, J., DREHER, J., MAHLER, H., MAJOR, P., NEPPEL, F., PAPESCH, W., RAJNER, V., RANK, D., REITINGER, J., & SCHMALFUSS, R.: Study of the Hydrological Regime of the Neusiedlersee with the Aid of Geochemistry and Geophysics.
With 11 Text-Figures, 2 Tables and 1 Plate 419

KRALIK, M. & AUGUSTIN-GYURITS, K.: Stauraumfeinsedimente als „Geochronometer" von Schad- oder Rohstoffen: Moderne Sedimentologie, Mineralogie, Geochemie und Verwertung der Donausedimente von Aschach (Oberösterreich).
Mit 27 Abbildungen und 6 Tabellen 437

KRALIK, M. & AUGUSTIN-GYURITS, K.: A tározótéri üledékek mint a mérgező- vagy nyersanyagok „geokronométerei": Korszerű üledékföldtan, ásványtan és geokémia és a dunai üledékek hasznosítása az ausztriai Aschach példáján.
27 ábrával és 6 táblázattal 437

KRALIK, M. & AUGUSTIN-GYURITS, K.: Reservoir Studies as "Geochronometer" of Pollution or Mineral Raw Materals: Modern Sedimentology, Mineralogy, Geochemistry and Use of the Danube Sediments of Aschach (Austria).
With 27 Text-Figures and 6 Tables 437

LOBITZER, H., SOLTI, G. & RAVASZ, Cs. Mit Beiträgen von BICHLER, M., BRUKNER-WEIN, A., CSÁSZÁR, G., DOSZTÁLY, L., EGGER, H., KLEIN, P., KODINA, L.A., SACHSENHOFER, R.F. & STRADNER, H.: Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser und kerogenreicher Gesteine Österreichs.
Mit 1 Abbildung, 5 Tabellen und 3 Tafeln 409

LOBITZER, H., SOLTI G. & RAVASZ Cs. – BICHLER, M., BRUKNER-WEIN A., CSÁSZÁR G., DOSZTÁLY L., EGGER, H., KLEIN, P., KODINA, L.A., SACHSENHOFER, R.F. & STRADNER, H. közreműködésével: Néhány ausztriai bitumenes és kerogéndús képződmény fácies és geokémiai vizsgálata.
1 ábrával, 5 táblázattal és 3 táblával 419

LOBITZER, H., SOLTI, G. & RAVASZ, Cs. With contributions by BICHLER, M., BRUKNER-WEIN, A., CSÁSZÁR, G., DOSZTÁLY, L., EGGER, H., KLEIN, P., KODINA, L.A., SACHSENHOFER, R.F. & STRADNER, H.: Facies and Geochemical Analysis of some Bituminous and Kerogene-rich Formations in Austria.
With 1 Text-Figure, 5 Tables and 3 Plates 409

SOLTI, G., LOBITZER, H., KODINA, L.A. & RAVASZ, Cs.: Das Vorkommen von „Alginit" (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) in den Hochriegelschichten von Weingraben (Burgenland, Österreich).
Mit 2 Abbildungen und 12 Tabellen 485

SOLTI G., LOBITZER, H., KODINA, L.A. & RAVASZ Cs.: Alginit előfordulás (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) a weingrabeni hochriegeli rétegekben (Burgenland, Ausztria).
2 ábrával és 12 táblázattal 485

SOLTI, G., LOBITZER, H., KODINA, L.A. & RAVASZ, Cs.: The Occurrence of Alginite (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) in the Hochriegel Beds of Weingraben (Burgenland, Austria).
Mit 2 Text-Figures and 12 Tables 485

Geophysik

Geofizika

Geophysics

CSATHÓ, B., SZILÁGYI, I. & SEIBERL, W.: Aerogeophysikalische Messungen im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn).
In englischer Sprache.
Mit 10 Abbildungen und 1 Tabelle 495

CSATHÓ B., SZILÁGYI I. & SEIBERL, W.: Légi geofizikiai mérések a Dunántúli-középhegységben.
Angolul.
10 ábrával és 1 táblázattal 495

CSATHÓ, B., SZILÁGYI, I. & SEIBERL, W.: Airborne Geophysical Measurements in the Transdanubian Central Range (Hungary).
With 10 Text-Figures and 1 Table.
In English language 495

HEINZ, H.† & BLAUMOSER, N.: Magnetische Daten aus Westungarn und Ostösterreich und ihre Interpretation.
In englischer Sprache.
Mit 8 Abbildungen 507

HEINZ, H.† & BLAUMOSER, N.: Földmágneses adatok Nyugat-Magyarországról és Kelet-Ausztriából, és azok értelmezése.
Angolul.
8 ábrával 507

HEINZ, H.† & BLAUMOSER, N.: Magnetic Data from Western Hungary and Eastern Austria and their Interpretation.
In English language.
With 8 Text-Figures 507

Museale Sammlungen

Őslénytani gyüjtemény

Museum Collections

STOJASPAL, F.: Typen und Abbildungsoriginale von Makrofossilien aus Ungarn in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien 519

STOJASPAL, F.: A bécsi Földtani Intézetben őrzött magyarországi típusok és ábraoriginálisok.
..... 519

STOJASPAL, F.: Type and Figured Specimens of Macrofossils from Hungary in the Collections of the Geological Survey of Austria 519

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 7	Wien, November 1994	2. rész	p. 7	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Vorwort der Direktoren

Die Geologische Bundesanstalt und das Magyar Állami Földtani Intézet haben über eine jahrzehntelange fruchtbare Zusammenarbeit auf den Gebieten der Geowissenschaften und Geotechnik wertvolle Ergebnisse erzielt, die im 1. Teil der 20-jährigen Jubiläumsschrift unserer Kooperation 1991 der Fachöffentlichkeit präsentiert werden konnten.

Bereits zu diesem Zeitpunkt war bekannt, daß die Fülle der Beiträge einen Teil 2 der Veröffentlichung notwendig machen würde.

Die Kooperations-Schwerpunkte der Kreideforschung, der Ölschiefer- und Alginit-Forschung, der Hydrogeologie-Studien (insbesondere den Neusiedlersee betreffend) und die laufenden Themen verlangen eine Darstellung, die nicht nur der mitteleuropäischen, sondern der gesamten geologischen Gemeinschaft zugute kommt.

Wir wünschen daher diesem zweiten Teil unserer gemeinsamen österreichisch-ungarischen Publikation den gleichen Erfolg wie dem 1. Teil, nicht nur zum Beweis einer vergangenen, sondern einer aktuellen und unter neuen Aspekten besonders begrüßenswerten weiteren Zusammenarbeit.

HANS PETER SCHÖNLAUB
Geologische Bundesanstalt

Az igazgatók előszava

Az osztrák Szövetségi Földtani Intézet és a Magyar Állami Földtani Intézet értékes eredményeket ért el a földtudományok és a geotechnika területein folytatott évtizedes gyümölcsöző együttműködés során; ezek egy részét 1991-ben, 20 éves együttműködésünk jubileumi kiadványának első részében mutathattuk be a szakközönségnek.

Már ebben az időpontban ismeretes volt, hogy a tanulmányok sokasága a kiadványnak egy második részét teszi szükségessé.

A kréta-kutatás, az olajpala- és alginitkutatás, a vízföldtani tanulmányok (különösen azok, amelyek a Fertő-tavat érintik) az együttműködés súlypontjai, s ezek a folyamatban levő témákkal együtt olyan bemutatást igényelnek, amely lehetővé teszi, hogy azok ne csak a közép-európai, hanem a teljes földtani közösség számára hasznosuljanak.

Ezért közös, osztrák-magyar kiadványunk eme 2. részének az elsőhöz hasonló sikert kívánunk a jelenlegi és az új szempontokkal kiegészítendő további együttműködés reményében.

GAÁL GÁBOR
Magyar Állami Földtani Intézet

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 9–16	Wien, November 1994	2. rész	pp. 9–16	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Vorwort der Herausgeber

Vorbemerkungen und Dankesworte

Teil 1 dieser Jubiläumsschrift erschien mit 21 Arbeiten im September 1991 und ebenso 1991 wurde auch ein 8 Arbeiten umfassender geophysikalischer Festband in den Geophysical Transactions des Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Vol. 36, Nr. 1–2 ausgedruckt. Beide Bände dokumentieren die thematisch weitgestreute erdwissenschaftliche Kooperation im Rahmen der protokollarischen Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt in Wien und dem Zentralamt für Geologie bzw. dem Geologischen Dienst in Budapest.

Mit großer Verspätung, nämlich 6 Jahre nach dem Widmungsdatum dieser Jubiläumsschrift, sind wir nun in der Lage, auch Teil 2 der Jubiläumsschrift vorzulegen, die hoffentlich ebenso als deutlich sichtbares Zeichen für eine sehr lebendige Zusammenarbeit zwischen unseren beiden Ländern aufgenommen werden wird. Die Ursachen für die gewaltige Verzögerung sind mannigfaltig, wobei der Hauptgrund wohl in der Personalmisere und der damit verbundenen arbeitsmäßigen Überlastung vieler Mitarbeiter an der Geologischen Bundesanstalt gelegen ist, die auch den österreichischen Herausgeber oftmals zwang, seine redaktionellen und wissenschaftskoordinativen Arbeiten anderen – vor allem administrativen – Prioritäten unterzuordnen.

Wir danken insbesondere jenen Autoren ergebenst für ihre Geduld und ihr Verständnis, die ihre druckreifen Beiträge bzw. Rohmanuskripte bereits für Teil 1 dieser Jubiläumsschrift termingerecht ablieferten und deren Arbeiten entweder aus zeitlichen Gründen nicht mehr redaktionell überarbeitet werden konnten, oder aber wegen der thematischen Schwerpunktsetzungen für die Drucklegung in Teil 2 zurückgestellt wurden. Es sind dies u.a. diverse Kreide-Arbeiten, wobei besonders folgende erwähnt werden müssen: BODROGI et al. a,b; CSÁSZÁR et al., CZABALAY und SIEGL-FARKAS. Das gleiche Schicksal war aber auch einigen Arbeiten im Rahmen des zweiten Arbeitsschwerpunktes beschieden, die im Dunstkreis der Ölschiefer-Studien durchgeführt wurden; insbesondere sind zu nennen: DRAXLER et al. und SOLTI et al., a,b. Bedauerlicherweise ist als Folge der nahezu ausschließlich in Österreich durchgeführten Fahnenkorrekturen von Teil 1 dieser Jubiläumsschrift eine wichtige Korrektur zur Arbeit von FUCHS & SÜTÖ nötig geworden, die nun in Teil 2 nachgetragen wird.

Wie auch bereits in Teil 1 dieser Jubiläumsschrift wurde auch in zahlreichen Manuskripten, die nun in Teil 2 erscheinen, vom österreichischen Herausgeber z.T. sprachlich und/oder gestaltend mehr oder weniger intensiv eingegriffen. Ebenso wurde dankenswerter Weise ein Teil der Manuskripte von einer Reihe von kompetenten Kolleginnen und Kollegen redaktionell durchgesehen und durch ihre kritischen Bemerkungen zweifellos verbessert; zu nennen sind

Szerkesztői előszó

Előzetes megjegyzések és köszönetnyilvánítás

Jelen jubileumi kiadvány első része, 21 tanulmánnyal, 1991 szeptemberében jelent meg; ugyanebben az évben elhagyta a nyomdát a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Geofizikai Közlemények (Geophysical Transactions) 36. kötet 1–2. számaként egy nyolc munkát magában foglaló geofizikai ünnepi kötet. Mindkét kötet a tematikailag széleskörű földtudományi együttműködést dokumentálja a bécsi Földtani Intézet (GBA) és a budapesti Központi Földtani Hivatal társintézményei, a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) között.

Jelentős késéssel, 6 évvel ennek a jubileumi kiadványnak ajánlási időpontja után, most vagyunk abban a helyzetben, hogy a jubileumi kiadvány 2. részét bemutathatjuk; ezt remélhetőleg szintén úgy fogadják majd, mint az országaink közötti igen élénk együttműködés jelét. A késésnek sokféle oka van, ezek között a fő ok a bécsi Földtani Intézetnél a személyzet-hiány és számos munkatársának túlterheltsége, amely az osztrák kiadót is gyakran arra kényszerítette, hogy szerkesztőségi és tudományos koordinációs munkáit más, elsősorban adminisztratív ügyek mögé sorolja. További ok a leíró munkatársak túlterheltsége a bécsi Földtani Intézetben és, nem utolsó sorban, a nyomdai előkészítés átállítása a Szerkesztőségi osztályon, amely az egyes nyomdai termékek sorrendjének többszöri átütemezését tette szükségessé.

Mindenekelőtt ama szerzőknek mondunk hálás köszönetet türelmükért és megértésükért, akik nyomdakész cikkeiket, illetve nyers kéziratukat már ennek a jubileumi kiadványnak első részéhez is határidőre leszállították és akiknek munkáit az idő miatt már nem tudtuk szerkesztési szempontból átdolgozni, vagy pedig a tematikai súlypont képzés miatt a 2. részbe helyeztük át. Ilyenek egyebek között a krétával foglalkozó munkák, amelyek között az alábbi szerzőket kell külön megemlítenünk: BODROGI et al. a,b; CSÁSZÁR et al.; CZABALAY és SIEGL-FARKAS. Ugyanez lett a sorsa néhány munkának a második olajpala súlyponti témából; nevezetesen DRAXLER et al., valamint SOLTI et al. a, b. Sajnálatosan, a csaknem kizárólag Ausztriában végzett kefelevonat-korrektúra következményeként – eme jubileumi kiadvány 1. részénél – FUCHS & SÜTŐ munkájának jelentős korrekciója vált szükségessé, amelyet most a 2. részben pótlunk.

Miként ennek a jubileumi kiadványnak már 1. részében is, számos kéziratban, amelyek most a 2. részben jelennek meg, az osztrák kiadó részben nyelvileg és/vagy alakító jelleggel többé-kevésbé jelentős mértékben beavatkozott. Ugyancsak köszönetet érdemel, hogy a kéziratok egy részét több illetékes kolléga és kolléganő szerkesztési szempontból átnézte és kritikai észrevételeivel javította azokat;

hier insbesondere: F. RÖGL, S. SCHARBERT und F. STEININGER (Manuskript BALOGH et al.); F.K. BAUER und M.E. SCHMID (Ms. CZABALAY, Ms. SIEGL-FARKAS); I. DRAXLER (Ms. SIEGL-FARKAS); F.K. BAUER (Ms. CSÁSZÁR, & DOSZTALY); R. OBERHAUSER (Ms. BODROGI, BÓNA & LOBITZER); H. SUMMESBERGER (Ms. SIEGL-FARKAS, a,b; BODROGI et al.: Kainacher Gosau); H. HEINZ (deutsche Zusammenfassung zu BALLA). Von den Autoren selbst veranlaßte Manuskript-Revisionen werden im jeweiligen „Dank" erwähnt.

Dank ergeht auch an den Leiter der Fachabteilung Redaktionen an der Geologischen Bundesanstalt, A. DAURER, und seine Mitarbeiterin Frau D. MASSIMO für zahlreiche redaktionelle Tips. Den Zeichenabteilungen an der Geologischen Bundesanstalt in Wien (insbesondere S. LASCHENKO und Frau M. LEDOLTER) sowie am MÁFI in Budapest danken wir für die Herstellung und oftmals mehrmalige Umgestaltung diverser Graphiken. Große Geduld bewies Frau VRABLIK (GBA), die den größten Teil der Manuskripte auf Diskette schrieb und nicht selten mehrmalige Umstrukturierungen hinnehmen mußte; dafür herzlichen Dank! Frau I. TIEFENBACHER (MÁFI) brachte schließlich die ungarischen Zusammenfassungen auf Diskette. Auch ihr und den Übersetzern am MÁFI (insbesondere O. HONTVARY, A. KISS) gebührt unser ergebener Dank.

Einen besonders herzlichen Dank möchte der österreichische Herausgeber Dr. J. HALMAI (MÁFI) sagen, der über viele Jahre hinweg von ungarischer Seite die bilaterale Zusammenarbeit in freundschaftlicher Atmosphäre organisierte.

Unser aufrichtiges Dankeschön möchten wir den nun bereits in den verdienten Ruhestand getretenen Direktoren am MÁFI, Prof. Dr. Géza HÁMOR und an der GBA, Prof. Dr. Traugott GATTINGER, sagen, denen größter Verdienst für eine aktive Gestaltung der bilateralen erdwissenschaftlichen Zusammenarbeit in freundschaftlicher Atmosphäre zwischen unseren beiden Ländern zukommt. Ohne deren wohlwollende Animation wäre auch das Zustandekommen dieser Jubiläumsschrift undenkbar.

meg kell említenünk mindenekelőtt: F. RÖGL, S. SCHARBERT és F. STEININGER (BALOGH et al. kézirat), F.K. BAUER és M.E. SCHMID (CZABALAY és SIEGL-FARKAS), I. DRAXLER (SIEGL-FARKAS), F.K. BAUER (CSÁSZÁR és DOSZTÁLY), R. OBERHAUSER (BODROGI, BÓNA & LOBITZER), H. SUMMESBERGER (SIEGL-FARKAS, a,b; BODROGI et al.: kainachi gosau), valamint H. HEINZ nevét (német összefoglaló BALLA munkájához). A szerzők maguk által indítványozott kézirat-revíziókról a mindenkori „köszönetnyilvánításban" történik említés.

Köszönet illeti a bécsi Földtani Intézet (GBA) Szerkesztőségi osztályának vezetőjét A. DAURER-t, valamint munkatársnőjét D. MASSIMO asszonyt számos szerkesztési ötletükért. A GBA rajzolóinak (nevezetesen S. LASCHENKO, valamint M. LEDOLTER asszonyoknak), továbbá a MÁFI rajzolóinak: TREIBER L.-nénak és SIPOS E.-nek is köszönetet mondunk a különböző grafikák elkészítéséért és gyakran többszöri átalakításáért. Nagy türelmet tanúsított A. VRABLIK asszony (GBA), aki a kéziratok legnagyobb részét lemezre vitte és nem egyszer ismételt átszerkesztéseket kellett elvégeznie. Hálás köszönetünket fejezzük ki ezért! TIEFENBACHER I.-nak (MÁFI) köszönhető a magyar nyelvű anyag gépre vitele. Őt, és a MÁFI fordítóit is (HONTVÁRI O., KISS Á., valamint AKÁB L.) hálás köszönetünk illeti.

Az osztrák kiadó különösen hálás köszönetét szeretné nyilvánítani Dr. HALMAI J.-nak (MÁFI), aki magyar részről barátságos légkörben, sok éven át szervezte a kétoldalú együttműködést.

Őszinte köszönetünket szeretnénk kifejezni a már megérdemelt nyugállományba vonult igazgatóknak, Dr. HÁMOR GÉZA professzornak, valamint Dr. TRAUGOTT GATTINGER professzornak, akiknek igen nagy érdemeik vannak az országaink közötti, barátságos légkörű kétoldalú földtudományi együttműködés kialakítása terén. Az ő jóakaratú ösztönzésük nélkül ennek a jubileumi kiadványnak létrejötte is elképzelhetetlen lett volna.

Inhaltsüberblick des Teils 2 dieser Jubiläumsschrift

Teil 2 dieser Jubiläumsschrift umfaßt 27 Arbeiten, wobei die thematischen Schwerpunkte die aktiveren Teile der protokollarischen Zusammenarbeit der letzten etwa sechs Jahre wiederspiegeln, nämlich insbesondere die Kreideforschung sowie Untersuchungen bituminöser bzw. kerogenreicher Gesteine unserer beiden Länder. Nicht zuletzt waren für die forcierten Arbeiten an diesen beiden thematischen Schwerpunkten auch die zusätzlichen finanziellen Möglichkeiten aus den IGCP-Projekten 262 „Tethyan Cretaceous Correlation" und 254 „Metalliferous Black Shales" ausschlaggebend.

Eines der Schwerpunkt-Zusammenarbeitsthemen zwischen der GBA und dem MÁFI war seit 1986 die Ölschiefer/Alginit-Prospektion. In der Arbeit von DRAXLER et al. wird die bereits am ersten Prospektionstag durch SOLTI entdeckte Alginit-Indikation in der Tongrube Mataschen bei Fehring monographisch beschrieben. Trotzdem die Mächtigkeit dieser Papierschiefer zu gering ist, um ökonomisch genutzt werden zu können, wurden zwecks Klärung der stratigraphischen Stellung und faziellen Entwicklung aufwendige geochemische, fazielle und paläontologische Untersuchungen durchgeführt. Die Alginit-Indikation gehört dem Pannon D–E an und weist eine kaspibrackische Entwicklung auf. Die Palynoflora und Funde von Baumstämmen und Holzresten belegen ein Küstenmilieu.

Jelen jubileumi kiadvány 2. részének tartalmi áttekintése

Jelen jubileumi kiadvány 2. része 27 munkát foglal magában, ahol a tematikai súlypontok a protokolláris együttműködés aktívabb részeit tükrözik az utóbbi, mintegy hat év folyamán. Ezek mindenekelőtt a kréta képződmények és a bitumenes, illetve kerogénben dús kőzetek vizsgálatát jelentik. A 262. „Tethyan Cretaceous Correlation", valamint a 254. „Metalliferous Black Shales" c. IGCP-projektekből származó pénzügyi támogatás is kedvezően hatott e két tematikai súlyponttal kapcsolatban végzett munkákra.

1986. óta a GBA és a MÁFI közötti súlyponti együttműködési témák egyike volt az olajpala/alginitkutatás. DRAXLER et al. munkájában a Fehring melletti Mataschen-agyagbányában SOLTI által már az első kutatási napon felfedezett alginit-indikációt írják le monografikusan. Annak ellenére, hogy e papírpala vastagsága csekély ahhoz, hogy gazdaságosan felhasználható legyen, a rétegtani helyzet és a fácies kapcsolatok tisztázására költséges geokémiai, fácies- és őslénytani vizsgálatokat folytattak. Az alginit-indikáció a Papp-féle pannóniai D–E molluszka zónába tartozik és kaszpibrakk jellegű kifejlődést mutat. A palynoflóra, valamint a fatörzs- és egyéb famaradványok parti környezetet bizonyítanak.

Az olajpala-alginitkutatás közben Ausztriában megmintázták a dél-burgenlandi és a kelet-stájerországi vulkanitokat is, és a korábbi lavant-völgyi adatokkal kiegészítve

Während der Ölschiefer/Alginit-Prospektion in Österreich wurden auch die Vulkanite des südlichen Burgenlands und der Oststeiermark beprobt sowie durch Fremddaten – etwa durch jene des Lavanttales – ergänzt und interpretiert. Demnach zeichnen sich für den österreichischen neogenen Vulkanismus aufgrund der K/Ar-Alter drei klar unterscheidbare Eruptionsphasen ab. Die älteste Phase setzte im Karpat ein und dauert bis ins Unterbaden an und wird durch trachyandesitisch-latitische Gesteine repräsentiert. Hierher sind u.a. die Vulkankomplexe von Gleichenberg, Weitendorf-Wundschuh und Kollnitz im Lavanttal zu stellen. Die zweite Eruptionsphase fand im Pannon statt. Hierher zählen der „Diabas" des Paulibergs. Nach einer länger andauernden vulkanisch inaktiven Periode stellte sich schließlich im jüngeren Pliozän (Daz/Roman-Grenzbereich) die längerfristig sehr aktive und produktive dritte effusive bzw. pyroklastische Phase ein, die möglicherweise bis ins Pleistozän andauerte (Tephrit von Wilhelmsdorf als jüngste Datierung). Hierher gehören u.a. die Vorkommen Klöch, Wilhelmsdorf, Neuhaus, Mühldorf und Unterweissenbach.

BOHN-HAVAS & ZORN untersuchten vergleichend planktonische Gastropoden (euthecosomate Pteropoden) des Mittel-Miozäns Österreichs und Ungarns im Hinblick auf deren stratigraphische Brauchbarkeit. *Limacina valvatina* und *Vaginella austriaca* sind die im Badenium der Zentralen Paratethys am weitesten verbreiteten Taxa. Für das Unter-Badenium der Zentralen Paratethys erweisen sich am ehesten *Clio fallauxi* und *Clio pedemontana* als Leitformen. Weitere Arten bieten sich als Leitformen an, sind jedoch entweder nur sehr selten erhalten oder nur lokal relevant.

Eine Pionierarbeit stellt auch der Nachweis von pedogenetischen Caliche-Fazies im Sarmat Ungarns durch LELKES dar. Beruhend auf der mikrofaziellen Untersuchung von Dünnschliffen konnte eine Reihe vadoser diagenetischer Mikrogefüge identifiziert werden. Die Häufigkeit und weite geographische Verbreitung dieser Caliche-Bildungen in Ungarn legt nahe, daß sie während des Sarmats im ganzen Bereich des Pannonischen Beckens zu erwarten sind.

Mehrere Gosauvorkommen Österreichs wurden von SIEGL-FARKAS palynologisch untersucht. Es werden die Pollen- und Sporenspektren folgender Lokalitäten dokumentiert und stratigraphisch interpretiert: Gosau (Untersanton des Randobach-Profils und Obersanton des Hintertal-Profils), Mittelconiac der Weißenbach-Alm des Ausseer Gosaubeckens, Oberturon des Profils Schwarzabach in Unterlaussa-Weißwasser.

Weiters untersuchten SIEGL-FARKAS et al. eine Suite repräsentativer Proben aus charakterisitischen Gesteinen der Kainacher Gosau mit Hilfe von meist nicht optimal erhaltenen, aber häufig vorkommenden Palynomorphen in stratigraphischer Hinsicht.

BODROGI (in BODROGI et al.) kann sich diesen stratigraphischen Schlußfolgerungen nicht anschließen und erachtet die Schichtserien der Kainacher Gosau für ein (stratigraphisch älteres) Altersäquivalent der Ajka-Kohlen-Formation in Ungarn. Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau werden dem Santon zugerechnet und erweisen sich infolge des nicht selten gesteinsbildenden Auftretens der Characee *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. zum Teil als Süßwasserbildung. Andererseits konnte auch in zahlreichen Bitumenmergel-Proben marine Fazies nachgewiesen werden, wie auch durch das Vorkommen der Sklerospongie *Didemnoides moreti* DURAND DELGA belegt wird. EGGER (in BODROGI et al. l.c.) hält aufgrund der Nannoplankton-Assoziation die Hauptbecken-Folge und auch die Zementmergel der Lokalität Reiteregg für frühes Campan.

értelmezték azokat. Ezek szerint az ausztriai neogén vulkanizmussal kapcsolatban a K/Ar-kormeghatározás alapján három, világosan megkülönböztethető erupciós fázis rajzolódik ki (BALOGH et al.). A legidősebb fázis a kárpáti korszakban kezdődött és a kora-bádeniben zárult. Ezt trachiandezites–latites kőzetek reprezentálják. Ide kell sorolni, egyebek között a Gleichenberg, a Weitendorf–Wundschuh, valamint a Kollnitz vulkánkomplexumait a Lavant-völgyben. A második erupciós fázis a pannóniai korszakban zajlott le. Ide a Pauliberg „diabáza" tartozik. Hosszabban tartó, vulkanikus tekintetben inaktív időszak után végül, a fiatalabb pliocénben (dák/román határterület) a hosszabb ideig tartó, igen aktív és produktív harmadik effuzív, illetve piroklasztikus szakasz következett be, amely esetleg a pleisztocénig bezárólag tartott (wilhelmsdorfi tefrit, mint legfiatalabb datálás). Ide tartoznak egyebek közt Klöch, Wilhelmsdorf, Neuhaus, Mühldorf, valamint Unterweissenbach előfordulásai.

BOHN-HAVAS & ZORN rétegtani értékelés céljából összehasonlító jelleggel vizsgált plankton gastropodákat (euthecosomat Pteropodákat) Ausztria és Magyarország középső-miocénjéből. A *Limacina valvatina* és *Vaginella austriaca* csaknem a Központi Paratethys teljes bádenijében térben és időben is elterjedt taxonok, míg ez Magyarországon csak a *V. austriaca*-ról mondható el. A központi Paratethys alsó-bádenijében leginkább a *Clio fallauxi*, valamint a *Clio pedemontana* bizonyult vezérformának.

Úttörő munkát képvisel a pedogén caliche-fácies kimutatása is a magyarországi szarmatában. Vékonycsiszolatos mikrofácies vizsgálatokra alapozva LELKES egész sor vadózus diagenetikus mikroszerkezetet azonosított. A caliche gyakorisága és széles földrajzi elterjedtsége azt sugallja, hogy ez a szarmata folyamán a Pannóniai-medence teljes területén várható.

SIEGL-FARKAS Ausztria több gosau előfordulásának palynológiai vizsgálatát végezte el. A következő lelőhelyek pollen- és spóraspektrumait dokumentálta és értelmezte rétegtanilag: Gosau (a randobachi szelvény alsó-santonja), az aussee-i Gosau-medence Weissenbachalmjának középső-coniaci, a Schwarzabach szelvényének felső-turonja Unterlaussa-Weißwasser-ben.

Rétegtani céllal palynomorphákat vizsgált SIEGLNÉ FARKAS a kainachi gosau jellegzetes kőzeteiből (SIEGLNÉ FARKAS et al.).

BODROGI (in BODROGI, EBNER et al.) ezzel szemben úgy véli, hogy a kainachi gosau rétegsor egy (rétegtanilag idősebb) korbeli megfelelője a magyarországi Ajkai Kőszén Formációnak. A kainachi gosau bitumenes márgáit a santoniba sorolják és a *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. characea nemritkán kőzetalkotó jellegű jelentkezése folytán részben édesvízi képződménynek minősítik. Másrészt viszont, számos bitumenes márga mintában is tengeri fáciest lehetett kimutatni, amint ezt a *Didemnoides moreti* DURAND DELGA szklerospongia előfordulása dokumentálja. EGGER a nannoplankton társulás alapján (in BODROGI et al. l.c.) a főmedence rétegsorát és a Reiteregg lelőhely cementmárgáit is kora-campaninak tartja.

A kétoldalú együttműködés egyik súlypontja volt a 262. sz. „Tethyan Cretaceous Correlation" c. IGCP projekt által is bátorított tevékenység, nevezetesen a vorarlbergi Helvetikum urgonjának (Schrattenkalk Formáció) összehasonlítása a dél-magyarországi Villányi-hegység hasonló kifejlődésével (Nagyharsányi Mészkő Formáció). CSÁSZÁR, MEHL et al. munkája támaszkodik mind a vorarlbergi és dél-magyarországi kiterjedt terepi munkákra, mind pedig a csiszolati anyagnak és a makrofossziliáknak beható lito- és bio-

Ein Arbeitsschwerpunkt der bilateralen Zusammenarbeit, der durch die Aktivitäten im Rahmen des IGCP-Projektes 262 „Tethyan Cretaceous Correlation" noch zusätzlichen Impetus erhielt, war der Faziesvergleich der Urgon-Entwicklung des Vorarlberger Helvetikums (Schwerpunkt Schrattenkalk) mit jener der Villány-Berge Südungarns (insbesondere Nagharsány-Kalk-Formation). Die Arbeit von CSÁSZÁR et al. stützt sich sowohl auf umfangreiche Geländearbeiten in Vorarlberg und Südungarn, als auch auf eine detaillierte litho- und biofazielle Auswertung des Schliffmaterials und der Makrofossilien (siehe auch die Arbeiten von CZABALAY und BODROGI, BÓNA & LOBITZER, die auf dieser Studie aufbauen). Einige wichtige Schlußfolgerungen hinsichtlich Paläoenvironment und Paläogeographie sind wie folgt: Im Schrattenkalk können eine autochthone und eine allochthone (allodapische) Entwicklung unterschieden werden, was auch Zweifel an der Selbständigkeit der Hohenemser Decke aufkommen läßt. Die sehr unterschiedliche Unterlagerung der Nagyharsány-Kalk-Aufschlüsse legt eine deckentektonische Deutung für die Villány-Berge nahe. Das Herkunftsgebiet des Villány-Deckensystems könnte die paläozoische Zone in der Vojvodina sein. Im liegenden Abschnitt zeigt der Schrattenkalk eine shallowing-upward-Tendenz, während der Nagyharsány-Kalk transgressiven Charakter aufweist. Im hangenden Anteil zeigen beide Urgon-Entwicklungen große Ähnlichkeit, wobei beide Karbonatplattformen wohl infolge eines weltweiten Meeresspiegelanstiegs beginnen.

Einem Vergleich der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen der Urgon-Entwicklung Vorarlbergs, dem Schrattenkalk, mit dem Nagyharsány-Kalk der Villány-Berge Südungarns ist eine Arbeit von BODROGI et al. gewidmet, wobei zu einem Teil die bei CSÁSZÁR et al. dokumentierten Profile zugrunde liegen. Der bis jetzt untersuchte Anteil des Nagyharsány-Kalks zeigt eine zyklische Entwicklung, die von der Berrias/Valendis-Grenze bis ins Oberapt (Gargas) reicht und von einer limnischen über eine brackische zu einer marinen Entwicklung führt. Die Foraminifere *Orbitolinopsis ? capuensis* (DE CASTRO) erweist den Hauterive–Barreme-Anteil des Nagyharsány-Kalks als der südlichen Faunenprovinz zugehörig, während im Schrattenkalk Vorarlbergs die Kalkalge *Cylindroporella ? lyrata* MASSE & L.-S. erstmals nachgewiesen werden konnte.

CZABALAY vergleicht die Pachyodonten-Faunen des Vorarlberger Schrattenkalks mit jenen des Nagyharsány-Kalks des Villány-Gebirges und des Magyaregregy-Konglomerats des Mecsek-Gebirges in Südungarn. Die Schrattenkalk-Formation des Ober Barreme/Unter Apt gehört der *Toucasia lonsdalei-Aetostrea couloni*-Faunenzone an und somit der Westeuropäischen Faunenprovinz. Die Nagyharsány-Kalk-Formation (Valendis-Alb) weist Faunenassoziationen auf, die für die Balkanische Faunen-Subprovinz charakteristisch sind. Über dem Liegendabschnitt, der limnisch bzw. brakkisch entwickelt ist, können im Mittelabschnitt zwei Faunenzonen unterschieden werden, nämlich jene mit *Agriopleura marticensis* und *Caprina douvillei* sowie jene mit *Requienia* ex gr. *tortilis* und *Toucasia carinata*. Der Hangendabschnitt wird durch die Faunenzone mit *Eoradiolites murgensis* und *Chondrodonta munsoni* repräsentiert. Die Magyaregregy-Konglomerat-Formation weist als Folge von Umlagerung transportierter Komponenten eine Mischfauna des Hauterive–Unter Apt auf, die zwei Faunenzonen angehört, nämlich der *Megaditeras-Heterodiceras*-Faunenzone sowie jener mit *Toucasia lonsdalei* und *Toucasia carinata*. Enge faunistische Beziehungen mit der Apulischen Faunenprovinz sind auffällig.

Aus den pelagischen Oberalmer, Schrambach- und Roßfeld-Schichten (Oberjura–Unterkreide) der Salzburger Kalkalpen beschreiben LOBITZER, BODROGI & FILÁCZ die Lebensfaciális kiértékelésére (lásd még CZABALAY, valamint BODROGI, BÓNA & LOBITZER munkáit is, amelyek ugyancsak ezen alapulnak). Néhány fontos végkövetkeztetés az őskörnyezet és az ősföldrajz tekintetében: a Schrattenkalknak megkülönböztethető egy allochton (allodapikus) és egy autochton kifejlődése, ami kétségeket támaszt a Hohenems takaró önállóságát illetően is. A Nagyharsányi Mészkő feltárások igen eltérő vastagsága és fekü viszonyai kézenfekvővé teszik a Villányi-hegység takarós értelmezését. A Villányi takaró-rendszer származási területe a vojvodinai paleozóos zóna lehet. Az alsó szakaszban a Schrattenkalk elsekélyesedő tendenciát, míg a Nagyharsányi Mészkő transzgresszív jelleget mutat. A felső részben mindkét urgon kifejlődés nagyfokú hasonlóságot mutat; a két karbonát platform, valószínűleg egy-egy világméretű tengerszintemelkedés következtében „fulladt meg".

A vorarlbergi urgon, vagyis a Schrattenkalk foraminifera- és mészalga-társulásainak, a dél-magyarországi Villányi-hegység Nagyharsányi Mészkővével való összehasonlításával foglalkozik BODROGI, BÓNA & LOBITZER munkája, amelyhez részben a CSÁSZÁR et al. által dokumentált szelvények szolgálnak alapul. A Nagyharsányi Mészkő eddig vizsgált része ciklikus felépítést mutat, amely a berriázi/valangini határtól a felső-aptiig (gargasi) terjed. Az *Orbitolinopsis ? capuensis* (DE CASTRO) foraminifera alapján a Nagyharsányi Mészkő hauterivi/barrémi része a déli faunaprovinciához tartozik. A vorarlbergi Schrattenkalkban a meszes *Cylindroporella ? lyrata* MASSE & L.-S. első alkalommal volt kimutatható.

CZABALAY a vorarlbergi Schrattenkalk pachyodonta faunáját a dél-magyarországi Villányi-hegység Nagyharsányi Mészkövének és a Mecsek-hegység Magyaregregyi Konglomerátumának faunájával veti össze. A felső-barrémi/alsó-apti Schrattenkalk Formáció a *Toucasia lonsdalei-Aetostrea couloni* faunazónához, s így tehát a nyugat-európai faunaprovinciához tartozik. A Nagyharsányi Mészkő Formáció (valangini–albai) olyan faunatársulásokat mutat, amelyek a balkáni fauna-szubprovinciára jellemzőek. A limnikus, illetve brakkvízi alsó rész felett a középső szakaszban két faunazóna az *Agriopleura marticensis-Caprina douvillei*, valamint a *Requienia* ex gr. *tortilis-Toucasia carinata* zóna különböztethető meg. A felső szakaszt az *Eoradiolites murgensis-Chondrodonta munsoni* faunazóna képviseli. A Magyaregregyi Konglomerátum Formáció – az áthalmozódás következtében szállítódott alkotóelemekként – hauterivi/alsó-apti kevert faunát tartalmaz, amely a *Megadiceras-Heterodiceras*, valamint a *Toucasia lonsdalei-Toucasia carinata* zónához tartozik. Az apuliai faunatartományhoz való kapcsolódásuk szembeszökő.

A pelágikus oberalmi, schrambachi, valamint rossfeldi rétegekből (felső-jura/alsó-kréta) a Salzburgi Mészalpokban LOBITZER, BODROGI & FILÁCZ életnyom asszociációkat ír le. A legnagyobb fokú változatosságot az Oberalmi és Schrambachi Formáció ichnocönózisai mutatják, amelyeknél *Chondrites*, meghatározatlan „foltok", valamint *Thalassinoides/Ophiomorpha* uralkodik, alkalmankénti jellegzetes *Zoophycos* részvétellel. A márgás alsó rossfeldi rétegekben láthatólag a *Chondrites* dominál, ezt *Phycosiphon* és indet. „foltok" kísérik.

BRUKNER-WEIN et al. a kammerköhralm-steinplattei terület kerogénben szegény Kösseni Formációjának szervesgeokémiai elemzését adja, amelyek viszonylag csekély 31–47 % százalékban szénhidrogénekből és 53–69 %-ban NSO-vegyületekből állnak. Ezekből reduktív üledékképződési körülményekre következtetnek. A szervesanyag elérte az olajképződés zónáját. A szervesanyag uralkodóan ten-

spuren-Assoziationen. Die größte Spurenvielfalt zeigen die Ichnozoenosen der Oberalmer und Schrambach-Formation, die von *Chondrites*, „Flecken" indet. und *Thalassinoides/Ophiomorpha* dominiert wird, bei gelegentlicher signifikanter Beteiligung von *Zoophycos*. In den mergeligen unteren Roßfeld-Schichten scheint *Chondrites* zu dominieren, gefolgt von *Phycosiphon* und „Flecken" indet.

BRUKNER-WEIN gibt eine organisch-geochemische Analyse der kerogen-armen bituminösen Kössener Schichten des Kammerköhralm/Steinplatte-Gebietes, die sich nur zu einem relativ geringen Teil von 31–47 % aus Kohlenwasserstoffen und zu 53–69 % aus NSO-Verbindungen zusammensetzen. Es können Rückschlüsse auf reduzierende Sedimentationsbedingungen gezogen werden, wobei die organische Substanz die Zone der Ölbildung erreicht hat und von marinen Organismen dominiert wird, bei einem erheblichen Anteil auch an terrestrischem Pflanzenmaterial.

Eine ungewöhnlich artenreiche Crinoidenfauna beschreiben KRISTAN-TOLLMANN & STRELE aus den unterkarnischen Mürztaler Schichten des klassischen Gebietes in den Mürztaler Kalkalpen in der Steiermark. Die Vergesellschaftung von Stiel- und Schwebcrinoiden weist Elemente auf, die z.T. bislang ausschließlich aus den Nord- oder Südalpen bekannt waren, aber auch z.T. Beziehungen zum ungarischen Raum aufweisen.

Einen Überblick über die Dasycladaceen Verteilung in triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen geben PIROS et al., wobei der Arbeitsschwerpunkt auf den hochalpinen Bereichen des Wettersteinkalks der Schneebergdecke lag. Insbesondere war die Abtrennung anisischer Steinalmkalke regional möglich. Frau BÉRCZI-MAKK studierte die Foraminiferen Assoziationen der Wettersteinkalk-Plattformen und der damit verzahnenden Beckenrandfazies sowie des allodapischen Grafensteigkalks. Weiters wurde den Kalkalgen-Assoziationen des oberkarnischen Waxeneck-Kalks sowie insbesondere des Dachsteinkalks besonderes Augenmerk geschenkt.

Eine Fossilassoziation von Oberems-Alter (jüngeres Unterdevon) wird von SCHÖNLAUB aus Dolomiten von Hannersdorf im Südburgenland beschrieben. Die Fauna umfaßt Conodonten, rugose und tabulate Korallen und Crinoiden, und es wird ein Vergleich mit der Dolomit-Sandstein-Formation des Grazer Paläozoikums gezogen.

In der Bohrung Szombathely-II (Steinamanger) glaubt LELKES-FELVÁRI aufgrund geochemischer Korrelation Äquivalente des Rechnitzer Penninikums (Grünschiefer und Prasinite sowie untergeordnet Epidot-Chlorit-Schiefer) und des Grazer Paläozoikums (tektonisch stark ausgedünnte sehr gering metamorphe Karbonatgesteinsfolge mit Zwischenlagen von schieferigen und quarzitischen Sedimenten sowie laminierte Lagen mit wechselndem organischem Anteil) zu erkennen. Die hangenden mutmaßlichen Äquivalente des Grazer Paläozoikums werden von einer geringmächtigen Störungsbreccie von den unterlagernden Äquivalenten des Rechnitzer Penninikums getrennt.

BALLA führte eine Detailanalyse des Schwerefeldes unter Berücksichtigung von reflexionsseismischen Profilen und von Dichtewerten aus Kernbohrungen im Alpen/Karpaten-Grenzbereich durch, wobei slowakische und österreichische Daten unter Zuhilfenahme der Ergebnisse aus ungarischen Profilen reinterpretiert wurden. Die Südburgenländische Schwelle wird als Aufragung des prätertiären Grundgebirges aufgefaßt. Der Mihályi-Rücken in Ungarn wird aus anomaler Kruste, bestehend aus dichterem Material, aufgebaut, und das isometrische Schwerehoch bei Kolarovo in der Slowakei wird als miozäne Andesit-Intrusion interpretiert. Es wird die Existenz einer Struktur analog der westgeri szervezetektől származik, de a terresztrikus növényi anyag is jelentős.

Szokatlanul fajgazdag crinoidea faunát írt le KRISTAN-TOLLMANN & STRELE a klasszikus stájerországi Mürztali Mészalpok alsó-karni mürztali rétegeiből. A nyeles és lebegő crinoidea társulás olyan elemeket mutat, amelyek eddig részben kizárólag az Északi, vagy a Déli Alpokból voltak ismeretesek, részben a magyar térséggel mutatnak összefüggéseket.

PIROS et al. áttekintést nyújt az Északi Mészalpok keleti szakaszának triász sekélyvízi karbonátjaiban észlelhető dasycladacea eloszlásról. A munka súlypontja a Schneebergi takaró Wettersteini Mészkövének magasalpi térségében helyezkedik el. Kiváltképpen az anisusi Steinalmi Mészkő leválasztása volt regionálisan lehetséges. BÉRCZI-MAKK a Wettersteini Mészkő, az ezzel összefogazódó medenceperemi fáciesek, valamint az allodapikus Grafensteigi Mészkő foraminifera társulásait tanulmányozta. Külön figyelmet szentelt a felső-karni Waxenecki Mészkő és mindenek előtt a Dachsteini Mészkő mészalga-társulásainak.

Késő-emsi korú (fiatalabb kora-devon) ősmaradványtársulást ír le SCHÖNLAUB a dél-burgenlandi Hannersdorf dolomitjaiból. A fauna Conodontákat, rugózus és lemezes korallokat, valamint krinoideákat foglal magába. Ezeket összeveti a gráci paleozoikum dolomit-homokkő formációinak faunájával.

A Szombathely II. fúrásban LELKES-FELVÁRI – geológiai korreláció alapján – a Rechnitzi Penninikum (zöldpalák és prasinit, valamint alárendelten epidot-kloritpala) és a „gráci paleozoikum" megfelelő képződményeit (tektonikailag nagymértékben kivékonyodott, csekély mértékben metamorf karbonátkőzet-sorozat, palás és kvarcitos közbetelepülésekkel, továbbá változó szervesanyagtartalmú laminált rétegek) véli felismerni. A „gráci paleozoikumot" vékony breccsa választja el a feküjében lévő Rechnitzi Penninikumtól.

BALLA a gravitációs mező beható elemzését végezte el reflexiós-szeizmikus szelvények, valamint magfúrásokból kapott sűrűségi értékek figyelembevételével az alpi–kárpáti határterületen. A magyar szelvényekből származó eredmények segítségével újraértelmezésre kerültek a szlovák és az osztrák adatok is. A dél-burgenlandi küszöböt úgy fogja fel, mint a pretercier alaphegység felemelkedését. A Kisalföld aljzatát tömörebb anyagból álló anomális kéreg építi fel és a Kolarovonál észlelhető izometrikus gravitációs csúcsot Szlovákiában miocén andezitként értelmezi. Feltételezi egy, a nyugat-alpi Ivrea-zónával analóg szerkezet meglétét, a kéregvastagság szignifikáns csökkenésével az alpi/kárpáti határterületen, a neogén dilatációs rendszer és az ezt követő süllyedés következtében.

CSÁSZÁR & DOSZTÁLY rövid közleményének célja az Északi Karavankák kiválasztott jura–alsó-kréta rétegsorának összevetése a Dunántúli-középhegységgel. Különösen érdeklődésre tarthat számot a közső-toarci ammonitaszek, valamint az oxfordi–kimmeridgei radiolaria-társulások kimutatása. Az „albai mikrobreccsát" az apti Tatai Mészkő Formációval vetik össze. A Karavankák északi lábánál elhelyezkedő tektonikai vonalat a periadriai vonalhoz hasonló jelentőségűnek tartják.

KRYSTYN et al. a Déli Karavankákból felső-triász/liász platformközi medencekifejlődést ír le, amelyet ősföldrajzilag úgy fognak fel, mint a Szlovén Arók és a magyarországi Dunántúli-középhegység északkeleti része faciálisan hasonló rétegsorainak megfelelőjét. Amennyiben e feltételezés helytálló, úgy lehetővé teszi eme – napjainkban messze keletre eltolódott – kéregsáv pontos összekap – cso-

alpinen Ivrea-Zone mit signifikanter Reduktion der Krustendicke im Alpen/Karpaten-Grenzbereich in Folge eines neogenen Extensionsregimes und nachfolgender Subsidenz angenommen. Sowohl die Ivrea- als auch die Mihályi-Struktur liegen an der Insubrischen Linie, an der mehr als 400 km dextrale Verschiebung stattfand. Die Dichteanomalien entstanden wohl nach einem frühkretazischen Kollisionsereignis, welches seinerseits Folge der Schließung des Penninischen Ozeans war.

Eine kurze Mitteilung von CSÁSZÁR & DOSZTÁLY hat das Ziel eines Faziesvergleiches ausgewählter jurassisch-unterkretazischer Schichtglieder der Nordkarawanken mit dem Transdanubischen Mittelgebirge. Von besonderem Interesse ist der Nachweis von Ammoniten des Mittel Toarc und von Radiolarien-Assoziationen des Oxford–Kimmeridge. Die Mikrobreccie des Alb wird mit der Tata-Kalkstein-Formation des Apt verglichen. Die tektonische Linie am Nordfuß der Karawanken wird für ein Pendant des Periadriatischen Lineaments gehalten.

KRYSTYN et al. beschreiben aus den Südkarawanken eine obertriadisch–liassische Intraplattform-Beckenentwicklung, die sie paläogeographisch als Äquivalent von faziell ähnlichen Schichtfolgen im Slowenischen Trog und des nordöstlichen Transdanubischen Mittelgebirges in Ungarn auffassen. Sollte diese Vermutung zutreffen, würde dies eine exakte Anbindung dieses heute weit nach Osten verschobenen Krustenstreifens an die Dinariden bzw. Südalpen ermöglichen. Die Schichtfolge beginnt mit mächtigen flachmarinen Raibler Schichten, die in oberkarnische bis unternorische Hornsteindolomite übergehen. Nach einem nahezu hundert Meter mächtigen Intervall, der durch synsedimentäre Breccien gekennzeichnet ist, deren Komponenten aus unter- bis mittelnorischen Beckensedimenten bestehen, folgen obernorische bis rhätische Plattenkalke. Etwa 200 m mächtige liassische Fleckenkalke bilden das Hangende der Schichtserie.

Eine detaillierte Studie des Wasserhaushalts des Neusiedlersees wurde von einem österreichisch-ungarischen Autorenkollektiv (BARANYI et al.) durchgeführt. Überwiegend wird der Wasserhaushalt von dem auf die Seefläche fallenden Niederschlag und durch die Verdunstung von der Seeoberfläche bestimmt. In der näheren Umgebung des Sees ist nicht mit bedeutenderen Grundwasserhorizonten zu rechnen. Der Einsatz von Isotopenmethoden zur Bestimmung von Verweilzeit und Herkunft von Grund- und Quellenwässern zeigt, daß die Horizontalbewegung der Grundwässer außerordentlich gering ist und daß keine für die Wasserbilanz bedeutenden Wassermengen den Neusiedlersee erreichen. Auch die an der Westseite des Sees über die wasserführenden Leithakalke und Ruster Schotter bis in die Nähe des Sees gelangenden Wässer dürften nur zu einem geringen Teil den See auf unterirdischem Weg erreichen. Im Osten des Sees liegt eine stockwerkartige Gliederung der Grundwässer vor, wobei die Wässer des zweiten Stockwerkes hohe Verweilzeiten bis zu einigen 10.000 Jahren aufweisen.

KRALIK & AUGUSTIN untersuchten die Feinsedimente des Donaukraftwerk-Stauraumes Aschach in sedimentologischer, mineralogischer und geochemischer Hinsicht. Die jährliche Sedimentationsrate beträgt bis zu 80 cm, wobei die Hauptsedimentation alljährlich periodisch – als Folge der Schneeschmelze – von Mai bis August stattfindet. Die Sedimente bestehen aus ca. 70 % Silt sowie je 15 % Ton und Feinsand. Der Mineralbestand ist sehr konstant mit 30 % Quarz und Feldspat, 22 % Karbonat, 44 %Ton- und Glimmerminerale sowie 3,4 % organischem Anteil. Die chemilódását a Dinaridákkal, illetve a Déli Alpokkal. A rétegsor a vastag sekélytengeri raibli rétegekkel indul, amelyek a felső-karni–alsó-nóri tűzköves dolomitokba mennek át. Egy csaknem száz méter vastag olyan szinszedimentációs breccsákkal jellemzett intervallum után, melyeknek alkotóelemeit alsó-, középső-nóri medenceüledékek alkotják, a felső-nóritól a rhaetiig terjedő lemezes mészkövek következnek. A rétegsor fedőjét a mintegy 200 méter vastag liász foltos mészkövek képezik.

A Fertő-tó vízháztartásának beható vizsgálatát végezte el egy osztrák–magyar szerzői kollektíva (BARANYI et al.). A vízháztartást túlnyomórészt a tó felületére hulló csapadék és a felszínről történő párolgás határozza meg. A tó közelebbi környékén nem lehet jelentősebb talajvízzel számolni. A talaj- és forrásvizek tartózkodási idejének és eredetének meghatározására irányuló izotópos vizsgálatok azt mutatják, hogy a talajvizek vízszintes irányú mozgása rendkívül csekély mértékű, és hogy a Fertő-tó vízmérlegében e vizeknek nincs számottetvő jelentőségük. Még a tó nyugati oldalán a vízvezető lajtamészkövön és a ruszti kavicson át a tó közelébe érkező vizek is csak csekély részben érhetik el a tavat felszínalatti úton. A tó keleti részén a talajvizek emeletszerűen tagolódnak, amelynél a második emelet talajvizei néhányszor tízezer évig terjedő tartózkodási időket mutatnak.

KRÁLIK & AUGUSTIN-GYURITS az aschachi dunai erőmű duzzasztóterének finomüledékeit vizsgálták meg szedimentológiai, ásványtani, valamint geokémiai tekintetben. Az évi üledékképződési ráta 80 cm-ig terjed, ahol a fő üledékképződés évente, időszakosan – a hóolvadás következményeként – májustól augusztusig megy végbe. Az üledékek mintegy 70 %-ban kőzetlisztből, valamint 15–15 % agyagból és finomhomokból állnak. Az ásványi összetétel igen állandó, 30 % kvarccal és földpáttal, 22 % karbonáttal, 44 % agyag- és csillám ásvánnyal, valamint 3,4 % szervesanyag-hányaddal. A vegyi összetétel erősen homokos márgának – agyagnak felel meg. A finomüledékek vizsgálata a tömeges nyersanyagként történő felhasználás lehetőségének tekintetében azt mutatja, hogy ezek alkalmasak cement-nyersanyagként, valamint hulladéklerakóhelyek, gátak és vékonyfalak tömítőanyagaként, azonban tégla alapanyagként, valamint a mezőgazdaság számára trágyázási és talajjavító anyagként csak feltételesen felelnek meg.

Ausztria bitumenes és kerogénben dús néhány kőzettípusának faciális és geokémiai áttekintését nyújtja LOBITZER, SOLTI et al. a devontól a pannóniaiig terjedő sorozatokból. Az eddigi vizsgálati eredmények a ritkafémek kinyerése tekintetében nem kecsegtetőek. Külön kell utalni az Ausztriában hagyományos felső-triász olajpala felhasználásra (seefeldi rétegek), valamint a liász epszilon (bächentali rétegek) alkalmazására a gyógyászati, valamint a kozmetikai iparban; itt jelenleg csak a bächentali rétegeket bányásszák. Ezek szénhidrogén szempontjából éretleneknek mutatkoznak (l. kerogén-típus), amit a szénülésfok vizsgálatok is igazolnak; ezek azt mutatják, hogy a fényes barnaszénstádiumot még nem érték el. Az „alginit sensu JÁMBOR & SOLTI 1975" témakört ebben a jubileumi kiadványban külön munkák képviselik (SOLTI et al., DRAXLER et al.).

A burgenlandi Weingraben melletti hochriegeli rétegek papírpalájának, illetve alginitjének már jelen jubileumi kiadvány 1. részében is két alapvető munkát szenteltünk (DRAXLER & ZETTER: palynológia; BACHMAYER et al.: rétegtan, makrofosszília-leletek, szedimentológia és fáciesértelmezés). SOLTI et al. most ennek kiegészítésékent szervesgeokémiával/petrológiával, valamint eme – Ausztria szá-

Schlußwort

Die Herausgeber dieser zweiteiligen Jubiläumsschrift hoffen, daß es die Arbeitsumstände auch in Zukunft ermöglichen werden, in freundschaftlicher und kreativer Atmosphäre die bilaterale geowissenschaftliche Zusammenarbeit zwischen unseren beiden geologischen Partnerinstituten fortzuführen. Ein nächster Fixpunkt für repräsentative gemeinsame Veröffentlichungen sollten die Feierlichkeiten anläßlich des 1100-Jahr-Jubiläums der Staatsgründung Ungarns sowie der ersten Erwähnung Österreichs vor 1000 Jahren sein.

HARALD LOBITZER & GÉZA CSÁSZÁR

Zárószó

Jelen kétrészes jubielumi kiadvány szerkesztői remélik, hogy földtani partner-intézeteik közötti kétoldalú földtudományi együttműködés a jövőben is barátságos és kreatív légkörben folyik. Reprezentatív közös kiadványunk legközelebbi időpontját a budapesti világkiállítás szabja meg, amikor is az 1996. évben a magyar államalapítás 1100 éves jubileumát és Ausztriának 1000 évvel ezelőtti első említését is ünnepeljük.

LOBITZER HARALD és CSÁSZÁR GÉZA

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

sche Zusammensetzung entspricht einem stark sandigen Mergel bis Ton. Die Untersuchung der Feinsedimente auf die Möglichkeit eines Einsatzes als Massenrohstoff weist diese als geeignet als Zementrohstoff und als Düngungs- und Bodenverbesserungsmaterial in der Landwirtschaft aus.

Einen Überblick über Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser bzw. kerogenreicher Gesteine Österreichs vom Devon bis ins Pannon geben LOBITZER, SOLTI et al. Die bisherigen Untersuchungsergebnisse weisen kein Vorkommen als bergwirtschaftlich – etwa als Erz für seltene Metalle – interessant aus. Besonders hingewiesen werden muß auf die in Österreich traditionelle Nutzung von Ölschiefern der Obertrias (Seefelder Schichten) und des Lias-Epsilon (Bächental-Schichten) in der pharmazeutischen und kosmetischen Industrie, wobei jedoch zur Zeit nur die Bächental-Schichten abgebaut werden. Diese erweisen sich im Sinn der Kohlenwasserstoff-Maturität als unreif (Kerogen-Typ I), was auch durch die Inkohlungsuntersuchungen bestätigt wird, welche zeigen, daß das Glanzbraunkohlenstadium noch nicht erreicht wurde.

Dem Themenkreis „Alginit sensu JÁMBOR & SOLTI 1975" werden separate Arbeiten in dieser Jubiläumsschrift gewidmet (SOLTI et al., DRAXLER et al.).

Dem Papierschiefer bzw. Alginit in den mittel-miozänen Hochriegelschichten von Weingraben im Burgenland wurden bereits in Teil 1 dieser Jubiläumsschrift zwei grundlegende Arbeiten gewidmet (DRAXLER & ZETTER: Palynologie; BACHMAYER et al.: Stratigraphie, Makrofossilfunde, Sedimentologie und Faziesinterpretation). SOLTI et al. befassen sich nun ergänzend dazu mit der organischen Geochemie/Petrologie sowie eventuellen agrar- bzw. umweltgeologischen Nutzungsoptionen dieses für Österreich neuen Rohstoffs.

CSATHÓ, SZILÁGYI & SEIBERL geben einen Überblick über die Ergebnisse der hubschraubergeophysikalischen Messungen im Transdanubischen Mittelgebirge in Ungarn. Schwerpunkte der Untersuchung waren die Abgrenzung von oberflächennahen Bauxit-Linsen sowie mit Hilfe der petrophysikalischen Bedingungen auch die Gewinnung von Daten, die für die geologische Kartierung und/oder für umweltgeologische Fragestellungen relevant sind.

HEINZ & BLAUMOSER unternahmen den Versuch, für eine Analyse der magnetischen Signatur im östlichen Teil der Alpen (Raum Rechnitz/Bernstein/Güssing) die österreichischen und ungarischen Magnetfelddaten anzugleichen, um die magnetischen Anomalien in einen geologischen Kontext zu stellen. Die magnetischen Anomalien sind ultrabasischen Gesteinen zuordenbar, die zu ophiolitischen Folgen gehören, die als Reste der ozeanischen südpenninischen Entwicklung aufgefaßt werden. Das magnetische Muster indiziert eine Bifurkation der ozeanischen Tröge und dem betrachteten Gebiet kommt eine Schlüsselposition für das Verständnis der Verbindung der Ostalpen mit den Westkarpaten bzw. mit dem Pannonischen Raum zu.

Schließlich verdanken wir noch STOJASPAL eine Auflistung der Typen und Abbildungsoriginale von Makrofossilien aus Ungarn, die in den Sammlungen der GBA verwahrt werden. Da das 1802 gegründete Ungarische Nationalmuseum eine naturwissenschaftliche Abteilung besitzt und sich als zentrale Sammelstelle für aus Ungarn stammende Objekte versteht, ist das an der GBA aufbewahrte Material relativ klein und umfaßt neben neogenen Pflanzen (ETTINGSHAUSEN, 1854; STUR, 1867) triadische Brachiopoden (BITTNER, 1890), Gastropoden der Oberkreide (TAUSCH, 1885) und des Neogens (STOLICZKA, 1882; WOLF, 1870) sowie ladinische Ammoniten zur Monographie von MOJSISOVICS (1882).

mára új – nyersanyagnak esetleges mezőgazdasági, illetve környezetföldtani felhasználási lehetőségeivel foglalkoznak.

CSATHÓ, SZILÁGYI & SEIBERL áttekintést nyújt a Dunántúli középhegység területén végzett helikopteres geofizikai mérések eredményeiről. A vizsgálat súlypontjait a felszínközeli bauxitlencsék lehatárolása, valamint – kőzetfizikai paraméterek segítségével – olyan adatok nyerése képezte, amelyek a földtani térképezés és/vagy környezetföldtani kérdések megválaszolásához nyújthatnak segítséget.

HEINZ & BLAUMOSER megkísérelte az Alpok keleti részében (Rechnitz/Bernstein/Güssing körzete) lévő mágneses mezők osztrák és magyar adatainak egybevetését és a mágneses anomáliák földtani értelmezését. A mágneses anomáliák ofiolitos sorozatokhoz tartozó ultrabázikus kőzetekhez kapcsolhatók. Ezeket a dél-penníni óceán maradványaként értelmezik. A mágneses kép az óceáni medencék bifurkációját jelzi. A vizsgált terület kulcshelyzetben van a Keleti Alpok és a Nyugati Kárpátok, illetve a pannón térség kapcsolatának megértését illetően.

Végezetül STOJASPAL-nak köszönhetjük a GBA gyűjteményeiben őrzött magyarországi makrofosszíliák típusainak és ábra-originálisainak lajstromozását. Mivel az 1802-ben alapított Magyar Nemzeti Múzeum már 1810 óta saját természettudományi osztállyal rendelkezik, és a magyaországi objektumok központi gyűjtőhelyének számít, a GBA-nál őrzött anyag viszonylag csekély, és a neogén növények (ETTINGSHAUSEN, 1854; STUR, 1867) és triász brachiopodák mellett (BITTNER, 1890), felső-kréta (TAUSCH, 1885) és neogén gastropodákat (STOLICZKA, 1862; WOLF, 1870), valamint ladin ammoniteszeket (MOJSISOVICS, 1882) foglal magában.

ÖNK Széchényi Könyvtár

Stratigraphie
Fazies

Rétegtan
Fácies

Stratigraphy
Facies

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Neogen
Neogén
Neogene

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 19–54	Wien, November 1994	2. rész	pp. 19–54	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Erster Nachweis von „Alginit" (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbecken (Österreich)

Von ILSE DRAXLER, GÁBOR SOLTI, HARALD LOBITZER & OTTO CICHOCKI
Mit Beiträgen von
PAUL HERRMANN, CSABA RAVASZ, REINHARD SACHSENHOFER, FRANZ STOJASPAL & GÉZA CSÁSZÁR*)

Mit 2 Abbildungen, 12 Tafeln und 7 Tabellen

Österreich
Steiermark
Oststeirisches Vulkangebiet
Rohstoffgeologie
Alginit
Ölschiefer
Erdölmuttergestein
Blähton
Illit
Agrargeologie
Organische Geochemie
Inkohlungsgrad
Pannon
Palynomorphen
Ostracoden

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 192

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Inhalt

Zusammenfassung 20
Összefoglalás 20
Abstract 20
1. Einleitung 21
2. Dokumentation der Untersuchungsergebnisse 21
2.1. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen 21
2.2. Geochemische Untersuchungen 22
2.2.1. Anorganische Geochemie 22
2.2.2. Organische Geochemie 22
2.2.3. Agrargeologische und bodenkundliche Untersuchungen 23
2.3. Paläontologische und stratigraphische Untersuchungen 24
2.3.1. Ostracoden und sonstiger Schlämmrückstand 24
2.3.2. Lamellibranchiaten 25
2.3.3. Palynomorphen und Dinoflagellaten 25
2.3.3.1. Vorbemerkungen 25
2.3.3.2. Palynologische Ergebnisse 25
2.3.3.3. Botanische Schlußfolgerungen 27
2.3.3.4. Palynofazies und Schlußfolgerungen über das Ablagerungsmilieu 28
2.3.4. Inkohlte Hölzer 28
2.3.5. Inkohlungsgrad 29
3. Schlußfolgerungen und Empfehlungen für weiterführende Arbeiten 29
Dank 30
Tafeln 1–12 30
Literatur 54

*) Anschriften der Verfasser: Dr. ILSE DRAXLER, Dr. HARALD LOBITZER, Dr. PAUL HERRMANN, Dr. FRANZ STOJASPAL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich; Dr. GÁBOR SOLTI, Dr. CSABA RAVASZ, Dr. GÉZA CSÁSZÁR, Ungarisches Geologisches Institut, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Ungarn; Dr. OTTO CICHOCKI, Universität Wien, Institut für Paläontologie, Universitätsstraße 7/II, A-1010 Wien, Österreich; Dr. REINHARD SACHSENHOFER, Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, 8700 Leoben, Österreich.

Zusammenfassung

In der Tongrube Mataschen der LECA Ges.m.b.H. in Fehring wurde 1986 (SOLTI & LOBITZER et al., 1987) die erste Indikation des für Österreich neuen Rohstoffes "Alginit" sensu JÁMBOR & SOLTI (1975) nachgewiesen. Lithologisch handelt es sich um Montmorillonit-reiche siltige laminierte Tone mit reichlich organischer Substanz, die im sonnentrockenen Zustand pergamentartiges Aussehen zeigen (Papierschiefer) und geringes Raumgewicht aufweisen. Der Alginit von Mataschen zählt aufgrund der Rock Eval Pyrolyse-Ergebnisse zu den unreifen Ölschiefern des Kerogen-Typs I-II der TISSOT'schen Klassifikation (TISSOT & WELTE, 1978). Der Gehalt an C_{org}. beträgt 8,30 %, die Soxhlet-Bitumoid-Untersuchung weist einen Wert von 1,176 % aus. Eine breite Palette chemischer und bodenkundlich-agrargeologischer Untersuchungen weist den Alginit von Mataschen als für die landwirtschaftliche Bodenmelioration als gut geeignet aus. Leider betrug jedoch die aufgeschlossene Mächtigkeit der Alginit-Indikation lediglich 1–2 dm und zur Zeit (1994) ist Alginit überhaupt nicht mehr anstehend. Ökonomische Relevanz kommt daher diesem Vorkommen absolut keine zu.

Unsere stratigraphischen Untersuchungen belegen ein Alter von Pannon D–E, wobei von einem liegenden kaspibrackischen Bereich (dem die Alginit-Indikation zugehört) sich zum Hangenden hin eine Aussüßung vollzieht. Sowohl die Ostracodenfaunula, als auch die Lamellibranchiaten sprechen für einen kaspimarinen ruhigen Flachwasser- bzw. sehr küstennahen Ablagerungsbereich und – mangels endemischer Taxa – nicht für eine Kratersee-(Maar-)Bildung der Alginit-Indikation. Funde von Baumstämmen und Holzresten, bei denen es sich um Vertreter küstennaher Sumpfstandorte (*Taxodioxylon taxodii* GOTHAN) handelt, belegen ebenso ein Küstenmilieu.

Die Zusammensetzung der Mikrofloren-Spektren belegt eindrucksvoll die oben erwähnte allmähliche Aussüßung, wobei an der Profilbasis marine Dinoflagellaten-Zysten (*Spiniferites*-Taxa) dominieren; allmählich nehmen Pollen und Sporen zu und in den hangenden Profilabschnitten treten sie nahezu ausschließlich auf. *Botryococcus* zeigt in der Alginit-Indikation signifikante Häufigkeit, tritt jedoch ansonsten nur sehr vereinzelt auf. Die Pollen und Sporenflora ist durch einen höheren Anteil von Florenelementen küstennaher Sumpfstandorte (*Taxodium, Myrica*) charakterisiert. Auch Pollen von Pflanzengesellschaften offener Süßwasserflächen (z.B. *Trapa*) sind anzutreffen. Aus dem Hinterland stammen Pollenformen von Laubmischwäldern (z.B. *Liquidambar, Fagus, Oreomunnea*) und Coniferen (*Pinus, Cathaya, Abies, Picea*), die auf warm-gemäßigtes Klima hinweisen.

Az első alginit (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) indikáció a délkelet-stájer tercier medencében (Ausztria)

Összefoglalás

Szerzők a LECA Kft. fehringi Mataschen agyagbányájában 1986-ban találták meg az Ausztriában újnak számító nyersanyag, az alginit (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975.) első indikációját (SOLTI, LOBITZER et al., 1987.). Kőzettanilag lemezes szerkezetű, montmorillonitban gazdag, kőzetlisztes agyag, mely bőséges mennyiségű szervesanyagot tartalmaz, légszáraz állapotban pergamenthez hasonló küllemű (papírpala), csekély fajsúlyú. A matascheni alginit, a Rock-Eval-féle pirolízis adatai alapján a TISSOT-féle osztályozás (TISSOT & WELTE, 1978.) I–II. kerogén típusú éretlen olajpala csoportba tartozik. A C_{org} -tartalom 8,3 %-ot tesz ki, míg a Soxhlet-bitumen értéke 1,176. A széles skálán végzett vegyi, talajtani és agrogeológiai vizsgálatok alapján a matascheni alginit mezőgazdasági talajjavításra igen alkalmas anyag. Sajnos azonban, az alginit-indikáció a feltárásban csupán 1–2 dm vastagságú volt, jelenleg pedig (1990-ben) a külszínen alginit már nem mutatkozik, ennél fogva az előfordulásnak nincs gazdasági jelentősége.

Rétegtani vizsgálataink szerint képződési kora a pannoniai D–E zónába tehető. A normál tengervízi környezetben ülepedett fekü brakkvízi fáciesbe megy át (az alginit-indikációval), majd a fokozatosan kiédesülő vízre utaló fedőben végződik. Mind az ostracoda-fauna, mind a kagylók egy kaszpi-tengeri sekélyvízi, illetve partközeli fáciesre utalnak, azaz az endémikus taxonok hiányában az alginit-indikáció nem krátertóban (maarban) képződött. A fatörzs- és egyéb famaradványok szintén partközeli, mocsaras területet jeleznek (*Taxodioxylon taxodii* GOTHAN).

A mikroflóra kép összetétele egyértelműen a fent említett fokozatos kiédesülést bizonyítja. A szelvény talpán tengeri dinoflagellata ciszták (*Spiniferites* taxonok) uralkodnak, fölfelé haladva a pollenek és spórák száma fokozatosan növekedik, míg a fedőben kizárólagossá válik. A *Botryococcus* az alginit indikációban nagy gyakoriságú, egyébként azonban csak igen elszórtan jelentkezik. A pollen- és spóraflórát a partközeli mocsári helyszínek flóraelemeinek magas arányszáma jellemzi (*Taxodium, Myrica*).

A nyílt édesvízi területek növénytársulásainak pollenjei (pl. *Trapa*) is megtalálhatók. A mögöttes területekről származnak a vegyes lombos erdők pollenalakjai (pl. *Liquidambar, Fagus, Oreomunnea*) és Coniferák (*Pinus, Cathaya, Abies, Picea*), amelyek meleg-mérsékelt éghajlatra utalnak.

The First Alginite (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) Indication from the Tertiary Basin in SE Styria (Austria)

Abstract

In 1986 the authors discovered the first indication of alginite (sensu JÁMBOR et SOLTI, 1975) in the clay pit of LECA Co. Ltd. at Mataschen, Fehring, which has been considered as a new sort of mineral resources in Austria (SOLTI et al., 1987). Lithologically, alginite is a silty clay of laminated structure which is rich in montmorillonite and has a high organic matter content, low specific weight, and in air dry state it has an appearance similar to parchment (paper shale). Based on data from Rock-Eval pyrolysis the alginite from Mataschen is assigned to type I and II of kerogene, i.e. an immature oil shale in accordance with the TISSOT's classification (TISSOT et WELTE, 1987). Its C_{org} content amounts to 8.3 %, whereas the Soxhlet bitumen amount is 1.176 %. As shown by a wide range of chemical, pedological and agrogeological tests, the alginite from Mataschen is excellently suitable for use in soil amelioration in agriculture. However, in the exposure the alginite bed had a thickness of 1 to 2 dm only, and now (in 1994) alginite is not encountered on the surface any longer, therefore this occurrence of alginite is of no importance for economy.

As shown by our stratigraphic examinations, alginite is presumed to have been developed during the Pannonian D–E zone. The main part of the exposure was deposited under only slightly agitated caspi-brackish water conditions (with alginite indication), the overlying bed points to water conditions becoming limnic. Both the ostracodal fauna and the pelecypods point to a Caspian-sea type shallow-water nearshore facies, that is the alginite indication was not developed in a crater lake (maar) due to the absence of endemic taxa. The remains of tree trunks of *Taxodioxylon taxodii* GOTHAN and other wood pieces also suggest a nearshore, marshy depositional environment.

It is clearly evidenced by the composition of the microfloral spectrum that the aforesaid gradual development from brackish to limnic facies took place. The bottom part of the profile is dominated by dinoflagellata cysts (*Spiniferites* taxa), whereas upwards the amount of pollens and spores increases, becoming nearly exclusive in the covering bed. *Botryococcus* occurs very frequently in the alginite indication but otherwise it shows a rather sporadical occurrence. The flora of pollens and spores is characterized by the great proportion of floral elements of nearshore marshy sites (*Taxodium, Myrica*). Pollens of plant assemblages of open limnic areas (e.g. *Trapa*) can also be observed. Pollen species of mixed deciduous forests (*Liquidambar, Fagus, Oreomunnea* etc.) and conifers (*Pinus, Cathaya, Abies, Picea*, etc.) pointing to a warm-moderate climate are derived from the area situated behind.

1. Einleitung

Als Folge der in Ungarn durch SOLTI und sein Team geleisteten Vorarbeiten am „Grünen Tisch" konnte die Alginitprospektion in Österreich sehr zielstrebig angegangen werden und führte bereits am ersten Tag der Prospektionsarbeiten zur Auffindung der i.d.F. dokumentierten Alginit-Indikation im Oststeirischen Vulkangebiet. Dies ist in erster Linie ein Verdienst des gut untermauerten Kartierungskonzepts von WINKLER(-HERMADEN), der in zahlreichen eindrucksvollen Veröffentlichungen das Vulkangebiet des Steirischen Beckens in seiner Gesamtheit darstellt. Durch WINKLER's intensive Beziehungen zu ungarischen Vulkanologen erwies sich seine Dokumentation und Interpretation der Daten für unsere Arbeitsgruppe unmittelbar als kompatibel im Hinblick auf fazielle Prospektion vulkanoklastischer Rohstoffe.

Die Geländearbeiten wurden gemeinsam von SOLTI und LOBITZER unter gelegentlicher Unterstützung durch RAVASZ und CSÁSZÁR durchgeführt. SOLTI organisierte auch die in Kap. 2.1. und 2.2. dokumentierten Analytik-Schritte; LOBITZER oblag die Koordination der paläontologischen Untersuchungen (Kap. 2.3.). Das Kap. 2.3.3. verfaßte Frau DRAXLER, wobei das zugrunde liegende Probenmaterial anläßlich einer Exkursion gemeinsam von I.D. und H.L. gesammelt wurde. CICHOCKI zeichnet für Kap. 2.3.4. verantwortlich, HERRMANN für Kap. 2.3.1., STOJASPAL für Kap. 2.3.2.

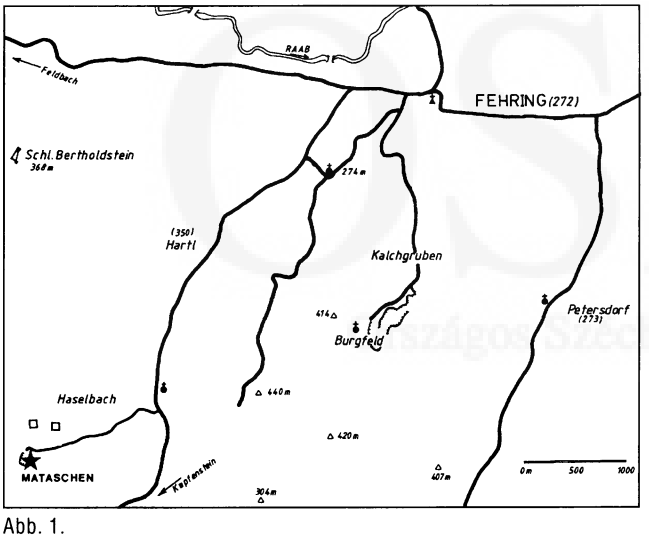


Abb. 1.
Lageskizze der Tonabbaue der Fa. LECA Ges.m.b.H. in Fehring-Mataschen und Fehring-Burgfeld.
Skizze: G. PASCHER (GBA).

2. Dokumentation der Untersuchungsergebnisse

Die Probe aus der Alginit-Indikation Mataschen wurde im Rahmen eines integrierenden Untersuchungspakets sowohl mineralogisch-petrographischen, geochemischen s.l. sowie paläontologischen Bearbeitungen unterzogen. Außerdem wurde danach getrachtet, diese Einzelprobe in den stratigraphisch-faziellen Rahmen – wie er sich aufgrund der stark wechselnden Aufschlußverhältnisse in einem aktiven Abbau darstellt – einzubinden. Zu diesem Zwecke waren vor allem stratigraphische, biofazielle, ökologische und paläogeographische Untersuchungen bzw. Überlegungen anzustellen, da sich bald zeigte, daß das im Gelände lithologisch sehr eintönig erscheinende feinklastische Profil sich bereits bei den ersten biofaziell orientierten Untersuchungen als keineswegs so gleichförmig erwies.

2.1. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen

Da von BERTOLDI et al. (1981) und neuerdings von HADITSCH (1989) eine eingehende Studie des Blähtonvorkommens Fehring-Mataschen vorliegt, verzichteten wir auf eigene diesbezügliche Untersuchungen und beziehen uns in aller Kürze auf deren Ergebnisse. Hinsichtlich des Illit-Tagebaues Fehring-Burgfeld darf auf WIEDEN & SCHMIDT (1956) verwiesen werden.

BERTOLDI et al. (1981) befassen sich mit den mineralogischen bzw. sedimentpetrographischen und technologisch relevanten materialtechnischen Parametern, die für die Blähfähigkeit des Fehringer Rohmaterials verantwortlich sind. Weiters gingen sie Hinweisen von WINKLER-HERMADEN (1939, 1951) nach, daß in der Oststeiermark noch weitere Vorkommen blähfähiger Tone vorhanden seien. Sie kommen zum Schluß, daß nur den Tonen von Gnas mögliche wirtschaftliche Bedeutung zukommt.

Hinsichtlich der Kornverteilung und Klassifizierung zeigen die Summenkurven der Fehringer Probe (BERTOLDI et al., 1981) einen Anteil der Tonfraktion von ca. 50 Masse-% auf, bei wechselndem Schluff- und Sandanteil. Unter den Schichtsilikaten dominieren Montmorillonit und Muskowit/Illit, daneben auch Kaolinit sowie gelegentlich etwas Chlorit. Weiters ist Quarz omnipräsent. In geringeren Mengen finden sich Fe-Minerale, Feldspat und ein großer „Rest" (Wechsellagerungsminerale, Vermiculit, röntgenamorpher Anteil) sowie in geringen Mengen auch manchmal Kalzit. WIEDEN & SCHMIDT (1965) erachteten Illit als Hauptgemengteil des Fehringer Blähtons.

In genetischer Hinsicht wird von BERTOLDI et al. (1981) das Blähtonvorkommen Fehring mit ringförmig auftretenden Tuffen bzw. Tuffiten des pliozänen Vulkanismus in Verbindung gebracht.

Auf die technologischen Untersuchungen des Fehringer Blähtons durch BERTOLDI et al. (1981) soll hier nicht näher eingegangen werden.

Von unserer Seite wurde lediglich eine Probe, die der Alginit-Indikation entstammt – im Rahmen eines integrierenden Untersuchungsprogramms – auch röntgendiffraktometrisch sowie mit Hilfe von DTA untersucht (Tab. 1,2). Diese Ergebnisse beziehen sich ausschließlich auf die „Sonderfazies" der Alginit-Indikation!

Im Dünnschliff erweist sich der Alginit von Mataschen, der makroskopisch wohl am treffendsten als Papierschiefer zu bezeichnen ist, als laminierter siltiger Tonstein mit zwischengeschalteten organisch-reichen – phytogenen – Partien. Nach der organisch-petrologischen Nomenklatur

Tabelle 1.
Röntgendiffraktometrische Mineralphasenanalyse.
Analytik: G. RISCHÁK & I. JUHÁSZ, MÁFI Budapest.

Montmorillonit	37 %
Kaolinit	1 %
Chlorit	1 %
Quarz	6 %
Kalifeldspat	7 %
Plagioklas	4 %
Aragonit	13 %
Kalzit	16 %
Dolomit	1 %
Amorph	14 %

Tabelle 2.
Thermische (DTA) Analyse.
Analytik: Zs. BARNA, MÁFI Budapest.

Organische Stoffe	9–15 %
Kalzit	8 %
Montmorillonit-Gruppe	8 %
Pyrit	+
Feuchtigkeit	11,7 %
Flüchtige Substanzen	19,6 %
Glühverlust	31,3 %
Asche	68,7 %

von HUTTON (1987) handelt es sich um Lamalginit mit Telalginit unter erheblicher *Botryococcus*-Beteiligung.

Die Lamination zeigt dünne Alginitlagen, die mit etwas dickeren kalkig-tonigen Laminae wechsellagern. Im Schliff zeigt sich ein kryptokristallines Gefüge von Tonmineralen in dem Kristallbruchstücke in Sand/Silt-Korngröße regelmäßig verteilt sind. Letztere werden von Kalzit und Argonit dominiert, daneben treten noch etwas Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskowit, Serizit, zersetzter Biotit und Chlorit auf. Nur selten sind sie als allotriomorphe bzw. hypidiomorphe Kristalle entwickelt, sondern meist als allotriomorphe Aggregate in Form von Pseudomorphosen nach Sporen und Pollen oder Algenkolonien. Auch Opal kommt als Auskleidung runder Körner vor; vermutlich ebenso eine pseudomorphe Bildung nach Fossilien indet. Kerogen-Partikeln sind vereinzelt von Pyrit-Aggregaten durchsetzt sowie von amorphem Limonit durchtränkt. Die dünnen, meist wellig gekrümmten Alginit-Partikel sind meist parallel zur Schichtung angeordnet; zusätzlich besteht die organische Substanz noch aus orange-rotbraunen oder gelbbraunen feinkörnigen Partikeln von feindisperser Verteilung oder auch größeren Partikeln von rundem Querschnitt. Die Algenreste sind disintegriert, teils zersetzt; die ehemaligen Zellwände sind von Karbonat ersetzt, während die Zell-Lumina eine Füllung aus opaken Mineralen und Tonmineralen zeigen. Die Grenzen zwischen den organisch-reichen Laminae und den tonigen Laminae sind unscharf.

2.2. Geochemische Untersuchungen

Da Alginit in erster Linie zur Bodenverbesserung saurer siltig-sandiger Böden – wie sie etwa die ungarische Puszta aufweist – Verwendung findet, wurde auch unser Untersuchungspaket auf diese Fragestellung zurechtgeschnitten. Neben der physikalischen Bodenverbesserung, wie sie etwa durch das Einbringen von montmorillonitischen Tonen in sandige Böden erreicht werden kann, was eine verbesserte Bindigkeit und damit Feuchtigkeitshaltung bewirkt, sind auch pflanzenverfügbare anorganische Verbindungen und Elemente sowie organische Substanzen (Humus s.l., etc.) für die Bodenfruchtbarkeit unumgängliche Voraussetzung. Daneben ist auf eventuelle Gehalte schädlicher Schwermetalle zu achten.

2.2.1. Anorganische Geochemie

Tabelle 1 zeigt die Ergebnisse anorganisch-geochemischer Untersuchungen der Alginitprobe von Mataschen im Vergleich zu einer Durchschnittsprobe aus vier Proben des Alginits von Pula aus dem Horizont 6–13 m. Wie ersichtlich, zeigen die Werte in den Grundzügen gute Übereinstimmung, wobei in der Probe Mataschen vor allem die relativ erhöhten Gehalte an Fe_2O_3, K_2O und P_2O_5 auffallen sowie der vergleichsweise geringere CaO–Ge-

Tabelle 3.
Chemische Analyse der wichtigsten Oxide [%].
Analytik: I. SOHA & I. BARÁT, MÁFI Budapest.

	Mataschen Alginitindikation	Pula/Ungarn (∅ aus 4 Proben)
SiO_2	38,2	36,51
TiO_2	1,72	0,70
Al_2O_3	12,1	9,51
Fe_2O_3	6,23	2,39
FeO	0,39	
MnO	0,066	0,07
CaO	5,80	0,02
MgO	2,83	3,50
Na_2O	0,16	0,25
K_2O	1,39	0,67
H_2O^+ (inkl. CO_2)	21,92	
H_2O^-	8,33	
CO_2	—	
P_2O_5	0,41	
SO_3	0,36	
Sonstiges	0,38	
Glühverlust	25,64	

halt. Das CO_2 konnte zur Zeit der Analytik nicht bestimmt werden; in den 21,92 % des H_2O^+ ist das bei 1050°C freiwerdende H_2O^+ inkl. CO_2 enthalten.

2.2.2. Organische Geochemie

Im Rahmen der technologischen und rohstoffgenetischen Untersuchungen wurde auch eine Reihe organisch-geochemischer Analysen durchgeführt (Tab. 4–6).

Wie in Tab. 4 gezeigt wird, weist der Papierschiefer von Mataschen 5,4 bzw. 5,8 % Schieferöl, das mit der Fischer-Destillation bei 520°C gewonnen werden kann, auf. Das heißt, daß dieses Gestein den Gepflogenheiten der Kohlenwasserstoff-Industrie entsprechend als „Ölschiefer" s.l. betrachtet werden muß, welche die Untergrenze für diese Gesteine mit 4 % Fischer-destillierbarem Schieferöl ziehen. Darüberhinaus könnten aus dem lufttrockenen Papierschiefer von Mataschen 30,5 m³/t Schiefergas gewonnen werden. Die kohlenchemischen Analysen erweisen eine Verbrennungswärme des Alginits von Mataschen von 3,77 MJ/kg bei einem Heizwert von 3,18 MJ/kg.

Der Chloroform-lösliche Soxhlet-Extrakt weist 1,176 % Bitumen auf. Wie die Infrarotspektroskopie (IR) des extrahierten Bitumens zeigt (Tab. 5), setzt sich dieses vor allem aus langen aliphatischen Ketten zusammen. CO-Gruppen kommen in mittlerer Häufigkeit, hauptsächlich in Form von Säuren und Ketonen, vor.

Weiters wurde mit Hilfe der Rock-Eval-Pyrolyse der Kerogen-Typ, die Maturität sowie das Kohlenwasserstoff-Bildungspotential des Alginits von Mataschen charakterisiert. Die in Tab. 6 angeführten Meßwerte stellen einen Durchschnittswert aus 6 Messungen dar. Hinsichtlich der Interpretation unserer Meßdaten darf auf TISSOT & WELTE (1978) verwiesen werden. Hier soll nur soviel erläutert werden, daß der Alginit von Mataschen im Sinne der Kohlenwasserstoff-Maturität unreif ist, d.h. er hat die Katagenese – den Hauptbildungsbereich der Kohlenwasserstoffgenese – noch nicht erreicht. Das Kerogen entspricht dem Typ I-II im Sinne der TISSOT'schen Nomenklatur (z.B. TISSOT & WELTE, 1978) Der Papierschiefer von Mataschen kann als potentielles Erdölmuttergestein von guter Qualität angesehen werden, aus dessen organischer Substanz unter entsprechenden Diagenese/Katagenese-Bedingungen 55 kg CH/t Erdöl sowie auch Erdgas entstehen könnten. Mit 8,30 % C_{org} ist der organische Anteil hoch.

Tabelle 4.
Kohlenchemische Analyse, Fischer-Destillation und Analytik des Destillationsgases.
Analytik: J. TAKÁCS, MÁFI Budapest.

Kohlenchemische Analyse			
Wasserstoff	Hr_t	1,7%	
Feuchtigkeit	Wr_t	8,8 %	
Asche	A^r	71,8 %	
Flüchtiges	V^r	17,8 %	
Verbrennungswärme	Q^r	3,77 MJ/kg (902 kcal/kg)	
Heizwert	Q^r_i	3,18 MJ/kg (902 kcal/kg)	
Reine Verbrennungswärme des Materials frei von Feuchte und Asche	$Q_s{}^{daf}$	19,44 MJ/kg (902 kcal/kg)	
Kohlenstoff	Cr_t	9,9 %	
Fischer-Destillation bei 520°C			
		Mataschen (bergfeuchte Probe)	Mataschen (lufttrockene Probe)
Untersuchungsfeuchtigkeit	Wr_t	6,4 %	0
Totes Gestein und Koks	sh	79,0 %	84,4 %
Schieferöl, Schieferteer	Tsk	5,4 %	5,8 %
Grobe Feuchtigkeit	Wsk	8,8 %	9,4 %
Schiefergasmenge	Gsk	28,6 m³/t	30,5 m³/t
Gas + Verlust		0,4 %	
Zusammensetzung des Destillationsgases			
Kohlendioxid (CO_2)		11,7 %	
Kohlenmonoxid (CO)		—	
Methan (CH_2)		10,6 %	
Wasserstoff (H_2)		8,2 %	

Tabelle 5.
Infrarot-Extinktionsquotienten des Soxhlet-extrahierten Bitumens.
Analytik: A. BRUKNER-WEIN, MÁFI Budapest.

720	1380	1610	1710	1720–40
750	1470	1470	1470	1470
—	0,23	—	0,82	—
—	0,17	—	0,64	—

Tabelle 6.
Rock-Eval-Pyrolyse des Alginits von Mataschen.
Analytik: M. HETÉNYI, Universität Szeged.

C_{org}	8,30 %
PC	4,63 %
T_{max}	435°C
S_1 [mg CH/g Gestein]	4,03
S_2 [mg CH/g Gestein]	51,64
S_3 [mg CO_2/g Gestein]	4,97
CH-Potential [kg CH/t Gestein]	55,67
PI	0,07
HI [mg CH/g C_{org}]	622
OI [mg CO_2/g C_{org}]	59
S_2/S_3	10,39
PC/C_{org}	55,8 %
Kerogen-Typ	I–II
Kerogen-Reifegrad	unreif

2.2.3. Agrargeologische und bodenkundliche Untersuchungen

In der west-transdanubischen staatlichen Untersuchungsanstalt in Keszthely wurden agrargeologische bzw. bodenkundliche Untersuchungen an der Probe aus der Alginit-Indikation von Mataschen im Vergleich zum ungarischen Alginit von Pula durchgeführt.

In bodenkundlicher Hinsicht entspricht der Papierschiefer von Mataschen aufgrund der guten Bindigkeit und Wasserhaltigkeit der tonreichen, hygroskopischen Beschaffenheit, einem tonigen Boden. In chemischer Hinsicht zeigt er schwach saure Reaktion bei verhältnismäßig geringem Kalkgehalt. Sein Humusgehalt weist etwa den dreifachen Wert eines durchschnittlichen Bodens auf. In der Folge werden kurz die Ergebnisse bodenchemischer Untersuchungen (Tab. 7) kommentiert:

Der Stickstoffgehalt entspricht unter den in Ammoniumlaktat löslichen, pflanzenverfügbaren Makronährstoffen jenem eines gut versorgten Bodens. Der Phosphorgehalt der beiden Proben von Mataschen übertrifft im Mittel sogar jenen des Alginits von Pula. Auch der Kaliumgehalt entspricht den Werten von ausgezeichnet mit K_2O versorgten Böden. Von allen relevanten Makroelementen (N, P, K; Ca, Mg) wurden Größenordnungen wie im Bereich der ungarischen Alginite festgestellt.

Unter den Mikroelementen zeigt der Eisengehalt in den beiden Proben Unterschiede in der Größenordnung einer Zehnerpotenz. Das kann seine Erklärung darin finden, daß die oberflächennahen Papierschiefer einer limonitischen Verwitterung ausgesetzt waren und sind, wie die typischen rostbraunen Verfärbungen an einem Teil des Materials mutmaßen lassen. Der Kupfergehalt ist deutlich höher, der Zinkgehalt hingegen niedriger als im Alginit von Pula.

Die Gehalte der Schwermetalle Cd, Ni und Pb liegen – wie Tab. 8 zeigt – unter dem Durchschnittswert der meisten Böden bzw. erreicht nie ein toxisches Niveau.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß der Alginit von Mataschen aufgrund seiner guten Bindigkeit,

Tabelle 7.
Bodenkundliche bzw. bodenchemische Untersuchungsdaten des Alginits von Mataschen im Vergleich zu einer Durchschnittsprobe von Pula in Ungarn. Weitere Erläuterungen siehe im Textteil.
Analytik: J. FARKAS, Keszthely.

		Mataschen Bergfeuchter Alginit	Mataschen Lufttrockener Alginit	Pula/Ungarn Alginit – Durchschnitt
Arany'sche Gebundenheit K_A		71,2	114,0	121,4
Hygroskopizität hy		4,97	9,23	9,51
Gesamtsalzgehalt	%	0,23	0,12	0,07
Reaktion pH (H_2O)		6,63	6,88	7,07
Reaktion pH (KCl)		6,60	6,60	6,88
Kalkgehalt ($CaCO_3$)	%	2,3	12,43	13,00
Humusgehalt	%	7,00	14,7	21,7
Aufnehmbare (pflanzenverfügbare) Nährstoffe				
N	mg/100 g Boden	4,2	8,4	9,8
K_2O	mg/100 g Boden	12,9	39,8	43,1
Ca	mg/100 g Boden	720	3500	2800
Mg	mg/100 g Boden	119,0	245,0	216,7
Na	mg/100 g Boden	1,6	8,0	14,4
Fe	ppm	601	64	314
Mn	ppm	172	41	143
Cu	ppm	19,3	6,0	2,4
Zn	ppm	2,6	4,1	5,6
B	ppm		1,15	1,82
Cd	ppm		0,10	0,12
Pb	ppm		2,3	3,5
Ni	ppm		0,06	0,04
Gesamtnährstoffgehalte im Boden				
N	%		0,27	0,53
P	%		0,22	0,15
K	%		0,63	0,66
Ca	%		8,3	7,1
Mg	%		1,5	2,5
Na	%		0,07	0,08
Fe	ppm		31400	42250
Mn	ppm		356	640
Cu	ppm		29,3	33,9
Zn	ppm		93	182
Cd	ppm		0,3	0,86
Pb	ppm		14,7	12,2
Ni	ppm		6,5	15,45

der mutmaßlichen adsorptiven Eigenschaften, hinsichtlich des Humusgehalts sowie der chemischen Zusammensetzung sich für die landwirtschaftliche Nutzung in der Bodenmelioration gut eignen würde.

2.3. Paläontologische und stratigraphische Untersuchungen

Makroskopisch sind in der Tongrube Mataschen zahlreiche Reste fossiler Hölzer – insbesondere bis über halbmeterdicke Baumstämme – sowie Anhäufungen von Resten höherer Pflanzen wie Blätter und Stengeln, aber auch gelegentlich Lamellibranchiaten auffällig.

2.3.1. Ostracoden und sonstiger Schlämmrückstand

Bereits bei Lupenvergrößerung fällt weiters die allerdings offensichtlich auf wenige Lagen beschränkte Häufigkeit von Ostracoden auf.

In den Schlämmrückständen fanden sich gelegentlich reichlich Bruchstücke von Fischknochen, -zähnen und -schuppen sowie sehr selten, auf stratigraphisch ältere Horizonte beschränkt, Bruchstücke von Seeigelstacheln, Schwammnadeln sowie Foraminiferen, die wohl aus dem Baden umgelagert wurden: *Ammonia beccarii* LINNÉ, *Gyroidina soldanii* d'ORB., *Melonis pompilioides* (FICHTEL & MOLL), *Elphidium listeri* (d'ORB.) und *Ceratocancris haueri* (d'ORB.).

HERRMANN (in LOBITZER et al., 1988) machte erstmals auf eine Ostracodenfaunula aus der Tongrube Mataschen aufmerksam. Sie stammt aus dem zur Zeit nicht mehr aufgeschlossen Alginithorizont und umfaßt folgende Arten: *Pontoniella unguiculus* (REUSS), *Cyprideis heterostigma obesa* (REUSS), *Cytheromorpha lacunosa* (REUSS), *Loxoconcha granifera* (REUSS), *Hemicytheria folliculosa* (REUSS) und *Leptocythere* cf. *oblonga* ZALANYI.

Die sehr dünnschalige Fauna ist ausgezeichnet erhalten, was sehr schwache Wasserbewegung anzeigt. Da neben adulten Formen verschiedene Larvenstadien derselben Art vorkommen; ist die Fauna als autochthon zu betrachten. Aus ökologischer Sicht zeigt sie kaspibrackischen Charakter, also eine Fauna wie sie im Pannon des östlichen Österreich weit verbreitet ist; Süßwasserformen fehlen.

Stratigraphisch erlaubt obige Ostracoden-Assoziation eine Einstufung in Pannon D–E.

Weiters konnte in Schlämmrückständen eine wenig charakteristische Mikrofauna beobachtet werden; die Probennummern beziehen sich auf das Profil in Abb. 2.

- Mataschen 3
  Ostracoda: Splitter, mindestens z.T. der Ordnung Cypridacea zuordenbar, aber nicht näher bestimmbar. Diese Ordnung dominiert im Süßwasser, ist jedoch auch im Pannon sehr häufig.
  Pisces: Bruchstücke von Knochen und Schuppen.
  Sonstiges: Foraminiferen, Seeigelstacheln und Schwammnadeln; aus dem Baden umgelagert.
- Mataschen 4
  Pisces: Zähne; Bruchstücke von Knochen und Schuppen.
  Sonstiges: Foraminiferen, aus dem Baden umgelagert.
- Mataschen 5
  Pisces: Bruchstücke von Knochen.
- Mataschen 6
  Ostracoda: 3 Splitter, unbestimmbar.
  Pisces: Zähne, Bruchstücke von Knochen.
- Mataschen 7
  Ostracoda: 1 R von *Cyprideis heterostigma heterostigma* (REUSS). Diese Art tritt in den Pannonzonen D und E auf. Die Klappe ist ungewöhnlich dünn, was auf eine schwächere Mineralisierung des Wassers zurückgehen könnte. Weiters liegen Splitter vor, die den in Probe Mataschen 3 gefundenen auffallend ähnlich sind.
  Pisces: Zähne, Bruchstücke von Knochen und Schuppen.

2.3.2. Lamellibranchiaten

Funde von bestimmbaren Muschelschalen sind in der Tongrube Mataschen ziemlich selten und beschränken sich bislang auf zwei Taxa (STOJASPAL, in LOBITZER et al., 1988), nämlich *Congeria neumayri* ANDRUSOV und *Limnocardium* sp. Bei letzterem Taxon handelt es sich um eine kleine Art mit 13 Rippen, welche mit keiner der bisher aus dem österreichischen Pannon bekannt gewordenen Arten zu identifizieren ist. Sie soll vorläufig mit *Limnocardium decorum* (Th. FUCHS) verglichen werden.

Zur Ökologie ist zu bemerken, daß *Congeria neumayri* – vor allem im Oberpannon – gerne in Lignithorizonten vorkommt, was die Vermutung nahelegt, sie habe, mit Byssus angeheftet, an treibenden Baumstämmen gelebt. Limnocardien hingegen sind im allgemeinen Bewohner eher feinklastischer Substrate. Ob es sich bei dem vorliegenden Taxon um eine *Replidacna*-Form handelt – welche auf extrem wenig bewegtes Wasser hindeuten würde – kann jedoch aufgrund der mangelhaften Erhaltung des Schlosses nicht beurteilt werden.

Die stratigraphische Reichweite von *Congeria neumayri* reicht vom Karpat bis in das Pannon F; *Limnocardium decorum* ist in Ungarn aus dem Horizont der *Congeria balatonica* (d.h. Pannon D/E) bekannt.

2.3.3. Palynomorphen und Dinoflagellaten

(I. DRAXLER)

2.3.3.1. Vorbemerkungen

Aus dem Abbau der Tongrube Fehring/Mataschen wurde in einer Probe aus nur vorübergehend aufgeschlossenen, äußerst feingeschichteten Sedimenten, sogenannten Papierschiefern („Alginit"), von Frau Elvira BODOR-NAGY (Budapest) massenhaft *Botryococcus braunii* KÜTZING 1848 nachgewiesen (unveröff. Ber., MÁFI Budapest). Durch eine dichtere Beprobung und weitere palynologische Bearbeitung sollte daher die Verbreitung dieser Grünalge in dem Tonvorkommen von Fehring herausgefunden werden.

Darüber hinaus hatte die Dokumentation und Bestimmung möglichst vieler Pollen- und Sporenformen, sowie der übrigen Palynomorphen (Dinoflagellaten) und die statistische Auswertung der Pollenspektren aus den mit Mikrofossilien (Ostracoden) teilweise biostratigraphisch eingestuften Tonen, die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes und auch der davon weiter entfernten Vegetationseinheiten, sowie der klimatischen Verhältnisse zum Ziel.

Insgesamt wurden 23 Proben aus den siltigen Tonen palynologisch ausgewertet. Sieben Proben wurden horizontiert in großen Abständen entnommen (Abb. 2).

Die Aufbereitung der Proben erfolgte routinemäßig nach der bewährten Methode mit HCl, HF (55 %), HCl, nachfolgender Azetolyse und Schweretrennung nach der Alkoholringmethode (KLAUS, 1973). Siebe wurden nicht verwendet. Alle Proben mit Ausnahme einer stark sandigen Probe an der Basis des Aufschlusses erwiesen sich als Palynomorphen-führend. Der Erhaltungszustand der Mikroflora ist nicht optimal, viele Pollenkörner sind abgeflacht, verfaltet und teilweise korrodiert, daher ist eine umfassende Dokumentation nicht sinnvoll. Die Auswertung wurde noch zusätzlich durch den hohen Anteil an pflanzlichem Detritus in einem Teil der Proben erschwert.

2.3.3.2. Palynologische Ergebnisse

Nur in einer einzigen Probe betrug der Prozentsatz an Dinoflagellaten-Zysten mehr als 70 % am Gesamtpalynomorphenspektrum, wobei der Hauptanteil von einem Formenkreis, nämlich der planktonischen Form *Spiniferites bentorii* stammen dürfte. Die benthonischen Formen sind nur untergeordnet vorhanden. In allen anderen Proben war der Prozentsatz an marinem Plankton wesentlich geringer, unter 5 % und darunter, bzw. nicht vorhanden.

Für das einfache Balkendiagramm wurden 300–400 Palynomorphen ausgezählt. Um seltenere Florenelemente zu erfassen, mußte selbstverständlich eine große Anzahl von Präparaten durchmustert werden. Für die photographische Dokumentation wurden einzelne Pollenkörner herausgefischt und wieder in einen Glyzerintropfen eingebettet und fallweise auch noch einzeln auf REM-stubs in einen Alkoholtropfen übertragen (ZETTER, 1989). Die REM-Aufnahmen stammen von einem Cambridge Gerät, Typ 150.

Ziel dieser detailierten Untersuchungen ist letztlich die biospezifische Bestimmung von Pollen und Sporen ohne

die keine Schlußfolgerungen auf Vegetation und Klima möglich sind und ohne die im Miozän auch keine gesicherten stratigraphischen Ergebnisse zu erwarten sein werden (KLAUS, 1984; ZETTER, 1988, 1990).

Liste der nachgewiesenen Palynomorphen nach dem rezentbotanischen System

(z.T. in Taf. 2–12 dokumentiert)

Bemerkungen

Die Benennung der Pollen und Sporen erfolgt, wenn die botanische Zugehörigkeit bekannt ist, mit rezentbotanischen Taxa. In Klammer steht die Anzahl der unterscheidbaren Formen (Typen). In einzelnen Fällen, wenn die botanische Zugehörigkeit nicht bekannt ist, wurden die Formgattungs- und Artnamen verwendet.

Fungi

Microthyriaceae (*Phragmothyrites*)

Dinophyta

Spiniferites bentorii (ROSSIGNOL 1964) SARJEANT 1970

Chlorophyta

Spirogyra sp.

Botryococcus braunii KÜTZING 1849 (in vorliegendem Probenmaterial nur äußerst vereinzelt nachgewiesen)

Bryophyta

Sphagnaceae

Stereisporites sp.

Pteridophyta

Lycopodiatae

Diphasium complanatum

Osmundaceae

Osmunda sp. (2)

Polypodiaceae

Polypodium (*Verrucatosporites* sp., *Verrucingulatisporis* sp., *Polypodiaceoisporites* sp., *Polypodiaceaesporites haardti*)

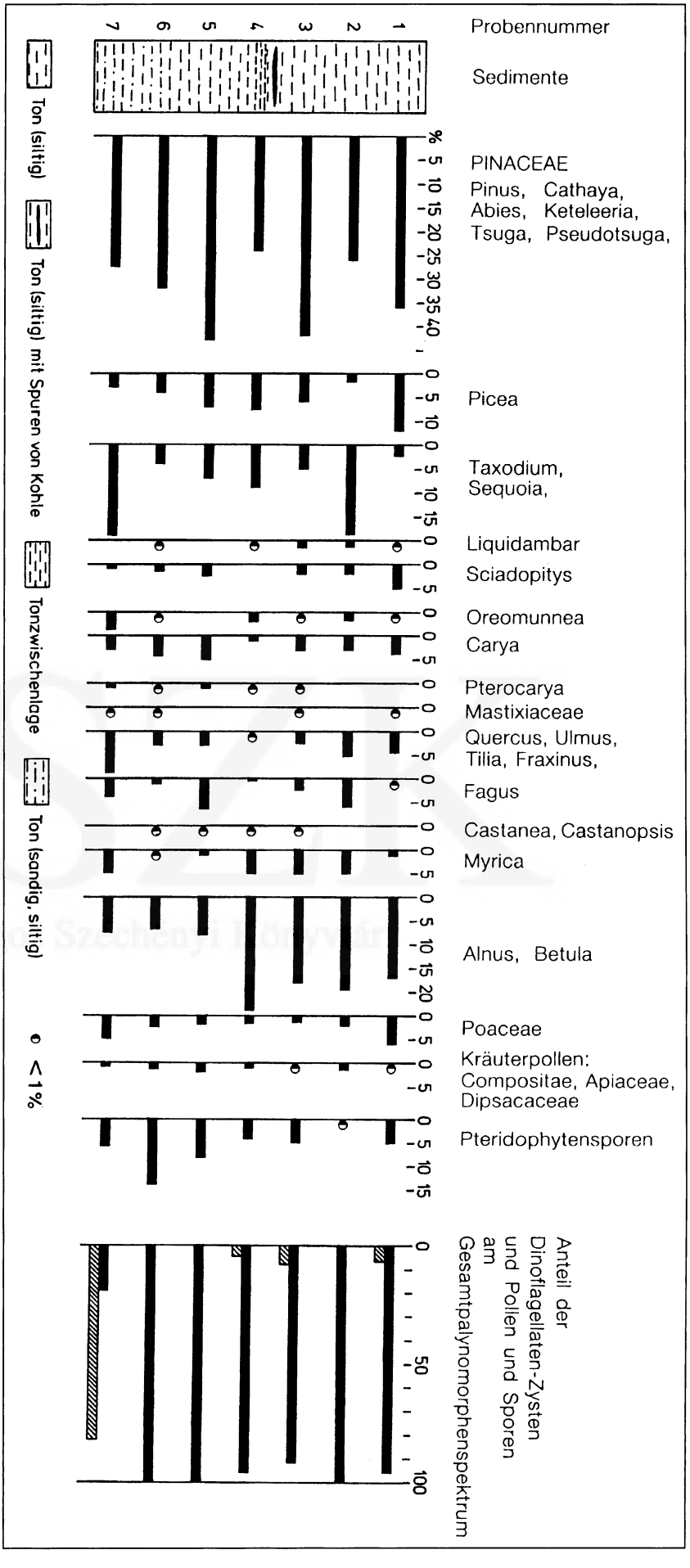


Abb. 2.
Vereinfachtes Profil des Tonabbaus Fehring-Mataschen der Fa. LECA Ges.m.b.H. sowie prozentuelle Verteilung der häufigsten Palynomorphen-Taxa.
Aufschlußverhältnisse Sommer 1988. Der Liegendabschnitt ist 380 cm mächtig, wobei Probe Mataschen 7 von der Basis stammt, Probe Mataschen 6 aus dem Hangenden dieses überwiegend tonigen, z.T. sandig-siltigen Schichtglieds. Darüber folgen 20 cm dunkelgraue sandig-siltige Tonlaminite, gefolgt von 160 cm siltigen Tonen aus deren Basis Probe Mataschen 5 und aus dem Hangenden Probe Mataschen 4 stammt. Es folgen 100 cm dunkelgraue etwas tonig-siltige Sande mit Kohleschmitzen im Hangenden. Darüber folgen 90 cm siltige Tone von deren Basis Probe Mataschen 3 entnommen wurde; es folgen 40 cm dunkelgraue Sande. Hangend davon folgen >150 cm mächtige ± siltige Tone; aus deren Hangendbereich stammen die Proben Mataschen 1,2. Die beprobte Schichtfolge hat also eine Mächtigkeit von ca. 940 cm. Darüber folgt eine etwa 8 m mächtige ockergelbe sandig-siltige, tonige Sedimentfolge, die wohl großteils resedimentierte Lösse darstellt; diese wird im Profil nicht dokumentiert.

Schizeaceae
Lygodium sp. (2)
Selaginellaceae
Selaginella sp.: *Echinatisporis longechinus, Lusatisporites* sp.
Trilete Form 1–3

Spermatophyta
Gymnospermae
Ginkgo sp.
Cupressaceae
Juniperus-Habitus
Taxodiaceae
Cryptomeria sp.
Taxodium-Glyptostrobus
Sequoia sp.
Sciadopitys sp.
Pinaceae
Abies sp.
Picea sp. (2)
Cathaya sp.
Pinus UG. *Haploxyon*
Pinus sylvestris – Typus RUDOLF
Keteleeria sp.
Tsuga diversifolia-Habitus
Tsuga canadensis-Habitus
Tsuga sp.

Angiospermae
Poaceae (3)
Cyperaceae (2)
cf. *Cladium*
Palmae
Sparganiaceae/Typhaceae
Aceraceae (2)
Anacardiaceae
Rhus sp.
Mastixiaceae (2)
Apiaceae (2)
Aquifoliaceae
Ilex sp.
Araliaceae (2)
Betulaceae
Betula sp.
Carpinus sp.
Alnus sp. (3–6 porig)
Buxaceae
Buxus sp.
Caprifoliaceae (2)
Lonicera sp.
Caryophyllaceae (2)
Chenopodiaceae/Amaranthaceae
Compositae
Compositae Liguliflorae
Compositae Tubuliflorae (2)
Cornaceae
Cyrillaceae
Dipsacaceae
Scabiosa sp.
Ericaceae
Fagaceae
Fagus
Quercus sp. (3)
Tricolporopollenites microhenrici (R. POTONIE 1931) THOMSON & PFLUG
Haloragaceae
Myriophyllum sp.
Hamamelidaceae
Liquidambar sp.
Juglandaceae
Pterocarya sp.
Carya sp.
Oreomunnea sp.
Juglans sp.
Labiatae
Magnoliaceae
Menispermaceae
Myricaceae
Myrica
Nyssaceae
Nyssa sp. (2)
Onagraceae
Oleaceae
Fraxinus sp.
Olea sp.
Ligustrum sp.
Polygonaceae
Polygonum sp.
Potamogetonaceae
Potamogeton sp.
Salicacea
Salix sp.
Sapotaceae
Sterculiaceae
Reevesia sp.
Symplocaceae
Tiliaceae
Tilia sp.
Celtis sp.
Ulmus sp.
Zelkova sp.
Trapaceae
Vitaceae
Partenocissus sp.

Tricolporopollenites wackersdorfensis THIELE-PFEIFFER 1980
Tricolporopollenites striatoreticulatus KRUTZSCH 1962

Mit der Mikroflora wurden insgesamt über 100 Florenelemente von Algen, Pilzen, Moosen, Bärlappgewächsen, Farnen, Nadelhölzern und Blütenpflanzen erfaßt (davon 4 Familien Gymnospermen und 42 Familien Angiospermen).

Es ist zu bemerken, daß es sich dabei erhaltungsbedingt sicher nur um einen Teil der Florenelemente handelt, die mit Palynomorphen nachweisbar sind.

2.3.3.3. Botanische Schlußfolgerungen

Die Florenelemente, die von der lokalen Vegetation stammen, zeigen die verschiedensten Feuchtstandorte an. Aus dem hohen Prozentsatz an Dinoflagellaten (∓70 %) in Probe 7, der auf Massenvorkommen der planktonischen Form *Spiniferites bentorii* zurückzuführen ist, die auch rezent in tropischen bis subtropischen Meereslagunen vorkommt (SÜTÖ-SZENTAI, 1985), ist auf ein tieferes Gewässer mit relativ noch höherer Salinität zu schließen.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

In den übrigen Proben sind die verschiedenen Zonen der Verlandung im Uferbereich eines stehenden Gewässers mit geringer Salinität und Tiefe, angefangen von den Schwimmblattpflanzengesellschaften der offenen Wasserfläche wie *Trapa, Potamogeton* und *Myriophyllum*, über die Röhrichtzone mit *Phragmites* und *Cladium*, nachweisbar. Davon sind dicke Lagen von Großresten erhalten, die nur vorübergehend durch den Abbau aufgeschlossen waren.

Dahinter haben sich vermutlich zwischen Schwingrasen abgegrenzte Sumpfwaldbestände mit den zeitweise im Wasser stehenden Taxodiaceen (Sumpfzypressen) angeschlossen, die auch durch die Holzbestimmungen von O. CICHOCKI belegt sind. Es sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß der eindeutige pollenmorphologische Nachweis von der Sumpfzypresse nicht gegeben ist. Auf diese sehr nassen Standorte weist auch das allerdings seltene Vorkommen von zwei *Nyssa*-Arten.

Kräuterreiche Niedermoorwiesen mit Poaceen, Cyperaceen, Valerianaceen, Ericaceen, Dipsacaceen, Apiaceen, Compositen, Caryophyllaceen sind ebenfalls denkbar. *Alnus, Betula, Salix, Fraxinus, Acer, Glyptostrobus, Carya* weisen möglicherweise auf Bruchwaldbestände mit zeitweise hohem Wasserspiegel oder Auwaldbestände entlang von Wasserläufen. Myricabüsche mögen an trockeneren, etwas höher gelegenen Stellen verbreitet gewesen sein (26 % *Myrica* in einer Einzelprobe).

Antherenbruchstücke von *Acer* und *Alnus* sind ein Hinweis, daß das Vorkommen nicht allzuweit vom Einbettungsmilieu entfernt war. Mehr im Hinterland, auf bereits festem Boden, waren dichte Laubmischwälder in denen die verschiedensten laubabwerfenden Elemente der gemäßigten Klimazone der Nordhemisphäre neben immergrünen Gewächsen, die heute aus Nordamerika, Ostasien (China, Japan, Himalaya) und den Mediterranländern bekannt sind, bestandbildend. Die Waldelemente und die Strauchschichte bildeten nicht bekannte Arten der Gattungen *Ulmus, Tilia, Fraxinus, Carpinus, Quercus, Fagus, Acer, Celtis, Ilex, Castanea, Oreomunnea, Pterocarya, Ericaceae, Pinusarten, Abies, Tsuga*. Auf welchen Standorten diese Florenelemente mit zum Teil unterschiedlichen Klimaansprüchen in welchen Vegetationseinheiten vorgekommen sind, ist nicht bekannt und ohne Artbestimmung nicht rekonstruierbar. Aufgrund der Pinaceendominanz der Pollenfunde (Abb. 2) ist anzunehmen, daß auf den höher gelegenen Standorten bereits boreale Nadelwälder mit *Abies, Picea*, verschiedenen *Pinus*-Arten, *Tsuga–Arten und Sciadopitys* verbreitet waren.

Es ist nicht ganz auszuschließen, daß die ein tropisches bis subtropisches Klima anzeigenden Florenelemente, die nur selten und nicht in allen Proben vorkommen, wie *Reveesia*, Symplocaceen und Sapotaceen, umgelagerte Pollenformen sind. Dasselbe könnte auch auf *Tricolporopollenites wackersdorfensis* zutreffen, eine Pollenform, die bisher nur aus dem Mittelmiozän nachgewiesen wurde (z.B. in Weingraben/Burgenland: DRAXLER & ZETTER, 1991; Phosphorite des Lavanttals: KLAUS, 1984). Der Anteil an noch älteren, offensichtlich umgelagerten Pollenformen ist vernachläßigbar. Es wurde eine *Normapolles*-Form aus der Oberkreide und 1 Pollenkorn aus dem Oberperm gefunden.

Aufgrund der Florenzusammensetzung ist auf ein warmgemäßigtes Klima mit genügend Feuchtigkeit zu schliessen, in dem auch noch an bestimmten Standorten subtropische Elemente verbreitet gewesen sein könnten. Die Mikroflora von Fehring-Mataschen ist in der Zusammensetzung weitgehend mit den etwas jüngeren Mikrofloren aus dem südlichen Burgenland vergleichbar (ZETTER, 1988, 1990). In diesen oberpannonen Ablagerungen sind nach ZETTER jedenfalls keine Dinoflagellaten mehr zu finden.

2.3.3.4. Palynofazies und Schlußfolgerungen über das Ablagerungsmilieu

Zur Charakterisierung des Ablagerungsmilieus und Sedimentationsraumes müssen außer den bestimmbaren Palynomorphen, die wie Pollen und Sporen auch von weiter entfernten Pflanzenbeständen stammen, ebenso die übrigen im organischen Rückstand enthaltenen Pflanzenreste berücksichtigt werden. Die gesamten mikroskopierbaren organischen Reste, die nach der Säureaufbreitung übrigbleiben, werden als Palynofazies bezeichnet. Die organischen Reste in den Präparaten werden im Lichtmikroskop bei zunächst schwacher Vergrößerung durchmustert und klassifiziert (z.B. BOULTER & RIDDICK, 1986).

Innerhalb der sieben horizontiert entnommenen Proben der Tongrube Fehring-Mataschen zeigen sich deutliche Unterschiede in der Palynofazies (Taf. 12, Fig. 1–7), was seine Ursache in der Regression der zentralen Paratethys haben dürfte (STEININGER et al., 1989).

Der organische Rückstand der Proben 1–3 setzt sich vorwiegend aus mehr oder weniger strukturierten mittelbraunen bis durchscheinenden Resten von Gefäßpflanzen von 20–500 µ Größe zusammen. Es sind Holzparenchym- und Cuticelbruchstücke zu erkennen, bei denen noch die Zellstruktur, Tüpfeln und Spaltöffnungen teilweise gut erhalten sind. Es sind aber auch viele abgerundete, mittelbraune bis schwarzbraunopake Partikel vorhanden, die vielleicht teilweise aus Harzen gebildet wurden. Pollen und Sporen sind in der Minderzahl, weiters sind noch vereinzelt Dinoflagellaten-Zysten mit verzweigten Fortsätzen (*Spiniferites* sp.) nachweisbar und zwei- bis mehrzellige Pilzsporen und Hyphen. Bei diesen siltigen Tonen handelt es sich um eine fast reine Süßwasserablagerung im ufernahen Verlandungsbereich eines größeren leicht brackischen Sees.

Ab Probe 4 werden gegenüber den Proben 1–3 die großen Parenchym- und Holzreste deutlich weniger. Im Hangenden der Probe 4 waren Kohleschmitzen und ein Kohlegeröll von ca. 3 cm Durchmesser eingelagert. In den Proben 5–6 sind an der Zusammensetzung der Palynofazies die mittelbraunen bis opaken amorphen runden Partikel wesentlich häufiger beteiligt. Außer Pollen und Sporen kommen auch noch Dinoflagellaten-Zysten (5 %), Pilzsporen, Fruchtkörper von Blattpilzen und Algen, wie *Crassosphaera*, vor. Es dürfte sich dabei um eine Ablagerung im leicht brackischen Flachwasser in Ufernähe handeln.

In Probe 7 sind massenhaft Dinoflagellaten-Zysten des *Spiniferites bentorii*-Formenkreises vorhanden, außerdem wenig Detritus, bestehend aus kleinen Parenchymbruchstücken und Holzresten, sowie ein geringer Prozentsatz Pollen und Sporen. Diese Ablagerung dürfte aus einem brackischen Gewässer stammen, in dem der geringe Salzgehalt nicht mehr zur Ausbildung einer formenreichen Dinoflagellaten-Gesellschaft gereicht hat.

2.3.4. Inkohlte Holzreste

(O. CICHOCKI)

Inkohlte Holzreste sind sowohl aus der Illitgrube Burgfeld, als auch aus der Tongrube Mataschen der LECA-Werke Fehring bekannt gemacht worden.

Die Handstücke bzw. bis ½ m dicken Baumstämme, die anläßlich einer Exkursion der Geologischen Bundesanstalt im Jahre 1987 in der Grube Mataschen aufgesammelt worden waren, erwiesen sich alle als bereits so stark homogenisiert und vergelt, daß eine Bestimmung nicht möglich war. Einzig am Querbruch sind mitunter konzentrisch verlaufende Zonen erkennbar, die durch die unterschiedliche Dichte von inkohltem Früh- bzw. Spätholz entstehen können und dann auf ein Nadelholz hinweisen.

Einige Jahre vor dieser Neuaufschließung gelangten aus dem Illitabbau Burgfeld drei Holzstücke an das Institut für Paläontologie der Universität Wien, welche ausgezeichnet erhalten waren und sowohl licht- als auch rasterelektronenmikroskopisch untersucht wurden.

Makroskopische Beschreibung

Die drei Stücke besitzen eine langgestreckte kubische Form, wobei die längste Dimension (ca. 25 cm) parallel zur Stammachse verläuft, und bestehen aus hellbraunem fasrigem Holz. Für den guten Erhaltungszustand waren sie ungewöhnlich leicht. Zur Herstellung von Mikrotomschnitten mußten die Stücke mit Paraffin getränkt werden, da die mechanische Festigkeit und der Verband der Tracheiden bereits gestört waren.

Mikroskopische Beschreibung

Querschnitt: Die deutlichen Jahrringgrenzen von einander separierten Zuwachszonen haben eine Breite von 0,3–0,8 mm. Der Übergang von Früh- zu Spätholz ist abrupt, die Spätholzzonen sind nur schmal ausgebildet (1/7 bis 1/9 der Jahrringbreite). Die Tracheiden sind in radialen Reihen angeordnet. Im Frühholz haben sie einen radialen Durchmesser des Lumens von 25–50 nm und einen viereckigen bis radial-ovalen Querschnitt, im Spätholz 1–5 nm und ein stark tangentialovales Lumen (oft nur ein schmaler Spalt). Interzellularen und axiale Harzkanäle fehlen. Axialparenchym ist spärlich diffus im späten Frühholz und Spätholz angeordnet (Taf. 1, Fig. 4,5).

Tangentialschnitt: Die homogenen Markstrahlen sind oft leicht heterogen und stets einreihig. Sie sind zwei bis fünfzehn Zellen hoch und von zahlreichen Interzellularen durchzogen. Die Tracheiden, deren Tangentialwände nicht getüpfelt sind, besitzen eine Länge von 2,7–3,8 mm. Die horizontalen Querwände der Axialparenchymzellen sind deutlich knotig bis „perlschnurartig" verdickt (Taf. 1, Fig. 6,7).

Radialschnitt: Die 2–4 Tüpfel im Kreuzungsfeld sind taxodioid-cupressoid ausgebildet und haben einen Durchmesser von ca. 5 nm. Die Tracheiden sind durch ein- bis zweireihig angeordnete Hoftüpfel mit kreisförmigem Porus und einem Durchmesser von 12–15 nm miteinander verbunden (Taf. 1, Fig. 3,8).

Bestimmung: Nach dem Bestimmungsschlüssel von KRÄUSEL (1949) führen die Merkmale
- radiale Tracheidentüpfel opponiert,
- fehlende Harzgänge,
- fehlende Spiralverdickungen,
- Markstrahlzellwände überwiegend glatt und
- Kreuzungsfeldtüpfel taxodioid

zur Familie Taxodiaceae. Nach HOFMANN (1934), PEIRCE (1936) und GREGUSS (1955) ist die Ausbildung der horizontalen Wand des Axialparenchyms ein wichtiges Merkmal zur Gattungsunterscheidung bei Taxodiaceen und Cupressaceen. Im vorliegenden Fossil ist diese Wand in der Mehrzahl der Fälle knotig oder „perlschnurartig" verdickt. Zwar weist dieses Merkmal eine recht große Variationsbreite auf (KEDVES, 1959), doch eine Vielzahl untersuchter Querwände sichert den Bestimmungswert dieses Merkmals doch ab und weist in diesem Fall auf eine Verwandtschaft mit der rezenten Gattung *Taxodium* hin. Dies wird auch durch einen elektronenmikroskopischen Vergleich des Feinbaues der Hoftüpfelmargo, der Tüpfelkammerinnenwand und der Tracheideninnenwand des Fossils mit rezentem Vergleichsmaterial bestätigt (CICHOCKI, 1988, Taf. 6).

Diskussion: Die fossile Organart *Taxodioxylon taxodii* GOTHAN wird holzanatomisch mit der rezenten Sumpfzypresse, *Taxodium distichum* RICH. verglichen (Taf. 1, Fig. 1). Dieser Baum wächst heute etwa im Mississippidelta im Ufer- bzw. Flachwasserbereich und treibt zur Durchlüftung seines Wurzelsystems stumpfkegelige Auswüchse, sogenannte Pneumatophoren an die Oberfläche (Taf. 1, Fig. 2). Ein zusagendes Biotop ist an den Ufern eines Maarsees bzw. im Küstensumpf des "Pannonischen Sees" gut vorstellbar. Möglicherweise war in diesem Biotop gerade eine biologische Veränderung vor sich gegangen, da das vorliegende Fossil für einen Feuchtstandort ungewöhnlich schmale Zuwachszonen besitzt. Stürzte ein solcher Baum um und geriet im Bodengrund des Sees unter Luftabschluß, so konnte der Fossilisationsprozeß beginnen. Daß sehr unterschiedliche Erhaltungszustände von ein und demselben Fundort stammen, ist auf unterschiedlich lange Einwirkungsdauer von Destruenten wie Bakterien und Pilzen auf einzelne Holzteile und verschiedene Mächtigkeit und damit unterschiedlichen Gebirgsdruck später gebildeter überlagernder Schichten zurückzuführen.

2.3.5. Inkohlungsgrad

SACHSENHOFER untersuchte den Inkohlungsgrad fossiler Treibhölzer (vermutlich Nadelhölzer) aus dem Tonabbau Mataschen. Das Holzgewebe ist nur gering vergelt und als Texto-Ulminit zu bezeichnen. Gemessen wurde das Reflexionsvermögen von Corpohuminiten:

Mittlere Vitrinitreflexion	Rr:	0,24 %
Standardabweichung	:	0,04
Meßpunkte n	:	25

Eine weitere Probe stammt aus Depotmaterial des ehemaligen Berg (Schurf?)-Baus Weinberg wenige km nordöstlich Fehring. Es wurde das Reflexionsvermögen von Kohlen untersucht; letztere bestehen ausschließlich aus unvergeltem Textinit. Die corpohuminitischen Zellfüllungen weisen folgende Reflexionsdaten auf:

Mittlere Vitrinitreflexion	Rr:	0,20 %
Standardabweichung	:	0,01
Meßpunkte n	:	50

Im Sinne der Kohlenwasserstoff-Maturität sind beide Proben als unreif zu bezeichnen; ihre Reflexionsdaten weisen auf Weichbraunkohlestadium. Der geringe Inkohlungsgrad wird als Folge der äußerst geringmächtigen primären Überlagerung der Schichten erklärt.

3. Schlußfolgerungen und Empfehlungen für weiterführende Arbeiten

Der Alginit-Indikation in der Tongrube Mataschen kommt aufgrund der geringen Mächtigkeit nicht die geringste wirtschaftliche Relevanz zu. Die geologische Si-

tuation, insbesondere die Zunahme grobklastischer (sandiger) Sedimente gegen das Liegende zu sowie auch die nicht zu übersehende Salinitätserhöhung in den basalen Horizonten der Tongrube legen die Auffassung nahe, daß auch in stratigraphisch früheren Niveaus aus faziellen Gründen nicht mit weiteren Alginit-Vorkommen zu rechnen ist. Geht man weiters davon aus, daß hier wohl keine zyklischen Salinitätsschwankungen vorliegen, die eventuell eine *Botryococcus*-„Blüte" in älteren Bereichen wahrscheinlich erscheinen lassen, kann aus derzeitiger Sicht von einem Bohrprogramm auf Alginit im unmittelbaren Bereich der Tongrube Mataschen abgeraten werden.

Mit allem Nachdruck muß jedoch eine großmaßstäbige Kartierung der weiteren Umgebung der Tongruben Burgfeld und Mataschen empfohlen werden. Aus paläogeographischen und faziellen Überlegungen können nämlich durchaus Bereiche erwartet werden, wo fossile Biomasse-Anreicherungen (im Sinne von Alginit) ökonomisch interessante Mächtigkeiten aufweisen.

Diese Überlegungen besitzen auch im Hinblick auf eine Beurteilung des Rohstoffpotentials der limnischen Maarsedimente in den Bereichen der Tuffkrater Pertlstein, Gnas, etc. Aktualität. Allerdings müßte dort als nächster Prospektionsschritt bereits ein Kernbohrprogramm oder geophysikalische Untersuchungen bzw. eine Kombination dieser beiden Methoden empfohlen werden.

Dank

Den Herren der Österreichischen LECA-Gesellschaft in Fehring danken wir für die Bewilligung zur Probennahme in den Tonabbauen Fehring-Burgfeld sowie Fehring-Mataschen. Die Geländearbeiten wurden im Rahmen des Projekts ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich" in Vollzug des Lagerstättengesetzes durchgeführt.

Wir sind uns bewußt, daß ohne den logistischen und finanziellen Hintergrund des österreichisch-ungarischen Abkommens über geologische Zusammenarbeit diese Kooperation nicht zustande gekommen wäre und danken der Direktion der Geologischen Bundesanstalt in Wien sowie des Geologischen Instituts in Budapest ergebenst für die Möglichkeit einer mehrjährigen Zusammenarbeit in der „Ölschiefer"-Forschung. Weiters danken wir Herrn Dr. Günter PASCHER (Wien) für Mitarbeit im Gelände sowie für die Anfertigung der Lageskizze.

Tafel 1

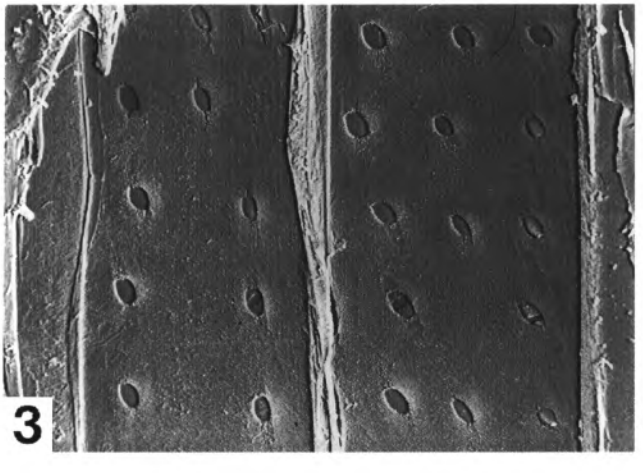
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1–2: ***Taxodium distichum* RICH..**
Sumpfzypresse als Rezentvergleich am Ufer des Schloßteichs von Martonvásár, Ungarn.
Fig. 1: *Wuchs- und Kronenform des Baumes.*
Fig. 2: Pneumatophoren, die rings um die Stammbasis von den Wurzeln an die Erdoberfläche getrieben wurden.

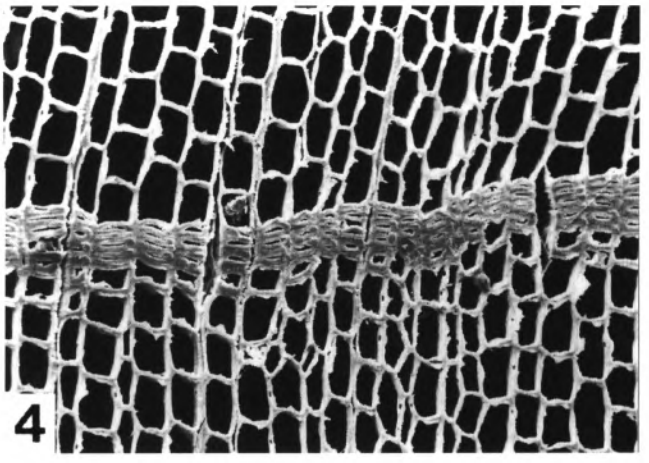
Fig. 3–8: ***Taxodioxylon taxodii* GOTHAN.**
Schwach inkohlter Holzrest aus Fehring, Steiermark.
Fig. 3: Radialschnitt, zwei oder drei taxodioid-cupressoide Tüpfel im Kreuzungsfeld.
REM, 500×.
Fig. 4: Querschnitt, im unteren Jahresring geht das Frühholz abrupt in dickwandiges Spätholz über.
REM, 100×.
Fig. 5: Querschnitt, Zellwandschichten lösen sich stellenweise von einander ab, eine Axialparenchymzelle ist mit Inhaltsstoffen erfüllt.
REM 450×.
Fig. 6: Tangentialschnitt, deutliche knotige Verdickungen an der horizontalen Wand einer Axialparenchymzelle.
LIM, 1200×.
Fig. 7: Tangentialschnitt, einreihige, zwei bis fünfzehn Zellen hohe, heterozellulare Markstrahlen.
REM, 120×.
Fig. 8: Tangentialschnitt, Kantenzelle des Markstrahls schmäler und höher als Innenzellen, durch schrägen Einblick im Inneren der linken Tracheide Hoftüpfel, rechts Kreuzungsfeldtüpfel und am rechten Bildrand Granulierung der Tracheideninnenwand sichtbar.
REM, 500×.

1

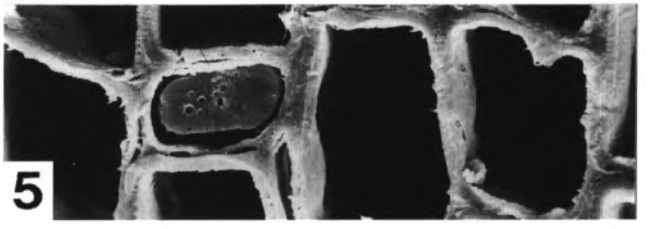
2



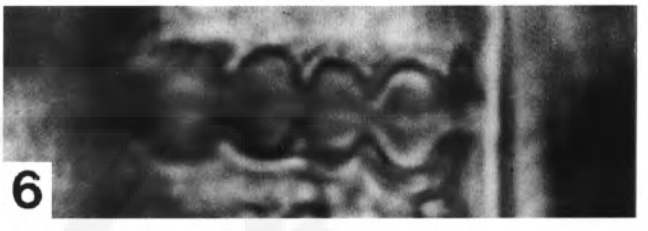
3



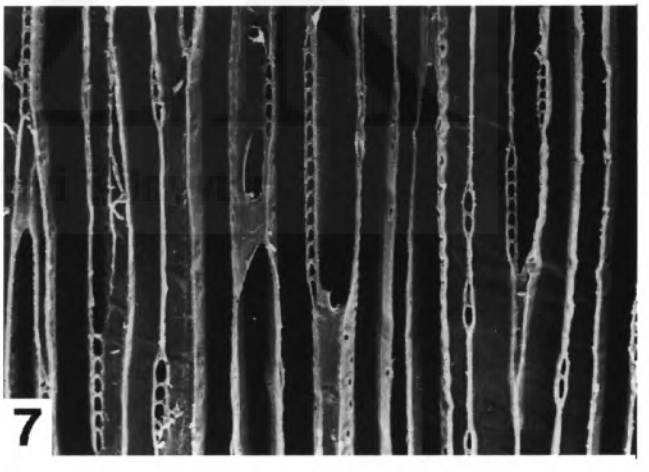
4



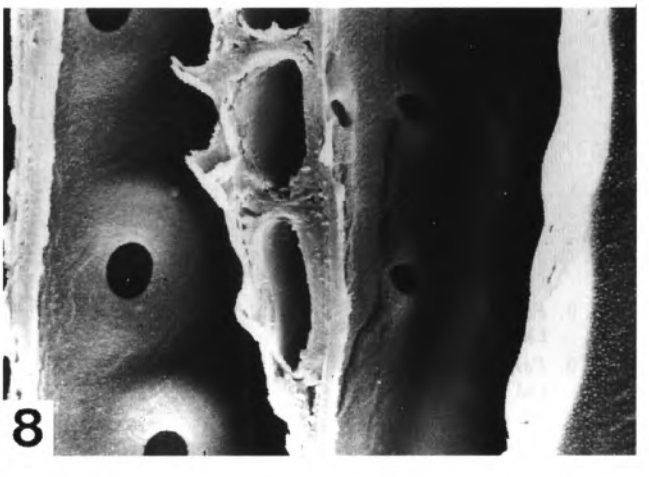
5



6



7



8

Tafel 2

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Leiotriletes* sp.**
LM 1000x.

Fig. 2: ***Polypodiacoisporites* sp.**
LM 1000x.

Fig. 3: ***Lycopodium* sp.**
LM 1000x.

Fig. 4: ***Osmunda* sp.**
LM 1000x.

Fig. 5: ***Osmunda* sp.**
REM 1000x.

Fig. 6: ***Osmunda* sp.**
Baculae. REM 5000x.

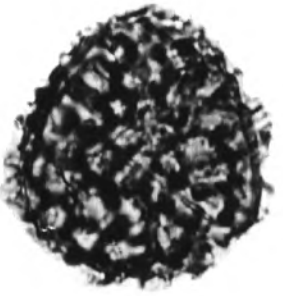
Fig. 7: **cf. *Polypodium*.**
LM 1000x.

Fig. 8: ***Polypodium* sp.**
LM 1000x.

Fig. 9: ***Polypodium* sp.**
LM 1000x.

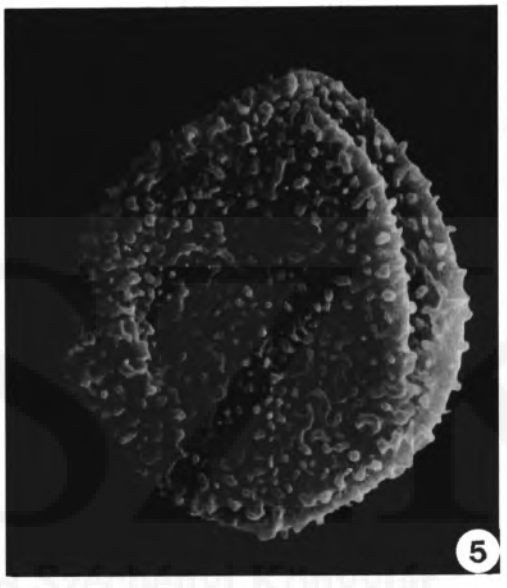
1

2

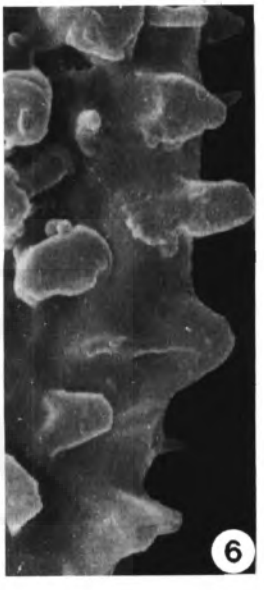


3

4



5



6

7

8

9

Országos Széchenyi Könyvtár

Tafel 3

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Pinus* sp.**
LM 1000×

Fig. 2: ***Pinus sylvestris*-Habitus.**
LM 1000×.

Fig. 3: ***Pinus* UG. *Haploxylon*-Habitus.**
LM 1000×.

Fig. 4: ***Cathaya*.**
LM 1000×.

Fig. 5: ***Pinus* UG. *Haploxylon*-Habitus.**
LM 1000×.

Taxodiaceae

Fig. 6: ***„Taxodiopollenites hiatus“*.**
Erhaltungszustand: geplatzte Exine.
REM 1100×

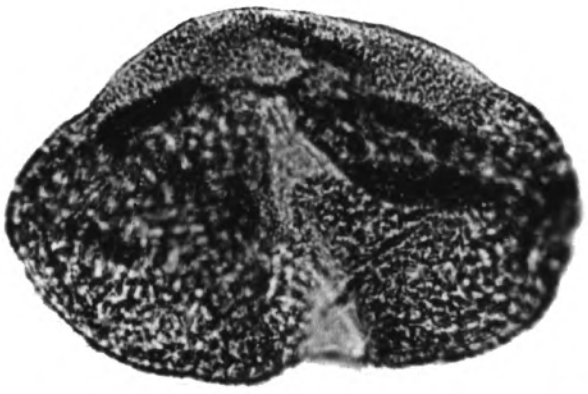
Fig. 7: ***„Taxodiopollenites hiatus“*.**
Exinenskulptur.
REM 5000×

Fig. 8: **Taxodiaceae.**
Papille abgebrochen.
LM 1000×.

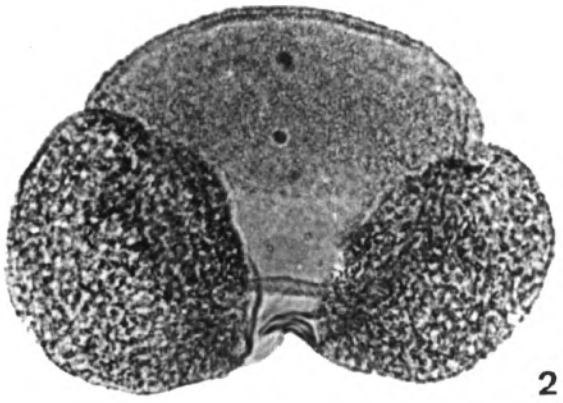
Fig. 9: **Taxodiaceae.**
Papille in Aufsicht, Pseudopore.
LM 1000×.

Fig. 10: **Taxodiaceae.**
LM 1000×.

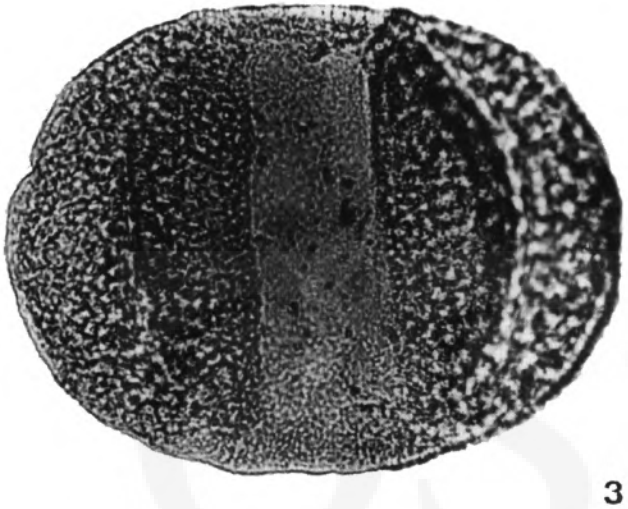
Fig. 11: ***„Taxodiopollenites hiatus“*.**
REM 1000×.



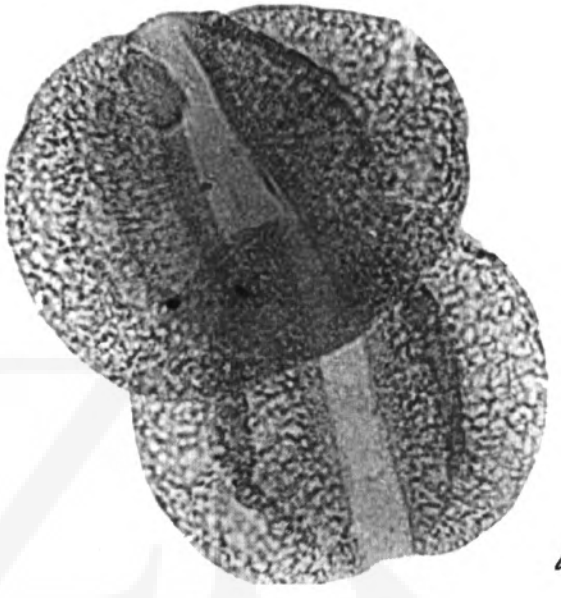
1



2



3



4

5

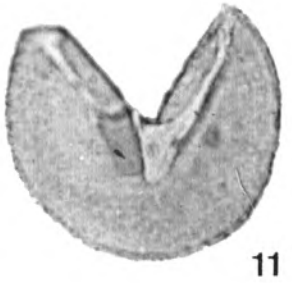
6

7

8

9

10



11

OSZK Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 4

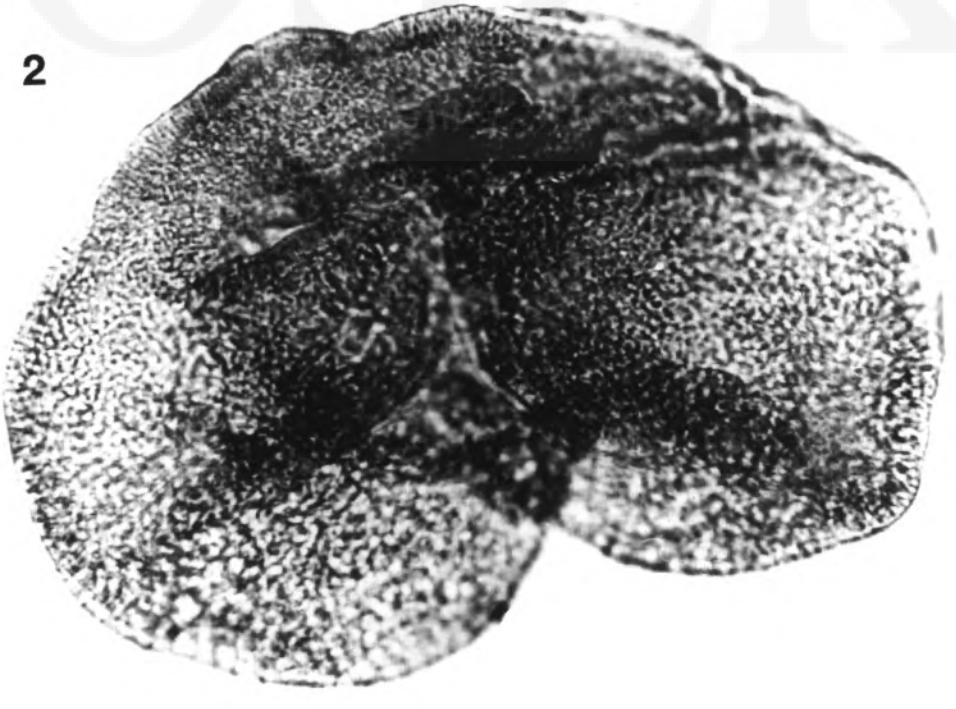
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Keteeleria* sp.**
LM 1000×.

Fig. 2: ***Picea* sp.**
LM 1000×

1

2



OSZK

Tafel 5

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Tsuga diversifolia*-Habitus.**
LM 1000×.

Fig. 2: ***Tsuga diversifolia*-Habitus.**
Randkrause und Distalseite mit Haarbildungen.
REM 2000×,

Fig. 3: ***Tsuga diversifolia*-Habitus.**
REM 850×.

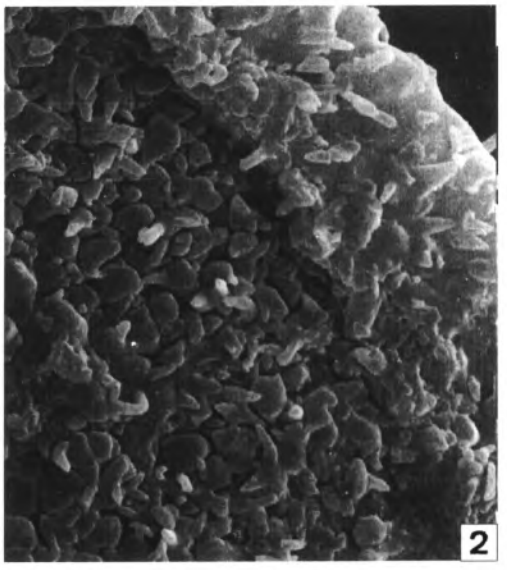
Fig. 4: ***Tsuga diversifolia*-Habitus.**
Distalseite mit Haarbildungen.
REM 2400×.

Fig. 5: ***Sciadopitys* sp.**
LM 1000×.

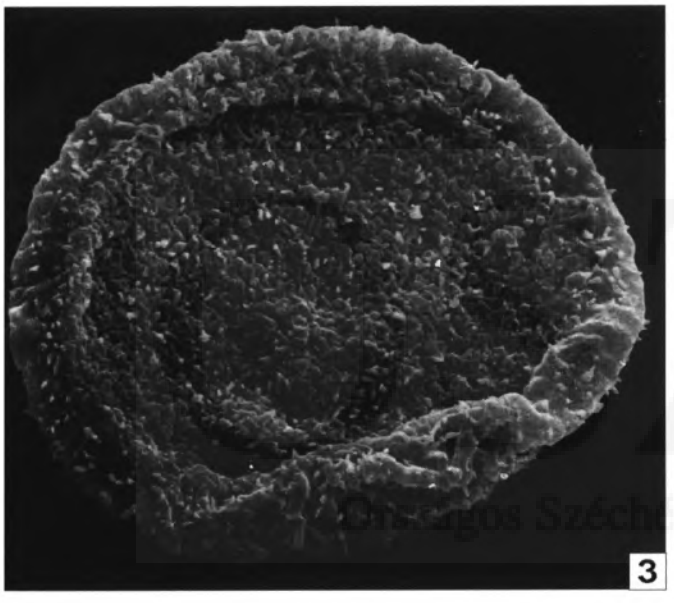
Fig. 6: ***Sciadopitys* sp.**
REM 1100×.

Fig. 7: ***Sciadopitys* sp.**
Verrucae mit Spinae.
REM 6000×.

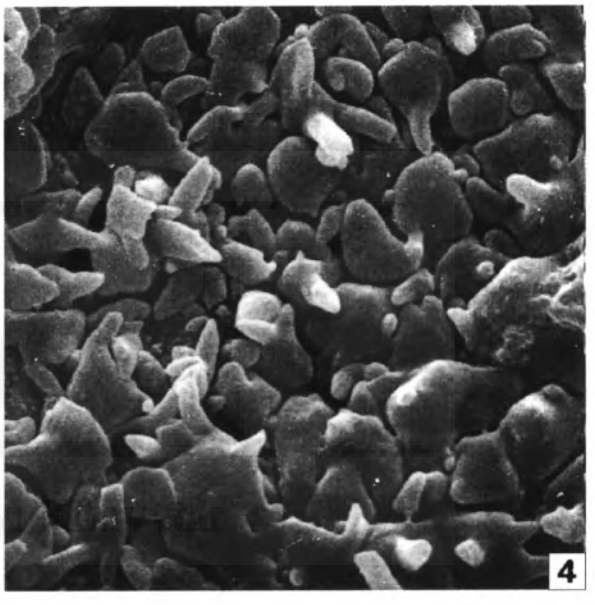
1



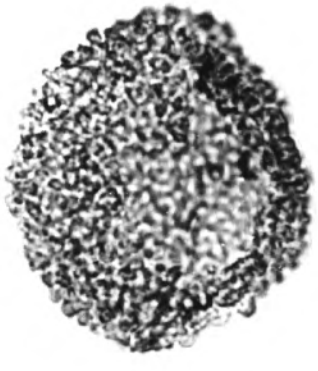
2



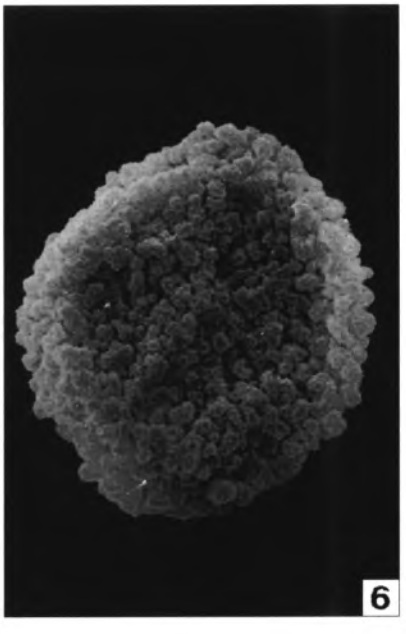
3



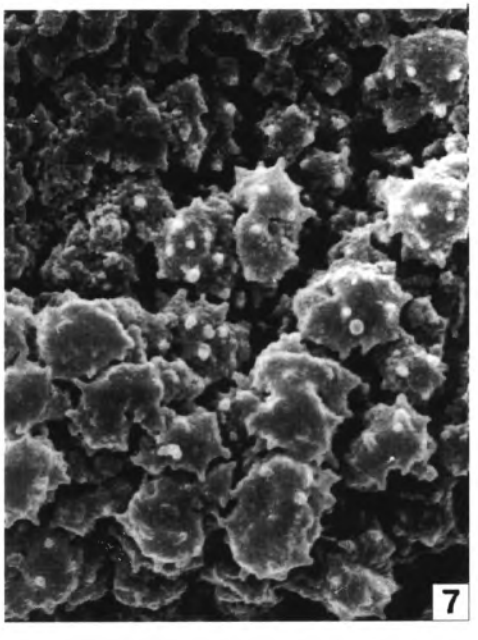
4



5



6



7

Tafel 6

Fig. 1: ***Quercus* sp.**
LM 1000×.

Fig. 2: ***Quercus* sp..**
REM 1500×.

Fig. 3: ***Quercus* sp.**
Detail der Exinenskulptur mit unregelmäßigen Verrucae und verrucater Supraskulptur.
REM 11000×.

Fig. 4: ***Acer* sp.**
LM 1000×.

Fig. 5: ***Acer* sp.**
REM 1700×.

Fig. 6: ***Acer* sp.**
Striate Tectumausbildung mit vereinzelten Spinulae.
REM 9000×.

Fig. 7: ***Carpinus* sp.**
LM 1000×.

Fig. 8: ***Carpinus* sp.**
REM 1500×.

Fig. 9: ***Carpinus* sp.**
Unregelmäßig granulierte Tectumoberfläche.
REM 6000×.

Fig. 10: ***Alnus* sp.**
LM 1000×.

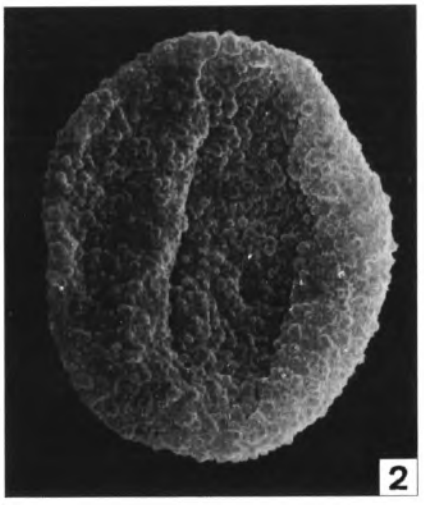
Fig. 11: ***Ulmus* sp.**
LM 1000×.

Fig. 12: ***Fagus* sp.**
LM 1000×.

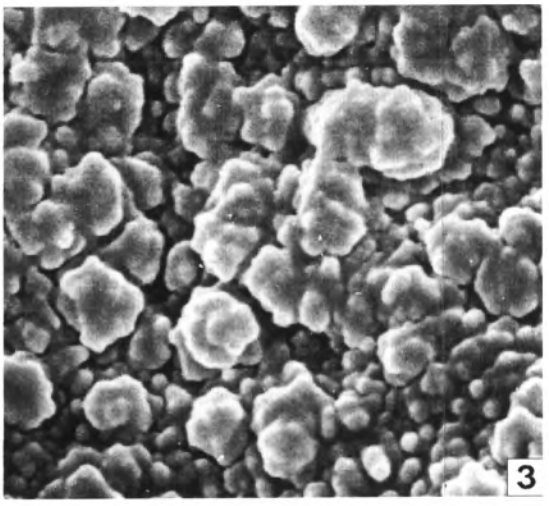
Fig. 13: ***Tilia* sp.**
LM 1000×.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

1



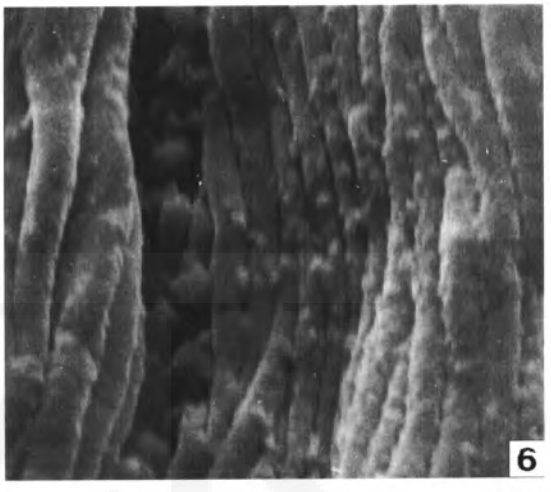
2



3

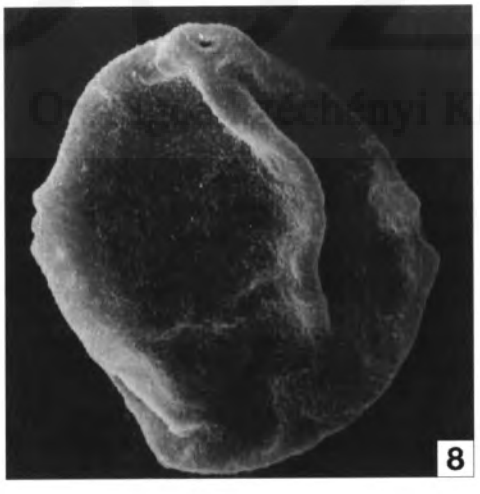
4

5

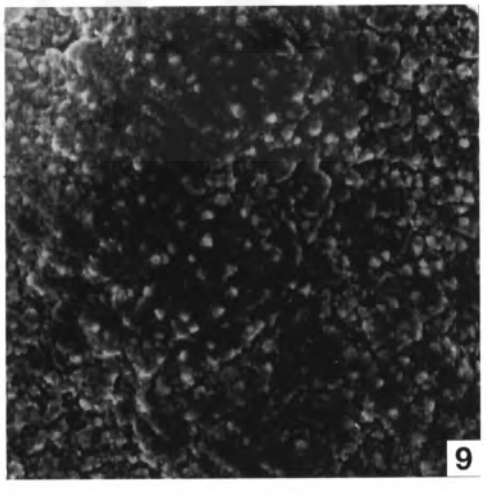


6

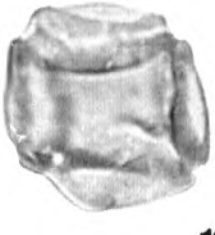
7



8



9



10

11

12

13

Tafel 7

Fig. 1,2: ***Oreomunnea* sp.**
LM 1000×.

Fig. 3: ***Myrica* sp.**
LM 1000×.

Fig. 4: ***Pterocarya* sp.**
LM 1000×.

Fig. 5,6,7: **Mastixiaceae.**
LM 1000×.

Fig. 8: ***Tricolporopollenites* sp.**
LM 1000×.

Fig. 9: ***Tricolporopollenites cingulum pusillus* (R. POTONIE) THOMSON & PFLUG.**
LM 1000×.

Fig. 10: ***Tetracolporopollenites* sp.**
LM 1000×.

Fig. 11: **Aralicaceae.**
LM 1000×.

Fig. 12: **Cistaceae.**
LM 1000×.

Fig. 13: **Vitaceae.**
LM 1000×.

Fig. 14: ***Nyssa* sp.**
LM 1000×.

Fig. 15: ***Rhus* sp.**
LM 1000×.

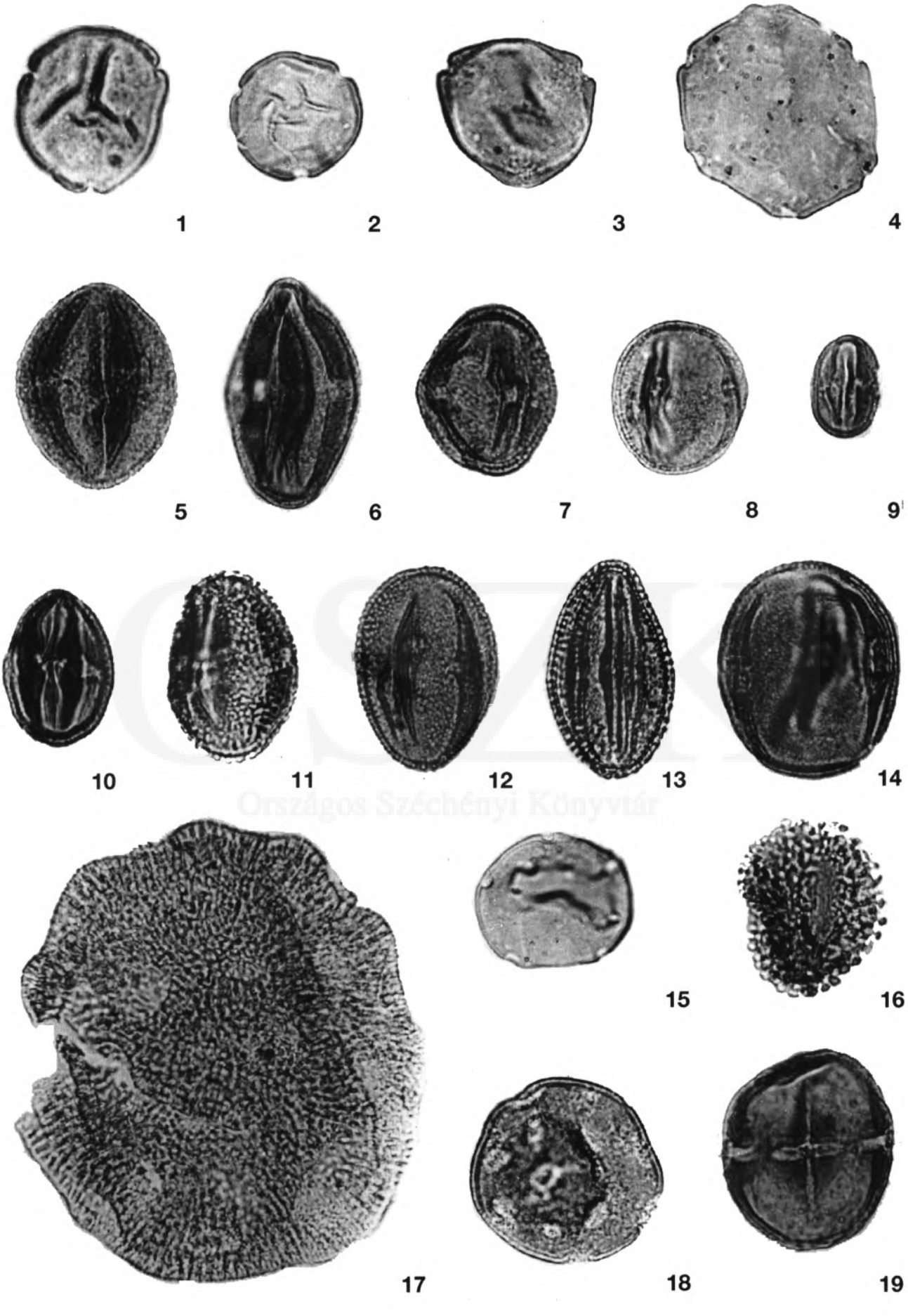
Fig. 16: ***Ilex* sp.**
LM 1000×.

Fig. 17: ***Callistegia* sp.**
LM 1000×.

Fig. 18: ***Liquidambar* sp.**
LM 1000×.

Fig. 19: Sapotaceae.
LM 1000×.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár



Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 8

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Oleaceae, *Ligustrum*-Habitus.**
LM 1000×

Fig. 2: **Oleaceae, *Ligustrum*-Habitus.**
REM 1500×

Fig. 3: **Oleaceae, *Ligustrum*-Habitus.**
Exine ohne Tectum, grobmaschig reticulat.
REM 3000×.

Fig. 4: **Oleaceae.**
LM 1000×.

Fig. 5: **Oleaceae.**
REM 1000×.

Fig. 6: **Oleaceae.**
Exinenskulptur grobmaschig reticulat.
REM 10.000×.

Fig. 7: ***Tricolporopollenites wackersdorfensis* THIELE-PFEIFFER.**
LM 1000×.

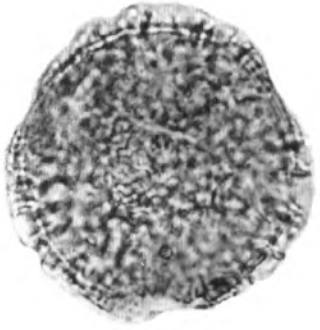
Fig. 8: ***Tricolporopollenites wackersdorfensis* THIELE-PFEIFFER.**
REM 2000×.

Fig. 9: ***Tricolporopollenites wackersdorfensis* THIELE-PFEIFFER.**
Tectumoberfläche mit regelmäßig segmentierten Rugae.
REM 7500×.

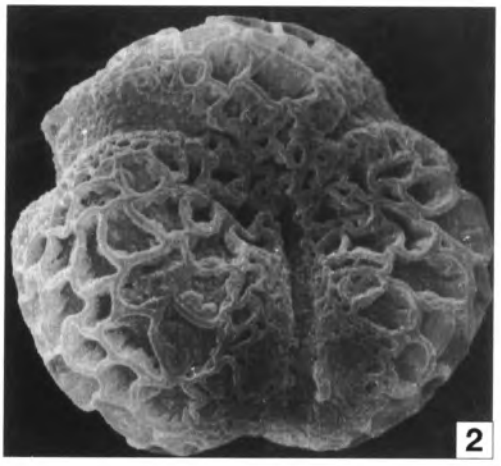
Fig. 10: ***Juglans* sp.**
LM 1000×.

Fig. 11: ***Juglans* sp.**
REM 1400×.

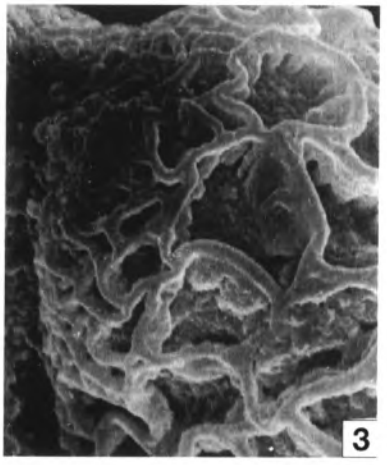
Fig. 12: ***Juglans* sp.**
Detail der Exinenoberfläche mit regelmäßig dicht angeordneten Spinulae.
REM 6000×.



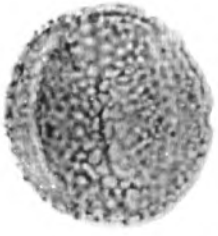
1



2

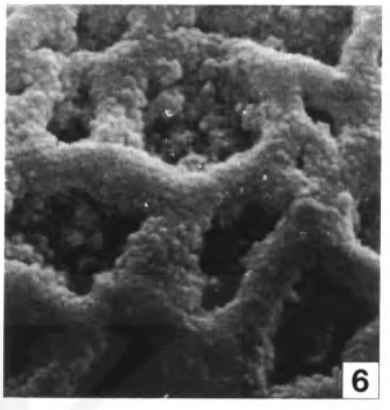


3



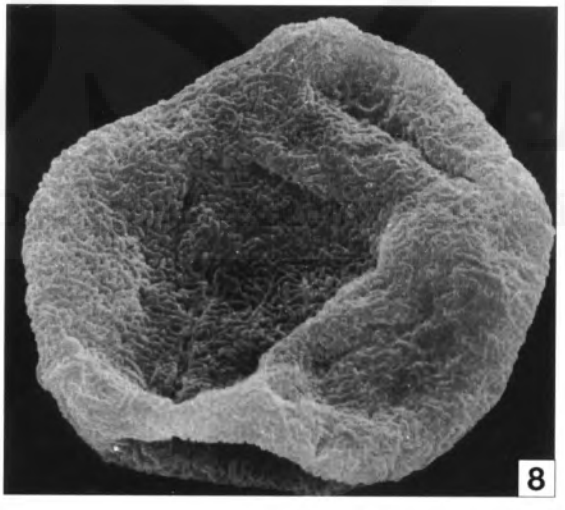
4

5

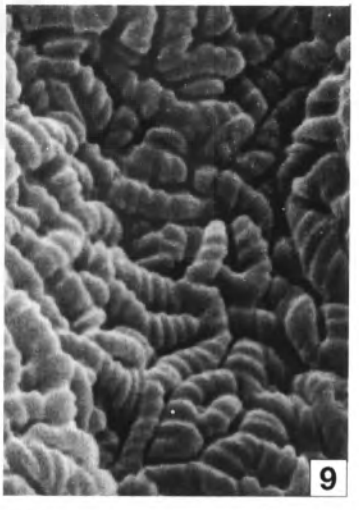


6

7



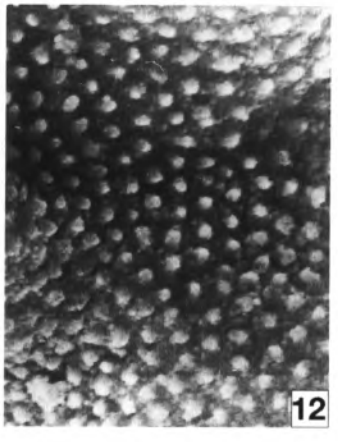
8



9

10

11



12

Tafel 9

Fig. 1: **Compositae: Cichoriaceae.**
LM 1000×.

Fig. 2: **Compositae: Asteraceae.**
LM 1000×.

Fig. 3: **Compositae: Asteraceae.**
LM 1000×.

Fig. 4: ***Scabiosa* sp..**
LM 1000×.

Fig. 5: ***Polygonum* sp. – *„Persicariapollis welzowense* KRUTZSCH".**
LM 1000×.

Fig. 6: **Caryophyllaceae.**
LM 1000×.

Fig. 7: **Caprifoliaceae.**
LM 1000×.

Fig. 8: **Ericaceae.**
LM 1000×.

Fig. 9: **Caryophyllaceae.**
LM 1000×.

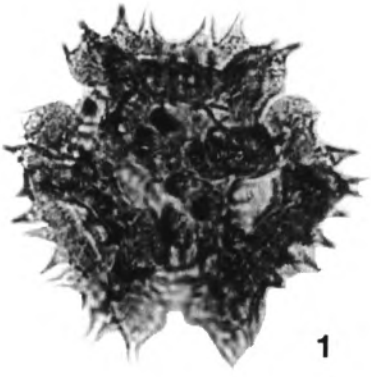
Fig. 10: **Caprifoliaceae.**
Detail der Tectumoberfläche mit locker stehenden Spinae z.T. in Seitenansicht.
REM 5000×.

Fig. 11: **Caprifoliaceae.**
LM 1000×.

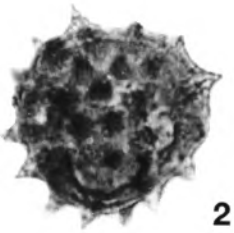
Fig. 12: **Caprifoliaceae.**
LM 1000×.

Fig. 13: **Caprifoliaceae.**
Tectumoberfläche mit Spinae in Aufsicht.
REM 5000×.

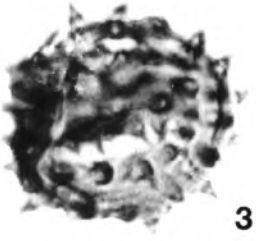
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár



1

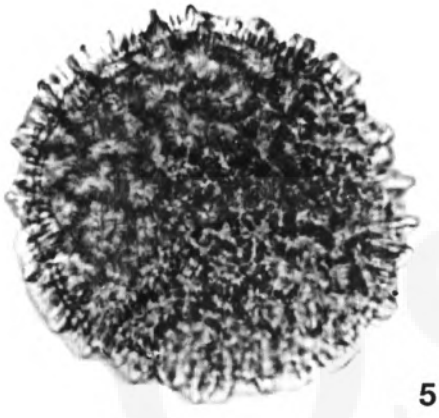


2



3

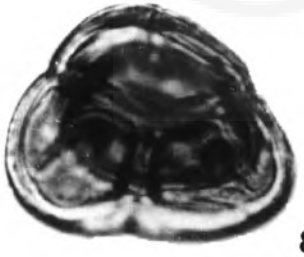
4



5

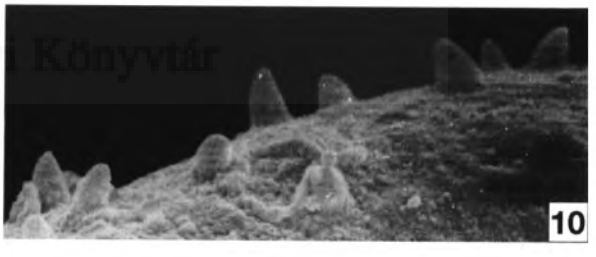
6

7

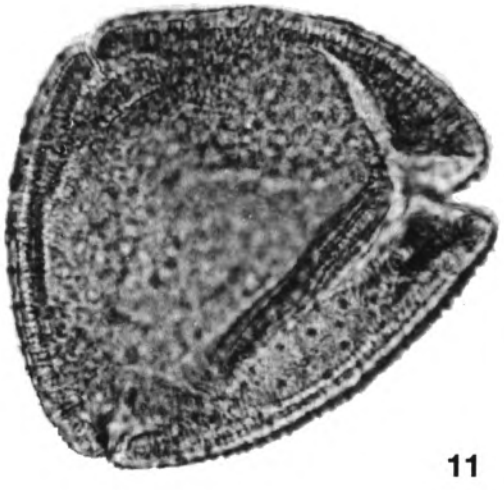


8

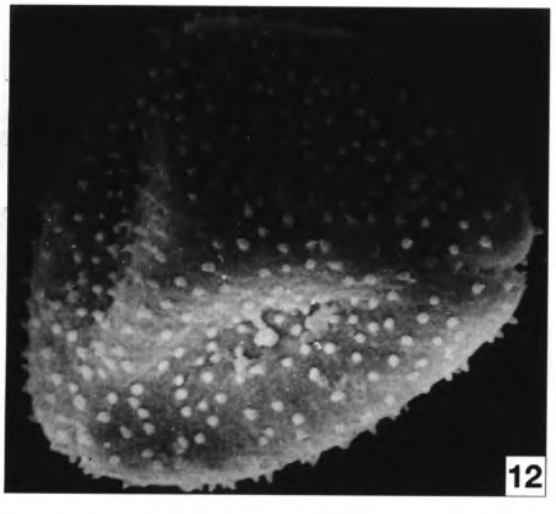
9



10



11



12

13

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 10

Fig. 1: ***Trapa* sp.**
LM 1000×.

Fig. 2: ***Trapa* sp.**
Polansicht mit drei Exinenkrausen.
REM 1200×.

Fig. 3: ***Trapa* sp.**
Detail der Exinenkrause und Exinenskulptur.
REM 5000×.

Fig. 4: ***Cladium* sp.**
LM 1000×.

Fig. 5: ***Cladium* sp.**
REM 1200×.

Fig. 6: ***Cladium* sp.**
Tectum microperforat mit scabrater Supraskulptur.
REM 12.000×.

Fig. 7: ***Cladium* sp.**
Tectum wie Fig. 6, untere Bildhälfte Nexinenskulptur.
REM 12.000×.

Fig. 8: **Poaceae.**
LIM 1000×.

Fig. 9: **Poaceae.**
REM 1250×.

Fig. 10: **Poaceae.**
Tectum unregelmäßig zerteilt, mit Spinulae besetzt.
REM 10.000×.

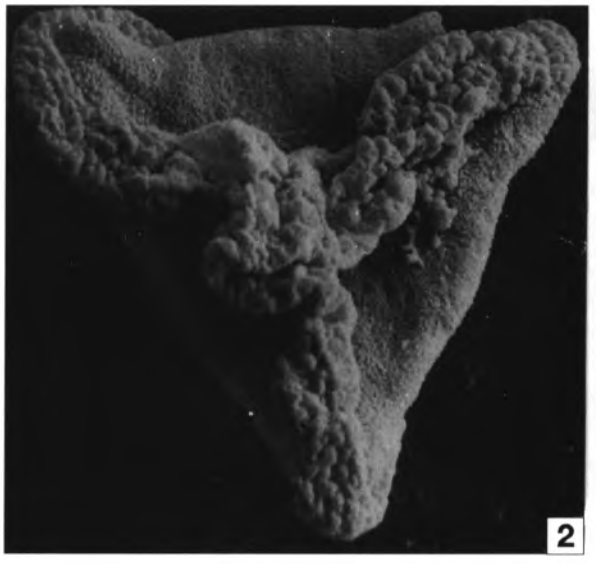
Fig. 11: **Poaceae.**
LM 1000×.

Fig. 12: **Poaceae.**
REM 1250×.

Fig. 13: **Poaceae.**
REM 10.000×

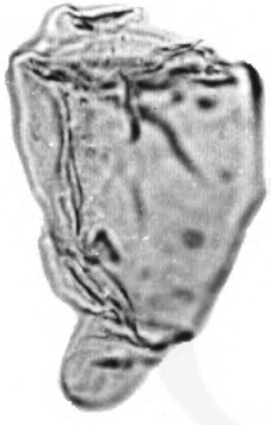
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

1



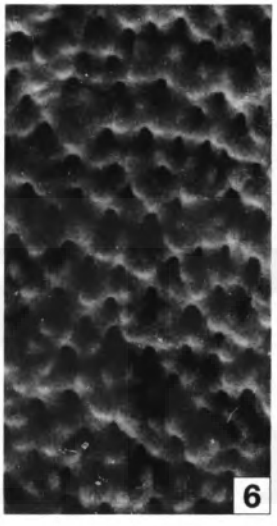
2

3

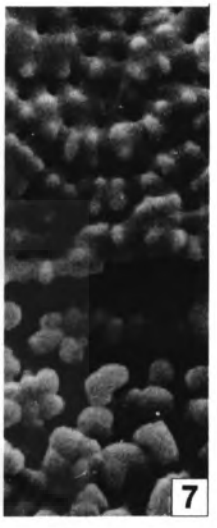


4

5

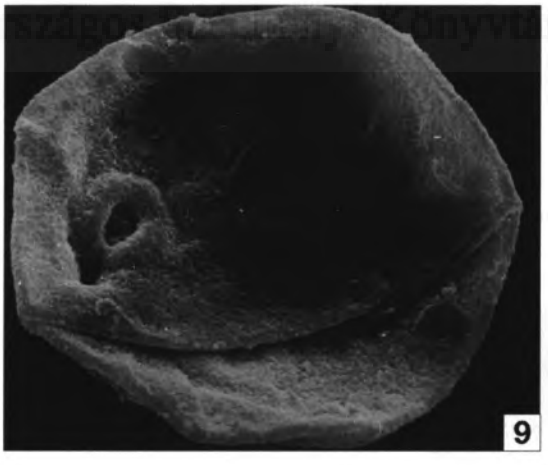


6

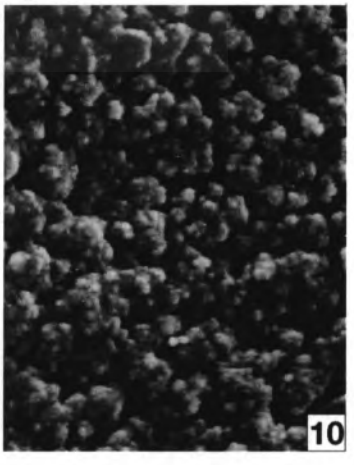


7

8

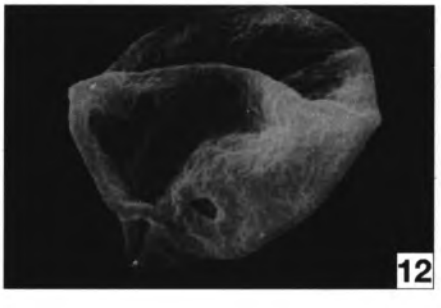


9



10

11



12

13

Tafel 11

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Dinoflagellat – bentonische Form.**
LM 1000×.

Fig. 2: ***Spiniferites* sp.**
LM 1000×.

Fig. 3: ***Spiniferites bentorii.***
LM 1000×.

Fig. 4: **Dinoflagellaten-Zyste.**
LM 1000×.

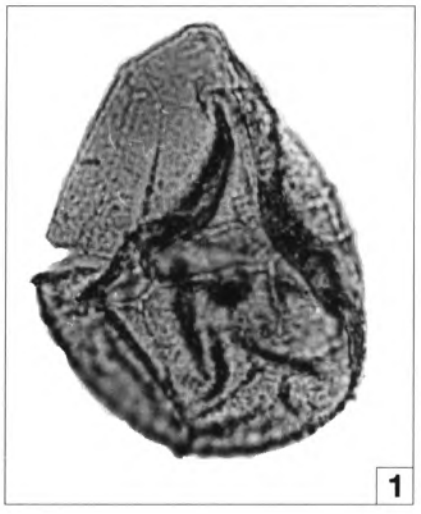
Fig. 5: **Dinoflagellaten-Zyste.**
REM 1200×.

Fig. 6: **Dinoflagellaten-Zyste.**
REM 4000×.

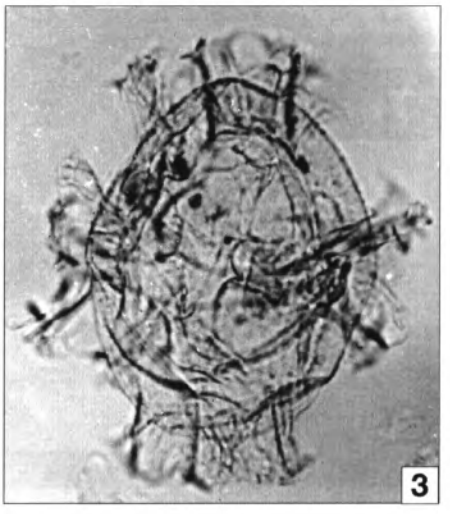
Fig. 7: **Algen-Zyste.**
LM 1000×.

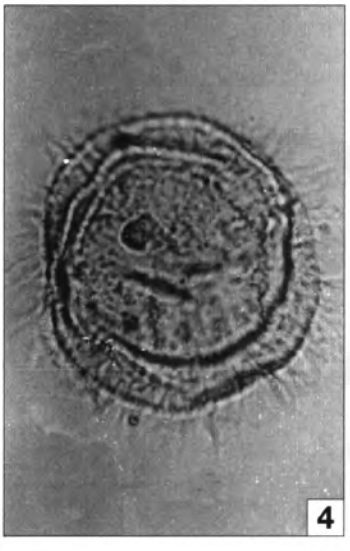
Fig. 8: **Algen-Zyste.**
REM 2200×.

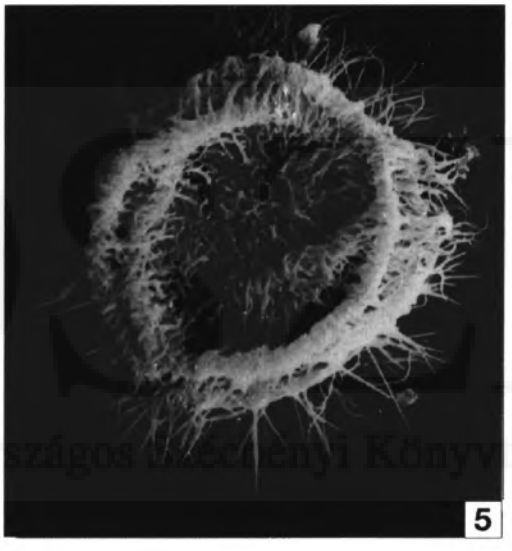
Fig. 9: **Algen-Zyste.**
Sekundär verzweigter Fortsatz.
REM 12.000×.

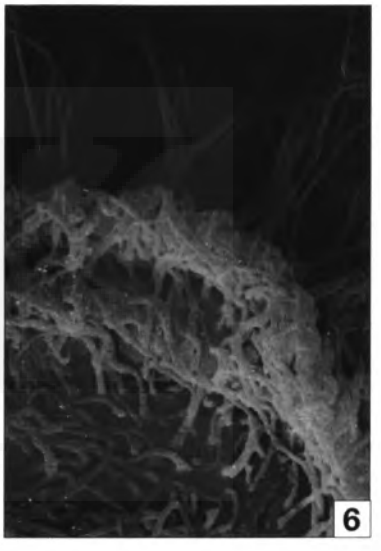

1

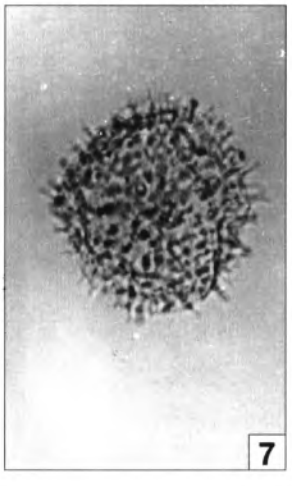
2

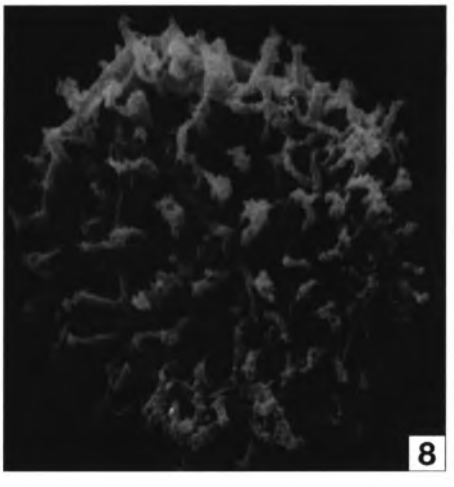

3

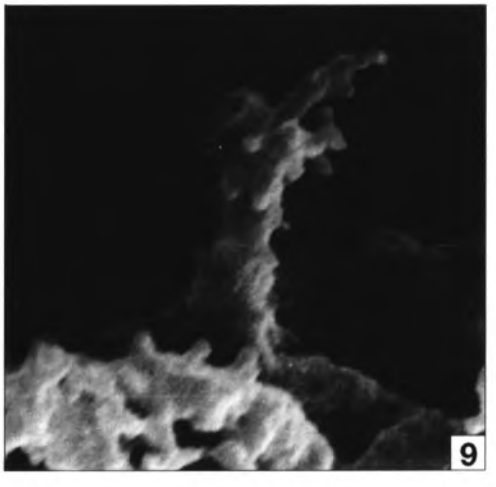

4


5


6


7


8


9

Tafel 12

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Probe 1.**
Bisaccate Pollenform, Holzreste und amorpher Detritus.
LM 200×.

Fig. 2: **Probe 2.**
Pollenkorn, amorpher Detritus und Holzrest.
LM 200×.

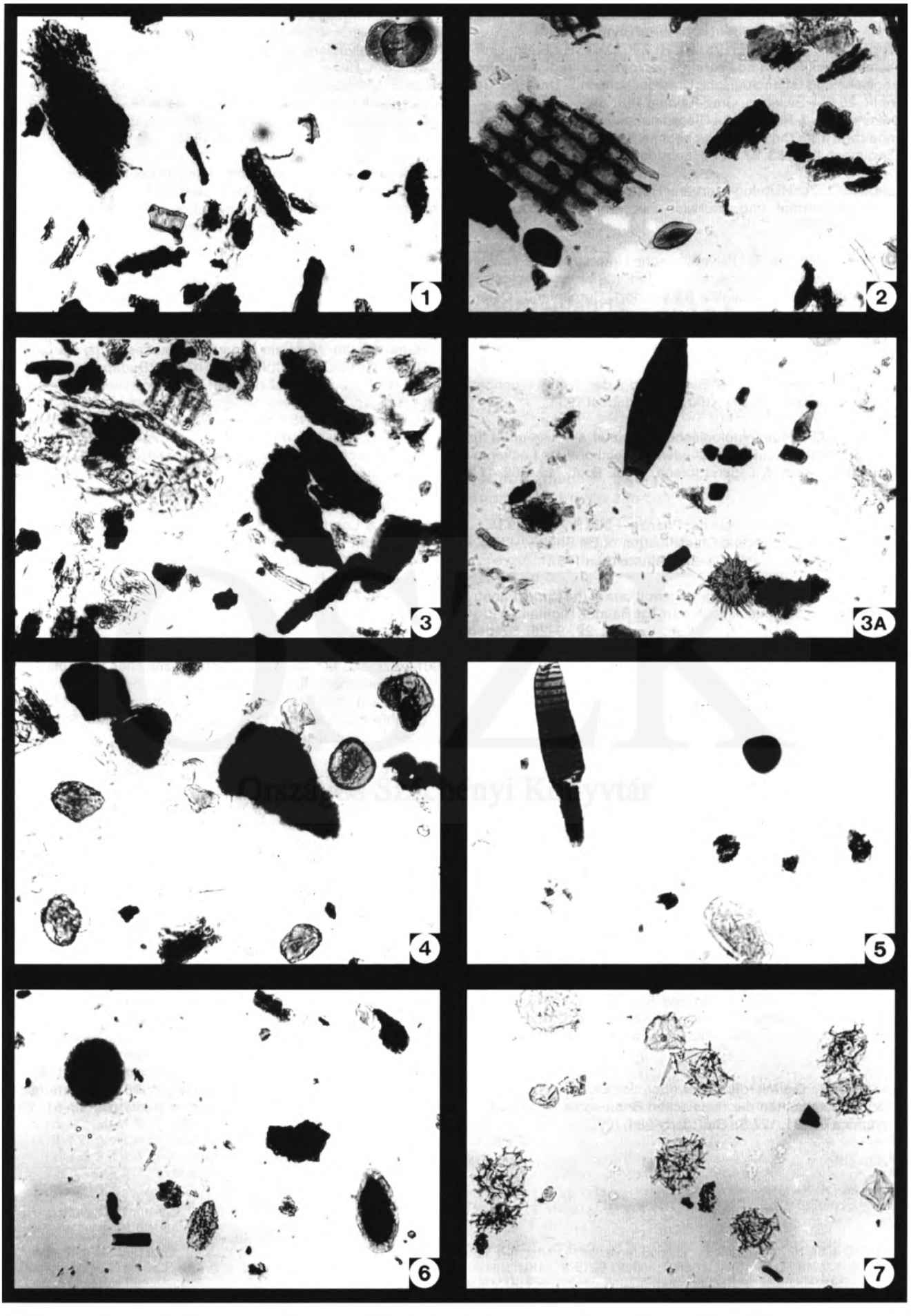
Fig. 3: **Probe 3.**
Pollenkorn, Parenchymreste, amorpher Detritus.
3A: Mehrzellige Pilzspore, Sternhaar und Detritus aus **Probe 3.**
LM 200×.

Fig. 4: **Probe 4.**
Bisaccates Pollenkorn, trilete Spore, amorpher Detritus, abgerundete Partikel.
LM 200×.

Fig. 5: **Probe 5.**
Wenig amorpher Detritus, opaker gerundeter Detritus, mehrzellige Pilzspore.
LM 200×.

Fig. 6: **Probe 6.**
Amorpher und abgerundeter Detritus, Pollenkorn.
LM 200×.

Fig. 7: **Probe 7.**
Wenig Detritus, überwiegend Dinoflagellaten Zysten eines Formenkreises (*Spiniferites bentorii*).
LM 200×.



Országos Széchényi Könyvtár

Literatur

BERTOLDI, G.A., EBNER, F., HÖLLER, H. & KOLMER, H.: Blähtonvorkommen von Gnas und Fehring – geologische, sedimentpetrologische und technologische Untersuchungen. – Unveröff. Bericht, 20 S. + Beilagen, Graz-Kaibing 1981.

BOULTER, M.C. & RIDDICK, A.: Classification and analysis of palynodebris from the Paleocene sediments of the Forties Field. – Sedimentology, **33**, 871–886, London 1986.

CICHOCKI, O.: Zur Histologie tertiärer Hölzer Österreichs. – Dissertation der Formal- und naturwiss. Fak., Univ. Wien, 306 S., 17 Taf., Wien 1988.

DRAXLER, I. & ZETTER, R.: Palynologische Untersuchungen in den mittel-miozänen Hochriegelschichten (Süßwasserschichten) von Weingraben (Gemeinde Kaisersdorf, Burgenland, Österreich). – In: H. LOBITZER & G. CSÁSZÁR (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 1, 71–92, Wien (Geol. B.-A.) 1991.

GREGUSS, P.: Xylotomische Bestimmung der heute lebenden Gymnospermen. – 308 S., 360 Taf., Budapest 1955.

HADITSCH, J.G.: Sedimentologische Parameter als Hilfsmittel für die lagerstättenkunkliche Gliederung feinkörniger Lockersedimente. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10**, 169–177, Wien 1989.

HOFMANN, E.: Paläohistologie der Pflanze. – 308 S., Wien 1934.

HUTTON, A.C.: Petrographic Classification of Oil Shales. – Internat. J. Coal Geology, **8**, 203–231, Amsterdam 1987.

JAMBOR, A. & SOLTI, G.: Geological conditions of the Upper Pannonian oil shale deposits recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. – Acta Miner. Petr. Szeged, **22**, 9–28, Szeged 1975.

KEDVES, M.: Morphologische Variationen der waagrechten Wand des Längsparenchyms im Holz von *Taxodium ascendens* BRONGN. – Acta Univ. Szegediensis, Acta Biol., nov.ser., **5** (3,4), 161–165, Szeged 1959.

KLAUS, W.: Zur Mikroflora des Unter-Sarmat am Alpen-Südostrand. – Beitr. Pal. Österr., **11**, 289–400, Wien 1984.

KLAUS, W.: Zur Aufbereitungstechnik und Stratigraphie von Trias-Sporen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 427–435, Innsbruck 1973.

KOVAR-EDER, J.: Pannonian (Upper Miocene) Vegetational Character and Climatic Inferences in the Central Paratethys Area. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **88**, A, 117–129, Wien 1987.

KRÄUSEL, R.: Die fossilen Koniferenhölzer (unter Ausschluß von *Araucarioxylon* KRAUS) 2. Teil – Kritische Untersuchungen zur Diagnostik lebender und fossiler Koniferenhölzer. – Palaeontographica, B, **89**, 83–203, Stuttgart 1949.

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., **15**, 85–107, Innsbruck 1988.

MOHR, B.A.R.: Die Mikroflora der obermiozänen bis unterpliozänen Deckschichten der rheinischen Braunkohle. – Palaeontographica B, **191**, 127 S., Stuttgart 1984.

NAGY, E.: Palynology of the Pannonian und Pontian of Hungary. – Acta Bot. Hung., **34**(3–4), 325–337, Budapest 1988.

NAGY, E. & PLANDEROVA, E.: Palynologische Auswertung der Floren des Pannonien. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. VIII, Miozän M6, Pannonien, 586–624, Budapest 1985.

PEIRCE, A.S.: Anatomical interrelationships of the Taxodiaceae. – Tropical Wood, **46**, 1–14, New Haven 1936.

PLANDEROVA, E.: Palynological evolution of Pannonian sediments from the West Carpathians. – Zapadne Karpaty Paleontologia, **9**, 131–134, Bratislava 1984.

RAVASZ, Cs. & SOLTI, G.: Genetic types of oil shales in Hungary. – Ann. Inst. Publ. Hung., **70**, 609–615, Budapest 1987.

SOLTI, G.: Prospection and utilization of alginite and oil shale in Hungary. – In: Neogene Mineral Resources in the Carpathian Basin, VIIIth RCMNS Congress, 503–517, Budapest 1985a.

SOLTI, G.: Agricultural utilization of Neogene mineral raw material in Hungary. – Neogene Mineral Resources in the Carpathian Basin, VIIIth RCMNS Congress, 519–530, Budapest 1985b.

SOLTI, G., LOBITZER, H. (Projektleiter) et al.: Aufsuchung von Alginit in Österreich. Bericht 1986 über die österreichisch-ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Forschung. – VII+ 176 S., Projektendbericht ÜLG 19/1986, Budapest-Wien (Geol. B.-A./MÁFI) 1987.

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

STEININGER, F.F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C.: Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits – A case history. – Sitzber. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl. Abt.I, **197**, 309–332, Wien 1989.

SÜTÖ-SZENTAI, M.: Die Verbreitung organischer Mikroplankton-Vergesellschaftungen in den pannonischen Schichten Ungarns. – In: PAPP, A., JAMBOR, A. & STEININGER, F.: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. VII, Miozän M6, Pannonien, 516–525, Budapest 1985.

TISSOT, B.P. & WELTE, D.H.: Petroleum Formation and Occurence. A new Approach to Oil and Gas Exploration. – XVIII+538 p., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1978.

TOLLMANN, A.: Das Steirische Becken. – In: TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich II. – 558–576, Wien 1985 (hier zahlreiche weiterführende Literatur!).

WIEDEN, P. & SCHMIDT, W.J.: Der Illit von Fehring. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., **5**(3), 284–302, Wien 1956.

ZETTER, R.: Bemerkungen zur Mikroflora der Kohleschichten im Bereich der südburgenländischen Schwelle. – BFB-Bericht **68**, 159–166, Illmitz 1988.

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

ZETTER, R.: Die obermiozäne Flora des Südburgenlandes. – In: Exkursionsführer 13. Wandertagung 1990 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Bernstein, 48–51, Wien 1990.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 55–72	Wien, November 1994	2. rész	pp. 55–72	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands

Von KADOSA BALOGH, FRITZ EBNER & CSABA RAVASZ
Mit Beiträgen von PAUL HERRMANN, HARALD LOBITZER & GÁBOR SOLTI*)

Mit 6 Abbildungen und 5 Tabellen

Österreich
Ungarn
Burgenland
Südoststeiermark
Pannonisches Becken
Steirisches Tertiärbecken
Radiometrische Altersbestimmung
Neogener Vulkanismus
K/Ar-Alter

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 107, 163, 190, 192

Inhalt

Zusammenfassung ... 56
Összefoglalás ... 56
Abstract ... 57
1. Einleitung ... 57
2. Probennahme und Untersuchungsmethoden ... 57
3. Das südoststeirisch-burgenländische Vulkangebiet ... 58
3.1. Miozäner Vulkanismus ... 58
3.1.1. Weitendorf ... 58
3.1.2. Gossendorf ... 59
3.1.3. Oberpullendorf ... 59
3.1.4. Pauliberg ... 59
3.2. K/Ar-Alter distaler miozäner Tuffe ... 59
3.3. Pliozäner Vulkanismus ... 60
3.3.1. Klöch ... 60
3.3.2. Wilhelmsdorf ... 60
3.3.3. Neuhaus ... 61
3.3.4. Mühldorf ... 61
3.3.5. Unterweissenbach ... 61
3.4. Petrologische Kurz-Charakterisierung weiterer Vulkanite des Steirischen und Südburgenländischen Beckens ... 61
3.4.1. Vulkanite der weiteren Umgebung von Feldbach und Bad Gleichenberg ... 62
3.4.1.1. Unterweissenbach ... 62
3.4.1.2. Bairisch Kölldorf ... 62
3.4.1.3. Kapfenstein ... 62
3.4.1.4. Aschbuch ... 62
3.4.1.5. Forstkogel ... 62
3.4.1.6. Pertlstein ... 62
3.4.1.7. Gniebing ... 62
3.4.1.8. Edelsbach ... 62
3.4.2. Vulkanite der weiteren Umgebung von Fürstenfeld und Güssing ... 62
3.4.2.1. Fürstenfeld ... 62
3.4.2.2. Limbach ... 62
3.4.2.3. Tobaj ... 63
3.4.2.4. Güssing ... 63

*) Anschriften der Verfasser: Dr. KADOSA BALOGH, Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Bem tér 18/C, H-4026 Debrecen, Ungarn; Univ.-Prof. Dr. FRITZ EBNER, Montanuniversität, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Österreich; Dr. CSABA RAVASZ, Dr. GÁBOR SOLTI, Hungarian Geological Survey, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Ungarn; Dr. PAUL HERRMANN, Dr. HARALD LOBITZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich.

4. Diskussion der geochronologischen Aussagen der K/Ar-Messungen 63
4.1. Weitendorf 64
4.2. Gossendorf 65
4.3. Pauliberg 65
4.4. Oberpullendorf 65
4.5. Mühldorf 65
4.6. Neuhaus 65
4.7. Klöch 65
4.8. Wilhelmsdorf 66
4.9. Bomben von Neuhaus und Unterweissenbach 66
5. Schlußfolgerungen und Bemerkungen zur magmatogenen Entwicklung am Alpenostrand 66
5.1. Karpat–Unterbaden (Saure-intermediäre Vulkanite) 66
5.2. Obersarmat–Unterpannon (Alkaliolivinbasalte) 68
5.3. Pliozän–Pleistozän (Basanitoide) 68
Dank 70
Literatur 70

Zusammenfassung

Gemeinsam mit älteren und von anderen Autoren bekanntgemachten biostratigraphischen und radiometrischen Altersdaten können die neogenen vulkanischen Gesteine des südlichen Burgenlandes, der Oststeiermark und des Lavanttales aufgrund der nun vorgelegten K/Ar-Alter und der komplementär dazu durchgeführten mineralogisch-petrographischen Untersuchungen drei klar unterscheidbaren Eruptionsphasen zugeordnet werden.

1) Die älteste Eruptionsphase setzt im Karpat ein und dauert bis ins Unterbaden an. Repräsentiert wird diese Phase durch trachyandesitisch-latitische Gesteine in den ÖMV- und RAG-Bohrungen Mitterlabill 1, Paldau 1, Perlsdorf F 1067, St. Nikolai 1,2, Wiersdorf 1, St. Peter 1, Perbersdorf 1, Walkersdorf 1, die Vulkankomplexe von Gleichenberg, Weitendorf-Wundschuh und Kollnitz im Lavanttal. Ein nun aus Gossendorf bei Gleichenberg vorliegendes Datum von 13,2±1,0 Mio.J. ist mit paläontologischen und geologischen Befunden nicht vereinbar.
Dem miozänen Zyklus zugeordnete Bentonite und Glastuffe des Weststeirischen Beckens lieferten aufgrund starker Alterationserscheinungen bei den K/Ar-Datierungen bis jetzt nur unzureichende Ergebnisse, weisen in zwei Fällen (Pöls und Tregistsattel) aber ebenfalls auf einen Zeitbereich Karpat–Unterbaden. Der kalkalkalische Charakter der Vulkanite dieser Phase deutet auf eine gewisse Subduktionsbeteiligung bzw. Aufschmelzung krustaler Teile bei der Magmenbildung.
2) Der zweiten Eruptionsphase gehören der „Diabas" des Pauliberges (11,5 Mio. Jahre) und die Alkalibasalte von Oberpullendorf (11,1 Mio. Jahre) bzw. des Pauliberges (10,5 Mio. Jahre) an; ihr Alter ist Unterpannon.
3) Nach einer länger andauernden vulkanisch inaktiven Periode stellte sich schließlich im jüngeren Pliozän (Roman) eine längerfristig sehr aktive und produktive effusive bzw. pyroklastische Phase ein. Hierher sind folgende Ergüsse zu stellen: Nephelinbasanit von Klöch, Tephrit von Wilhelmsdorf, Feldspatvertreter-Olivin-Basalt und Basalt von Neuhaus, Nephelinbasanit und Nephelinbasalt von Mühldorf, Basalt von Unterweissenbach. Diese Gesteine zeigen einen stetig zunehmenden Gesamtalkaligehalt, insbesondere einen steigenden Na_2O-Gehalt und weisen radiometrische Alter auf, die vom Daz/Roman-Grenzbereich (Neuhaus 3,7±0,5 Mio.J.) bis möglicherweise ins Pleistozän reichen. Die jüngsten Datierungen stammen aus dem Tephrit von Wilhelmsdorf mit 1,71±0,72 Mio. Jahren.
Die beiden jüngeren Ergußphasen werden mit einem kontinentalen Rifting in Verbindung gebracht, wobei die Lavenassoziationen dem atlantischen Typ angehören, d.h. einer alkalischen Serie, die sich aus einem olivinbasaltischen Magmenstamm herleitet.
Die von tiefliegenden Basaltgängen durchzogenen Trachyte der Kleinen Ungarischen Tiefebene können mit den Vorkommen von Weitendorf und Gossendorf parallelisiert werden. Die subterrestrischen basaltischen Stratovulkane des Donau-Theiss-Zwischenstromlandes entsprechen den Basalten des Pauliberges und von Oberpullendorf, während die Alkalibasalte der Umgebung von Salgótarján mit den Basaniten des Bereiches Feldbach-Klöch verglichen werden können.

Országos Széchényi Könyvtár

Délkelet-Stájerország és Dél-Burgerland harmadidőszaki vulkanitjainak K/Ar kora

Összefoglalás

A most nyert K/Ar koradatok és kiegészítő ásvány-kőzettani vizsgálatok alapján más szerzők által alőállított és részben publikált biosztratigráfiai és radiometrikus koradatok segítségével lehetővé vált a dél-burgenlandi, a kelet-stájerországi és levanttali neogén vulkáni kőzeteket három világosan elkülöníthető erupciós fázisba sorolni.

1) A legidősebb erupciós fázis a kárpáti korszakban kezdődött és a kora-bádeniig tartott. Ezt a fázist az ÖMV és a RAG alábbi fúrásaiból: Mitterlabill 1., Paldau 1., Perlsdorf F 1067., St. Nikolai 1.,2., Wiersdorf 1., St. Peter 1., Perbersdorf 1., Walkersdorf 1., valamint a gleichenbergi, a weitendorf-wundschuhi és a kollnitzi (Levanttal) vulkáni komplexumból származó trachiandezites–latitos kőzetek képviselik. A Gleichenberg melletti Gossendorfból vett minta 13,2±1,0 M. éves.
Az erőteljes átalakulás miatt a miocén ciklusba sorolt nyugat-stájer medencebeli bentonitok és üvegtufák igénylik a további K/Ar adatbővitést. Ezek két esetben (Pöls és Tregistsattel) éppen a kárpáti–kora-bádeni időbesorolást adják. E fázis vulkanitjainak mészalkáli jellege a kéregnek magmaképződés során történő bizonyos szubdukciós elnyeldődésére illetve megolvadására utal.
2) A második erupciós fázishoz a paulibergi diabáz (11,5 M. év), az oberpullendorfi (11,1 M. év), illetve a paulibergi (10,5 M. év) alkáli bazalt tartozik. Ezek kora pannóniai.
3) Egy hosszabb idejű inaktív vulkáni periódus után végül a fiatal pliocén folyamán következett be egy időben elnyúló, nyagyon aktív és produktív effuziv, illetve piroklasztikus fázis. Itt az alábbiak említhetők: a klöchi nefelinbazanit, a wilhelmsdorfi tefrit, a neuhausi földpátpótlós olivin-bazalt és bazalt, a mühldorfi nefelinbazanit és nefelinbazalt éz az unterweissenbachi bazalt. Ezek a kőzetek folyamatosan növekvő összalkáli tartalommal rendelkeznek. Különösen a Na_2O tartalom növekszik. Rádiometrikus koruk a dáciai–román határtól (Neuhaus 3,7±0,5 M. év) valószínűleg átnyúlik a pleisztocénbe (wilhelmsdorfi tefrit, 1,7±0,72 M. ev). A két fiatalabb kiömlési fázis kontinentális riftesedéssel áll kapcsolatban, ahol a láva atlanti típusú, vagyis olyan alkáli sorozat, amely olivinbazaltos magmatörzsből származik.

A mély helyzetű bazalttelérekkel átjárt kisalfödi trachitok a weitendorfi és gossendorfi előfordulásokkal párhuzamosíthatók. A Duna–Tisza-közi szubterresztrikus bazalt sztratovulkánjai a paulibergi és oberpullendorfi bazaltoknak, míg a Salgótarján környéki bazanitok a Feldbach-Klöch terület bazanitjainak felelhetnek meg.

K/Ar Age of the Tertiary Volcanics of Southeastern Styria and Southern Burgenland

Abstract

Based on the newly obtained K/Ar data and additional mineralogical-petrographical investigations and also on partly already published studies by different authors, including biostratigraphic and radiometric data, it became possible to class the Neogene volcanic rocks of S Burgenland, Styria and Lavanttal into three clearly distinguishable groups.

1) The oldest eruption phase started in the Karpatian and lasted till the Early Badenian. This phase is represented by the following boreholes of the ÖMV and RAG: Mitterlabill 1, Paldau 1, Perlsdorf F 1067, St. Nikolai 1,2, Wiersdorf 1, St. Peter 1, Perbersdorf 1, Walkersdorf 1, and by the trachyandesitic-latitic rocks coming from the Weitendorf-Wundschuh and Kollnitz (Lavanttal) volcanic complex.
   The age data of 13,2±1,0 myrs of the sample taken from Gossendorf at Gleichenberg do not correspond with the paleontological and other geological evidence.
   Because of the remarkable transformation the bentonites and glass tuffs of the W Styrian Basin, classed in the Miocene cycle, require further K/Ar data. These, in two cases, Pöls and Tregistsattel, offer the Karpatian-Early Badenian chronological setting. The calc-alkali features of the volcanites of this phase point to subductional activity or melting, respectively, of the crust in the course of the magma formation.
2) The second eruptional phase includes the Pauliberg diabase (11.5 myrs), and the Oberpullendorf (11.1 myrs) and the Pauliberg (10.5 myrs) alkali basalt, respectively. Their age is Pannonian.
3) Finally, after a longer, volcanically inactive period a long-lasting, very active and productive effusive and pyroclastic phase, respectively, occurred during the Late Pliocene. Here the following discharges can be mentioned: the nepheline basanite at Klöch, the tephrite at Wilhelmsdorf, the foidal olivine basalt and nepheline basanite at Mühldorf and the basalt at Unterweissenbach. These rocks have continuously increasing total alkali contents, with a specially remarkable increase of Na_2O. Their radiometric age from the Dacian-Romanian boundary (Neuhaus 3.7±0.5 myrs) probably reaches the Pleistocene (Wilhelmsdorf tephrite, 1.7±0.72 myrs.).
   The two youngest discharge phases are related to continental rift formation where the lava is of Atlantic type, i.e. it is an alkali sequence that comes from on olivine basaltic magma body.
   The trachytes of the little Hungarian Plain, cut across by deep situated basalt veins, can be correlated with the occurrences at Weitendorf and Gossendorf. The subterrestrial basalt stratovolcanoes of the Danube-Tisza Interfluve may be correlated with the basalts of Pauliberg and Oberpullendorf, while the alkali basalts at Salgótarján with the basanites in the Feldbach-Klöch region.

1. Einleitung

Im Rahmen des österreichisch-ungarischen Zusammenarbeits-Projektes ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich" wurden von SOLTI, RAVASZ und LOBITZER auch Proben von Basalten und Basalttuffen an zahlreichen Lokalitäten des südlichen und mittleren Burgenlands sowie der Oststeiermark entnommen, die in weiterer Folge zum Teil von K. BALOGH hinsichtlich ihres radiometrischen Alters untersucht wurden. Diese Untersuchungen sind nicht nur im Hinblick auf die zeitliche Abfolge und Paläogeographie der diversen Lavaergüsse von Interesse, sondern stellen auch ein wichtiges Indiz bei der Prospektion von verschiedenen Vorkommen pyroklastisch beeinflußter mineralischer Rohstoffe, wie Bentonit und insbesondere auch Alginit, dar. Weiters wollten wir die Chance unserer Arbeitsgruppe nicht ungenutzt lassen, im Rahmen unserer Maar-Untersuchungen auch einen Beitrag zu einem besseren Verständnis der genetischen und paläogeographischen Zusammenhänge zwischen dem karpatischen Vulkanbogen und den Neogenvulkaniten Ostösterreichs zu leisten.

Radiometrische Altersdaten von Vulkaniten Ostösterreichs sind im Vergleich zum Pannonischen Becken Westungarns relativ selten (STEININGER & BAGDASARJAN, 1977; LIPPOLT, BARANYI & TODT, 1975; KOLMER, 1980a), während von BALOGH et al. 1986 bereits eine monographische Zusammenschau der K/Ar-Altersbestimmungen der pannonischen Basalte Ungarns – beruhend auf nahezu 200 K/Ar-Altersdaten – sowie eine umfassende geologische Interpretation dieser veröffentlicht wurde. Abgesehen von einigen wenigen isolierten Untersuchungen begann eine systematische K/Ar-Altersbestimmung ungarischer Basalte, einer Initiative des Ungarischen Geologischen Dienstes (MÁFI) folgend, im Jahre 1978 am Kernforschungsinstitut der Ungarischen Akademie der Wissenschaften in Debrecen. BORSY et al. (1986) dokumentieren zahlreiche radiometrische Altersbestimmungen im Hinblick auf die Sedimentationsgeschichte des Tapolca-Beckens in Westungarn. Etwa zur selben Zeit wurden auch radiometrische Altersbestimmungen an ausgewählten Basaltvorkommen der Mittelslowakei in den Laboratorien des Geologicky Ustav Dionyza Stura in Preßburg und des ATOMKI in Debrecen durchgeführt (BALOGH et al., 1981; KANTOR & WIEGEROVA, 1981). In den Laboratorien der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Hannover wurde von KREUTZER (in MARINESCU et al., 1981) das radiometrische Alter des Basalts von Alsórákos in Rumänien bestimmt.

Sind auch – wie erwähnt – K/Ar-Altersdaten ostösterreichischer basaltischer Gesteine rar, kann hingegen die petrologische Erforschung der österreichisch-ungarischen bzw. pannonischen Vulkanprovinz auf eine lange Tradition zurückblicken, die bis heute anhält. Stellvertretend für eine Vielzahl an Veröffentlichungen seien hier in chronologischer Reihenfolge einige Arbeiten angeführt: UNTCHJ (1872); PREISS (1908); LEITMEIER (1909); WINKLER-HERMADEN (1913 ff.); JUGOVICS (1916 ff.); SÜMEGHI (1923); FERENCZI (1924); SCHMIDT (1929); KÜMEL (1936); ZIRKL (1952 f.); FINDENEGG (1954); PETRASCHECK (1955); KÜPPER (1957); HERITSCH (1965 f.); FLÜGEL et al. (1952 ff.); SCHARBERT et al. (1981); POULTIDIS & SCHARBERT (1986).

2. Probennahme und Untersuchungsmethoden

Es muß hier nochmals festgehalten werden, daß die Haupt-Zielsetzung unserer Untersuchungen eine Beurteilung der Alginit-Höffigkeit in den basaltvulkanischen Gebieten der Südost-Steiermark und des südlichen bzw. mittleren Burgenlands war und die Probenahme von basaltischen Gesteinen im Hinblick auf die Bestimmung ihrer radiometrischen Alter lediglich nebenbei und unter großem Zeitdruck erfolgen konnte. Dennoch hoffen wir, daß die Proben einigermaßen repräsentativ sind und aus dem frischestmöglichen Material entnommen wurden.

Immerhin konnten wir sechsunddreißig Lokalitäten beproben (Abb. 1), wobei von allen Proben eine petrologi-

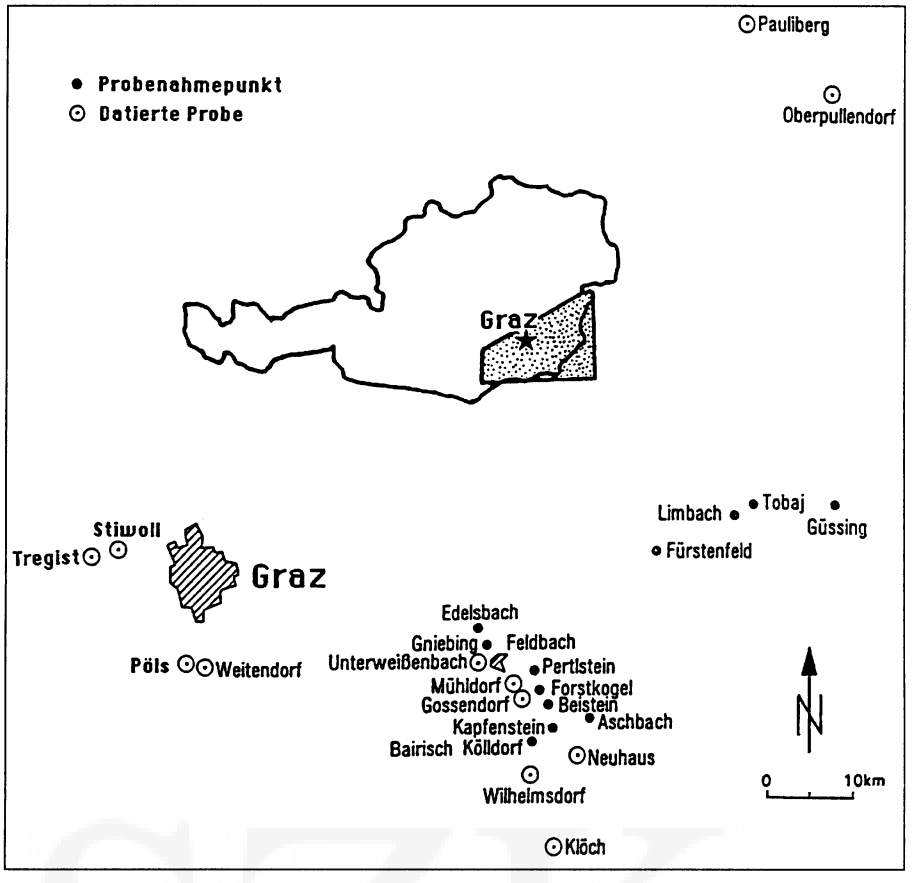


Abb. 1.
Lokalitäten der untersuchten Proben.

sche Bearbeitung vorliegt und an ausgewähltem Probenmaterial die radiometrischen Alter bestimmt wurden (Tab. 1,2).

Die petrologische Bearbeitung basiert in erster Linie auf der Untersuchung von Dünnschliffen, ferner auch auf chemischen und röntgendiffraktometrischen Methoden sowie auf DTA- und Spektralanalysen (Tab. 3,5).

Der radiogene Ar-Gehalt wurde an auf 0,1–0,5 mm zerkleinertem und homogenisiertem Probenmaterial bestimmt. Die Ausgasung, die Reinigung und Konzentration des freigewordenen Argon wurde mit einer am Kernforschungsinstitut Debrecen konstruierten ^{38}Ar-Spike-Apparatur durchgeführt. Zur Bestimmung der Ar-Isotopenzusammensetzung wurde ein automatisiertes Massenspektrometer, ebenfalls aus eigener Konstruktion verwendet, das einen magnetischen Sektorraum von 90° bei einem Radius von 150 mm aufweist und in statischer Betriebsart arbeitet.

Der K-Gehalt wurde mit Hilfe eines digitalen Flammenphotometers des Typs OE-85 unter Verwendung eines Na-Puffers und eines internen Standards an der für die Ar-Bestimmung homogenisierten Pulverprobe bestimmt. Zur Eichung bzw. zur Kontrolle der K- und Ar-Bestimmungen wurden sowohl die sowjetischen Standards Asia 1/65 als auch die französischen Standards GI-O angewandt.

Die Kalkulation der radiometrischen Alter wurde unter Verwendung folgender Zerfallskonstanten durchgeführt (siehe auch STEIGER & JÄGER, 1977):

$$\lambda^{40\epsilon} = 0.581 \times 10\text{–}10 y^{-1}$$

$$\lambda^{40\beta} = 4.962 \times 10\text{–}10 y^{-1}$$

$$^{40}K/K = 1{,}167 \times 10^{-4} \text{ mol/mol.}$$

Eine eingehende Beschreibung der Meßeinrichtungen, Versuchsmethoden sowie die Zuverlässigkeitskontrolle unserer Ergebnisse wird in BALOGH (1985) und ODIN (1982) vermittelt.

Die K/Ar-Datierungen der distalen miozänen Tuffe sind Mineralalter, die an isolierten Biotiten durchgeführt wurden.

3. Das südoststeirisch-südburgenländische Vulkangebiet

Das südoststeirische Vulkangebiet repräsentiert den Westteil des in Westungarn sehr ausgedehnten Vulkangebietes, das dort in seinen Grundzügen wesentlich intensiver erforscht ist und in neuerer Zeit auch durch die Nutzung nichttraditioneller Rohstoffe ("Alginit" sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) zusätzliche wirtschaftsgeologische Bedeutung erlangte (SOLTI et al. 1987 ff.). Wie unsere Ausführungen zeigen, können auf österreichischem Staatsgebiet drei deutlich differenzierte magmatische Bildungszyklen, nämlich ein älter miozäner (Karpat/Baden), jünger miozäner (Pannon) sowie pliozäner bis pleistozäner Vulkanismus unterschieden werden. Hinsichtlich der regionalen Geologie des betroffenen Gebietes stammen die jüngsten Übersichtsarbeiten von FLÜGEL & NEUBAUER (1984), TOLLMANN (1985), KRÖLL et al. (1988) sowie von EBNER & SACHSENHOFER (1991); dort auch weitere Literatur!

Bezüglich geochronometrischer Alter und zugehöriger Chronostratigraphie der zentralen Paratethys beziehen wir uns auf STEININGER et al. (1990).

3.1. Miozäner Vulkanismus

In den Schichtfolgen der Tertiärbecken spielen außer den sauren Pyroklastika des Karpatien und Badenien und den andesitischen Eruptiva von dazitischer Zusammensetzung auch die an K angereicherten trachytischen Gesteine eine bedeutende Rolle (SCHARBERT et al., 1981; EBNER, 1981).

3.1.1. Weitendorf

Der Latit (Shoshonit) von Weitendorf erregt schon bereits seit mehr als einem Jahrhundert das Interesse der Petrologen, wobei insbesondere auch seine Altersstellung häufig diskutiert wurde (z.B. UNTCHJ, 1872; DREGER, 1902; FLÜGEL et al., 1952; FLÜGEL, 1975; KOLLMANN, 1965; KOLMER, 1980; TOLLMANN, 1985).

Unser Probenmaterial stammt aus dem südöstlichen Steinbruchbereich. Das unmittelbar Liegende des Latits bilden dort Florianer Schichten der Lageniden-Zone des Badenien (FLÜGEL et al., 1952; HERITSCH, 1967; EBNER & GRÄF, 1977; KRAINER, 1987). SACHSENHOFER (1990) diskutiert basierend auf den hohen Humit/Vitrinit-Reflexions-

werten eine thermische Beeinflussung für die sedimentäre Basis des Weitendorfer Shoshonits und nimmt Temperaturen von 450-500°C an und folgert:

„ ... Die Inkohlungsdaten lassen daher eine Platznahme des Vulkanits im heißen Zustand wahrscheinlich erscheinen ... "

Diese Deutung läßt eine Eingleitung des Basaltkörpers im erkalteten Zustand eher als problematisch erscheinen (siehe auch DREGER, 1902; FLÜGEL, 1975; MAURITSCH, 1975). Deutliche Anzeichen einer thermischen Beeinflussung wurden auch bereits von FLÜGEL et al. (1952) und KRAINER (1987) angenommen.

Makroskopisch macht das Gestein einen frischen Eindruck, wobei die zahlreichen Hohlraumauskleidungen von Quarz, Kalzit und Zeolithmineralen gebildet werden. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein Latit von trachytischem Gefüge mit einer geringen Montmorillonitisierung. Die hypidiomorphen Einsprenglinge werden durch diopsidischen Augit, Olivin und Plagioklas repräsentiert; sie stellen gemeinsam mit den Glomeroporphyren 30–35 Massen-% des Gesamtmineralbestands dar. Unter den mittelkörnigen Kristallen überwiegt Olivin und Plagioklas (An_{30-50}) gegenüber dem Pyroxen.

Die Grundmasse besteht aus Plagioklas-Mikrolithen, interstitiellem montmorillonitisiertem Augit, meist oxidiertem Magnetit sowie geringen Quantitäten von Olivin und rekristallisiertem Gesteinsglas. Als Akzessorien können noch Apatit und sporadisch Hypersthen bestimmt werden.

Das neue K/Ar-Alter des Latits von Weitendorf ergab 14,0±0,7 Mio. Jahre; eine Diskussion der Resultate erfolgt im Kapitel 4.1.

3.1.2. Gossendorf

Im Hangenden des Traßabbaus von Gossendorf, der dem Gleichenberger Stratovulkan-Bereich mit Magmatiten trachytischer Zusammensetzung zugehört, haben wir Proben aus dem makroskopisch frisch erscheinenden Latit entnommen. Dieser zeigt porphyrisches Gefüge und stellenweise ausgeprägte Fluidalstruktur. Unter den Einsprenglingen dominiert nach dem Albitgesetz und komplex verzwillingter Plagioklas (An_{46-48}). Der dominierende Farbsilikatanteil ist Augit. In geringen Mengen treten noch meist montmorillonitisierter Hypersthen und Olivin auf, sehr selten auch Biotit. Die Grundmasse besteht aus sauren Plagioklasleisten bzw. aus xenomorphem Sanidin von interstitiellem Gefüge, weiters aus Pyroxen, montmorillonitisiertem Olivin, erheblichem Anteil an Magnetit sowie vereinzelt Optaitnadeln.

Das K/Ar-Alter des Latits von Gossendorf ergab 13,0±1,0 Mio. Jahre; eine Diskussion der Altersdaten erfolgt im Kapitel 4.2.

3.1.3. Oberpullendorf

Nordwestlich von Oberpullendorf liegt ein aufgelassener und gefällig rekultivierter Steinbruch, der olivintholeitischen Basalt aufschließt. Der liegende massivsäulige Basalt zeigt unter dem Mikroskop nur wenige Einsprenglinge; mittelkörnige Kristalle dominieren, sie zeigen intersertales Gefüge. Die Einsprenglinge sind meist randlich zu Tonmineralen zersetzte Augite, die selten einen karbonatisierten diopsidischen Kern zeigen. Die mittelkörnigen Kristalle werden von Augit (20–25 %) und Olivin (20–22 %) repräsentiert, der von dünnen hämatitischen Bestegen umwachsen ist und geringe Iddingsitisierung aufweist. Auch Plagioklas (An_{56-58}) und Magnetit von isometrischem Habitus sowie seltener skelettförmig ausgebildeter Illmenit sind signifikant. Die Matrix wird von Augit, Olivinkristalliten, Magnetit, K-Feldspat, blaßbraunem montmorillonitisiertem Gesteinsglas sowie untergeordnet hypidiomorphem Biotit, braunem Amphibol, Apatit und Rutil gebildet.

Das radiometrische Alter wurde mit 11,1±1,2 Mio. Jahren gemessen, also unteres Pannon. Eine Diskussion der Altersdaten erfolgt im Kapitel 4.4.

3.1.4. Pauliberg

Der hangende Basalt, der in der oberen Etage des Basaltbruchs des Paulibergs abgebaut wird, ist grobsäulig ausgebildet und zeigt petrologisch große Ähnlichkeit zum Erguß von Oberpullendorf. Unter dem Mikroskop zeigt der Basalt intersertale Struktur. Die seltenen Einsprenglinge bestehen aus Augit und Olivin. Mengenmäßig signifikant sind mikroholokristalline Mineralphasen, insbesondere Pyroxen, weniger Olivin sowie minimale Gehalte an Titanomagnetit und Ilmenit. Blaßbraunes Gesteinsglas ist ebenso in der mikroholokristallinen Grundmasse in sehr geringer Menge anzutreffen. Die Grundmasse macht mehr als 50 % des Gesteinsvolumens aus und besteht aus Plagioklas (An_{35-40}), Ca-Pyroxen in unterschiedlichen Kristallisationsstadien, Olivin, Magnetit, Ilmenit, akzessorischem Apatit, interstitiellem K-Feldspat und vereinzelten Biotitkristallen.

Die basale Etage zeigt „Diabas" (im Sinne der amerikanischen Nomenklatur, also einen knapp unter der Oberfläche erstarrten Magmatit). Unter dem Mikroskop zeigen sich überwiegend mittelkörnige Kristalle von 2,0–3,0 mm, maximal 8,0 mm Größe sowie in kleineren Partien ophitisches bis subophitisches Gefüge. Mehr als die Hälfte des Gesteinsvolumens wird von Feldspat gebildet, der überwiegend xenomorph, tafelförmig oder leistenförmig ausgebildet ist (An_{38-46}); außerdem finden sich porphyrische Plagioklaskristalle, die von K-Feldspat umwachsen sind; auch eigenständige K-Feldspäte treten auf. Der Titanit stellt etwa ein Drittel des Mineralbestands dar, wobei die größeren xenomorphen Kristalle zonaren Aufbau zeigen, die kleineren sind hypidiomorph entwickelt. Die bedeutende Menge an Ilmenit von ca. 10 % und Titanomagnetit ist gelegentlich skelettförmig, meist jedoch nadelig oder hypidiomorph körnig ausgebildet. An Akzessorien finden sich noch nadelförmiger Apatit und feinkörniger Olivin sowie selten etwas zersetzter Biotit. Ein Großteil des Titanomagnetits, Olivins, Biotits und Apatits ist ausschließlich als Einschlüsse in den Plagioklas- und Pyroxenkristallen zu beobachten.

Hinsichtlich der radiometrischen Alter erweist sich der „Diabas" des Paulibergs als die älteste Bildung unter den mindestens drei aufeinanderfolgenden Lavaergüssen. Sein K/Ar-Alter beträgt 11,2±1,06 Mio. Jahre bzw. 11, 5±0,72 Mio. Jahre, was für basales Pannon bzw. den Sarmat/Pannon-Grenzbereich spricht. Der Basalt des Paulibergs hingegen weist 10,5±1,0 Mio. Jahre auf, also pannonisches Alter. Bezüglich weiterer Diskussionen darf auf Kap. 4.3. verwiesen werden.

3.2. K/Ar-Alter distaler miozäner Tuffe

Bentonite und Glastuffe sind im Steirischen Tertiär von über 100 Fundpunktsgruppen bekannt (EBNER, 1981; EBNER & GRÄF, 1982). Hinsichtlich ihrer Herkunft ist vor allem ihr Alter, das biostratigraphisch und aus regionalgeologi-

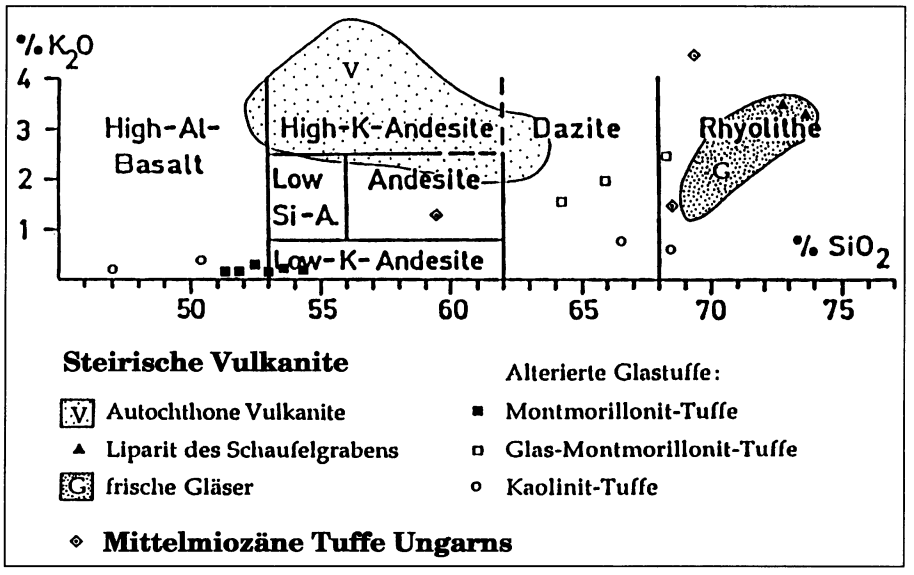


Abb. 2.
K_2O/SiO_2-Diagramm frischer und alterierter Glasaschen und autochthoner Vulkanite des Steirischen Beckens sowie ungarischer mittelmiozäner Tuffe.
Vergleichsanalysen aus HÖLLER et al. (1976) und UNGER et al. (1990).

schen Gründen mit Karpat bis Unterbaden angegeben werden kann, von Relevanz (EBNER, 1981). Sie haben damit identes Alter mit den autochthonen steirischen miozänen Vulkaniten. Es ist daher naheliegend, sie von diesen zu beziehen, wenngleich auch der übrige innerkarpatische Raum nicht ganz außer Acht zu lassen ist.

Das SiO_2/K_2O-Diagramm (Abb. 2) zeigt die miozänen autochthonen steirischen Vulkanite deutlich durch ihre hohen K_2O-Gehalte isoliert und nicht mit frischen steirischen Glasaschen (Analysenwerte aus HÖLLER et al., 1976) zu verbinden, deren Chemismus einzig die Rhyolithe des Schaufelgrabens entsprechen.

Die zu Tonmineralen alterierten Tuffe (Analysenwerte aus HÖLLER et al., 1976) nehmen einen weiten Streubereich ein, der sich zum Teil mit den mittelmiozänen Tuffen Ungarns (Analysenwerte aus UNGER et al., 1990) deckt.

Das Diagramm zeigt aber auch klar, daß bei geochemischen Korrelationen Vorsicht geboten ist und äolische Frachtsonderung, epiklastische Verunreinigungen, unterschiedlicher Alterationsgrad und magmatische Fraktionierungsprozesse zu berücksichtigen sind. Vor diesem Hintergrund kommt der radiometrischen Datierung von Tuffen eine große Bedeutung zu.

Im Rahmen der Kooperation wurden 1986/1987 einige K/Ar-Datierungen an Tuffen und Bentoniten durchgeführt über die trotz nicht zufriedenstellender Ergebnisse an dieser Stelle berichtet wird (Informationen über die Position der Probenpunkte: EBNER, 1981, 1986; EBNER & GRÄF, 1982):

- Probe 1480 (1,2): Pöls/Quellgraben, Florianer Schichten (marin), Unterbaden, Lageniden-Zone.
  Beide Proben stammen aus zwei durch Klastika voneinander getrennten Bentonitlagen; Probe 2 ca. 100 cm unter Probe 1.
  Das radiometrische Alter von 15,1±0,5 entspricht annähernd dem biostratigraphischen (KOPETZKY, 1975).
- Probe 1479 (3,4): Tregistsattel E Oberdorf, Eckwirt-Schotter (limnisch-fluviatil), Unterbaden.
  Probe 3: Glastuff aus Aufschlußbereich III EBNER & GRÄF (1982: Abb. 14).
  Probe 4: Glastuff aus Aufschlußbereich IV EBNER & GRÄF (1982: Abb. 13).
  Probe 3 ergab keinen Alterswert, Probe 4 mit 17,5±2,6 einen großen Streuwert. Die Proben entstammen den Eckwirt-Schottern, die über dem Kohlentertiär von Köflach/Voitsberg liegen und aus regionalgeologischen Gründen mit Unterbaden eingestuft werden.
- Probe 1478 (5): Stiwoll, Eckwirt-Schotter (limnisch-fluviatil) Unterbaden.
  Auch diese Glastuff-Probe erwies sich als nicht datierbar.

3.3. Pliozäner Vulkanismus

Der pliozäne Vulkanismus des südsteirischen-südburgenländischen Gebietes stellt die jüngste magmatisch aktive Phase in Österreich dar. Das Alter mehrerer bedeutender Basaltvorkommen – wie etwa von Klöch oder der Umgebung von Feldbach – war lange Zeit umstritten (z.B. WINKLER, 1913; KÜPPER, 1957; u.a.). FLÜGEL & NEUBAUER (1984) geben für die Basalte auf Basis von K/Ar-Datierungen, die ebenso von K. BALOGH durchgeführt und bis jetzt aber noch nicht veröffentlicht wurden, ein plio/pleistozänes Alter an. Unsere Daten liefern zusätzliches Material für die Altersdiskussion der Basalte.

3.3.1. Klöch

Die Basalte von Klöch zeigen insbesondere in der Art ihres Auftretens sehr diverse Entwicklungen. Wir finden massige Partien, Säulenbasalte, bankige Typen mit scharfkantig splittrigem Bruch und selten auch Sonnenbrenner („kokkolithischer" Basalt im Sinne der osteuropäischen Literatur). Lithologisch handelt es sich jedoch überwiegend um Nephelinbasanit, wobei die Sonnenbrenner-Typen sowie die Säulenbasalte eher einem nephelinführenden Basalt nahe stehen.

Der mengenmäßige Anteil an Einsprenglingen schwankt. Demnach ist mikroskopisch ein mikroholokristallines bzw. porphyrisches, gelegentlich poikilitisches Gefüge entwickelt. Die Einsprenglinge bestehen aus Augit (z.T. Ti-Augit, großteils mit zonarem Aufbau), Olivin, Plagioklas (An_{56-68}) und Nephelin. Die Kristalle sind skelettförmig bis idiomorph entwickelt.

Die Matrix zeigt Nephelin, Plagioklas, Augit und geringeren Anteil an Magnetit und Ilmenit sowie akzessorischen K-Feldspat, Apatit, basaltische Hornblende, Gesteinsglas, gelegentlich auch Analcim und Epidot. Als sekundäre Porenausfüllungen sind weiters Kalzit und Montmorillonit zu beobachten.

Die K/Ar-Altersbestimmung weist den Basalt von Klöch mit 2,6±1,2 Mio. J. als dem Pliozän zugehörig aus (siehe auch Kap. 4.7.).

3.2.2. Wilhelmsdorf

Der Tephrit des Steinbruchs Wilhelmsdorf im südwestlichen Bereich des Stradner Kogels zeigt einen parallel zu den Absonderungsflächen in Blöcke zerlegten Gesteins-

körper, der wohl als eruptives Produkt betrachtet werden kann.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt ein schlecht entwickeltes Intersertalgefüge, wobei etwa dreiviertel von Matrix repräsentiert wird. Die wenigen Einsprenglinge sind weitestgehend idiomorph entwickelt sowie von zonarer Ausbildung. Die mittelkörnige Kristallfraktion und die Pyroxene der Matrix erweisen sich als Ti-Augit. Die Zwischenräume der aus xeno- bis hypidiomorphen Plagioklasen von leistenförmigem Habitus bestehenden Grundmasse erweisen sich als zu ca. 20 % aus Nephelin, 10 % Analcim und meist körnigem Magnetit bestehend. Akzessorisch findet sich basaltische Hornblende mit opazitisiertem Rand und nadelförmiger Apatit sowie untergeordnet mittelkörniger Olivin.

Das K/Ar-Alter weist den Tephrit von Wilhelmsdorf mit 1,71±0,72 Mio. J. als dem Bereich oberes Pliozän/basales Pleistozän zugehörig aus. Die Diskussion der Altersdaten findet sich in Kap. 4.8.

3.3.3. Neuhaus

Das K/Ar-Alter wurde an zwei Proben aus der Umgebung von Neuhaus bestimmt. Eine vulkanische Bombe wurde auf der Plateauflur des aus Tuff bestehenden Neuhauser Burgberges zur Analyse aufgelesen; eine Basalt-Probe wurde im südwestlich von Steinleiten liegenden Straßeneinschnitt genommen.

Die erwähnte Bombe von der Neuhauser Burgberg-Plateauverebnung besteht aus feldspatführendem Olivinbasalt. Sie ist in einen Gesteinstrümmer-Glastuff eingebettet, der sich aus Olivin, Amphibolbasalt und Lithoklasten von kalkig/tonigen Sedimenten sowie aus Kristallfragmenten von Quarz, Leuzit und Biotit zusammensetzt. Das Gestein zeigt deutlichen Verwitterungseinfluß. Die relativ frischer erhaltenen Partien zeigen hyalopilitisches Gefüge, meist von geringem Kristallisierungsgrad. Die seltenen Einsprenglinge und die farbigen Silikate der Grundmasse bestehen zu etwa gleichen Anteilen aus Olivin bzw. Augit, der oft iddingsitisiert bzw. montmorillonitisiert, seltener chloritisiert ist sowie einigen meist idiomorph ausgebildeten Nephelinen. Die Grundmasse besteht aus Gesteinsglas, schlecht entwickelten Plagioklasleisten und Magnetitkristallen. Die Zwickel werden von Analcim, Kalzit und Tonmineralien ausgefüllt.

Der Basalt des oben erwähnten Straßeneinschnittes bei Steinleiten erweist sich als Effusivgestein von schlecht entwickelter Intersertalstruktur mit nur wenigen großen Augit-Einsprenglingen. Die mittelkörnigen Kristalle bestehen überwiegend aus Augit; Olivin ist seltener. Ein geringer Teil des Olivins kann eher der Grundmasse zugerechnet werden; dieser erweist sich meist als iddingsitisiert oder chloritisiert. Sporadisch findet sich auch Hypersthen. Die Matrix besteht aus sauren Plagioklasleisten, farbigen Silikatkristalliten, Gesteinsglas und opaken Körnern. Die Wände winziger Hohlräume werden von Analim ausgekleidet; das Restlumen der Hohlräume wird von Kalzit, seltener von Aragonit erfüllt.

Das K/Ar-Alter der Bombe von Neuhaus beträgt 3,11±0,75 Mi. J., jenes des Basalts von Steinleiten 3,7±0,5 Mio. J.; dies bedeutet etwa Daz/Roman-Grenzbereich. Die Problematik dieser Altersdatierungen wird in Kap. 4.6. diskutiert.

3.3.4. Mühldorf

Der in fünf Abbauetagen angelegte Steinbruch von Mühldorf bei Feldbach zeigt lithologisch recht vielseitig entwickelte Gesteinstypen, wie säulenförmige, sphärische oder dünnbankige Basanite, auch vom Sonnenbrennertyp, bzw. von blasiger oder schlackiger Struktur.

Zur radiometrischen Altersbestimmung wurde eine Probe aus dem Nephelinbasanit von der NO-Bruchflanke, gleich bei der Einfahrt in den Abbau entnommen sowie weitere zwei Proben aus dem Säulen„basalt" der Steinbruch N-Seite.

Der Nephelinbasanit zeigt Intersertalstruktur mit geringem Gehalt an blaßbraunem Gesteinsglas und geringem Anteil an gut erhaltenen porphyrischen Gemengteilen. Ti-Augit bildet sowohl die Einsprenglinge, als auch einen kleinen Teil der mittelkörnigen Kristalle, letztere werden überwiegend von Olivin repräsentiert, der meist idiomorph ausgebildet ist. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten (An_{52-60}), aus säuligem Augit, gedrungenem säulenförmigen Nephelin, Titanomagnetitkristallen sowie aus einer geringen Menge von K-Feldspat und Apatit.

Der Säulen"basalt" kann aufgrund seines 10 %igen Nephelingehaltes als Übergangstyp von Nephelinbasanit zu Nephelinbasalt betrachtet werden. Dieser zeigt intersertales bzw. untergeordnet auch poikilitisches Gefüge mit wenigen Einsprenglingen, aber hohem Anteil an mittelkörnigen Kristallen. Ti-Augit bildet sowohl hypidiomorphe Einsprenglinge als auch mittelkörnige Kristalle, daneben tritt noch Olivin auf. Die Grundmasse besteht zur einen Hälfte aus Ti-Augit, zur anderen aus gut entwickelten Plagioklasleisten (Andesin-Labradorit) sowie aus hypidiomorphen Magnetitkristallen, akzessorischem Apatit sowie einigen wenigen braunen Amphibolen. Die Zwischenräume sind von Nephelin erfüllt. Die poikilitischen Gefüge in den Nephelinkristallen sind auf Inklusionen von Plagioklas, Augit und Magnetitkristallen zurückzuführen.

Das K/Ar-Alter aller drei Proben von Mühldorf ist mit 2,64±0,55 Mio. J.; 3,05±1,4 Mio. J. bzw. 2,38±0,18 Mio. J. Roman. Zur Diskussion dieser Altersdaten siehe Kap. 4.5.

3.3.5. Unterweissenbach

Eine vulkanische Bombe, die in der unteren Etage des aufgelassenen Tuffabbaus Unterweissenbach gesammelt wurde, erweist sich als Basalt von frischer Erhaltung und gut ausgeprägten intersertalem Gefüge. Die idiomorphen Einsprenglinge und auch die gut auskristallisierten mittelkörnigen Kristalle bestehen aus Augit-Zwillingen, oft von zonarer Struktur; Olivin tritt nur in geringen Mengen auf. Die Hauptmasse des Feldspats besteht aus Plagioklas, der albitisch- oder komplex verzwillingt ist und leistenförmigen Habitus zeigt (An_{38-55}); dieser mit K-Feldspat, der auch sporadisch in Zwischenräumen auftritt, vergesellschaftet. Großteils hypidiomorph entwickelter Magnetit stellt die opake Mineralphase dar.

Mit einem K/Ar-Alter von 2,27±0,17 Mio. J. gehört die Basaltbombe von Unterweissenbach dem Roman an. Zur Diskussion dieser Einstufung siehe Kap. 4.9.

3.4. Petrologische Kurz-Charakterisierung weiterer Vulkanite des Steirischen und Südburgenländischen Beckens

In der Folge sollen noch Ergebnisse petrologischer Untersuchungen von neogenen Vulkaniten mitgeteilt werden, von denen keine radiometrischen Altersbestimmungen vorliegen, bzw. von denen sich das – zumindest von uns aufgesammelte – Material nicht dafür eignet.

3.4.1. Vulkanite der weiteren Umgebung von Feldbach und Bad Gleichenberg

3.4.1.1. Unterweissenbach

Der Basalttuff des zuvor erwähnten aufgelassenen Tuffabbaues erweist sich als mittelkörniges, lithoklastisches Gestein, wobei die Lithoklasten aus Analcimbasalt, Tephrit, Pyroxenbasalt, Analcimbasanit sowie geringen Mengen an Kalkstein- und Mergelklasten bestehen. An Kristallfragmenten zeigen sich Leuzit, Augit, Plagioklas, Olivin, Sanidin, zersetzter Biotit, Epidot, Muskowit und Quarz.

3.4.1.2. Bairisch Kölldorf

Ein Straßeneinschnitt zeigt grobkörnigen Basalttuffit. Basaltogene Lithoklasten überwiegen, wobei unter diesen opazitisierte, hyalopilitische Gefügetypen über intersertale und blasige Ausbildungen dominieren. Unter den sedimentären Klasten sind metamorphe Quarzite dominant; daneben zeigen sich schieferige Tone und siltige Tongesteine sowie sporadisch Kalkmergel und Glimmerschiefer. An Kristallfragmenten finden sich Augit, Olivin, Plagioklas sowie in großen Mengen die Tonminerale Montmorillonit und Illit; selten kommen Hypersthen, Sanidin und Chlorit vor sowie lediglich sporadisch Biotit, Granat und Spinell.

3.4.1.3. Kapfenstein

Der Straßeneinschnitt an der Südflanke des Kapfensteiner Burgberges zeigt Basalttuffit. Quarzklasten von Kies- und Sandkorngröße dominieren den Sedimentgesteinsanteil, daneben findet sich noch untergeordnet siltiger Tonstein, Kalk- und Dolomitstein. Kristallbruchstücke von vulkanoklastischer Herkunft rühren überwiegend von Olivin und Augit her, daneben gibt es etwas Plagioklas, sporadisch auch braunen Amphibol, Hypersthen, Diopsid, Nephelin, Biotit und Spinell. An Lithoklasten dominiert hyalopilitischer Augitbasalt, daneben etwas Olivinbasalt sowie untergeordnet hyalopilitische Varianten von fluidaler Struktur und blasigem Gefüge.

3.4.1.4. Aschbuch

Ein Straßeneinschnitt bei Aschbuch zeigt stark zersetzte Lapilli (montmorillonitisiert, karbonatisiert, chloritisiert), die in quarzkiesigem Basalttuff stecken. Die Lapilli können als olivin-tholeitischer Basalt mit opazitisiertem Gesteinsglas und von hyalopilitischem Gefüge angesprochen werden.

3.4.1.5. Forstkogel

Der Steinbruch Forstkogel zeigt stark zersetzten Lapilliführenden Basalttuff. Die Lithoklasten sind teils karbonatisiert, montmorillonitisiert, verquarzt, chalzedonisiert, limonitisiert und/oder zeolithisiert und weisen z.T. auf Ergußgesteins-Herkunft von schlackigem Gefüge hin, z.T. auf ein ehemals hyalopilitisches Gestein. An Kristallbruchstücken finden sich Augit, Olivin, Andesin und Plagioklas.

3.4.1.6. Pertlstein

Der von VETTERS (1977) dokumentierte Steinbruch Pertlstein zeigt einen an Lithoklasten reichen Basalttuffit. Die Basaltklasten zeigen hyalopilitische bzw. schlackige Struktur. Weiters findet sich Basaltglas von typischer dunkelbrauner Farbe. Die blasigen Hohlräume werden von sekundären Mineralen ausgekleidet bzw. ausgefüllt, wie z.B. von Chalzedon, Kalzit, Tonmineralien, sporadisch auch Leuzit. Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Augitbasalt, untergeordnet etwas Olivinbasalt. An sedimentären Lithoklasten finden sich Karbonate, Quarzsand, sporadisch Mergel, schieferiger Quarzit und Silt. Die phytogenen Klasten – wie fossile Baumstämme, Holzreste, etc. – wurden von VETTERS (1977) besonders hervorgehoben. An Kristallbruchstücken finden sich Quarz, Muskowit und Biotit.

3.4.1.7. Gniebing

Ein Straßeneinschnitt bei Gniebing zeigt feinkörnigen Basalttuff. Der Großteil der Klasten besteht aus Basalt, daneben findet sich auch Quarzsand und -kies. Hyalopilitischer Augitbasalt dominiert, fluidale Typen sind seltener und blasige Lithoklasten mit Analcimausfüllungen treten nur sehr minimal in Erscheinung. An Kristallklasten ist Augit dominierend und mit abnehmender Häufigkeit folgen brauner Amphibol. Olivin, Biotit und Leuzit. Das Bindemittel bildet montmorillonitisiertes vulkanisches Glas in dem zahlreiche serizitisierte Plagioklasmikrolithen beobachtet werden können.

3.4.1.8. Edelsbach

Ein Straßenaufschluß bei Edelsbach zeigt Lapilli-führenden Basalt. Die gut kristallisierten Phasen des zersetzten Basalts sind z.T. chloritisiert, z.T. tonig zersetzt. Seine Blasenräume sind von Kalzit, Chalzedon und Quarz von Mosaikgefüge ausgefüllt. In der glasigen Matrix dominiert limonitisierter Magnetit und leukoxenisierter Ilmenit. Plagioklas kommt nur in der Grundmasse in Form völlig montmorillonitisierter Mikrolithen vor. Die Einsprenglinge und mittelkörnigen Kristallphasen bestehen überwiegend aus idiomorphem bzw. hypidiomorphem Augit – insbesondere Ti-Augit – sowie untergeordnet Olivin, braunem Amphibol und Biotit.

Országos Széchényi Könyvtár

3.4.2. Vulkanite der weiteren Umgebung von Fürstenfeld und Güssing

3.4.2.1. Fürstenfeld

Der Stadtberg von Fürstenfeld besteht aus lithoklastischem Basalttuffit, meist von hellbrauner oder braungelber Farbe; auch existieren Varianten mit hyalopilitischem dunklem Gesteinsglas, weniger häufig finden sich Basaltklasten von intersertaler, fluidaler Struktur. Palagonitische Klasten sind sehr selten. An farbigen Silikaten sind Augit, brauner Amphibol und Olivin zu beobachten sowie an Kristallbruchstücken (außer den bereits zuvor erwähnten) noch sporadisch Sanidin, Granat, Spinell; in großen Mengen ferner Quarz, Muskowit, Chlorit und Biotit. Die Matrix des Tuffits bilden Tonmineralien in denen sich Nester von Kalzit und Dolomit befinden.

3.4.2.2. Limbach

Der Steinbruch von Gründelsberg zeigt grobkörnigen litho- und kristalloklastischen Basalttuffit. Die dominierenden Lithoklasten sind blasige Basaltfragmente mit Schaumlava-Struktur, weniger häufig finden sich hyalopilitische Augit- und Olivinbasaltklasten. Das Gesteinsglas des Pyroxenbasalts ist nur teilweise opazitisiert; im Olivinbasalt ist es praktisch opak. Im Gesteinsglas finden sich Mikrolithen von Augit und zersetztem Plagioklas. An sedi-

mentären Klasten findet sich Quarzsand und Kies. Die Blasenhohlräume der Basalte sind zumeist nicht ausgekleidet und nur selten finden sich Hohlraumfüllungen von Karbonat oder Tonmineralien. Die Matrix besteht aus Tonmineralien mit hohem Serizitanteil sowie Quarzsilt.

3.4.2.3. Tobaj

Der Kalvarienberg von Tobaj zeigt grobkörnigen Basalttuffit mit Lapillis. Die vulkanoklastischen Körner zeigen hyalopilitisches Gefüge von meist grünlicher Farbe, auch blaßbraunes Gesteinsglas, das unterschiedlich stark opazitisiert oder montmorillonitisiert ist. Klasten blasiger Basalte sind seltener. Weitere Lithoklasten bestehen aus Aktinolith-Epidot-Quarzschiefer, glimmerigem Quarzit, Kalkstein, Mergel, Siltstein, Sandstein. An hypidiomorphen Einsprenglingen finden sich Augit, sehr wenige braune Amphibole und noch weniger Plagioklas. An Kristallklasten konnten beobachtet werden: viel Quarz, Muskowit, Serizit und brauner Amphibol, weniger häufig Augit und nur sporadisch Granat, Spinell und Epidot. Das Bindemittel besteht überwiegend aus Tonmineralien, die als Zersetzungsprodukt vulkanischen Glases erachtet werden.

3.4.2.4. Güssing

Der Schloßberg von Güssing besteht ebenso aus Lapilli-führendem lithoklastischem Basalttuffit. Der überwiegende Anteil der Klasten sind hyalopilitischer und blasiger Basalt. An Kristallbruchstücken finden sich Augit und wenige Einsprenglinge von Plagioklas und Nephelin sowie nicht selten Plagioklas-Mikrolithen. Der Hauptteil des Gesteinsglases ist von blaßbrauner Farbe. Weiters finden sich in der montmorillonitischen Matrix zahlreiche Klasten von Quarz, Muskowit, weniger Sanidin, zersetzter Biotit und nur sporadisch Titanomagnetit eingebettet.

4. Diskussion der geochronologischen Aussagen der K/Ar-Messungen

Bevor wir unsere Altersdaten kurz kommentieren, sei vorweggenommen, daß einerseits noch weitere Kontroll-

Tabelle 1.
K/Ar-Alter von tertiären Vulkaniten der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlandes.
Proben leg. Cs. Ravasz, G. Solti & H. Lobitzer.

Interne ATOMKI-K/Ar Analysen-Nr.	Probenpunkt (siehe Erläuterungen)		Petrologie (siehe Erläuterungen)	K	^{40}Ar (rad)		K/Ar-Alter
				[%]	[cc STP/g]	[%]	[Mio. J.]
1704	1	Weitendorf	Latit	2,415	$1{,}314\times10^{-6}$	36	14,0 ±0,7
1514	2	Gossendorf	Latit	4,171	$2{,}156\times10^{-6}$	19	13,2 ±1,0
1522	3	Oberpullendorf	Olivintholeiitischer Basalt	1,118	$4{,}816\times10^{-7}$	13	11,1 ±1,2
1518	4/1	Pauliberg	Olivintholeiitischer Basalt	1,279	$5{,}276\times10^{-7}$	16	10,5 ±1,0
1701	4/2	Pauliberg	Diabas	1,977 0,649 2,717	$8{,}503\times10^{-7}$ $3{,}118\times10^{-7}$ $1{,}241\times10^{-6}$	62 16 86	11,0 ±0,5 12,3 ±1,1 11,7 ±0,4
1517	5	Klöch	Nepehilinbasanit	1,36	$1{,}350\times10^{-7}$	3	2,56±1,2
1516	6	Wilhelmsdorf	Tephrit	1,846	$1{,}223\times10^{-6}$	3,3	1,71±0,72
1707	7/1	Neuhaus	Feldspatvertreter-Olivin-Basalt	1,324	$1{,}599\times10^{-7}$	6	3,11±0,75
1698	7/2	Neuhaus	Basalt	1,378	$2{,}016\times10^{-7}$	13	3,76±0,41
1513	8/1	Mühldorf	Nephelinbasanit	1,892	$1{,}937\times10^{-7}$	7	2,64±0,55
1520	8/2	Mühldorf	Nephelin-führender Säulenbasalt	1,94	$2{,}304\times10^{-7}$	3	3,05±1,4
780	9	Unterweißenbach	Basalt	1,88	$1{,}655\times10^{-7}$	21	2,27±0,17

Erläuterungen zu den Proben-Nummern (gilt auch für die Tabellen 3, 4, und 5)

1) Weitendorf.
Latit der SW-Ecke des unteren Steinbruchniveaus.
2) Gossendorf.
Latit, Hangendniveau des Trassabbaus.
3) Oberpullendorf.
Säulenbasalt des unteren Niveaus des aufgelassenen Steinbruchs.
4) Pauliberg.
Probe 4/1: Basalt des hangenden Abbauareals.
Probe 4/2: Diabas der Abbausohle.
5) Klöch.
Nephelinbasanit vom Südende des liegenden Abbaubereiches.
6) Wilhelmsdorf.
Tephrit der Steinbruchsohle.
7) Neuhaus.
Probe 7/1: Vulkanische Bombe aus Tuff und Olivinbasalt vom Burgberg.
Probe 7/2: Basalt von einem Straßenaufschluß an der SW-Flanke von Steinleiten, an der Straße nach Klöch.
8) Mühldorf, Steinbruch Steinberg.
Probe 8/1: Nephelinbasanit an der NE-Abbauwand der Bruchsohle, gleich beim Steinbrucheingang.
Proben 8/2 und 8/3: Nephelinführender Säulenbasalt der Steinbruch-Nordwand.
9) Unterweissenbach. Aufgelassener Steinbruch etwa 2 km von Feldbach, an der Abzweigung nach Gnas.
Probe 9/1: Vulkanische Bombe aus Basalt aus dem hangenden Bruchbereich.
Probe 9/2: Tuff aus dem liegenden Steinbruchniveau.
10) Tuffit-Aufschluß an einem Straßeneinschnitt nördlich Bairisch Kölldorf, in ca. 500 m Seehöhe gelegen.
11) Kapfenstein.
Tuffit an einem Straßeneinschnitt an der Südflanke des Burgbergs, etwa 150 m von der Kreuzung des in die Burg führenden Weges.
12) Aschbuch.
Vulkanische Bombe aus Tuff, Olivinbasalt an einem Straßenaufschluß nördlich der Ortschaft.
13) Forstkogel.
Tuff-Bruch an der Straße etwa 2 km südlich Pertlstein.
14) Pertlstein.
Aufgelassener Tuffabbau.
15) Gniebing.
Straßenaufschluß im Tuff.
16) Edelsbach.
Straßenaufschluß; Basaltlapilli im Tuff.
17) Fürstenfeld.
Tuff am Südhang des Stadtberges.
18) Limbach.
Tuffabbau bei Gründelsberg, an der Ostflanke des Talkopfes.
19) Tobaj.
Tuffit vom Nordhang des aufgelassenen Steinbruchs am Kalvarienberg.
20) Güssing.
Tuffit-Aufschluß an der Flanke des Schloßberges.

Tabelle 2.
K/Ar-Alter von Biotiten distaler miozäner Tuffe.
Proben leg. F. EBNER, 1986.

Interne ATOMKI-K/Ar-Analysen-Nr.	Probennummer	K	^{40}Ar (rad)		K/Ar-Alter
		[%]	[cc STP/g]	[%]	[Mio. J.]
1478	Stiwoll No. 5	1,05			
1479	Tregistsattel No. 3	2,41			
	Tregistsattel No. 4	3,22	$2{,}207\times10^{-6}$	10	17,5±2,6
1480	Pöls No. 1	5,23 5,19 5,21	$3{,}376\times10^{-6}$	60	16,6±0,6
	Pöls No. 2	6,68 6,56 6,62	$3{,}957\times10^{-6}$ $3{,}847\times10^{-6}$	53 40	15,3±0,6 14,9±0,7 15,1±0,5

messungen absolut notwendig erscheinen und andererseits die Altersdaten auch noch einer Einbindung in den regionalgeologischen Rahmen des Steirischen Beckens bzw. des südburgenländischen Raumes bedürfen.

Die Erfahrung mit K/Ar-Untersuchungen an ungarischen Basalten zeigt, daß ein Großteil der radiometrischen Altersdaten als geologisches Alter angesehen werden kann. Die häufigste Fehlerquelle ist der Überschußgehalt an Ar der Basalte. Diese Überschußgehalte an Ar erklären sich damit, daß einige Basalte bei ihrer Erstarrung die im Laufe ihrer frühen genetischen Stadien angesammelten radiogenen Ar-Gehalte nicht zur Gänze abgegeben hatten, d.h. daß die K/Ar-Uhr bei ihrer Erstarrung nicht auf Null stand. Im allgemeinen kann das Vorhandensein von radiogenem Überschuß-Ar unter Verwendung von Isochronenverfahren nachgewiesen werden. Im günstigsten Fall stimmen die Isochronen-Alter sogar auch bei Überschuß-Ar mit dem geologischen Alter überein. Das Isochronen-Verfahren kann entweder auf verschiedene Proben, die aus gleichaltrigen Formationen identischer genetischer Herkunft stammen, angewandt werden, oder aber auch auf verschiedene Bereiche von unterschiedlicher chemischer und mineralogischer Zusammensetzung einer einzigen Probe. Ist der K-Gehalt dieser Proben bzw. Probenbereiche nahezu gleich, so ergeben im ^{40}Ar/^{36}Ar-K/^{36}Ar-Diagramm die Proben von gleichem radiogenem Ar-Gehalt, aber einer unterschiedlichen atmosphärischen Ar-Menge, eine Punktereihe entlang einer Geraden, welche aber keine Isochrone repräsentiert, sondern eine „Mischungslinie", die jedoch falsche „Altersdaten" anzeigt, die die tatsächlichen geologischen Alter überschreiten. Es sind deshalb die isochronen Alter nur dann zuverlässig, wenn sich im K-Gehalt der Proben bzw. Probenbereiche bedeutende Unterschiede zeigen. Unsere Meßergebnisse werden in Tabelle 1 dargestellt.

Bei der Datierung der distalen Tuffe, die an isolierten, idiomorphen Biotitplättchen durchgeführt wurden, wirkte sich der niedrige K-Gehalt der Biotite nachteilig aus. Die geringe Verfügbarkeit an radiogenem Ar bedingt einen großen analytischen Fehlerrahmen bis zur Nichtdatierbarkeit der Proben. Eine als Fernziel anzustrebende altersmäßige Trennung distaler karpatischer und badenischer Tufflagen dürfte aus diesen Gründen mit der K/Ar-Methode nur schwer durchführbar sein. Die Meßergebnisse sind in Tab. 2 dargestellt.

4.1. Weitendorf

Das Alter des Latits von Weitendorf wurde bereits von mehreren Laboratorien untersucht. LIPPOLT et al. (1975) teilen 15,2±0,9 Mio. Jahre mit, während im Laboratorium von Jerewan (BAGDASARJAN in STEININGER & BAGDASARJAN, 1978) 16,8±0,75 Mio. J. an der Bruchsohle bzw. 16,0±0,3 Mio. J. in der oberen Etage gemessen wurde. Diese Autoren diskutieren auch eingehend den geologischen Rahmen; es soll daher nur auf Veröffentlichungen neueren Datums eingegangen werden.

Im Gegensatz zu EBNER & GRÄF (1977), die neben einer reichen Makrofauna eine nur sehr artenarme Mikrofauna beschreiben, konnte KRAINER (1987) eine recht diverse Foraminiferen- (u.a. mit *Orbulina suturalis*) und Ostracodenfauna bestimmen. Dies spricht für Obere Lagenidenzone des Badenien, was im Gegensatz zur älteren radiometrischen Altersbestimmung von STEININGER & BAGDASARJAN (1977) steht.

Das von LIPPOLT et al. (1975) gemessene radiometrische Alter des Shoshonits stimmt jedoch exakt mit den Altersvorstellungen von KRAINER (1987) überein, während unsere Messungen etwas jüngeres Alter ergeben.
Unsere Meßergebnisse von 14,0±0,7 Mio. J. sind etwas jünger als die Daten von LIPPOLD et al. (1975). Hingegen ist die sehr gute Übereinstimmung des in den beiden Laboratorien gemessenen radiogenen Ar-Gehaltes von $1{,}314\times10^{-6}$ cm³/g bzw. $1{,}30\times10^{-6}$ cm³/g interessant.

Der Altersunterschied ergibt sich demnach aus dem unterschiedlichen K-Gehalt, wobei dieser Umstand die Frage aufwirft, ob die Unsicherheit in den radiometrischen Altersbestimmungen eventuell auf stellenweise nachträglich in den Gesteinskörper eingebaute K-Gehalte zurückzuführen sei.

Grundlegend für die Altersinterpretation des Weitendorfer Gesteins ist die Frage nach der Platznahme des Vulkanitkörpers (vgl. dazu FLÜGEL, 1975; MAURITSCH, 1975; KRAINER, 1987; EBNER & SACHSENHOFER, 1991). Folgende Möglichkeiten bestehen nach Wegfallen der Interpretation als pliozäner Sill (WINKLER-HERMADEN, 1939):

- Eingleitung im erkalteten Zustand (= Abkühlung unter Curiepunkt für Titanomagnetit = 400–500°C; MAURITSCH, 1975),
- submariner Ausfluß,
- sillartiges Eindringen innerhalb unverfestigter Sedimente im Nahbereich der Sediment/Wassergrenze (KRAINER, 1987).

Biostratigraphische Datierungen aus der Unterlage (obere Lageniden-Zone) und Überlagerung (Baden), Frittungs- und Bleichungserscheinungen (FLÜGEL et al. 1952; KRAINER, 1987) und hohe Vitrinit-Reflexionswerte (bis 3,2 % Rr; SACHSENHOFER, 1990; EBNER & SACHSENHOFER, 1991) deuten dabei auf eine thermische Beeinflußung des Sediments und damit einer heißen Platznahme des Vulkanits. Daraus leitet sich ein Maximalalter mit oberer Lageniden-Zone ab.

4.2. Gossendorf

Das am Latit von Gossendorf in Probe No. 1514 gemessene radiometrische Alter von 13,2±1,0 Mio. J. kann zwar unter Berücksichtigung des frischen Erhaltungszustands der Gesteinsprobe meßtechnisch als korrekt angesehen werden, stimmt jedoch nicht mit den bisherigen geologischen Vorstellungen überein.

Interessant und problematisch für radiometrische Altersdatierungen sind starke hydrothermale postvulkanische Zersetzungserscheinungen innerhalb der Gleichenberger Eruptivmasse, die zu weitverbreiteter Bildung von Alunit- und SiO_2 Phasen führten (BARTH-WIRSCHING et al. 1990). In diesem Zusammenhang erscheint es zweckmäßig auf die nicht übereinstimmenden Altersdatierungen innerhalb der Gleichenberger Vulkanite hinzuweisen:

KOLMER, 1980: 22,97±1,93 (Rb/Sr-Alter)
LIPPOLT et al. 1975: 14,6
STEININGER & BAGDASARJAN, 1977: 16,3±0,9; 15,5±0,1
Diese Arbeit: 13,2±1,0

Bei einer uneingeschränkten Akzeptanz dieser Alterswerte würde daraus eine vulkanische Aktivität im ältesten Miozän (Eger/Eggenburg), im Karpat/Baden und Oberbaden/Sarmat resultieren. Traditionell und aus geologisch-paläontologischen Gründen (vgl. KOLLMANN, 1965; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; EBNER & SACHSENHOFER, 1991, cum lit.) wird jedoch ein Karpat-Unterbaden-Alter angenommen.

4.3. Pauliberg

Aus den obigen Ausführungen kann geschlossen werden, daß die im „Diabas" vom Pauliberg (Probe No. 1701) gemessenen Altersdaten am zuverlässigsten sind. Die Abweichung der an der Gesamtprobe und an zwei Probenbereichen gemessenen Altersdaten ist nicht signifikant und als Folge davon sind auch die beiden isochronen Alter praktisch identisch (11,5±0,72 Mio. J. bzw. 11,2±,06 Mio. J.). Aufgrund dieser Daten und Überlegungen kann das Erstarrungsalter des „Diabases" vom Pauliberg mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit auf 11,5 Mio. Jahre geschätzt werden, d.h. Grenzbereich Sarmat/Pannon. Am Pauliberg finden sich nur im Liegenden der Vulkanite Sedimente, die nach KÜPPER (1957) dem Untersarmat angehören.

4.4. Oberpullendorf

Ein ähnliches Alter wurde auch am Basalt von Oberpullendorf (Probe Nr. 1522) gemessen. Während der Untersuchung mußte festgestellt werden, daß der Gasgehalt dieser Probe sehr hoch ist; demnach hätte auch die Anwesenheit einer größeren Überschuß-Ar-Menge keine Überraschung bereitet. Wir halten die gemessenen Altersdaten jedoch für zuverlässig, weil sie sehr ähnlich jenen des Basalts vom Pauliberg sind und erachten beide Basaltergüsse für gleichaltrig.

Am Basalt von Oberpullendorf wurde in den Aufschlüssen bei Stoob sowohl eine Unter- als auch eine Überlagerung durch Sedimente festgestellt; beide Serien sind fossilleer und können nur durch Verknüpfung mit weit entfernten Fundpunkten eingestuft werden. KÜMEL (1936) deutet die hangenden Sedimente und folglich auch den Basalt selbst als sarmatisch. KÜPPER (1957) verbindet sie auf Grund von durch WOLETZ durchgeführten Schwermineraluntersuchungen mit fossilführendem Pannon am Nordteil des Oberpullendorfer Beckens. Ebenfalls auf Grund von Schwermineraluntersuchungen, durchgeführt von K. SCHOKLITSCH (1962), nimmt WINKLER-HERMADEN (1962) einen Zusammenhang der postbasaltischen Serie mit Sedimenten an, die bei Csörgetömajor (Ungarn) durch einen Säugerfund ins Daz eingestuft wurden (E. SZADECKY-KARDOSS, 1938). Für ein junges Alter der Basalte selbst führt er an, daß die Rotfärbung der unterlagernden Sedimente nicht durch Rotbrennung (KÜMEL, 1936), sondern durch Verwitterung entstanden sei (WINKLER-HERMADEN, 1962). In einer mineralogischen Untersuchung durch MÜLLER & SCHWAIGHOFER (1979) wurden beide Phänomene nachgewiesen. Eine längere Erosionsphase vor Ausbruch der Basaltlaven scheint auch erwiesen durch die auf Bohrergebnissen beruhende Feststellung von PISO (1970), daß sich der Basalt in „ein sehr welliges Relief" ergossen hätte. Das kann allerdings nicht als Nachweis eines pliozänen Alters des Basaltes betrachtet werden, da eine lückenlose Sedimentation während des Sarmats und Pannons in diesem fast völlig fossilleeren Gebiet nicht dokumentiert ist.

4.5. Mühldorf

Von den drei Proben aus dem Basaltabbau Mühldorf, konnte von den beiden Proben No. 1513 und 1520 das Alter aufgrund eines hohen atmosphärischen Ar-Gehaltes nur mit großem Unsicherheitsfaktor bestimmt werden. Als Folge des nahezu identischen K-Gehalts der Proben bot sich nur die Möglichkeit der Anwendung des isochronen $^{40}Ar/^{36}Ar$-$K/^{36}Ar$-Verfahrens, wobei sich ein Alter von 2,30±0,14 Mio. Jahren ergab. Aufgrund der obigen Ausführungen könnte dieses Alter auch höher als das geologische Alter sein. Berücksichtigt man jedoch die Tatsache, daß wir an mehreren Proben, die aus Wilhelmsdorf, Klöch und Feldbach stammen, vergleichbare Alterswerte gemessen haben, kann wohl auch das radiometrische Alter von Mühldorf als geologisches Alter angesehen werden.

4.6. Neuhaus

Ein intermediärer Alterswert wurde von den Basaltproben No. 1698 bzw. 1707 von Neuhaus geliefert. Diese Werte sind entweder als effektives geologisches Alter anzusehen oder aber sind infolge des eventuell vorhandenen Überschuß-Ar älter als dieses. Zur Klärung der Meßzuverläßigkeit dieser Alter müßte eine sehr arbeitsintensive Probenvorbereitung mit Separierung diverser Probenfraktionen vorgenommen werden sowie einer Messungsreihe unterzogen werden.

4.7. Klöch

Die Basalte im Raum Klöch (Seindl, Kindsbergkogel) liegen unter Zwischenschaltung von Kiesen (= Präbasaltische Schotter als Äquivalent der Silbersbergschotter; mittleres Daz nach WINKLER-HERMADEN, 1957) sarmatischen Schichten auf. Der Kontakt zwischen den Präbasaltischen Schottern und dem darunterliegenden Tertiär ist eine jüngsttertiäre Erosionsfläche, an die an manchen Lokalitäten auch Roterden gebunden sind (vgl. FLÜGEL & HERITSCH, 1968:51-53).

Das radiometrische Basaltalter von 2,6±1,2 Mio. J. fällt in das Roman bzw. möglicherweise noch ins älteste Quartär. Ihre Alterseinstufung entsprechend WINKLER-HERMADEN (1957) ins Daz ist somit zu revidieren (vgl. dazu auch FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Ebenso wie am Stradnerkogel werden die Basalte des Klöcher Raumes von Erosionsflächen gekappt. Das höchste dieser Niveaus befindet sich am Seindl (424 m), ein

weiteres am Zahrerberg (367 m). Letzteres ist durch das Auftreten von basal blockig brechenden Rotlehmen charakterisiert. Ein weiteres Niveau, das ebenfalls Rotlehme besitzt und von Staublehmen und Pseudogleyen (FINK, 1961) überlagert wird, liegt auf der westlichen Vorkuppe des Seindls auf ca. 400 m Höhe. Diese Niveaus und auch die örtlich daran gebundenen Postbasaltischen Schotter werden traditionell (WINKLER-HERMADEN, 1957) als Hochstradner-Niveau (mit örtlicher Untergliederung in das höhere Stadelberg- und das tiefere Zahrerberg-Niveau) zusammengefaßt und ins Ast-Piacenc eingestuft. FLÜGEL & NEUBAUER (1984) schließen ein frühquartäres-präglaziales Alter nicht aus.

4.8. Wilhelmsdorf

Ebenso wie im Raum Klöch lagern die basaltischen Gesteine des Stradnerkogels einer Denudationsfläche mit erosiv darüber liegenden Kiesen (= Präbasaltische Schotter, Äquivalent der Silbersbergschotter) auf. Nach oben hin wird das Alter der Kiese nun durch das vorliegende Basaltalter (1,71±0,72) begrenzt. Die von WINKLER-HERMADEN (1957) vorgenommene Einstufung in das Daz (zeitliche Abgrenzung 5,2–3,8 nach STEININGER et al., 1990) trifft für die Basalte des Stradnerkogels wie auch die von Klöch nicht zu. Die datierten Basalte von Wilhelmsdorf überlappen bei Berücksichtigung der Fehlergrenzen zeitlich mit jenen von Klöch. Sie sind somit ins Roman bis/oder ältestes Quartär einzustufen.

Gekappt werden die Basalte von einem Denudationsniveau mit darüberliegenden Lehmen. Die Position derartiger Verebnungsflächen wurde bereits bei der Diskussion der Altersdaten von Klöch behandelt.

4.9. Bomben von Neuhaus und Unterweissenbach

Wie bereits erwähnt wurde, gehört die Altersfrage der vulkanischen Bomben zu den heiklen Fragen. Ein Teil des Probenmaterials der von uns untersuchten Bomben, wie jene von Neuhaus (3,11±0,75 bzw. 3,76±0,41 Mio. J.) und Unterweissenbach (2,27±0,17 Mio. J.) ist nämlich mehr oder weniger verwittert, d.h. karbonatisiert bzw. montmorillonitisiert. Es ist daher damit zu rechnen, daß ihr radiometrisches Alter mit ihrer Entstehungszeit nicht übereinstimmt. Außerdem könnte auch die Ausgasung oder auch das Maß der atmosphärischen Ar-Aufnahme einen Einfluß ausüben, was durch die kleine Masse dieser Bildungen sowie deren spezielle Abkühlungsbedingungen verursacht sein könnte. Gesetzmäßigkeiten und Wechselwirkung all dieser Parameter sowie deren rechnerische Größen könnten erst durch die Untersuchung einer weiteren größeren Probenserie abgeschätzt werden.

5. Schlußfolgerungen und Bemerkungen zur magmatogenen Entwicklung am Alpenostrand

Der Vulkanismus im Steirischen Bekken und der Landseer Bucht ist als Teil der magmatischen Aktivität im gesamten pannonischen Raum zu sehen. Aufgrund der radiometrischen K/Ar-Datierungen und der geologischen Position können nun im Steirischen Becken, der Landseer Bucht und dem Lavanttal drei zeitlich, räumlich und auch materialmäßig getrennte Eruptionsphasen erkannt werden:

5.1. Karpat-Unterbaden (saure-intermediäre Vulkanite)

Der Bearbeitungsstand dieser Vulkanite läßt, da moderne geochemische Spurenelementuntersuchungen größtenteils fehlen, zur Zeit noch keine zufriedenstellende plattentektonische Interpretation zu. Zusätzlich wird die Bearbeitung auch dadurch erschwert, daß der größte Teil dieser Vulkanitmassen von jüngeren Tertiärsedimenten verdeckt ist (vgl. KRÖLL et al. 1988).

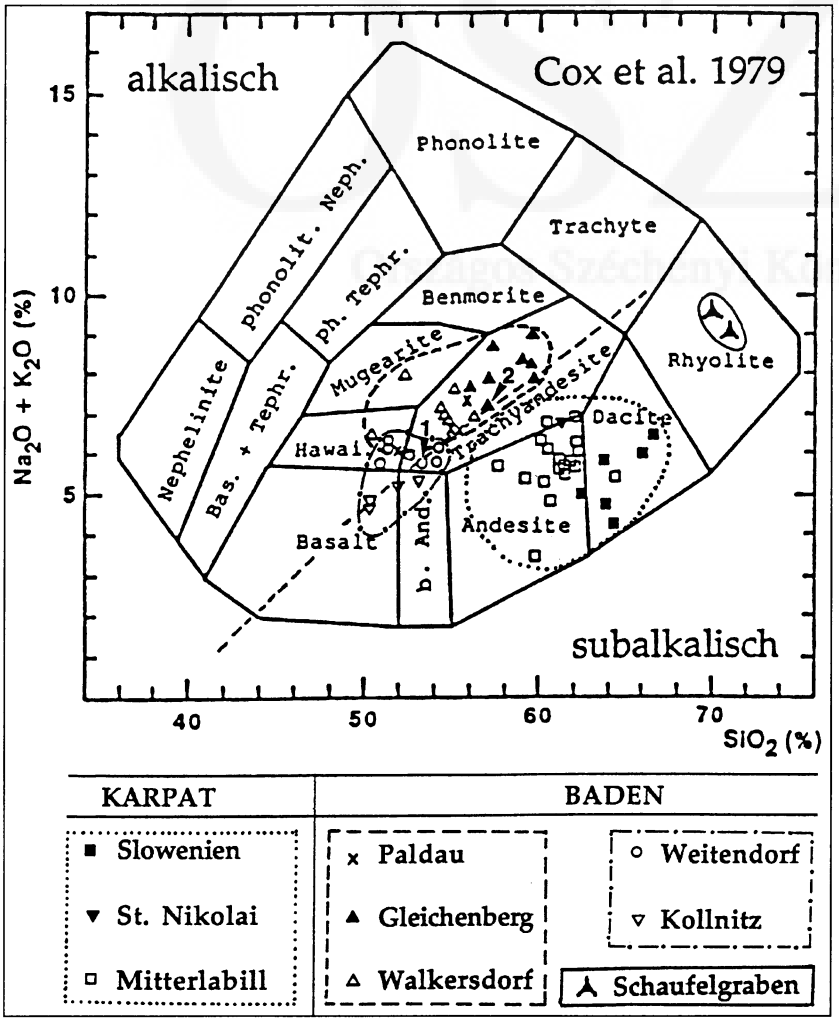
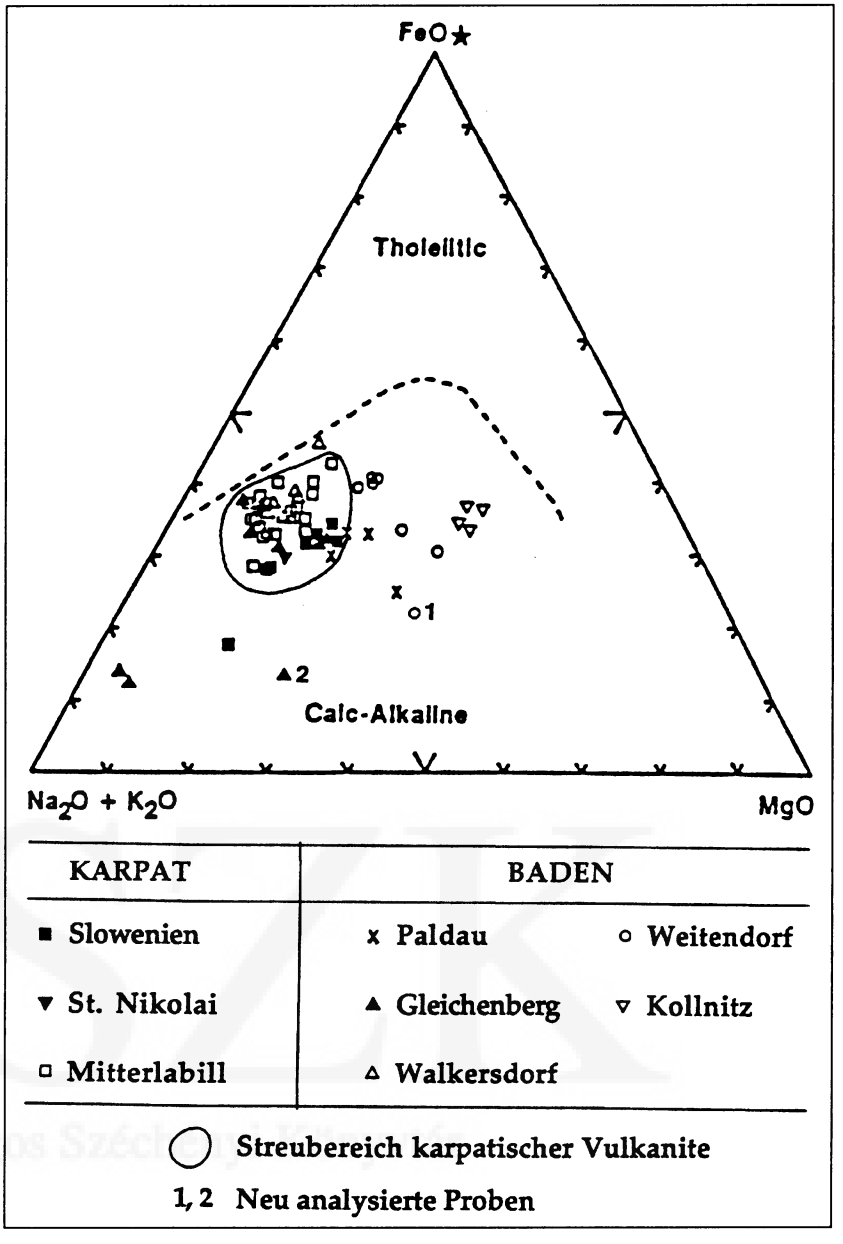


Abb. 3.
Karpatisch/unterbadenische Vulkanite des Steirischen Beckens und Lavanttales im Klassifikationsdiagramm nach Cox et al. (1979) unter Berücksichtigung veröffentlichter Analysendaten (Lit. cit. bei EBNER & SACHSENHOFER, 1991) und neu analysierter Proben (Nr. 1,2).

Abb. 4.
Die Position der karpatisch/unterbadenischen Vulkanite des Steirischen Beckens fällt im Diagramm nach IRVINE & BARARGAR, 1971 in das kalkalkalische Feld.
Unter Berücksichtigung veröffentlichter Analysendaten (Lit. cit. bei EBNER & SACHSENHOFER, 1991) und der neu analysierten Proben (Nr. 1,2).



Ausgehend von Bohrkernbearbeitungen für Inkohlungsuntersuchungen, Alterseinstufungen der ÖMV- und RAG-Bohrungen im Steirischen Becken und EDV-mäßiger Erfassung aller publizierter Vulkanit-Analysendaten zeigten EBNER & SACHSENHOFER (1991), daß innerhalb der steirisch-slowenischen Vulkanprovinz zeitlich ein Wandern der vulkanischen Aktivität und damit auch eine Änderung des Magmencharakters zu erkennen ist. In Abb. 3 (Klassifikationsschema nach COX et al. 1979; IRVINE & BARAGAR, 1971) kommen die älteren, südlichen Vulkanite des Karpat im subalkalischen, die nördlicheren, badenischen Vulkanite jedoch bereits im alkalischen Feld zu liegen. Als isolierte Felder treten auch die Vulkanitmassen von Weitendorf bzw. Kollnitz im Lavanttal und die Rhyolithe des Schaufelgrabens bei Gleichenberg in Erscheinung.

Tabelle 3.
Mineral-Phasenanalyse von tertiären Vulkaniten der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands.
DTA-Analyse von Frau M. FÖLDVARI (MÁFI Budapest); Angaben in %.
Probennummern siehe Tabelle 1.

Probenpunkt	Montmorillonit	Illit	Chlorit	Quarz	Kalzit	Dolomit	Analcim	Chabasit	Gesteinsglas
1	7				1–2				
3/1	9	3	8		2				
4/1					1				
5/1					1				
6	Spuren					8			
7/1	13	13	4	+	9				
8/1					Sp.				
9/2	23	?		+			20	5	
10	17	14	4	+	22				
11	16	13	8	+	1				
12	43				1				
13	32	?	?	+	6				+
15	17	12	5	+					+
17	30	24	4			4			
19	31	10	5	+	5				
20	40–50			+					+

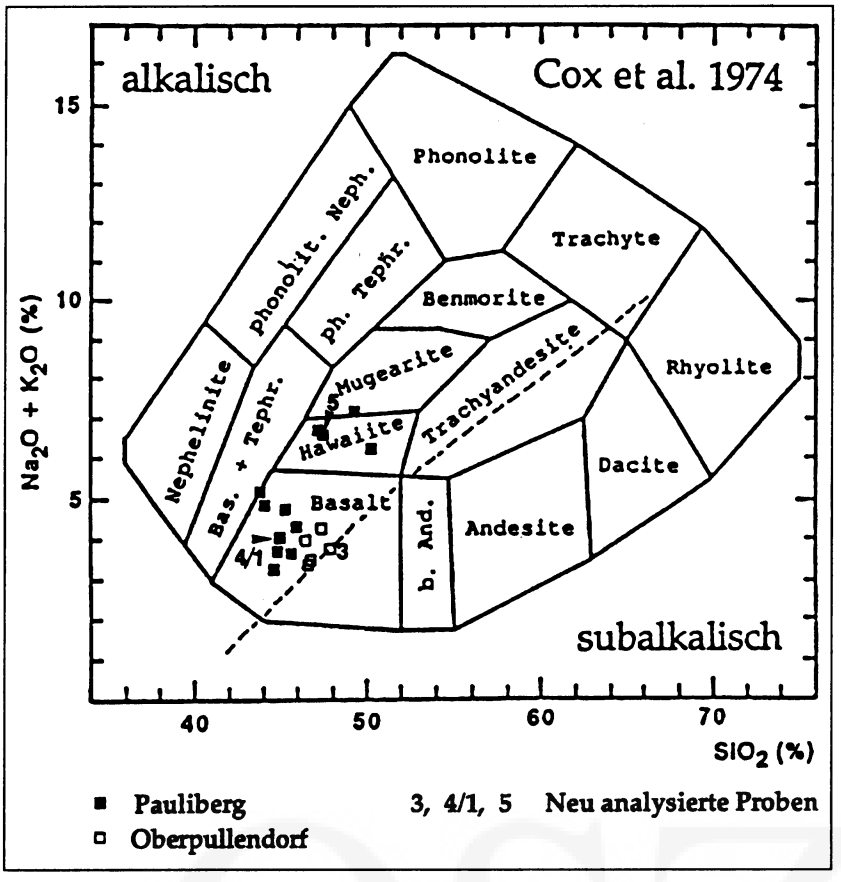


Abb. 5.
Klassifikation der sarmatisch/pannonischen Vulkanite im Diagramm nach Cox et al. 1979 unter Berücksichtigung veröffentlichter Analysendaten (Lit. cit. bei EBNER & SACHSENHOFER, 1991) und der neu analysierten Proben (Nr. 3, 4/1, 5).
Alle Proben fallen in den alkalischen Bereich (= links oberhalb der strichlierten Linie als Grenze zum subalkalischen Bereich nach IRVINE & BARAGAR, 1971).

Die magmatogene Entwicklung des Steirischen Vulkanbogens im Karpat und Baden deutet HERITSCH (1967b) derart, daß alkaliolivinbasaltische Magmen in Krustenniveaus aufstiegen und dort K-reiches (granitisches) Material assimilierten, wodurch die Bildung von Latiten–Quarztrachyten ermöglicht wurde. In dieser Entwicklungsreihe kommen die „basaltischen" Gesteine von Kollnitz und Weitendorf am SiO_2-armen Ende zu liegen. KOLMER (1980b) zeigte aufgrund der K/Sr- und Rb/Sr-Quotienten, daß aufgrund dieser Parameter das Weitendorfer Gestein voll in den Rahmen der miozänen Vulkanite (Bildung bei niedrigem Druck nach GREEN & RINGWOOD, 1967), der Basalt von Kollnitz jedoch in Affinität zu den pliozänen Basalten (Bildung bei hohem Druck) steht. In Diskrepanz zu einer derart abgeleiteten pliozänen Alterszuordnung (sensu KOLMER, 1980b) steht das K/Ar-Alter des Kollnitzer Gesteins mit 14,9±0,9 (LIPPOLT et al., 1975).

Im Na_2O/K_2O – MgO – FeO-Diagramm (Abb. 3) zeichnen sich die karpatischen Vulkanite gegenüber den badenischen durch eine wesentlich geringere Streubreite aus. Beide Datengruppen fallen jedoch gänzlich in das kalkalkalische Feld (Abb. 4). Im Sinne von RANDULESCU & SANDULESCU (1973) könnte dies als ein Argument für einen subduktionsbezogenen Vulkanismus gedeutet werden, wobei die Entwicklung zu alkalireichen Gesteinen im Baden und nördlicher Position eventuell mit einem Versteilen der Subduktionsfront begründet werden kann (vgl. EBNER & SACHSENHOFER, 1991). LEXNER & KONECNY (1979) interpretieren die Anlage des Innerkarpatischen Vulkankranzes mit einem durch Subduktion entlang des Alpen-Karpaten-Außenrandes initiierten Manteldiapirismus wobei es zur Mischung bzw. Verunreinigung von Aufschmelzungsprodukten des oberen Mantels und der sub-

Tabelle 4.
Chemische Analyse ausgewählter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands.
Analytik: A. ARATO, E. BERTALAN, I. DER, M. EMSZT, Gy. PETRAS (alle MÁFI Budapest).
Probennummern siehe Tab. 1.

Probenpunkt	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	GV*)	$+H_2O$	$-H_2O$	CO_2	P_2O_5	S_{tot}	BaO
1	53,5	1,30	17,4	2,71	3,11	0,117	7,90	5,17	2,91	2,77	2,46	–	0,61	–	0,50		
2	57,05	1,02	18,1	3,87	1,68	0,076	5,53	2,93	3,06	4,72	–	1,18	0,74	0,07	0,65		
3	47,67	2,71	12,8	2,80	6,66	0,151	9,95	7,98	2,69	1,15	–	1,45	0,98	2,47	0,44		
4/1	45,53	4,19	11,2	4,55	6,75	0,181	10,7	10,5	2,71	1,26	1,37	–	0,28	–	0,52	0,06	0,20
4/2	47,50	4,35	15,03	5,39	4,70	0,140	9,82	3,98	3,82	22,95		0,65	0,83		0,96		
5	43,8	2,62	15,3	3,27	5,61	0,169	10,5	8,91	4,19	2,36	2,22	–	0,44	–	0,46	0,05	0,25
6	40,9	2,66	14,9	7,21	3,45	0,256	12,7	5,93	6,23	2,28	1,94	–	0,08	1,58			
7/1	54,1	1,53	13,1	4,46	2,13	0,149	8,42	4,66	0,80	1,35	7,92	1,10	–	0,30			
7/2	45,28	2,18	17,2	2,89	5,12	0,165	10,50	5,83	3,30	1,7	–	2,05	0,58	2,22	0,47		
8/1	46,5	2,56	16,8	2,99	5,62	0,154	9,51	6,22	5,21	2,45	0,86	–	0,02		1,10		
8/2	43,4	2,49	14,4	4,34	5,45	0,213	11,0	6,51	4,84	2,73	2,65		0,30		1,03	0,07	0,23
9/1	43,75	2,21	16,9	2,71	6,28	0,166	10,10	7,66	3,62	2,61	–	0,65	0,22	0,07	0,85		
12	40,79	2,06	15,4	2,85	5,31	0,211	14,8	5,31	2,44	1,26	–	3,95	1,12	3,64	0,75		

*) Glühverlust ($H_2O + CO_2$).

Tabelle 5.
Spektralanalyse der Spurenelement-Gehalte [ppm] tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands.
Analytik: MÁFI Budapest.

Proben-Punkt	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Co	Cr	Cu	Ga	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	V	W	Y	Zn	Zr
3	|	|	<16	100	|	|	100	160	60	16	< 6	250	< 6	|	|	250	160	|	|	100	< 100
4/1	|	|	<16	160	|	|	100	160	100	16	6	160	< 6	|	|	250	100	|	<60	100	100
5	<0,4	<600	16	100	<6	<16	40	60	60	16	10	100	10	<60	<6	60	100	<60	<60	100	< 100
6	<0,4	<600	<16	60	<6	<16	40	25	60	40	60	100	25	<60	<6	40	60	<60	60	250	< 100
7/1	|	|	25	600	|	|	40	160	40	10	|	100	< 6	|	|	160	160	|	|	|	250
8/1	|	|	<16	100	|	|	40	40	40	16	6	60	< 6	|	|	40	100	|	|	100	< 100
8/2	|	|	16	60	|	|	60	40	100	25	<40	100	<25	|	|	40	100	|	|	250	< 100
9/1	|	|	25	1000	6	|	40	100	40	25	|	100	6	|	|	1000	100	|	|	|	600
10	|	|	40	400	|	|	40	100	60	16	< 6	100	25	|	|	160	100	|	|	<100	< 100
11	|	|	25	1000	|	|	40	400	40	16	< 6	100	16	|	|	400	160	|	<60	100	400
12	|	|	25	1000	|	|	60	100	40	16	< 6	100	<10	|	|	600	160	|	|	<100	250
13	<0,4	<600	16	1000	<6	<16	60	100	40	16	< 6	160	< 6	<60	<6	1000	160	<60	<60	<100	400
15	<0,4	<600	16	1000	<6	<16	60	160	25	6	< 6	100	<10	<60	<6	400	160	<60	<60	<100	400
16	|	|	25	600	<6	|	40	160	40	10	|	100	< 6	|	|	400	160	|	|	|	250
17	|	|	16	1000	|	|	40	60	25	10	< 6	60	< 6	|	|	100	250	|	|	<100	< 100
19	|	|	25	600	|	|	60	100	40	10	< 6	100	16	|	|	250	160	|	<60	<100	250
20	|	|	<16	1000	|	|	60	160	40	10	< 6	100	< 6	|	|	1600	160	|	|	<100	1000

duzierten Platte kam (SALTERS et al., 1988). Gut mit der strukturellen Entwicklung des Steirischen Beckens läßt sich jedoch auch ein Modell von LANGE & CARMICHAEL (1991) vereinen, nach dem K-reiche Vulkanite häufig in Bereichen intensiver Dehnungs- und Strike Slip-Tektonik während und auch nach Subduktionsvorgängen auftreten (vgl. dazu EBNER & SACHSENHOFER, 1991).

5.2. Obersarmat/Unterpannon (Alkaliolivinbasalte)

Eine zweite vulkanische Aktivitätsphase zeichnet sich vom Sarmat/Pannon-Grenzbereich bis ins Unterpannon ab. Räumlich sind die Eruptionen basaltischer Gesteine an den Bereich Pauliberg, Stoob, Oberpullendorf, strukturell an NW–SE-orientierte Bruchzonen gebunden. Dazu gehört der Stoober Verwurf, der im Miozän mit einem Versatz von 50–100 m aktiv war und von den Basaltbildungen von Stoob bzw. Oberpullendorf nachgezeichnet wird (SCHMID, 1977).

Die hier auftretenden Vulkanite sind Alkaliolivinbasalte, Trachydolerite und Olivintholeiite (POULTIDIS & SCHARBERT, 1986), deren Position im Klassifikationsdiagramm (nach COX et al., 1979) Abb. 5 zu entnehmen ist. Der Herkunftsbereich der Magmen ist der obere Mantel, wo sie in seichteren Niveaus und unter höherem Aufschmelzungsgrad als die nachstehend diskutierten plio/pleistozänen Basanitoide gebildet wurden (EMBEY-ISZTIN et al., 1985).

5.3. Pliozän-Pleistozän (Basanitoide)

Die dritte Episode ist durch Basanitoide charakterisiert und setzte nach einer verhältnismäßig längeren inaktiven Periode erst im Pliozän (Roman) ein und dauerte bis zum Beginn des Pleistozäns an.

Geochemisch werden diese Magmen durch einen kontinuierlich zunehmenden Gesamt-Alkaligehalt, insbesondere durch eine Zunahme der Na_2O-Gehalte, charakterisiert (Tab. 4).

Diese finale effusive Phase wird außerdem durch verstärkte pyroklastische Lieferungen charakterisiert.

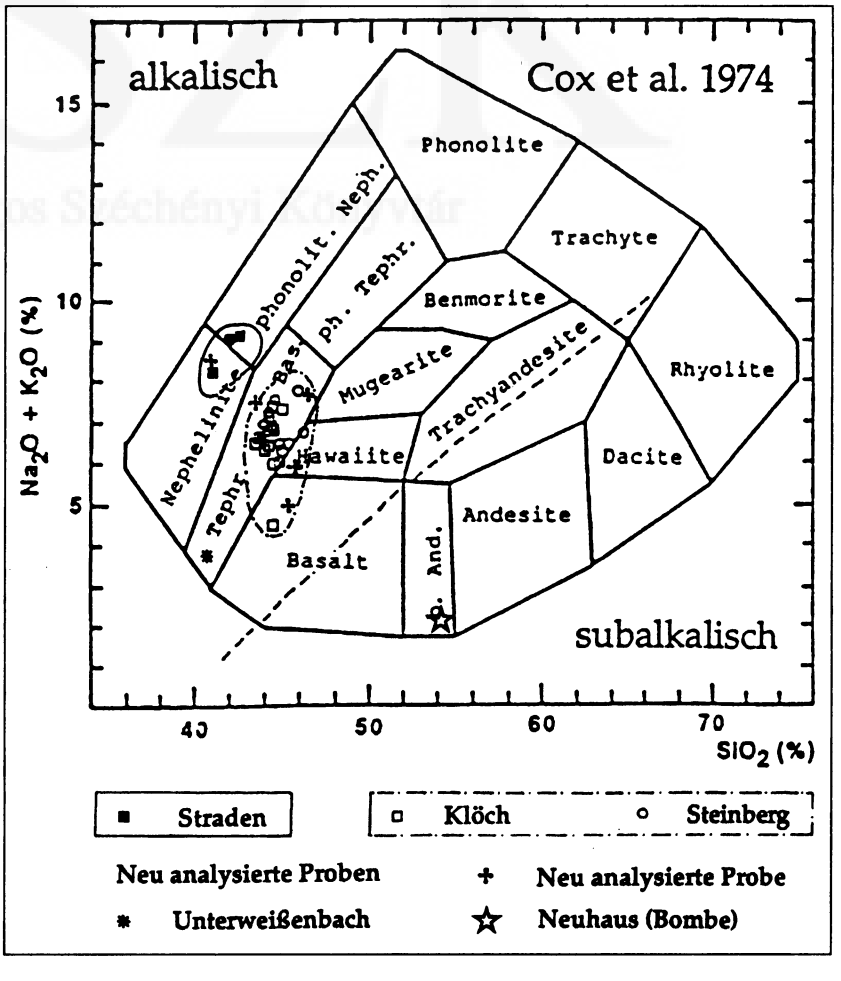


Abb. 6.
Klassifikation plio-/?pleistozäner Vulkanite im Klassifikationsdiagramm nach COX et al. 1979 unter Berücksichtigung veröffentlichter Analysendaten (Lit. cit. bei EBNER & SACHSENHOFER, 1989) und neu analysierter Proben (Zusatzsymbole).
Sie stellen die SiO_2-ärmsten Vulkanite des gesamten pannonischen Raumes dar.

Geländebefunde wie auch normal und revers magnetisierte Anteile (MAURITSCH, 1972) weisen auf verschieden alte Ergüsse. Die geochemische Streubreite der neu analysierten Proben fügt sich gut in das bei EBNER & SACHSENHOFER (1991: Abb. 26) dargestellte Verteilungsmuster der pliozänen Vulkanite. Lediglich Probe 8 (Basaltbombe von Neuhaus) fällt aus diesem Schema (Abb. 6). Dies steht eventuell im Zusammenhang mit der Bombennatur dieser Probe.

Nach EMBEY-ISZTIN et al. (1985) sind die Nephelinite des Stradnerkogels die am meisten untersättigten des gesamten pannonischen Raumes, deren Schmelzen unter geringem Aufschmelzungsgrad in beträchtlicher Tiefe und bei hohen Drucken gebildet wurden. Die von etwa 30–40 Durchschlagsröhren bekannten Tuffe führen Xenolithe, die 50–80 km tiefen Mantelbereichen entstammen und für die Gleichgewichtstemperaturen von 940-1100°C bei Drucken von 15–27 Kb angenommen werden (KURAT et al. 1980).

Aufgrund der petrologisch/geochemischen Zusammensetzung der südoststeirisch-burgenländischen Vulkanite sind diese dem atlantischen Typ der Alkalivulkanit-Reihe zuzuordnen. Infolgedessen werden sie als Produkte eines kontinentalen Rifting-Prozesses angesehen. Weitere Diskussionen sind FLÜGEL & NEUBAUER (1984) zu entnehmen.

Stellt man einen Vergleich mit den ungarischen basaltischen Bildungen an, können Weitendorf und Gossendorf wohl als Äquivalente zu den tiefliegenden Trachyten der Kleinen Ungarischen Tiefebene angesehen werden, welche ihrerseits von jüngeren Gängen durchzogen sind. Die Alkalibasalte des Burgenlands zeigen gleiche Zusammensetzung mit den in Tiefbohrungen angefahrenen Stratovulkaniten im südlichen Abschnitt des Donau-Theiss-Zwischenstromlandes. Den jungen Basaniten entsprechen schließlich die Alkalibasalte in der Umgebung von Salgótarján. Bereits WINKLER (1921) und andere versuchten, das Pliozän bzw. Pont des Steirischen Beckens mit Westungarn zu parallelisieren.

Dank

Die Geländearbeiten zu dieser Arbeit wären ohne den logistischen Hintergrund des österreichisch-ungarischen Abkommens über geologische Zusammenarbeit nicht durchführbar gewesen. H. LOBITZER, G. SOLTI und Cs. RAVASZ danken den Direktoren der GBA und des MAFI für die mehrjährige Möglichkeit der Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Ölschiefer- und Maar-Forschung im speziellen. Weiters danken wir den Herren an der Obersten Bergbehörde (Bundesministerium für wirtschaftliche Angelegenheiten, Sektion VII) für die Bereitstellung von Mitteln aus dem Rohstoff-Forschungsprojekt ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich".

Frau Dr. S. SCHARBERT (GBA Wien), Herrn Dr. F. RÖGL (Naturhist. Museum Wien) und Herrn Prof. Dr. F. STEININGER (Univ. Wien) danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die zahlreichen damit verbundenen Anregungen.

Literatur

BALOGH, K.: K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronological studies. – ATOMKI Rep., **D/1**, 277-288, Debrecen 1985.

BALOGH, K., ARVA-SOS, E., PÉCSKAY, Z. & RAVASZ-BARANYAI, L.: K/Ar dating of Post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – Acta Miner.-Petr. Szeged., **28**, 75–93, Szeged 1986.

BALOGH, K., JAMBOR, A., PARTÉNYI, Z., RAVASZ-BARANYAI, L. & SOLTI, G.: Dunántúli bazaltos K/Ar kormeghatározása. – Földt. Int. Evi Jel., Jg. **1980**, 243–260, Budapest 1982.

BALOGH, K., JAMBOR, A., PARTÉNYI, Z., RAVASZ-BARANYAI, L., SOLTI, G. & NUSSZER, A.: Petrography and K/Ar dating of Tertiary and Quaternary basaltic rocks in Hungary. – Ann. Inst. Geol. Geofiz. Bucuresti, **61**, 365–373, Bukarest 1983.

BALOGH, K., LOBITZER, H., PECSKAY, Z., RAVASZ, Cs. & SOLTI, G.: K/Ar dating of Tertiary volcanic rocks in East Styria and Burgenland. – Ma. Áll. Földt. Int. Evi Jelentes 1988, 451–468, Budapest 1990 (Ungarisch mit englischem Abstract).

BALOGH, K., MIHALIKOVA, A. & VASS, D.: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. – Západné Karpaty, Ser. geol., **7**, 113–126, Bratislava 1981.

BARTH-WIRSCHING, U., EHN, R., HÖLLER, H., KLAMMER, D., & SITTE, W.: Studies on hydrothermal alteration by acid solutions dominated by SO_4^{2-}: Formation of the alteration products of the Gleichenberg latitic rocks (Styria, Austria)–Experimental evidence. – Mineralogy and Petrology, **41**, 81–103, Wien 1990.

BERNOR, R.L., KOVAR-EDER, J., LIPSCOMB, D., RÖGL, F., SEN, S. & TOBIEN, H.: Systematic, stratigraphic, and paleoenvironmental contexts of first-appearing Hiparion in the Vienna Basin, Austria. – Journal Vertebrate Paleont., **8**, 427–452, Lincoln 1988.

BISTRITSCHAN, K.: Erloschene Vulkane in Österreich. – Universum, **5**/1, 24–28, Wien 1950.

BLEAHU, M., BOCCALETTI, M.: Neogene Carpathian Arc: A Continental Arc Displaying the Features of an "Island Arc". – J. Geophys. Res., **78**, 5025–5032, Washington 1973.

BORSY, Z., BALOGH, K., KOZAK, M. & PÉCSKAY, Z.: Contributions to the evolution history of the Tapolca-basin, Hungary. – Acta Geographica Debrecina, Jg. **1984**, 23, 79–104, Debrecen 1986.

COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J.: The Interpretation of Igneous Rocks. – George Allen and Unwin, London 1979.

DREGER, J.: Alter des Weitendorfer Basaltes. – Verh. Geol. R.-A., **1902**, p. 218, Wien 1902.

EBNER, F.: Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **111**, 39–55, Graz 1981.

EBNER, F.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 442–444, Wien 1986.

EBNER, F. & GRÄF, W.: Die Fauna von Weitendorf. – Jber. Landesmus. Joanneum, N.F., **6**, Jg. 1976, 157–183, Graz 1977.

EBNER, F. & GRÄF, W.: Die Bentonitvorkommen der Nordoststeiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau Landesmus. Joanneum, **38**, 9-30, Graz 1977.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F.: Inkohlung, Paläogeothermie und Erdölreife im Oststeirischen Becken. – Nachr. deutsch. Geol. Ges., **41**, 89-90, Hannover 1989.

EBNER, F. & SACHSENHOFER, R.F.: Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **49**, 96 S., Graz 1991.

EMBEY-ISZTIN, A., PELTZ, S. & POKA, T.: Petrochemistry of the Neogene and Quaternary basaltic volcanism in the Carpathian Basin. – Fragmenta Mineralogica et Paleontologica, **12**, 5-18, Budapest 1985.

FENNINGER, A. & WASSERMANN, W.: Clavagellen (Lamellibranchiata) aus den Tonmergeln von Weitendorf (Baden). – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 49-58, Graz 1982.

FERENCZI, I.: Geomorfológiai tanulmányok a Kismagyaralföld D-i öblében. – Földt. Közl., **54**, 17–38, Budapest 1924.

FINK, J.: Die Südostabdachung der Alpen. – Mitt. österr. bodenkundl. Ges., **6**, 123-183, Wien 1961.

FLÜGEL, H.W.: Das Alter des Shoshonites von Weitendorf, Steiermark. – Joanneum, Mineralog. Mitteilungsbl., **42**, 279–280, Graz 1975.

FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000. – 2. Aufl., Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. 1, 288 S., Graz-Wien 1975.

FLÜGEL, H.W.: Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: KRÖLL, A. et al.: Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 21–49, Wien (Geol. B.-A.) 1988.

FLÜGEL, H., HAUSER, A. & PAPP, A.: Neue Beobachtungen am Basaltvorkommen von Weitendorf bei Graz. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **161**, 173–184, Wien 1952.

FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiärbecken. – Samml. Geol. Führer, **47**, 196 S., Berlin-Stuttgart (Borntraeger) 1968.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 126 S., 1 Karte, Wien (Geol. B.-A.), 1984.

FUCHS, W.: Das Inneralpine Tertiär. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs. – 452–483, Wien – New York (Springer-Verlag) 1980.

GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E.: The Genesis of Basaltic Magmas. – Contr. Miner. Petrol., 15, 103-190, Berlin etc. 1967.

HAUSER, A.: Der steirische Vulkanbogen als magmatische Provinz. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt., 3. Folge, **4**, 301–311, Wien 1954.

HAUSER, A. & URREGG, H.: Die Ergußgesteine und vulkanischen Tuffe. – In: Die nutzbaren Gesteine Steiermarks, 7, 42 S., Graz 1951.

HERITSCH, H.: Das oststeirische Vulkangebiet. – Fortschr. Miner., **42**, 165–169, Stuttgart 1965.

HERITSCH, H.: Eine chemische Analyse des Basaltes (Shoshonites) von Weitendorf, südlich von Graz, Steiermark. – Anz. Österr. Akad. Wiss., **104**, 223–226, Wien 1967a.

HERITSCH, H.: Über die Magmenentfaltung des steirischen Vulkanbogens. – Contr. Miner. Petrol., **15**, 330–344, Berlin etc. 1967b.

HERITSCH, H.: Vulkanische Gesteine vom Steinberg bei Feldbach, Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **98**, 16–26, Graz 1968.

HERITSCH, H.: Über mögliche Beziehungen zwischen den Haupttypen des pliozänen, basaltischen Vulkanismus der Oststeiermark. – Anz. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **112**, 147–154, Wien 1976.

HERITSCH, H.: Über Nephelinbasanite und ein basaltisches Glas des Vulkangebietes von Klöch, Oststeiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **106**, 21–29, Graz 1979.

HERITSCH, H., HÖLLER, H. & KOLLMANN, K.: Exkursion III/7: Oststeirisches Tertiär- und Vulkangebiet. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 365–377, Wien 1964.

HERRMANN, P.: Erläuterungen zu Blatt 139 Lutzmannsburg. – 23 S., Wien (Geol. B.-A.) 1981.

HILBER, V.: Das Tertiärbecken um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. – Jb. Geol. R.-A., **44**, 389-414, Wien 1894.

HÖLLER, H., KOLMER, H. & WIRSCHING, U.: Chemische Untersuchungen der Umwandlung glasiger Tuffe in Montmorillonit- und Kaolinit-Minerale. – Jb. Miner., Mh., **1976**, 456–466, Stuttgart 1976.

IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A.: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – Can. J. Earth Sci., **8**, 523-548, Ottawa 1971.

JAMBOR, A., PARTÉNYI, Z., RAVASZ-BARANYAI, L., SOLTI, G. & BALOGH, K.: K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary. – ATOMKI Közl., **22**, 172–190, Debrecen 1980.

JAMBOR, A. & SOLTI, G.: Geological conditions of the Upper Pannonian oil-shale deposit recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. – Acta Miner. Petr., **22**, 9-28, Szeged 1975.

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

JUGOVICS, L.: Az Alpok keleti lábánál és a Kis Magyar Alföldön Veszprém megyében fellépö bazaltok és bazalt-tufák. – Földt. Int. Evi Jel., Jg. **1916**, 63–76, Budapest 1919.

JUGOVICS, L.: Az alpok keleti végzödése alján és a vasvármegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. – Földt. Int. Evi Jel., Jg. **1915**, 49–73, Budapest 1916.

JUGOVICS, L.: Die Basalte des Pauliberges im Burgenland. – Chemie der Erde, **12**, Jena.

KANTOR, J. & WIEGEROVA, V.: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by 40/Ar40/K method. – Geol. zbor., Geol. carpath., **17**, 117–130, Bratislava 1981.

KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57**, 479-632, Wien 1965.

KOLLMANN, K.: Die erdöl- und erdgashöffigen Gebiete Österreichs: Steiermark und Südburgenland. – In: BACHMAYER, F. (Hrsg.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 216-223, Wien (Naturhistor. Museum) 1980.

KOLMER, H.: Das Rb/Sr-Alter oststeirischer Vulkanite. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **110**, 23–26, Graz 1980 a.

KOLMER, H.: Die Verteilung von Rubidium und Stronitum in den Basalten von Weitendorf/Stmk. und Kolnitz/Ktn. – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **110**, 27–31, Graz 1980 b.

KOPETZKY, G.: Das Miozän zwischen Kainach und Lassing in Südweststeiermark. – Mitt. Mus. Bergb. Geol. Technik Landesmus. Joanneum, **18**, 112 S., Graz 1957.

KRAINER, B.: Sedimentation und Shoshonit von Weitendorf, Badenien, Steirisches Becken. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 143–156, Wien 1987.

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – 49 S., Geol. B.-A., Wien 1988.

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

KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz 1 : 50.000. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1957.

KURAT, G., KRACHER, A. & SCHARBERT, H.: Petrologie des oberen Erdmantels unterhalb von Kapfenstein, Steiermark. – Fortschr. Miner., **54**, Beiheft 1, 53–54, Stuttgart 1976.

KURAT, G., PALME, H. & SPETTEL, B.: Geochemistry of the mantle under Kapfenstein, Styria (xenoliths from basalt). – Fortschr. Miner., **55**, 142–143, Stuttgart 1977.

KURAT, G., PALME, H., SPETTEL, B., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch. & WÄNKE, H.: Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. – Geochim. Cosmochim. Acta, **44**, 45–60, Oxford 1980.

LANGE, R.A. & CARMICHAEL, I.S.E.: A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian. – Geol. Soc. Am. Bull., **103**, 928–940, Washington 1991.

LEITMEIER, H.: Zur Altersfrage des Basaltes von Weitendorf in Steiermark. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **46**, 335–347, Graz 1909.

LEXNER, J. & KONECNY, V.: Relationship of the Carpathian volcanic arc to the geodynamic Evolution of the Pannonian Basin. – Bull. geodyn. Invest. in Czechoslovakia, 231–235, Bratislava 1979.

LIPPOLT, J., BARANYI, I. & TODT, W.: Das Kalium-Argon-Alter des Basaltes vom Lavant-Tal in Kärnten. – Aufschluß, **26**/6, 238–252, Heidelberg 1976.

MACHATSCHKI, F.: Über den Basalt von Weitendorf (Steiermark), seine exogenen Einschlüsse und Kluftfüllungen. – N. Jb. Miner. Geol. Abt. A, 367–374 und 413–422, Stuttgart 1927.

MARINESCU, F., GHENEA, C. & PAPAIANOPOL, J.: Stratigraphy of the Neogene and the Pleistocene Boundary. – Guide to Excursion AG of the 12th CBGA Congr., Bucharest, Romania, 58–59, Bukarest 1981.

MAURITSCH, H.: Paläomagnetische Messungen an west- und oststeirischen Vulkaniten. – Arch. Lagerstforsch. Ostalpen, **13**, 35–57, Leoben 1972.

MAURITSCH, H.: Geophysikalische Untersuchungen an den Vulkaniten im Raum Weitendorf-Wundschuh, Steiermark. – Joanneum, Mineralog. Mitteilungsblatt, **42**, 269–278, Graz 1975.

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

MÜLLER, H.W. & SCHWAIGHOFER, B.: Frittung oder tertiäre Verwitterung – Zur Frage der Rotfärbung in den tertiären Liegendsedimenten des Basalts von Stoob (Burgenland, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1979**, 133–160, Wien 1979.

ODIN, G.S. (ed.): Numerical Dating in Stratigraphy. – 142–143, Chichester, etc. (Wiley & Sons) 1982.

PAHR, A.: Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart. – 47 S., Wien (Geol. B.-A.) 1984.

PETRASCHECK, W.: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Ostalpenrande. – Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **149**, 145–154, Wien 1940.

PISO, E.: Zusammensetzung und Genese der Basalte des Pauliberges und von Stoob-Oberpullendorf (Burgenland). – Tschermaks Miner. Petr. Mitt. (3), **14**, 103–139, Wien 1970.

POHL, J. & SOFFEL, W.: Paleomagnetism of Tertiary volcanics of Styria (Austria). – Geol. Jb., **D52**, 127–147, Hannover 1982.

PÖSCHL, I.: A model for the depositional evolution of the volcaniclastic succession of a Pliocene maar volcano in the Styrian Basin (Austria). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 809–843, Wien 1991.

POULTIDIS, Ch.: Petrologie und Geochemie basaltischer Gesteine des steirischen Vulkanbogens in Steiermark und im Burgenland. – Diss. Univ. Wien, 146 p., Wien 1981.

POULTIDIS, H. & SCHARBERT, H.G.: Bericht über geochemisch-petrologische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des österreichischen Teils der transdanubischen vulkanischen Region. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **123**, 65–76, Wien 1986.

PREISS, C.: Die Basalte vom Plattensee verglichen mit denen Steiermarks. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **45**, 1–59, Graz 1909.

RANDULESCU, D.P. & SANDULESCU, M.: The Plate-Tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. – Tectonophysics, **16**, 155–161, Amsterdam 1973.

RAVASZ, Cs.: Neogene Volcanism in Hungary. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **70**, 275–279, Budapest 1987.

SALTERS, V.J.M., HART, S.R. & PANTO, Gy.: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. – In: L.H. ROYDEN & F. HORVATH (Hrsg.): The Pannonian Basin. A Study In Basin Evolution, AAPG Memoir, **45**, 279–292, Tulsa 1988.

SCHARBERT, H.G., POULTIDIS, Ch., HÖLLER, H., KOLMER, H., WIRSCHING, U.: Vulkanite im Raume Burgenland-Oststeiermark. – Fortschr. Miner., **59**, 69–88, Stuttgart 1981.

SCHMID, H.: Die hydrogeologischen und hydrochemischen Verhältnisse des neuen Mineralwasservorkommens von Kobersdorf/Bgld. – Wiss. Arb. Burgenl., **58**, 73–89, Eisenstadt 1977.

SCHMIDT, E.R.: Die Eruptivgebiete bei Felsöpulya (Oberpullendorf) und Pálhegy (Pauliberg). – Acta Chemica Miner. Phys., **I**, 148–156, Szeged 1929.

SCHOKLITSCH, K.: Untersuchungen an Schwermineralspektren und Kornverteilungen von quartären und jungtertiären Sedimenten des Oberpullendorfer Beckens (Landseer Bucht) im mittleren Burgenland. – Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, **171**, 79–141, Wien 1962.

SCHOKLITSCH, K.: Beiträge zur Kenntnis der oststeirischen Basalte. I. Teil. – N. Jb. Miner. etc., Beil. Bd. **63**, Abt. A, 319–370, Stuttgart 1931. II. Teil: Cbl. Miner. etc., Abt. A, 348–359, Stuttgart 1933.

SOLTI, G., LOBITZER, H. et al.: Aufsuchung von Alginit in Österreich. Bericht über die österreichisch-ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer-/Alginit-Forschung. – Projektendbericht ÜLG 19/1986, VII + 176. S., Budapest – Wien (MÁFI – Geol. B.-A.) 1987.

SOLTI, G., LOBITZER, H. & RAVASZ, Cs.: Az osztrák maar bazalttufa kráterek alginit célú vizsgálata. (A monitoring of potential oil shale deposits of basaltic tuff maars in Austria). – Ma. Áll. Földt. Int. Evi Jel., **1988**, 439–450, Budapest 1990 (Ungarisch mit englischem Abstract).

STEIGER, & JÄGER, E.: Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – Earth Planetary Sci. Letters, **36**, 359–362, Amsterdam 1977.

STEININGER, F.F. & BAGDASARJAN, G.P.: Neue radiometrische Alter mittelmiozäner Vulkanite der Steiermark (Österreich), ihre biostratigraphische Korrelation und ihre mögliche Stellung innerhalb der paläomagnetischen Zeitskala. – Verh. Geol. B.-A., 85–99, Wien 1977.

STEININGER, F.F., BERNOR, R.L. & FAHLBUSCH, V.: European Neogene marine-continental chronological correlations. – In: LINDSAY, E.H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (eds.): European Neogene mammal chronology. – 15–46, New York (Plenum Press) 1990.

STINY, J.: Gesteine vom Steinberge bei Feldbach. – Verh. Geol. B.-A., 133–140, Wien 1923.

SÜMEGHY, J.: Földtani megfigyelések a Rába-Zala közé esö területröl. – Földt. Közl., **53**, 18–28, Budapest 1923.

SZADECKY-KARDOSS, E.: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. – 444 S., Sopron (Röttig-Romwalter) 1938.

TOLLMANN, A.: Plattentektonische Fragen des mediterranen Orogens. – Mitt. Österr. geol. Ges., **69**(1976), 291–351, Wien 1978.

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

TRAUSSING, H.: Das kohlenführende Neogen der Bubendorfer Bucht und seine kristalline Umrahmung. – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 190 S., Graz 1979.

UNGER, J.H., FIEST, W. & NIEMEYER, A.: Die Bentonite der ostbayrischen Molasse und ihre Beziehungen zu den Vulkaniten des Pannonischen Beckens. – Geol. Jb., **D96**, 67–112, Hannover 1990.

UNTCHJ, G.: Kenntnis der Basalte Steiermarks. – Inaugural Dissertation des Doctorgrades, Graz 1872.

VASS, D., BAGDASARJAN, G.P. & STEININGER, F.: The Badenian radiometric ages. – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen, **6**, Badenien, 35–45, Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1978.

VETTERS, W.: Zur Genese des Tuffes von Pertlstein bei Feldbach (Steiermark). – Karinthin, **76**, 287–289, Klagenfurt 1977.

WINKLER, A.: Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. – Jb. Geol. R.-A., **63**, 403–502, Wien 1913.

WINKLER, A.: Der Basalt am Pauliberg bei Landsee im Komitat Ödenburg. – Verh. Geol. R.-A., 355–360, Wien 1913.

WINKLER, A.: Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliocäns. – Jb. Geol. Staatsanst., **71**, 1–150, Wien 1921.

WINKLER, A.: A kismagyaralföld szegélyén a Keletstájer medencében fellépö bazalt-kitörések kora és keletkezése. – Földt. Közl., **55**, 227–230, Budapest 1926.

WINKLER, A.: Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens. – Samml. geol. Führer, **36**, 209 S., Berlin (Borntraeger) 1939.

WINKLER, A.: Die Basaltlager Österreichs und ihre Bedeutung für Bodenwirtschaft und Bauwesen. – Naturwiss. Beitr. Heim. Kärntens., Carinthia II, **64**, 157–171, Klagenfurt 1954.

WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S., Wien (Springer) 1957.

WINKLER-HERMADEN, A.: Die jüngsttertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Sueß') im mittleren Burgenlande und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauliberg und bei Oberpullendorf-Stoob. – Sber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, 143–192, Wien 1962.

ZIRKL, E.J.: Beitrag zur Kenntnis der Basaltvorkommen vom Pauliberg und Oberpullendorf im Burgenland und des Nephelinbasanits vom Steinberg bei Feldbach in Steiermark. – Burgenländische Heimatblätter, **15**, 135–142, Eisenstadt 1953.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S.73–85	Wien, November 1994	2. rész	pp. 73–85	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Biostratigraphische Studien über planktonische Gastropoden im Mittel-Miozän von Österreich und Ungarn

Von MARGIT BOHN-HAVAS & IRENE ZORN*)

Mit 4 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreich
Ungarn
Zentrale Paratethys
Mittel-Miozän
Biostratigraphie
Planktonische Gastropoden
Pteropoden

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 22, 24, 41, 58, 59, 60, 61, 76, 77, 107, 205

Inhalt

Zusammenfassung 73
Összefoglalás 73
Abstract 74
1. Einleitung 74
2. Erforschungsgeschichte mittel-miozäner Pteropoden-Vorkommen 75
2.1. Österreich 75
2.2. Ungarn 76
3. Biostratigraphie 76
3.1. Österreich 76
3.2. Ungarn 78
4. Ausblick 78
Literatur 79
Tafeln 1–3 80

Zusammenfassung

In der vorliegenden Abhandlung wollen die Autoren einen kurzen Überblick über die bisherigen Ergebnisse ihrer 1989 begonnenen Forschungsarbeit geben.

In den mittel-miozänen (Badenium, Unter-Sarmatium) Ablagerungen Österreichs und Ungarns wurden das Vorkommen und die stratigraphischen Reichweiten planktonischer Gastropoden (euthecosomate Pteropoden) untersucht und mit denen weiterer Gebiete der Zentralen Paratethys verglichen.

Limacina valvatina und *Vaginella austriaca* sind in Österreich und generell in der Zentralen Paratethys am weitesten verbreitet, da sie nahezu im gesamten marinen Badenium vorkommen. In Ungarn trifft dies auf *V. austriaca* zu. Neben diesen beiden Arten treten in Österreich *Limacina* cf. *inflata*, *Clio* sp. 2, *Vaginella depressa*, *Vaginella* sp. 1, *Creseis spina* und *Cuvierina paronai* und in Ungarn *Limacina* sp. 1, *Clio pedemontana*, *Clio fallauxi*, *Clio* sp. 1 und *Cavolinia bisulcata* auf. Der stratigraphische Leitwert dieser Arten mit kürzeren Reichweiten wird diskutiert. Für das Unter-Badenium der Zentralen Paratethys erweisen sich am ehesten *Clio pedemontana* und *Clio fallauxi* als Leitformen. Weitere Arten bieten sich als Leitformen an, sind jedoch sehr selten erhalten oder nur lokal relevant, da sie in verschiedenen Sedimentationsbecken in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auftreten.

A plankton gastropodák biosztratigráfiai jelentősége az osztrák és magyar középső-miocén üledékekben

Összefoglalás

Jelen munkában a szerzők rövid áttekintést adnak az 1989-ben megindult kutató munka első eredményeiről. Ismertetik az osztrák és magyar középső-miocén (bádeni, szarmata) plankton gastropodákat (euthecosomata Pteropoda), vizsgálják előfordulásaikat, rétegtani viszonyaikat és a

*) Anschriften der Verfasserinnen: Dr. MARGIT BOHN-HAVAS, Ungarisches Geologisches Institut, Stefánia út. 14, H-1442 Budapest; Mag. IRENE ZORN, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Central Paratethysen belüli elterjedésüket. A *Limacina valvatina* és a *Vaginella austriaca* a középső-miocén legnagyobb elterjedést mutató fajai. Minden kétséget kizáróan biosztratigráfiai jelentőségű a *Clio pedemontana* és *Clio fallauxi*, amely a Central Paratethys területén csak az alsó-bádenire korlátozódik.

Valószínű, hogy néhány további Pteropoda is számításba jöhet a bádeni tagolása szempontjából. Ez a kérdés azonban viszonylag ritka előfordulásuk és határozási bizonytalanságaik miatt további vizsgálatot igényel.

Biostratigraphic Investigations of Planktonic Gastropods from the Middle Miocene of Austria and Hungary

Abstract

In the present paper the authors give a brief account of the results of their common investigations which started in 1989.

The distribution and stratigraphic range of planktonic gastropods (euthecosomatous pteropods) from the Austrian and Hungarian Middle Miocene (Badenian, Early Sarmatian) have been investigated and compared with those of other areas in the Central Paratethys.

In Austria as in the Central Paratethys in general *Limacina valvatina* and *Vaginella austriaca* are the most widespread species geographically and stratigraphically, occuring in almost all Badenian marine strata. In Hungary this is true only of *Vaginella austriaca*. *Limacina* cf. *inflata*, *Clio* sp. 2, *Vaginella depressa*, *Vaginella* sp. 1, *Creseis spina* and *Cuvierina paronai* are additionally found in Austria; *Limacina* sp. 1, *Clio pedemontana*, *Clio fallauxi* *Clio* sp. 1 and *Cavolinia bisulcata* in Hungary. The importance of short range species for biostratigraphy is discussed. *Clio pedemontana* and *Clio fallauxi* are most likely index fossils for the Early Badenian of the Central Paratethys. Other species present themselves as index fossils, but show either a comparatively scarce occurrence or are of local importance only, occuring in different sedimentation basins in other stratigraphic horizons.

1. Einleitung

Im Bereich der Zentralen Paratethys kommen unter den marinen, planktonischen Gastropoden die Pteropoden (Euthecosomata) vom Mittel-Eozän bis zum Mittel-Miozän (Unter-Sarmatium) vor und sind mit acht Gattungen (*Limacina, Vaginella, Clio, Creseis, Cavolinia, Cuvierina, Styliola* und *Praehyalocylis*) vertreten. Das Badenium (Mittel-Miozän) zeigt generell die größte Diversität, sowohl an Gattungen als auch an Arten. Außer *Praehyalocylis* findet man alle oben genannten Gattungen, einige (*Cuvierina, Styliola* und *Cavolinia*) erscheinen im Unter-Badenium, dem diversesten Abschnitt, sogar zum ersten Mal und sind bisher z. T. darauf beschränkt (*Cavolinia?* und *Cuvierina*). *Limacina, Vaginella* und *Clio* sind am artenreichsten.

Im Laufe der letzten Jahrzehnte konnte die Bedeutung planktonischer Gastropoden für die Biostratigraphie in verschiedenen Ländern deutlich hervorgehoben werden. Innerhalb der Zentralen Paratethys lagen hinsichtlich des Mittel-Miozäns als erstes umfassende Ergebnisse aus Rumänien (STANCU, 1979; MOISESCU & POPESCU, 1980) und Polen (KRACH, 1981) vor. Trotz des geringen Erhaltungspotentials dieser aragonitschaligen Gastropodengruppe zeichneten sich nach diesen Untersuchungen Übereinstimmungen der Reichweiten einzelner Arten ab. Auffallend ist im rumänischen und polnischen Badenium das Vorherrschen der Gattungen *Vaginella* und *Clio* im Unter-Badenium und *Limacina* (= *Spiratella*) im Ober-Badenium.

In Österreich und Ungarn sind Pteropoden schon seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts bekannt. Infolge der zunehmenden Bohr-Erkundungstätigkeit in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts und vermehrter Aufsammlungen ergaben sich zahlreiche neue Vorkommen in Bezug auf Stratigraphie und Taxonomie. Eine umfassende paläontologische Bearbeitung der Pteropoden ist auf beiden Gebieten vom Eozän bis einschließlich zum Miozän im Gange.

In dieser Arbeit werden die Ergebnisse, die die zeitliche und räumliche Verbreitung der Pteropoden im Badenium und Sarmatium Österreichs und Ungarns betreffen, zusammengefaßt und mit Vorkommen weiterer Gebiete der Zentralen Paratethys verglichen. Einige typische Arten werden im Tafelteil vorgestellt.

Hinsichtlich über das Mittel-Miozän hinausreichender Ergebnisse sowie der taxonomischen Bearbeitung der erwähnten österreichischen und ungarischen Pteropoden wird der Leser an andere Literatur verwiesen (ZORN, 1991a, 1991b; BOHN-HAVAS, 1992). Es sei hier nur ergänzend die systematische Stellung der behandelten Arten innerhalb der Thecosomata angefügt:

Ordo	**Thecosomata** BLAINVILLE, 1824
Subordo	**Euthecosomata** MEISENHEIMER, 1905
Familia	**Limacinidae** GRAY, 1847
Genus	*Limacina* BOSC, 1817
	Limacina valvatina (REUSS, 1867)
	Limacina cf. *inflata* (d'ORBIGNY, 1836)
	Limacina sp. 1
Familia	**Creseiidae** RAMPAL, 1973
Genus	*Creseis* RANG, 1828
	Creseis spina (REUSS, 1867)
Familia	**Cavoliniidae** FISCHER, 1883
Subfamilia	**Cavoliniinae** SPOEL, 1967
Genus	*Clio* LINNÉ, 1767
	Clio pedemontana (MAYER, 1868)
	Clio fallauxi (KITTL, 1886)
	Clio sp. 1
	Clio sp. 2
Genus	*Vaginella* DAUDIN, 1800
	Vaginella austriaca KITTL, 1886
	Vaginella depressa DAUDIN, 1800
	Vaginella sp. 1
Genus	*Cavolinia* ABILDGAARD, 1791
	Cavolinia bisulcata (KITTL, 1886)
Subfamilia	**Cuvierininae** SPOEL, 1967
Genus	*Cuvierina* BOAS, 1886
	Cuvierina paronai CHECCHIA-RISPOLI, 1921

2. Erforschungsgeschichte der mittel-miozänen Pteropoden-Vorkommen

2.1. Österreich

Die Erforschungsgeschichte der mittel-miozänen Pteropoden Österreichs nahm im letzten Jahrhundert ihren Ausgang von den ersten Funden im „Badener Tegel" des Wiener Beckens, der der Oberen Lageniden-Zone des Unteren Badeniums entspricht.

Bis auf eine *Vaginella*-Art, die häufig in den Ziegeleien von Baden, Sooß und Vöslau auftrat, ergaben sich lange Zeit keine Hinweise auf andere Arten. HÖRNES gibt diese Art zuerst (in: CŽIŽEK, 1849) unter dem Namen *Creseis vaginella* RANG, 1828, später (1856) unter *Vaginella depressa* DAUDIN, 1800 an. Letzteres tun auch KARRER (1877) und HANDMANN (1888). Erst KITTL (1886a) stellte die Art *Vaginella austriaca* anhand von gut erhaltenem Material oben genannter Lokalitäten auf und grenzte sie von der gedrungeneren *Vaginella depressa*, die an diesen Fundorten nicht vorkommt, ab. Auch von Möllersdorf wurde *V. depressa* erwähnt (HÖRNES, 1856), doch ist anzunehmen, daß es sich hierbei wiederum um *V. austriaca* handelt. Material von dieser Lokalität ist nicht mehr erhalten. TOTH (1942) gibt *V. austriaca* aus Gaaden an. Die beiden letztgenannten Angaben sind auch dem „Badener Tegel" zurechenbar, wie die von TOLLMANN (1955), der in Großhöflein *V. depressa* fand, für die ebenfalls eine Zugehörigkeit zu *V. austriaca* wahrscheinlich ist.

Die Artenliste für Vöslau konnte durch eine Neubearbeitung und Revision der österreichischen Pteropoden von ZORN (1991a, 1991b) um *Clio* sp. 2, *Cuvierina paronai* CHECCHIA-RISPOLI, 1921 und *Limacina valvatina* (REUSS, 1867) erweitert werden. Letztere Art fand sich auch juvenil in Baden-Sooß. Vöslau stellt damit den Fundort mit den meisten Gattungen bzw. Arten im Mittel-Miozän Österreichs dar.

Das bisher einzige Exemplar einer eindeutigen *Vaginella depressa* im Badenium von Österreich beschrieb KITTL (1886a) neben *V. austriaca* und *„Creseis fuchsi"*, die jedoch kein Pteropode ist (siehe ZORN.1991b), aus Forchtenau. Diese Lokalität wird dem Mittel-Badenium (Sandschaler-Zone) zugeschrieben.

Auch TAUBER (1952) nennt *V. depressa* aus dem Burgenland, aus seiner Abbildung ist jedoch *V. austriaca* zu erkennen. Weiters gibt er *Hyalocylis riedli* (nomen nudum) an. SIEBER (1956, 1958) weist diese Art der Gattung *Creseis* zu. Nach der Abbildung bei TAUBER gehört der Fund zu keiner der beiden Gattungen, wenn er überhaupt zu den Pteropoden zu stellen ist. Der Umriß und der Winkel des Gehäuses sprechen eher für *Clio*, doch scheinen die charakteristischen Carinae zu fehlen. In Abb. 2 wird diese Angabe nicht berücksichtigt.

Funde aus dem Ober-Badenium (Buliminen-Bolivinen-Zone) reichen ebenfalls ins letzte Jahrhundert zurück. KITTL (1886b, 1887) gibt für Walbersdorf *Cavolinia bisulcata* (KITTL, 1886), *Vaginella austriaca* sowie eine weitere, näher zu *Vaginella lapugyensis* KITTL, 1886 gestellte *Vaginella* an.

RÖGL & MÜLLER (1976) erwähnen vom gleichen Fundort *Limacina*, die sie dort ebenfalls im obersten Bereich der Sandschaler-Zone fanden.

ZORN (1991a, 1991b) ergänzte für diesen Fundort *Creseis spina* (REUSS, 1867), bestimmte *Limacina* als *L. valvatina* und konnte hinsichtlich der Vaginellen nur eine, bekannten Vaginellen nicht zuweisbare Art feststellen und die Angaben über *Vaginella austriaca* sowie *Cavolinia bisulcata* nicht verifizieren. Die *V. lapugyensis*-ähnliche *Vaginella* geht vermutlich in *Creseis spina* auf.

Nach den Untersuchungen von ZORN (1991a, 1991b) lieferten folgende Bohrungen weitere Vorkommen von *Limacina valvatina*: Aderklaa-82–85, -87, -88, -92 (Badenium), Mannsdorf-1 (Mittel-Badenium) und Hainburg (Ober-Badenium). *Limacina* cf. *inflata* (d'ORBIGNY, 1836) tritt in den Bohrungen Aderklaa-82, und -92 auf.

Von ČTYROKÝ et al. (1968) getroffene Aussagen über das Vorkommen von *Limacina andrussowi* (KITTL, 1886) in den Aderklaa-Bohrungen konnten nicht bestätigt werden. Sie erwähnen auch *L. valvatina* aus dem Oberen Badenium der Bohrung Aderklaa–1.

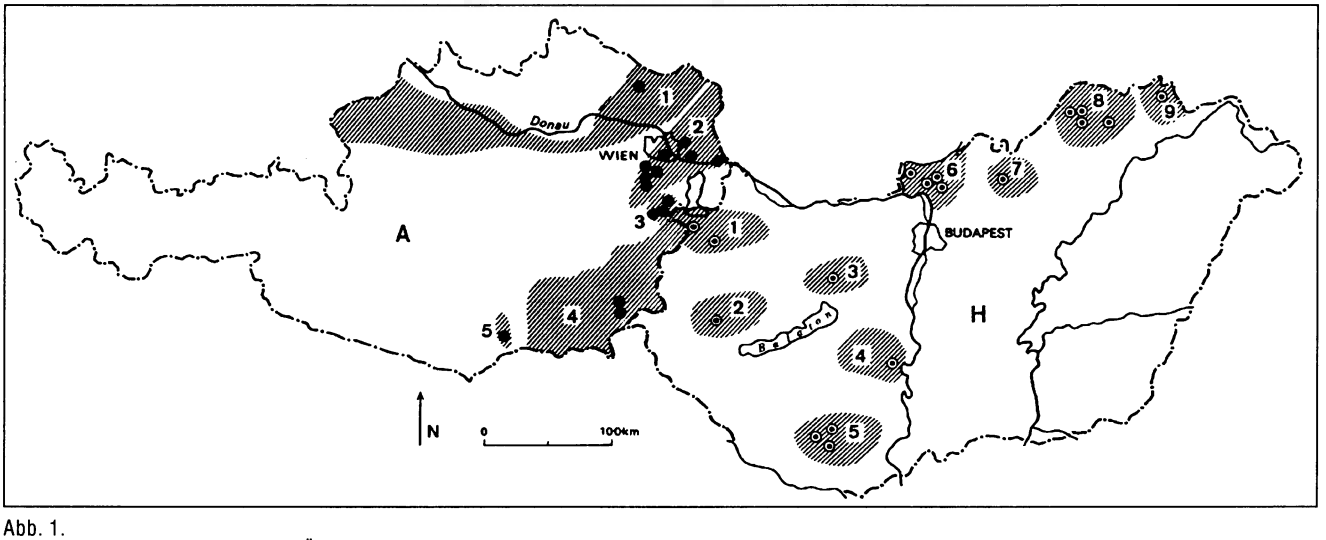


Abb. 1.
Tertiäre Sedimentationsbecken in Österreich und Ungarn mit Lokalitäten, die mittelmiozäne Pteropoden führen.
Österreich: 1 = Molasse-Zone (Grund); 2 = Wiener Becken (Aderklaa-Bohrungen, Baden-Sooß, Vöslau, Gaaden, Hainburg-Bohrungen, Bohrung Mannsdorf-1, Bohrung Oberlaa TH-1); 3 = Eisenstädter Becken (Forchtenau, Großhöflein, Walbersdorf, Rohrbach); 4 = Steirisches Becken (Bohrungen Blumau-1, Fürstenfeld-1); 5 = Lavanttal-Becken (Mettersdorf).
Ungarn: 1 = Sopron, Balf (Bohrungen Sopron-89; Balf-3); 2 = Tapolca-Becken (Bohrung Nagygörbö-1); 3 = Várpalota-Becken; 4 = Paks (Bohrung Paks-4/c); 5 = Mecsek-Gebirge (Bohrungen Tekeres-1, Magyarszék-1, Magyarhertelend-1); 6 = Börszöny-Gebirge (Bohrungen Letkés-1, Szokolya-2 + 3; BÁLDI, 1960); 7 = Cserhát-Gebirge (Bohrung Sámsonháza-16/a); 8 = Borsod-Becken (Bohrungen Sajógalgók-10; Tardona-78; Putnok-5 + 16); 9 = Hidasnémeti (Bohrung Hidasnémeti-1).

Vaginella austriaca fand sich neben oben genannten Lokalitäten weiters in Grund (Untere Lageniden-Zone?), Mettersdorf (Obere Lageniden-Zone) und der Bohrung Aderklaa-78 (Obere Lageniden-Zone).

Das erste der Autorin zugängliche Material von Pteropoden aus dem Steirischen Becken stammt aus dem Badenium der Bohrung Blumau-1 (Rohöl Aufsuchungs Ges. m.b.H.). Hierbei handelt es sich um *Limacina valvatina*. An dieser Stelle sei Herrn Dr. F. RÖGL herzlichst für seine Hinweise auf dieses Material gedankt. Die Gattung *Limacina* dürfte im Ober-Badenium des Steirischen Beckens laut KOLLMANN & RÖGL (1978) sehr häufig sein. Ein weiterer Hinweis auf Pteropoden ergab sich für die Bohrung Fürstenfeld-1 (J.G. FRIEBE, mündl. Mitt.).

In alten Sedimentproben der Geologischen Bundesanstalt in Wien aus der Ziegelei Rohrbach (Eisenstädter Becken) fand die Autorin jüngst drei Pteropodenarten: *Vaginella austriaca, Creseis spina, Limacina valvatina*. Die Foraminiferenfauna erlaubt eine Einstufung in die Sandschaler-Zone (Ch. RUPP, freundl. mündl. Mitt.).

Die geographische Lage der genannten Lokalitäten und Bohrungen ist aus Abb. 1 ersichtlich.

2.2. Ungarn

Aus dem ungarischen Miozän kennt man Pteropoden seit der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts. Als erster Fund wird *Vaginella depressa* von KITTL (1886a) aus Oedenburg (heute Sopron) erwähnt. Diese Exemplare sind nur fragmentär erhalten und eher als *V. austriaca* bestimmbar. Weitere planktonische Gastropoden (*Clio pedemontana* (MAYER, 1868), *Clio bellardii* AUDENINO, 1896) werden von BODA (1927) und VENDL (1930) im Faunenverzeichnis der badenischen Tonschichten der Ziegelei Schwarz bei Sopron angeführt. *C. bellardii* konnte im Gegensatz zu *C. pedemontana* bisher nicht für die Umgebung von Sopron (Balf) bestätigt werden, dafür aber *Limacina valvatina* und *Cavolinia bisulcata* von der Autorin erstmals dort gefunden werden.

NOSZKY (1925) erwähnt *Cavolinia* sp. aus der sandig-tonigen Entwicklung des Leitha-Schichtkomplexes im Cserhát-Gebirge (Sámsonháza, Márkháza). Möglicherweise handelt es sich hierbei um *C. bisulcata*, die bisher einzige *Cavolinia*-Art in der Zentralen Paratethys, jedoch liegt das Material leider nicht zur Untersuchung vor.

Vaginella austriaca wird von STRAUSZ neben *Vaginella acutissima* und *Vaginella gibbosa* von Zebegény im Börzsöny-Gebirge (1924, 1966) angegeben. Anhand des im Ungarischen Naturwissenschaftlichen Museum in Budapest befindlichen Materials erscheint eine Trennung in drei Arten nicht gerechtfertigt. Es handelt sich nur um *Vaginella austriaca*. Diese Art wird von STRAUSZ (1928, 1966) ebenfalls aus dem Cserhát-Gebirge (Szupatak, Tómarokháza) und aus dem Komitat Baranya erwähnt. Weiters führt er (1966) eine *Limacina* sp. aus dem Mittel-Miozän ohne Fundort an, bei der es sich wahrscheinlich um *Limacina valvatina* handelt.

Aus den tonigen Ablagerungen des Unter-Badeniums in der Umgebung der Ortschaft Szokolya im Börzsöny Gebirge beschreibt BÁLDI (1960a, 1960b) die Arten *Vaginella austriaca* und *Vaginella rzehaki* KITTL, 1886. Letztere wurde von JANSSEN & ZORN (1993) mit *V. austriaca* synonymisiert.

Die Autorin befaßt sich seit 1968 mit der Untersuchung miozäner Molluskenfaunen aus Bohrungen. Im Laufe dieser Untersuchungen sind für Ungarn zahlreiche neue Pteropoden-Fundorte (sechzehn) und neue Arten (*Limacina valvatina, Limacina* sp. 1, *Cavolinia bisulcata, Clio fallauxi, Clio* sp. 1) bekannt geworden. Ein Großteil der Daten ist bisher noch nicht bzw. nur teilweise publiziert worden (BOHN-HAVAS & al., 1980; BOHN-HAVAS, 1990a, 1990b, in: HÁMOR, 1985; BOHN-HAVAS & ZORN, 1993).

3. Biostratigraphie

3.1. Österreich

Mittel-miozäne Vorkommen von Pteropoden in Österreich stammen zum Großteil aus dem Wiener und dem Eisenstädter Becken, untergeordnet aus dem Steirischen Becken und bisher nur durch jeweils einen Fund repräsentiert, aus der Niederösterreichischen Molasse-Zone (Grund) und dem Lavanttal-Bekken in Kärnten (Mettersdorf). Sie sind auf die marinen Ablagerungen des Badeniums und unteren Sarmatiums beschränkt.

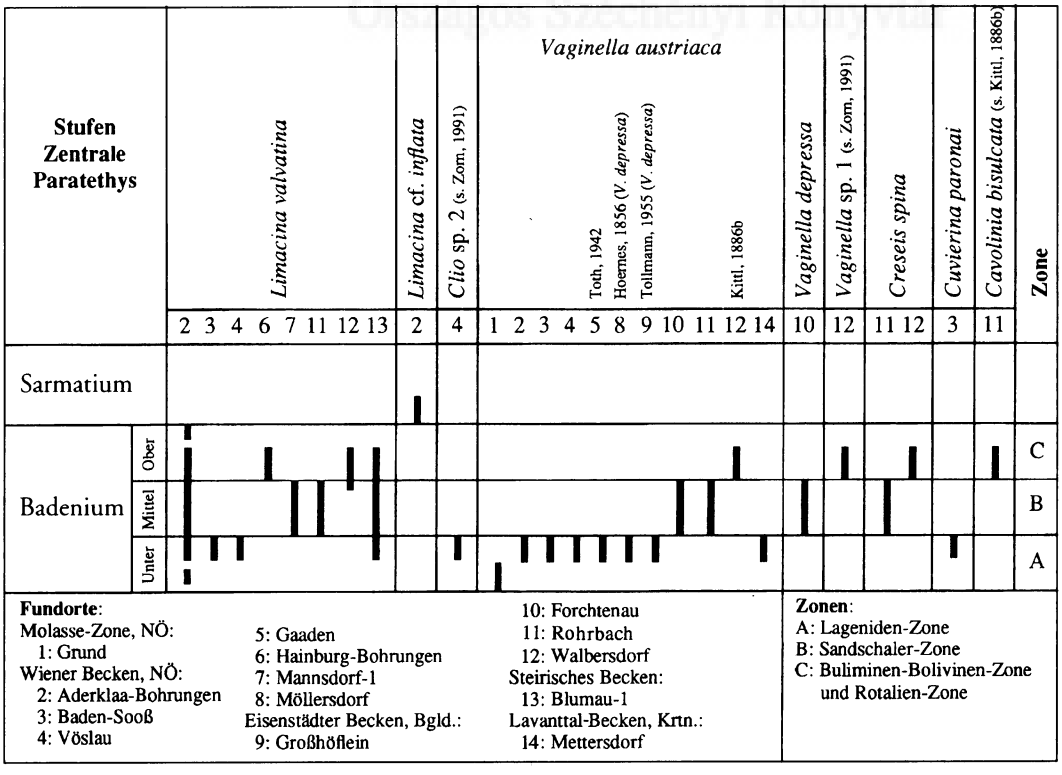


Abb. 2.
Stratigraphische Reichweiten mittel-miozäner Pteropoden in Österreich.

In Abb. 2 sind die stratigraphischen Reichweiten der einzelnen Arten den entsprechenden Lokalitäten und Bohrungen zugeordnet.

Ablagerungen des Badeniums weisen den größten Gattungs- und Artenreichtum von Pteropoden in Österreich auf und liefern Vertreter der Gattungen *Limacina, Clio, Vaginella, Creseis, Cuvierina* und möglicherweise auch *Cavolinia*. Acht Arten im Badenium steht eine Art im Unter-Sarmatium gegenüber. Innerhalb des Badeniums ergaben sich hinsichtlich der Diversität für die Untere Lageniden-Zone ein bis maximal zwei Arten, für die Obere Lageniden-Zone vier bis maximal fünf Arten, für die Sandschaler-Zone vier Arten und für die Buliminen-Bolivinen-Zone drei bis maximal vier Arten. In der Rotalien-Zone des Ober-Badeniums tritt nur eine Art auf (*Limacina valvatina*). Die Maximalangaben ergeben sich zum Großteil aus nicht verifizierbaren Literaturangaben.

Limacina valvatina und *Vaginella austriaca* sind die am häufigsten auftretenden Arten und zeigen auch die größte stratigraphische Reichweite. *L. valvatina* ist von der Oberen Lageniden-Zone bis einschließlich zum Ober-Badenium im Steirischen Becken (Blumau-1) sowie im Wiener Becken (Aderklaa-Bohrungen, Baden-Sooß, Vöslau, Hainburg-Bohrungen, Mannsdorf-1) nachweisbar, im Eisenstädter Becken nur in der Buliminen-Bolivinen- und in der Sandschaler-Zone. Ob sie auch in der Unteren Lageniden-Zone des Wiener Beckens vorkommt, kann noch nicht eindeutig entschieden werden.

V. austriaca kommt in der Niederösterreichischen Molasse-Zone (Grund) in der Unteren Lageniden-Zone (?) vor und im Wiener Becken (Baden, Sooß, Vöslau, Aderklaa–78) und im Lavanttal-Becken (Mettersdorf) tritt sie in der Oberen Lageniden-Zone auf.

Letzteres trifft sehr wahrscheinlich auch für das Eisenstädter Becken (Großhöflein, s.o.) zu, wo sie auf jeden Fall (Forchtenau, Rohrbach) in der Sandschaler-Zone vorkommt. Angaben dieser Art aus dem Ober-Badenium (Walbersdorf, s. o.) konnten bisher nicht bestätigt werden.

Die Gattung *Vaginella* wird weiters im Eisenstädter Bekken in der Buliminen-Bolivinen-Zone (Walbersdorf) durch *Vaginella* sp. 1 (s. ZORN, 1991a,b) und in der Sandschaler-Zone (Forchtenau) durch *Vaginella depressa* vertreten.

Unter den Limacinidae tritt neben *L. valvatina* einzig *Limacina* cf. *inflata* auf, die auf das Unter-Sarmatium (Bohrungen Aderklaa–82, –92) beschränkt ist und in dieser Stufe die einzige Pteropodenart darstellt.

Clio sp. 2 (s. ZORN, 1991), *Cuvierina paronai* und *Creseis spina* sind die einzigen Vertreter der entsprechenden Gattungen und jeweils nur von einer oder zwei Lokalitäten bekannt. Die ersten beiden Arten kommen nur in der Oberen Lageniden-Zone im Wiener Becken (Vöslau) und die letzte Art nur in der Buliminen-Bolivinen- und in der Sandschaler-Zone im Eisenstädter Becken (Walbersdorf) vor.

Nach diesen ersten Untersuchungen hinsichtlich der biostratigraphischen Bedeutung der Pteropoden für das Mittel-Miozän in Österreich können angesichts ihrer geringen Erhaltungsfähigkeit die vorliegenden Ergebnisse nur vorsichtig gedeutet werden.

Im Vergleich mit den Vorkommen in weiteren Gebieten der Zentralen Paratethys (s. Abb. 4) ergibt sich, daß *Limacina valvatina* im gesamten Badenium der Zentralen Paratethys zu den am häufigsten auftretenden Pteropoden gehört, wie auch *Vaginella austriaca*, die vor allem im Mittel- und Unter-Badenium dominiert. Diese beiden Arten haben für eine stratigraphische Untergliederung des Badeniums weniger Bedeutung.

Creseis spina ist im slowakischen Anteil des Wiener Bekkens im Ober-Badenium, in Polen im Unter- und Mittel-Badenium, in Rumänien im Mittel-Badenium und im österreichischen Eisenstädter Becken im Mittel- und Ober-Badenium typisch. *Cuvierina paronai* ist nur aus dem oberen Unter-Badenium Österreichs bekannt. *Cavolinia bisulcata*, sonst aus dem oberen Unter-Badenium in Tschechien und in Ungarn nachgewiesen, wurde durch KITTL (1886b) aus dem Ober-Badenium angeführt. Allerdings ist sein Material, wie bereits erwähnt, nicht mehr überprüfbar. *Vaginella depressa* ist in Österreich nur im Mittel-Badenium mit Sicherheit gefunden worden, wird aus Tschechien und Jugoslawien aber für das obere Unter-Badenium vermerkt. *Limacina inflata* tritt im Unter-Sarmatium Österreichs und Rumäniens auf, in Rumänien auch im obersten Ober-Badenium.

Einige Unterschiede in den stratigraphischen Reichweiten einzelner Arten in verschiedenen Gebieten der Paratethys beruhen möglicherweise auf differierenden Artauffassungen. Auch ist die schlechte Erhaltungsfähigkeit in Betracht zu ziehen.

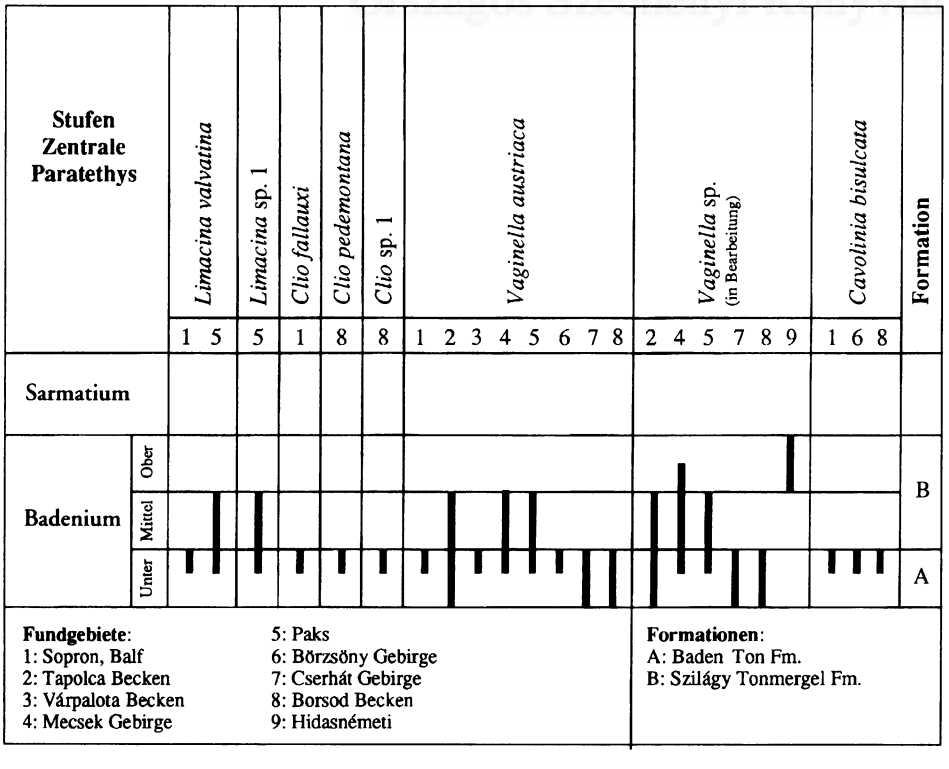


Abb. 3.
Stratigraphische Reichweiten mittelmiozäner Pteropoden in Ungarn.

3.2. Ungarn

Pteropoden sind aus dem ungarischen Miozän anfänglich aus Oberflächenaufschlüssen und erst in späteren Jahren aus verschiedenen Bohrungen bekannt geworden. Bedauerlicherweise ist ihr Erhaltungszustand im allgemeinen schlecht, Exemplare in Schalenerhaltung sind selten. Am häufigsten kommen sie in Form von mit dünnen Kalkschichten überzogenen Abdrücken oder als Steinkerne (pyritisch) vor. Die Individuenzahl in den Proben ist meistens niedrig, doch treten sie in bestimmten Schichten auch massenhaft auf. In letzterem Fall ist ihr Erhaltungszustand am schlechtesten.

Bis einschließlich 1991 wurden im ungarischen Mittel-Miozän (Badenium) die folgenden Pteropoden gefunden (s. Abb. 3): *Limacina valvatina, Limacina* sp. 1, *Clio pedemontana, Clio fallauxi, Clio* sp. 1, *Vaginella austriaca, Cavolinia bisulcata* und weitere Vaginellen, die noch in Bearbeitung sind. Nicht überprüfbare Literaturangaben sind in Abb. 3 nicht einbezogen.

Diese bisherigen Funde von Pteropoden sind einerseits an die Baden Ton-Formation und andererseits an die Szilágy-Tonmergel-Formation gebunden. In der Oberen Lageniden-Zone kommen sie in der größten horizontalen Verbreitung und mit der höchsten Artenzahl (sieben Arten) vor. Bestimmte Arten (*Clio pedemontana, Clio fallauxi* und *Cavolinia bisulcata*) beschränken sich nur auf diese Zone. Die Untere Lageniden-Zone weist eine Art, die Sandschaler-Zone drei Arten, die Buliminen-Bolivinen-Zone eine Art auf. Aus dem ungarischen Sarmatium konnten bisher keine Pteropoden nachgewiesen werden.

Die verbreitetste und mit der höchsten Individuenzahl vorkommende Pteropode ist *Vaginella austriaca*. In der Baden-Ton-Formation erscheint neben *V. austriaca* auch *Cavolinia bisulcata* im Gebiet des Börzsöny Gebirges in der Oberen Lageniden-Zone. In der Umgebung von Sopron treten in dieser Zone neben *V. austriaca* auch *Limacina valvatina, Clio fallauxi* und *Cavolinia bisulcata* auf. Es handelt sich hierbei um das Vorkommen mit der höchsten Pteropoden-Diversität in Ungarn.

In der Baden-Ton-Formation des Beckens von Borsod treten *V. austriaca, Clio pedemontana, Clio* sp. 1 und *Cavolinia bisulcata* auf. In der Tonmergelformation von Szilágy kommen neben *Vaginella austriaca* auch andere, noch unbestimmte Vaginellen sowie ferner *Limacina* vor. Im westlichen Mecsek-Gebirge tritt nur *Vaginella* auf, während im Gebiet von Paks *Vaginella* und *Limacina* gefunden wurden. Die *Limacina*-Fauna mit der bisher höchsten Individuenzahl (in Hundertergrößenordnung) wurde in der Bohrung Paks-4/c gefunden.

Da die Bearbeitung der planktonischen Gastropoden des Badeniums in Ungarn noch nicht abgeschlossen ist, können wir hinsichtlich der stratigraphischen Bedeutung der Pteropoden nur vorläufige Aussagen treffen. *Cavolinia bisulcata, Clio pedemontana* und *Clio fallauxi* sind am ehesten für biostratigraphische Einstufungen geeignet. Die zwei letzten Arten kommen in der Zentralen Paratethys ausschließlich im unteren Badenium vor (s. Abb. 4).

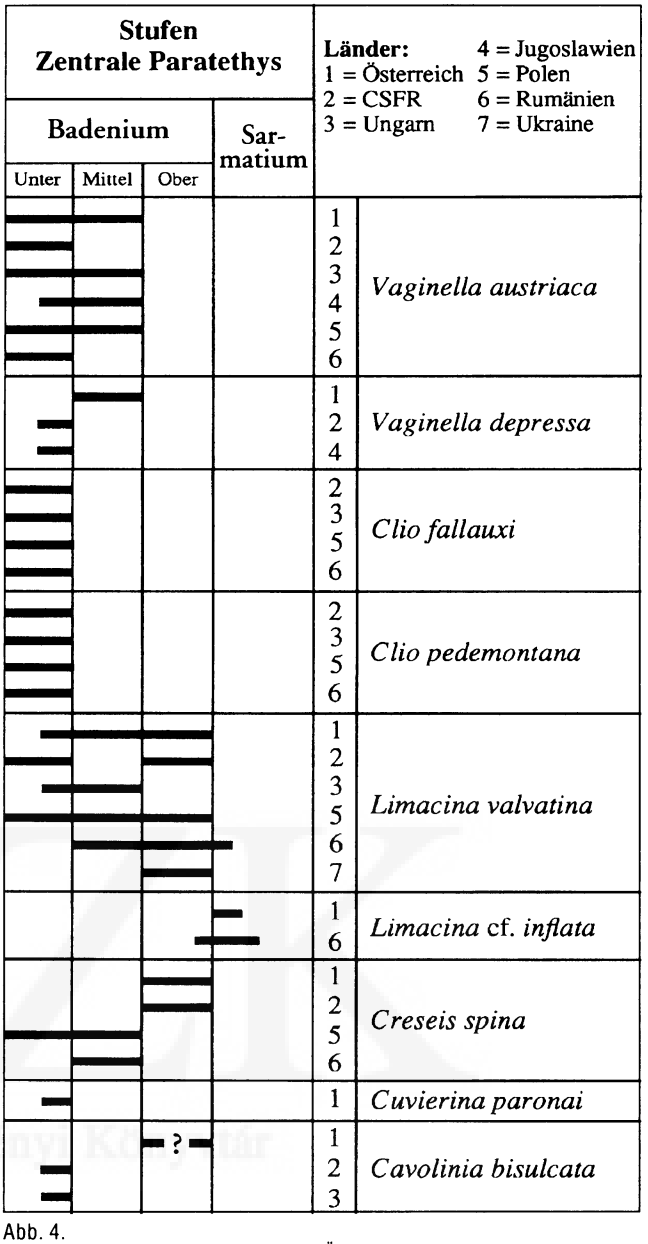


Abb. 4.
Stratigraphische Reichweiten der in Österreich und Ungarn vorkommenden Pteropoden-Arten innerhalb der verschiedenen Gebiete der Paratethys.
Bei den Länderbezeichnungen sind die politischen Umwälzungen der letzten Jahre nicht berücksichtigt.

4. Ausblick

Die vorliegende Arbeit gibt einen kurzen Überblick über die bisherigen Ergebnisse eines der Teilthemen der 1989 begonnenen Forschungen über tertiäre Pteropoden in der Zentralen Paratethys.

Die bisherigen Untersuchungen haben eindeutig gezeigt, daß eine einheitliche, moderne taxonomische Bearbeitung und Revision der Pteropoden die erste und wichtigste Aufgabe ist. Ohne eine solche können keine endgültigen Schlußfolgerungen hinsichtlich der stratigraphischen Bedeutung, der faunenprovinzialen und paläogeographischen Beziehungen der planktonischen Gastropoden sowie der Entwicklungsgeschichte der Paratethys gezogen werden.

In Österreich und Polen ist eine taxonomische Revision der tertiären Pteropoden schon vorgenommen worden (ZORN, 1991a,b; JANSSEN & ZORN, 1993) und in Ungarn sind diese Arbeiten derzeit im Gange (M. BOHN-HAVAS, I. ZORN).

Unser weiteres Ziel ist die Korrelation der Vorkommen von planktonischen Gastropoden in der Paratethys und die Klärung der mit Westeuropa und dem Mediterran bestandenen Meeresverbindungen, nach Möglichkeit mit Unterstützung einer Datierung durch Nannoplankton, Foraminiferen, der absoluten Altersbestimmung und der Magnetostratigraphie.

Literatur

BÁLDI, T. (1960a): A szokolyai középsömiocén fauna életföldtana (Paläoökologie der mittelmiozänen Fauna von Szokolya (Börzsöny Gebirge). – Földtani Közlöny, **90** (1): 27–47, 4. Fig., 4 Tab., Budapest.

BÁLDI, T. (1960b): Tortonische Molluskenfauna von „Badener Tegelfazies" aus Szokolya, Nordungarn. – Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung., pars mineral. paleont., **52**, 51–99, 4 Abb., 3 Taf., Budapest.

BODA, A. (1927): A brennbergi szénelöfordulás - és a mediterrántenger Sopron környéki üledékeinek stratigráfiai helyzete (Die stratigraphische Lage der Brennberger Kohlenformation und der sich in der Umgebung von Sopron befindlichen Ablagerungen des mediterranen Meeres). – Bányászati és Kohászati Lapok, LX, **75**, 301-330, Budapest.

BOHN-HAVAS, M. (1990a): Description of the fauna of the Szilágy Claymarl Formation. – MÁFI Évi Jelentés 1989-röl: 76-85, 3 Fig., Tab. 5, Budapest.

BOHN-HAVAS, M. (1990b): Preliminary report of the biostratigraphy of planktonic mollusca of the Hungarian Miocene. – IXth R.C. M.N.S. Neogene Congress, Abstract, Barcelona.

BOHN-HAVAS, M. (1992): Miocene Pteropoda in Hungary. – MÁFI Évi Jelentés 1990-röl: 473–480, 1 Fig., 2 Tab., Budapest.

BOHN-HAVAS, M., BÁLDI-BEKE, M., KORECZ-LAKY, I., NAGY-GELLAI, A. & NAGY-NAGY, E. (1980): Recent paleontological and stratigraphical results on the Oligocene and Miocene of the Börzsöny Mountain and its surroundings. – Discussiones Palaeontologicae, **26**, 61-103, 9 Fig., Budapest.

BOHN-HAVAS, M. & ZORN, I. (1993): Biostratigraphic studies on planktonic gastropods from the Tertiary of the Central Paratethys. – Scripta Geol., Spec. Issue **2**: 57–66, 3 Fig., Leiden.

ČTYROKÝ, P., PAPP, A. & STEININGER, F. (1968): Spiratellacea (Gastropoda) aus dem Miozän der Paratethys. – G. Geol. (2), **35**, 2, Com. Med. Neog. Strat. Proc. 4. Session: 129–142, Tab. 1, Taf. 4, Bologna.

HÁMOR, G. (1985): Geology of the Nógrád-Cserhat area. – Geol. Hung., Ser. Geol., **22**, 307 S., Budapest.

HANDMANN, P.R. (1888): Kurze Beschreibung (Charakteristik) der häufigsten und wichtigsten Tertiärconchylien des Wiener Bekkens. – 164 S., 8 Taf., Münster.

HÖRNES, M. (1849): Verzeichniss der Fossilreste des Tertiärbekkens von Wien. – In: J. CZIZEK: Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgebungen Wiens. – Anhang 1–44, Wien (W. Braumüller).

HÖRNES, M. (1856): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. 1. Univalven. – Abh. K.K. Geol. Reichsanst., **3**, 736 S., 52 Taf., 1 Kt., Wien.

JANSSEN, A.W. & ZORN, I. (1993): Revision of Middle Miocene holoplanktonic gastropods from Poland, published by the late Wilhelm Krach. – Scripta Geol., Spec. Issue **2**: 155–236, 13 Fig., 11 Taf., Leiden.

KARRER, F. (1877): Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquellen-Wasserleitung. – Abh. K.K. Geol. Reichsanst., **9**, 420 S., 96 Fig., 20 Taf., Wien.

KITTL, E. (1886a): Ueber die miocenen Pteropoden von Oesterreich-Ungarn, mit Berücksichtigung verwandter Vorkommnisse der Nachbarländer. – Ann. K.K. Naturhist. Hofmus. Wien, **1** (2): 47–72, Taf. 2, Wien.

KITTL, E. (1886b): Ueber den miocenen Tegel von Walbersdorf. – Ann. K.K. Naturhist. Hofmus. Wien, **1**, Notizen 19–23, Wien.

KITTL, E. (1887): Die Miocenablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenrevieres und deren Faunen. – Ann. K.K. Naturhist. Hofmus. Wien, **2** : 217–282, Taf. 8–10, Wien.

KOLLMANN, K. & RÖGL, F. (1978): Das Steirische Becken. – In: E. BRESTENKA (Hrsg.): Chronostratigraphie und Neostratotypen Miozän der zentralen Paratethys, Bd. 4, M4 Badenian (Moravien, Wielicien, Kosovien): 71-74, Bratislava (Veda Verlag Slowak. Akad. Wiss.).

KRACH, W. (1981): Slimaki skrzydonogi (Pteropoda) w Miocenie Polski i ich znaczenie stratygraficzne. – Prace Geol. Polska Akad. Nauk, **121**, 116–140, 6 Taf., Krakau.

MOISESCU, V. & POPESCU, G. (1980): Chattian-Badenian biochronology in Romania by means of Molluscs. – An. Inst. Geol. Geofizica, **56**, 205–224, 2 Taf., Bukarest.

NOSZKY, E. (1925): Adalékok a Magyarországi lajtameszek faunájához (Beiträge zur Fauna der ungarischen Leithakalkbildungen). – Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung., **22**, 230-240, Budapest.

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

SIEBER, R. (1956): Die Tortonfauna von Mattersburg und Forchtenau (Bgld.). – Verh. Geol. Bundesanst., **1956**, 236–249, Wien.

SIEBER, R. (1958): Systematische Übersicht der jungtertiären Gastropoden des Wiener Beckens. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **62**, 123–192, Wien.

STANCU, J. (1979): Ptéropodes et Hétéropodes du Miocène de Roumanie. – Ann. Géol. Pays Hellen., Tome hors série, **3**, VIIth Intern. Congr. Medit. Neog.: 1388–1392, 3 Tab., Athen.

STRAUSZ, L. (1924): Zebegény és Nagymaros környékének Felsömediterrán rétegei. (Über das Obermediterran von Zebegény und Nagymaros.) . – Ann. Hist. Nat. Mus. Hung., **21**, 87-93, Budapest.

STRAUSZ, L. (1928): Geologische Fazieskunde. – Magyar Kiralyi Földtani Intézet Évkönyve, **28**, 75-272, Budapest.

STRAUSZ, L. (1966): Die miozän-mediterranen Gastropoden Ungarns. – 695 S., 221 Fig., 79 Taf., Budapest (Akadémiai Kiadó).

TAUBER, A. F. (1952): Grundzüge der Geologie von Burgenland. – In: Burgenland, Landeskunde (Hrsg. Burgenländ. Landesreg.): 39–85, 1 Tab., 4 Taf., Wien (Österr. Bundesverlag).

TOLLMANN, A. (1955): Das Neogen am Nordwestrand der Eisenstädter Bucht. – Wiss. Arbeiten Burgenland, **10**, 74 S., 7 Abb., 8 Tab., 1 geol. Kt., Eisenstadt.

TOTH, G. (1942): Paläobiologische Untersuchungen über die Tortonfauna der Gaadener Bucht. – Palaeobiologica, **7** (5/6): 498–530, 5 Abb., Taf. 15, 16, Wien.

VENDL, M. (1930): Die Geologie der Umgebung von Sopron II. – Mitt. Berg-Hüttenmänn. Abt. Kgl. Ung. Hochschule Berg-Forstwesen Sopron, Ung., **32** (16): 161 S., Sopron.

ZORN, I. (1991a): A systematic account of Tertiary Pteropoda (Gastropoda, Euthecosomata) from Austria. – Contr. Tert. Quatern. Geol., **28** (4): 95-139, 12 Fig., 20 Tab., 16 Taf., Leiden.

ZORN, I. (1991b): Pteropoda (Thecosomata, Gastropoda). – In: H. ZAPFE (Schriftleitung), Österr. Akad. Wiss. (Hrsg.): Catalogus Fossilium Austriae. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien, VIc3c: 69 S., 3 Fig., 5 Tab., 5 Taf., Wien.

Tafel 1

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

***Limacina valvatina* (REUSS, 1867)**

Fig. 1–5: Bohrung Paks–4/c (563,5 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Steinkerne.
Coll. MAFI Budapest.

Fig. 4: Exemplar mit sekundär eingedrückter Spira.

Fig. 6–8: Bohrung Aderklaa–92, Österreich; Badenium; Steinkerne.
Coll. NHM Wien.

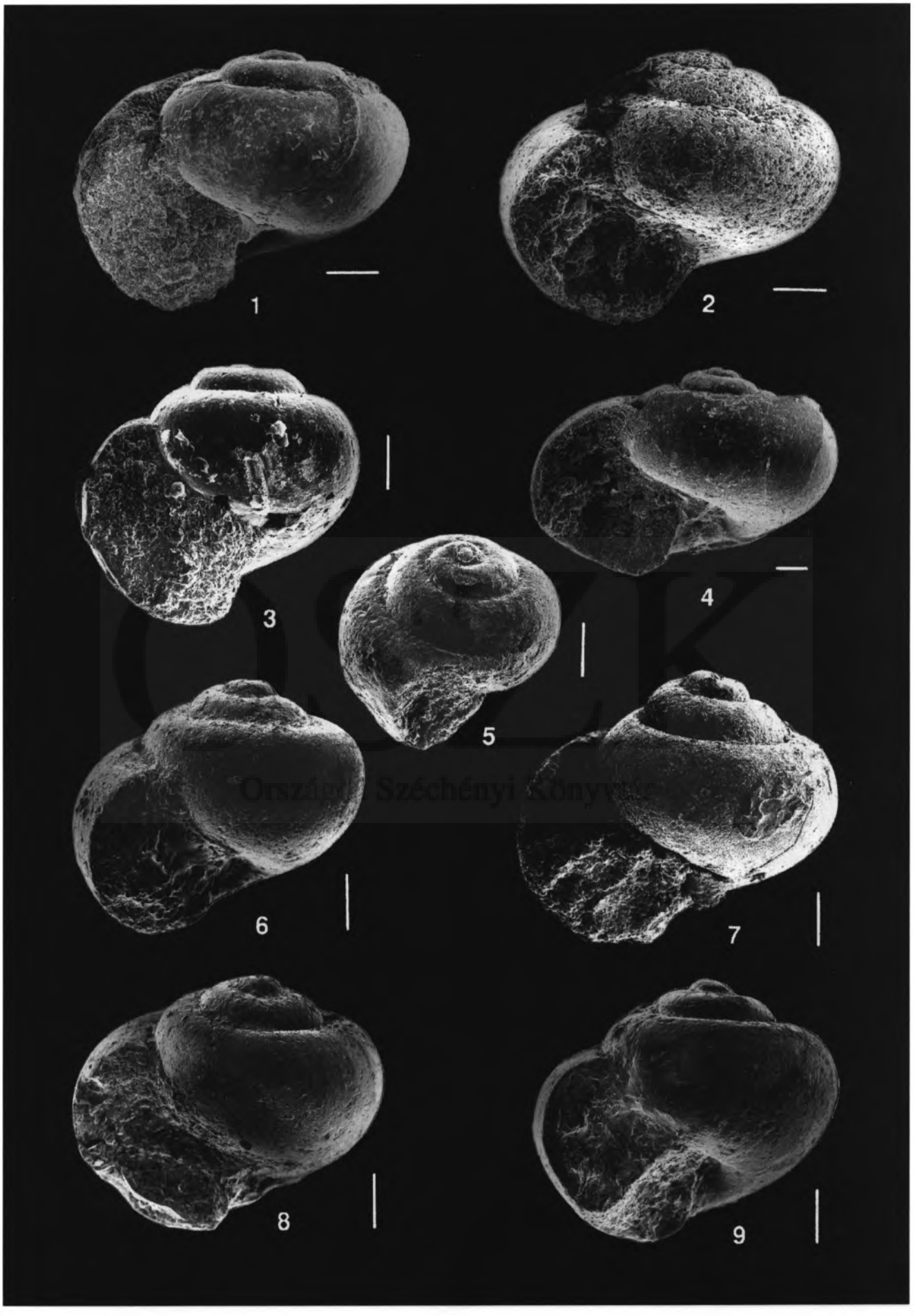
Fig. 6: 1900 m; Obere Lageniden-Zone.
Inv. Nr. 1990/1296/24.

Fig. 7: 1970 m; Nachfall im Karpatium.
Inv. Nr. 1990/1296/29.

Fig. 8: 2480 m; Nachfall im Karpatium.
Inv. Nr. 1990/1296/40.

Fig. 9: Bohrung Aderklaa–82 (1460 m), Österreich; Badenium; Steinkerne.
Coll. NHM Wien, Inv. Nr. 1990/1290/6.

Die Abbildungsmaßstäbe entsprechen 0,1 mm.



Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 2

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

***Limacina* sp. 1**

Fig. 1: Bohrung Sopron–89 (41,4 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Steinkern, coll. MAFI Budapest.
a) apikal.
b) apertural.

***Vaginella austriaca* KITTL, 1886**

Fig. 2: Bohrung Paks–4/c (563,5 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Steinkern, Protoconch mit ältestem Abschnitt des Teleoconches, dorsal.
Coll. MAFI Budapest.

Fig. 3,4: Vöslau, Österreich; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Protoconch mit ältestem Abschnitt des Teleoconches.
Coll. NHM Wien, Inv. Nr. 1990/1300/1.
Fig. 3: lateral.
Fig. 4: ventral.

Fig. 5: Vöslau, Österreich; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Teleoconch.
Coll. NHM Wien (coll. Fuchs), Inv. Nr. 1990/1302.

Fig. 6: Bohrung Sopron–89 (37,0 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Steinkern, Protoconch.
Coll. MAFI Budapest.

Fig. 7,8: Bohrung Paks–4/c (564,5 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Steinkerne, Protoconche.
Coll. MAFI Budapest.

***Creseis spina* (REUSS, 1867)**

Fig. 9: Walbersdorf, Österreich; Badenium, Buliminen-Bolivinen-Zone; Protoconch.
Coll. NHM Wien, Inv. Nr. 1990/1312/2.

Die Abbildungsmaßstäbe entsprechen bei Figur 5 1 mm und bei allen anderen Figuren 0,1 mm.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 3

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

***Cavolinia bisulcata* (KITTL, 1886)**

Fig. 1: Bohrung Sopron–89 (37,0 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Steinkern.
Coll. MAFI Budapest.
a) dorsal, die drei Rippen sind ausgeflacht.
b) ventral.

Fig. 2: Bohrung Putnok–5 (110,2-115,5 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Abdruck.
Coll. MAFI Budapest, ventral.

***Vaginella austriaca* KITTL, 1886**

Fig. 3-5: Vöslau, Österreich; Badenium, Obere Lageniden-Zone.

Fig. 3: Exemplar mit kompletter Apertur, ventral.
Coll. NHM Wien (coll. Chlupac), Inv. Nr. 592/1964.

Fig. 4,5: Coll. NHM Wien (coll. Fuchs), Inv. Nr. 1990/1302.
Fig. 4: ventral.
Fig. 5: dorsal.

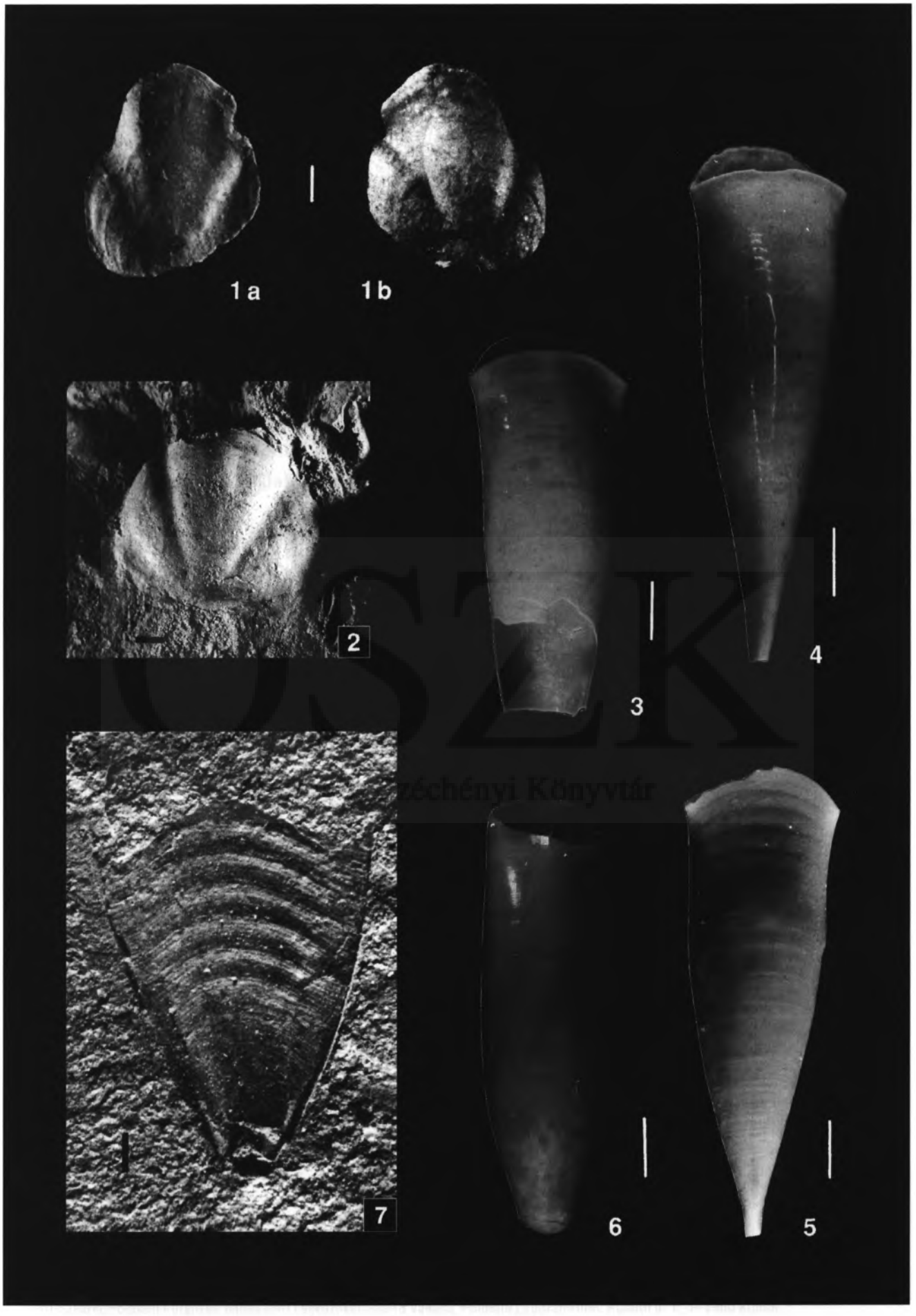
***Cuvierina paronai* CHECCHIA-RISPOLI, 1921**

Fig. 6: Vöslau, Österreich; Badenium, Obere Lageniden-Zone; ventral.
Coll. NHM Wien, Inv. Nr. 1990/1302/25.

***Clio fallauxi* (KITTL, 1886)**

Fig. 7: Bohrung Sopron–89 (37,0 m), Ungarn; Badenium, Obere Lageniden-Zone; Abdruck.
Coll. MAFI Budapest.

Die Abbildungsmaßstäbe entsprechen 1 mm.



OSZK
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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 87	Wien, November 1994	2. rész	pp. 87	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Berichtigung
zur Veröffentlichung

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

In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, S. 19-34, Wien (Geol. B.-A.) 1991

Von REINHARD FUCHS & MARIA SÜTÖ-SZENTAI*)

Mit 1 Abbildung

Österreich
Ungarn
Wiener Becken
Pannon
Sarmat
Phytoplankton
Dinoflagellaten

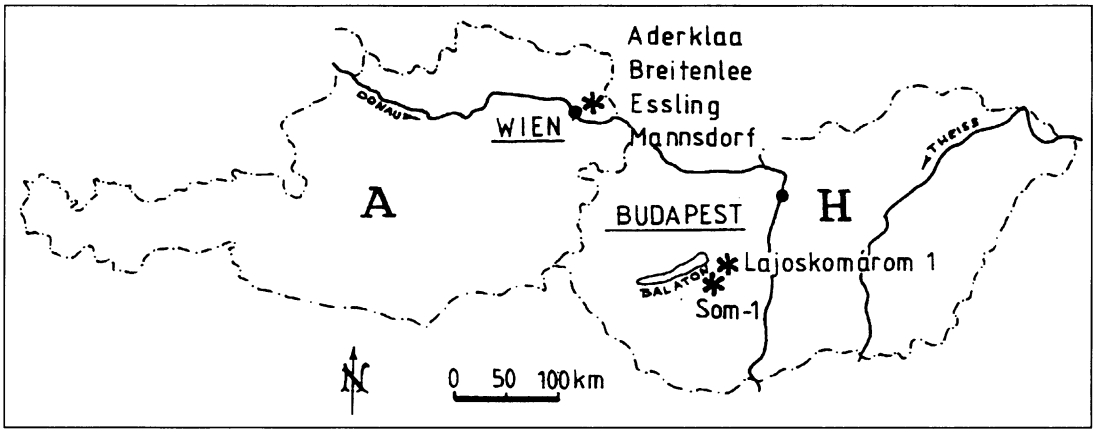
Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 41, 42, 60

Irrtümlich wurde sowohl in der Lageskizze (Abb. 1), als auch in mehreren Textpassagen die Bohrung Som-1 als Bohrung Szombathely-1 ausgewiesen. Die Abbildung in dieser Berichtigung zeigt nun die korrigierte Lagesituation der Bohrung Som-1.

Auch in den Erläuterungen zu Taf. 8, Fig. 4 (Seite 32) muß es anstelle von Szombathely 1 richtig heißen: Som-1, 493,8–495,6 m.

Weiters muß es auf Seite 24 bei der Beschreibung von *Gonyaulax digitale* (POCHET) 1883 KOFOID 1911 *secundus* nov. ssp. richtig heißen:

Bemerkungen: Etwas kleinere Formen von *Gonyaulax digitale secundus* kommen im Pannon der Bohrung Som-1 (493,8-495,6 m) vor.



Korrigierte Version der Abb. 1 in FUCHS & SÜTÖ-SZENTAI (1991).

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

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 89–104	Wien, November 1994	2. rész	pp. 89–104	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Vadose Diagenetic Carbonates (Caliches) in the Sarmatian (Miocene) of Hungary

By GYÖRGY LELKES*)

With 1 Text-Figure and 6 Plates

Österreich
Ungarn
Pannonisches Becken
Miozän
Sarmat
Diagenese
Caliche-Fazies

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 108

Inhalt

Zusammenfassung 89
Összefoglalás 89
Abstract 90
1. Introduction 90
2. Sampling Points and Previous Works 90
3. General Considerations 90
4. Observations 91
5. Conclusions 91
Acknowledgements 91
Plates 1–6 92
References 104

Vados-diagenetische Karbonate (Caliches) im Sarmat (Miozän) von Ungarn

Zusammenfassung

Das mikrofazielle Studium von Dünnschliffen sarmatischer Karbonatgesteine aus Kernbohrungen von verschiedenen Lokalitäten Ungarns erbrachte den Nachweis von pedogenetischer Caliche-Fazies. An typischen Mikrogefügen konnten Rhizolithen (Wurzelabdrücke), Wurzelschläuche, Wurzelsteinkerne) und alveolare Gefüge, Microcodium, kalzitisierte Insekteneier, Caliche-Kügelchen sowie verschiedene Typen pedogenetischer Hohlräume (gekrümmte Risse, zirkum- und intergranulare Risse und Kanäle in „verkreidetem" peloidalem Mikrit) nachgewiesen werden.

Folgende petrographische Caliche-Typen können unterschieden werden: rhizolitisch, glaebular, massiv, laminiert, pisolithisch und „verkreidet". Die Häufigkeit und weite Verbreitung dieser Gefüge legt es nahe, daß sich Caliche-Fazies nicht nur auf karbonatischen Substraten, die einer subaerischen Erosion ausgesetzt waren und mit Bodenbildung assoziiert werden können, entwickelten, sondern daß sie während des Sarmats im Pannonischen Becken generell häufig entwickelt waren.

Vadózus diagenetikus karbonátok (caliche) a magyarországi szarmatában

Összefoglalás

A magyarországi szarmata karbonátos fúrásminták jelentős része vékonycsiszolatos mikrofácies vizsgálatok szerint caliche fáciesűnek minősíthető a különféle rhizolitok, alveoláris textúrák, microcodiumok, megkövesült rovarlárvák, caliche-glaebulák és különböző pedogén repedéstípusok (a caliche fácies diagnosztikus bélyegei) jelenléte alapján. Kőzettanilag rhizolitos, glaebuláris, masszív, laminált, pizolitos és csomós caliche-típusok különíthetők el. A fenti bélyegek gyakorisága és széles földrajzi elterjedése arra utal, hogy a sekélytengeri, zárt platform fáciesű karbonátos szubsztrátumon kifejlődő és a szubaerikus környezetet, illetve pedogenezist egyértelműen jelző caliche a szarmatában a Pannon Medence gyakori fáciese volt.

*) Author's address: Dr. GYÖRGY LELKES, Geological Institute of Hungary, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Hungary.

Abstract

Thin section microfacies studies on Sarmatian carbonate borehole samples from various parts of Hungary have revealed petrographic evidences for pedogenic caliche facies. The diagnostic features identified are rhizoliths (root moulds, root casts, root tubules, rhizocretions and root petrifactions), alveolar textures, *Microcodium*, calcified insect eggs, caliche glaebules and various types of pedogenic voids (curved fractures, circumgranular and intergranular cracks and channels in clotted, peloidal micrite).

The following petrographic types of caliche can be differentiated: rhizolitic, glaebular, massive, laminated, pisolitic and clotted. The abundance and widespread geographic distribution of features mentioned above suggests that caliche facies not only developed on carbonate substrates indicating subaerial exposure and pedogenesis but also must have been common in the Pannonian Basin in Sarmatian times.

1. Introduction

Sarmatian carbonate formations are widespread in Hungary. JÁMBOR (1971, Table 1) mentions their presence in 11 geographic areas of the country of a total 19. Based on his megascopic observations, the main carbonate lithologies are limestones, oolitic and cryptocrystalline limestones and calcareous marls, and these are considered to represent littoral, sublittoral and neritic depositional environments.

In the mid eighties, thin-section carbonate microfacies studies led me to conclude that the general environment of Sarmatian deposition was a restricted platform (sensu WILSON, 1975) subjected to cryptalgal sedimentation, leading mainly to gastropod and miliolid-bearing microoncoidal grainstone/packstone rock-types (LELKES, 1985). To avoid uncertainties concerning the exact nature of "microoncoids", I now prefer to use the more descriptive term "peloidal" sedimentation for these carbonates, leaving unchanged the reconstruction of the depositional environment as a restricted platform. Thin-section examination of Sarmatian carbonate deposits has also revealed fairly abundant features that can be interpreted as pedogenic textures, characteristic of caliche/calcrete profiles in the upper vadose zone of the meteoric diagenetic environment. The aim of this paper is the preliminary documentation of these hitherto unpublished features found so frequently in Sarmatian (and other) carbonates in Hungary.

2. Sampling Points and Previous Works

The samples on which this study is based are from twenty-seven borehole sections. Their geographic location is shown in Text-Figure 1.

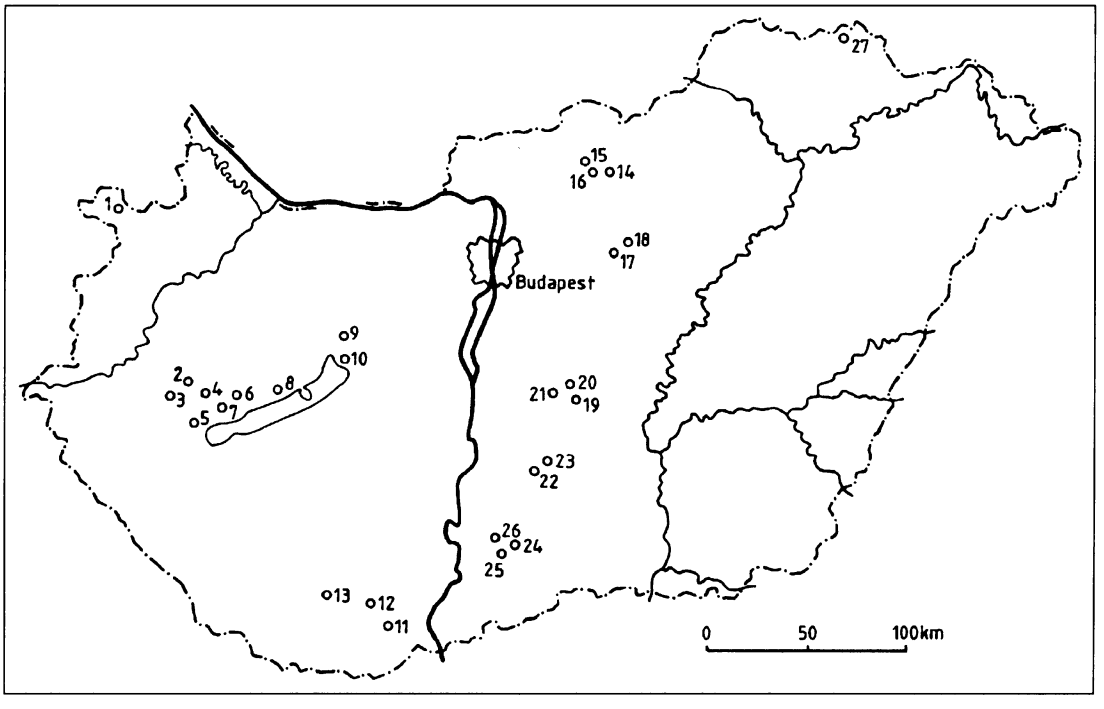
Concise information on lithological, palaeontological and stratigraphical aspects of various Sarmatian formations is given by JAMBOR (1971, 1975). BODA (1971, 1974) developed the subdivision of the Sarmatian stage on the basis of invertebrate fauna (molluscs, foraminifera) and described the stratotypes of the Sarmatian in Hungary.

3. General Considerations

The vadose environment of the meteoric diagenetic realm may be divided into two zones: an upper vadose soil or caliche zone at the air-sediment or rock interface; and a lower vadose zone, which includes the capillary fringe just above the water table (MOORE, 1989, p. 177).

According to the definition by ESTEBAN & KLAPPA (1983, p. 15)

"... Caliche is a vertically zoned, subhorizontal to horizontal carbonate deposit, developed normally with four rock-types: (1) massive-chalky, (2) nodular-crumbly, (3) platy or sheet-like, and (4) compact crust or hardpan. The position and development of these rock-types in a vertical sequence (profile) is highly vairable ... "



Text-Figure 1.

Location of boreholes from which samples have been analysed.

1 = Fertőrákos 21/a; 2 = Zalaszántó 3; 3 = Zalaszentlászló 1; 1; 4 = Várvölgy 1; 5 = Héviz 6; 6 = Tapolca 3; 7 = Tapolca 5; 8 = Balatonakali 40; 9 = Berhida 4; 10 = Balatonkenese 1; 11 = Bóly 1; 12 = Máriakéménd 3; 13 = Nagykozár 2; 14 = Mátraszőlős 6; 15 = Alsótold 1; 16 = Alsótold 2; 17 = Tóalmás 1; 18 = Tóalmás 2; 19 = Kerekegyháza 1; 20 = Kerekegyháza 2; 21 = Kerekegyháza 5; 22 = Soltvadkert 4; 23 = Soltvadkert 10; 24 = Érsekcsanád 1; 25 = Érsekcsanád 2; 26= Érsekcsanád 5; 27 = Hidasnémeti 1.

The term "caliche profile" means the complete vertical succession of morphologically distinct horizons. An idealized caliche profile of 2–3 m in thickness can, from top to bottom, be made up of a zone of active soil, a laminated hardpan, a platy, nodular and chalky caliche, a transitional horizon and finally the host material (ESTEBAN & KLAPPA, 1983; MOORE, 1989). Besides the characteristic macrofeatures these horizons contain distinctive petrographic textures I, seen in thin-section. They are summarized by KLAPPA (1980), ESTEBAN and KLAPPA (1983) and SCOFFIN (1987). A number of them were observed in the Sarmatian carbonates and are discussed below.

4. Observations

The following petrographic textures were identified in the samples studied. The definitions are used after KLAPPA (1980), ESTEBAN & KLAPPA (1983) and SCOFFIN (1987):

1) Rhizoliths or rhizoids (organosedimentary structures resulting in the preservation of roots of higher plants, or remains thereof, in mineral matter) with the following basic types (sensu KLAPPA, 1980):
   A) Root moulds and/or borings (cylindrical pores left after root decay); fairly common (Plate 1, Figs. 1,2).
   B) Root casts (sediment- or cement-filled root moulds); fairly common (Plate 1, Figs. 3,4).
   C) Root tubules (cemented cylinders around root moulds); rare (Plate 2, Fig. 1).
   D) Root concretions or rhizocretions (pedodiagenetic mineral accumulations around living or decaying roots); fairly common (Plate 2, Figs. 2,3,4).
   E) Root petrifactions (mineral encrustations, impregnations or replacements of organic materials whereby anatomical root features are partly or totally preserved); rare (Plate 3, Figs. 1,2).
2) Alveolar textures (cylindrical to irregular pores, which may or may not be filled with calcite cement, separated by a netwok of anastomosing micrite walls); common (Plate 3, Figs. 3,4).
3) *Microcodium* (elongate, petal-shaped calcite prisms or ellipsoids, grouped in spherical, sheet- or bell-like clusters); rare (Plate 4, Figs. 1,2,3,4).
4) Calcified cocoons (ovoid to spherical, 1–3 cm diameter cases of calcified puparia of soil-dwelling insects); rare (Plate 5, Fig. 1).
5) Caliche glaebules (undifferentiated to concentric structures, silt to pebble in size, commonly found in caliche facies including caliche ooids, pseudooids, ooliths, peloids, pellets, pelletoids, coated particles, nodules, concentric structures and concretions); frequent (Plate 5, Figs. 2,3,4).
6) Curved fractures, circumgranular and intergranular cracks and channels in clotted, peloidal micrite (the clotted texture results from crumby fracture of dense micrite and the cracking results from repeated wetting and drying); rare (Plate 6, Figs. 1,2,3).

All of the above samples have come from boreholes from depths of several tens to several hundreds of meters where the Sarmatian beds are overlain by younger formations. Undoubtedly, these subaerial surfaces developed on carbonate substrata and are true fossil caliche horizons.

5. Conclusions

1. The petrographic textures documented above are diagnostic features of caliche facies. Tthis is the first record of caliche from the Miocene of Hungary.
2. The following petrographic types of caliche can be differentiated: rhizolitic, glaebular, massive, laminated, pisolitic, clotted.
3. Rhizolitic structures (root moulds and casts), hitherto usually misinterpreted or overlooked, are especially frequent.
4. Caliche facies definitely indicate subaerial exposure. This compliments the palaeogeographical picture: sedimentation on a shallow marine, restricted carbonate platform was interrupted by subaerial periods and pedogenesis in Sarmatian times.

Acknowledgements

I am indebted to Dr. F. POMONI-PAPAIOANNOU (Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens) for introducing me into the petrography of pedogenic carbonates. Dr. E. BALÁZS and Dr. A. BÉRCZI-MAKK (Hungarian Hydrocarbon Institute, Százhalombatta) are thanked for making thin-sections available for examination. I am very grateful to Dr. A. VÖRÖS (Natural History Museum, Budapest) for his comments and suggestions. Dr. J. TANACS and Mr. A. PENTELENYI (Hungarian Geological Survey, Budapest), Dr. G. CZÁSZÁR (Hungarian Geological Survey, Budapest) and Dr. H. LOBITZER (Geologische Bundesanstalt, Wien) for their comments and suggestions, as well as to Dr. D.J. BATTEN (Institute of Earth Studies, University College of Wales, Aberystwyth) for improving the English. Mrs. M. PELLERDY, Dr. J. TANÁCS and Mr. A. PENTELÉNYI (Hungarian Geological Survey, Budapest) rendered technical help.

Plate 1

Photomicrographs illustrating root moulds and root casts.

Some of the fossils and other components mentioned here and on the following plates can be seen in the thin-sections of the rocks concerned, but are not necessarily within the fields of view of the photomicrographs.

MAFI Országos Szécheényi Könyvtár

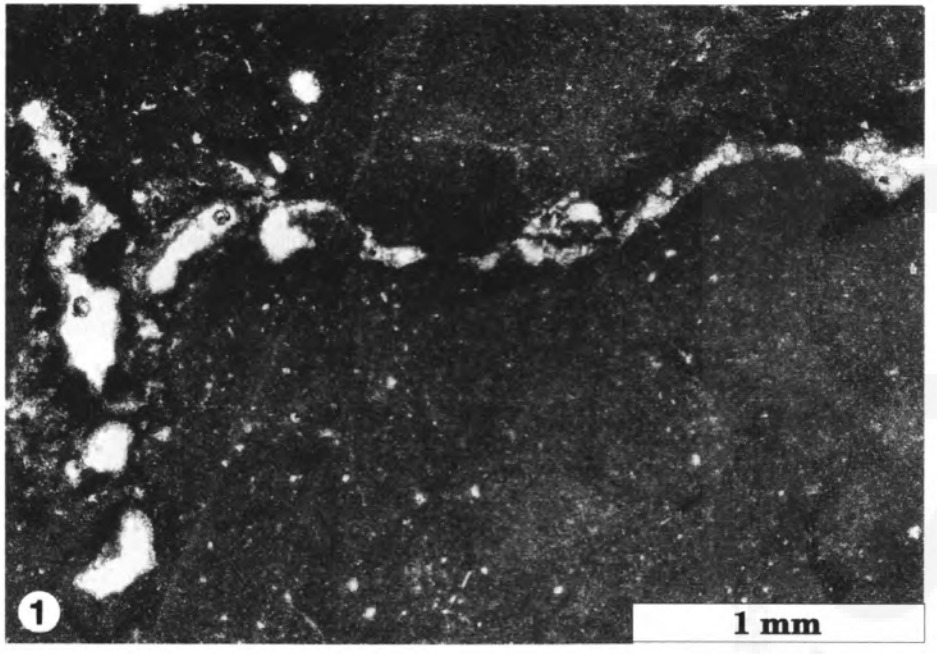
Fig. 1: Root moulds in a fossiliferous, foraminifer- and ostracod-bearing micritic mudstone.
Balatonkenese-1; 209,5 m.

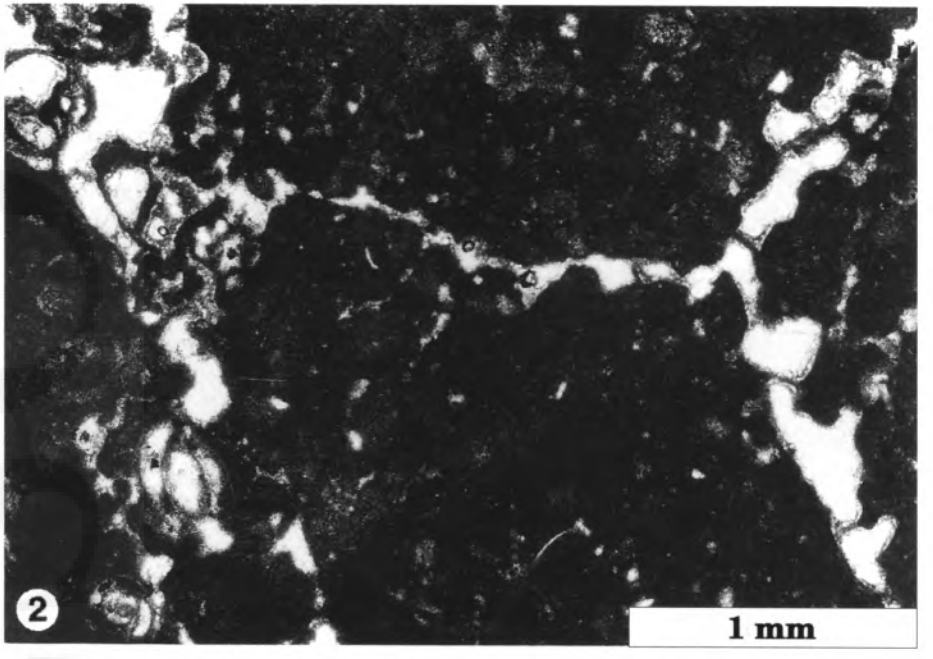
Fig. 2: Root moulds in a calichified hostrock containing a few foraminifers, ostracod and mollusc shell fragments and abundant caliche glaebules.
Balatonkenese-1; 217,0 m.

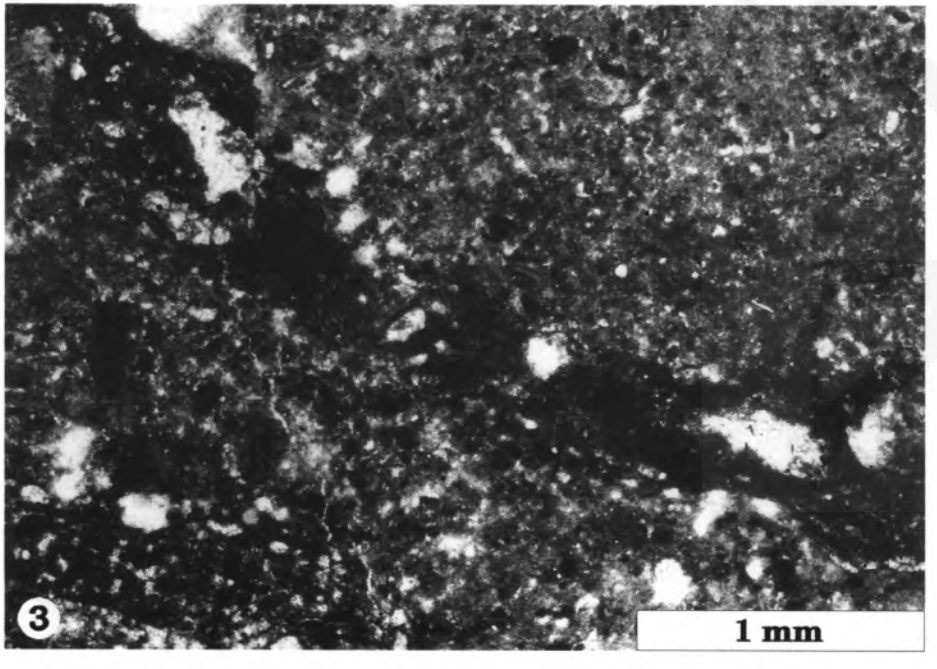
Fig. 3: Root cast (root mould filled mainly with micritic material and partly with sparite) in a calichified hostrock with foraminifers, ostracods, mollusc shell fragments and very abundant caliche glaebules.
Kerekegyháza-2; 816,0-821,0 m.

Fig. 4. Root cast (root mould filled with very finely crystalline sparite) in a calichified hostrock with abundant quartz grains and caliche glaebules, less frequent sponge spicules and a few foraminifers and mollusc shell fragments.
Alsótold-2; 88,0-89,2 m.

Thin-sections, plane polarized light.


1
1 mm


2
1 mm


3
1 mm

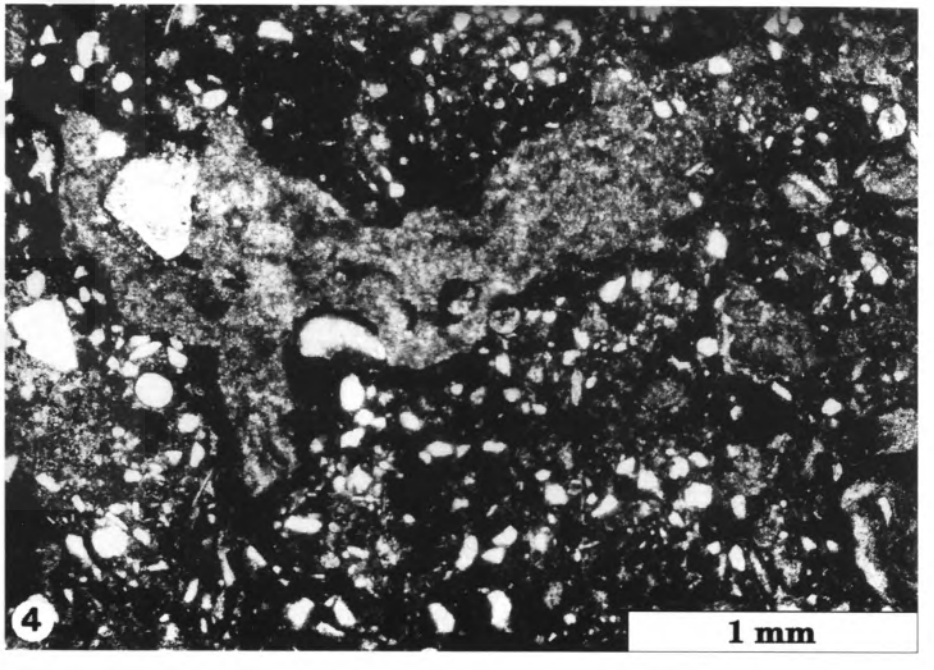

4
1 mm

Plate 2

Photomicrographs illustrating root tubule and rhizocretions.

Fig. 1: Root tubule (right side of the picture) in a fossiliferous (ostracod-, foraminifer- and mollusc-bearing) micritic mudstone.
Balatonkenese-1, 212,2 m.

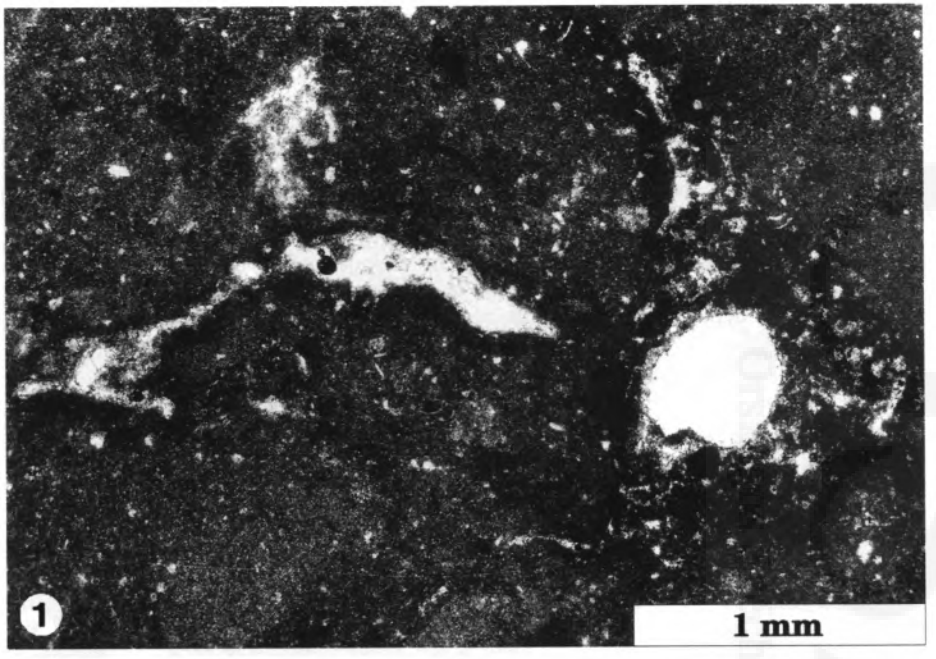
Fig. 2: Rhizocretion in a molluscan-foraminiferal grainstone.
Tóalmás-1, 1040,0-1042,5 m.

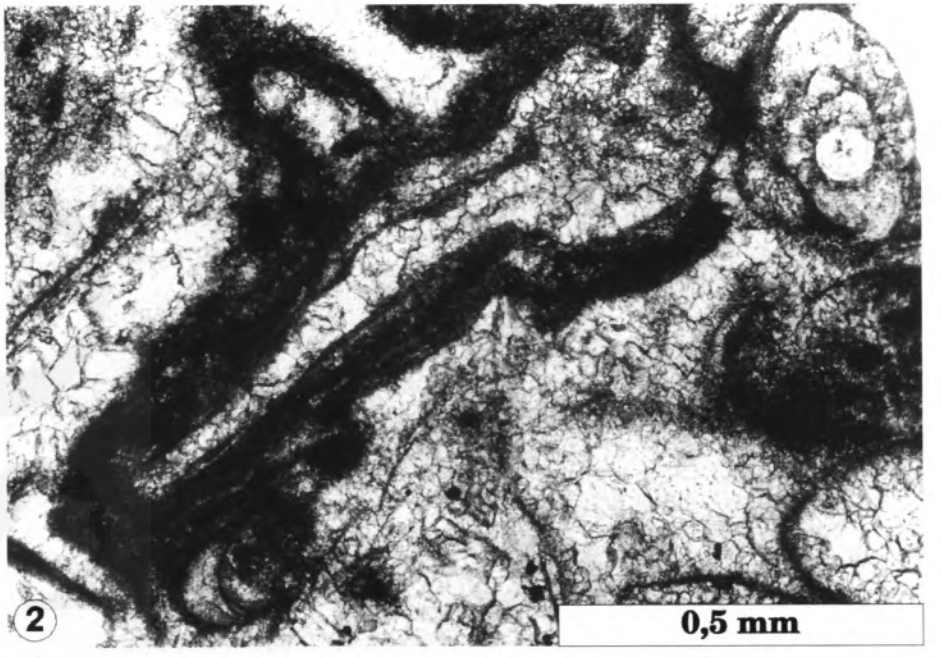
Fig. 3: Rhizocretion in a calichified, mollusc-, foraminifer- and ostracod-bearing micrite with abundant caliche glaebules.
Kerekegyháza-1, 849,0-852,0 m.

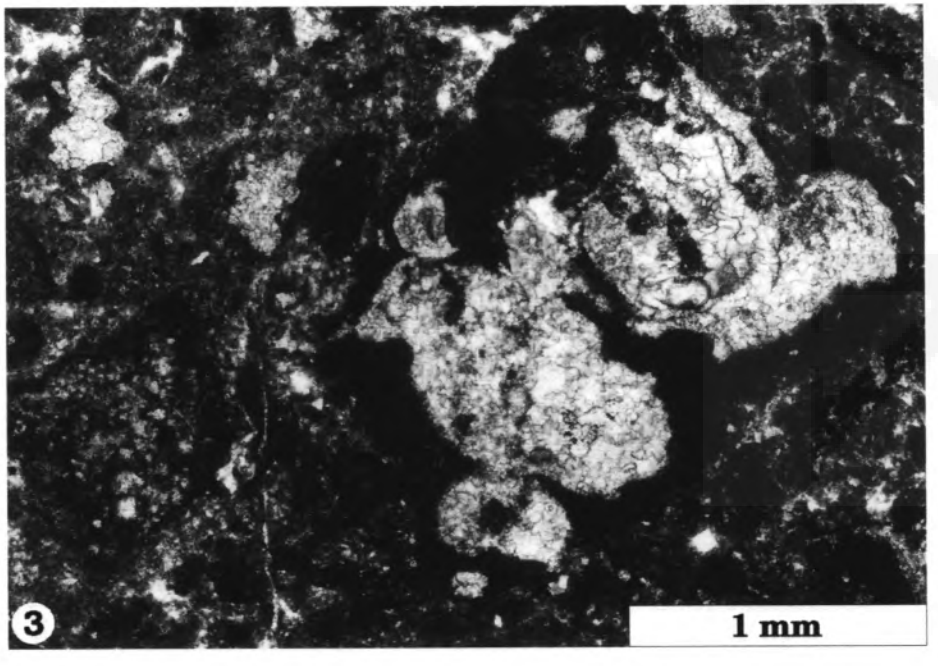
Fig. 4. Rhizocretions in a calichified, foraminifer-, ostracod- and mollusc-bearing hostrock with very abundant caliche glaebules.
Kerekegyháza-2, 816,0-821,0 m.

Thin-sections, plane polarized light.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár


1
1 mm


2
0,5 mm


3
1 mm

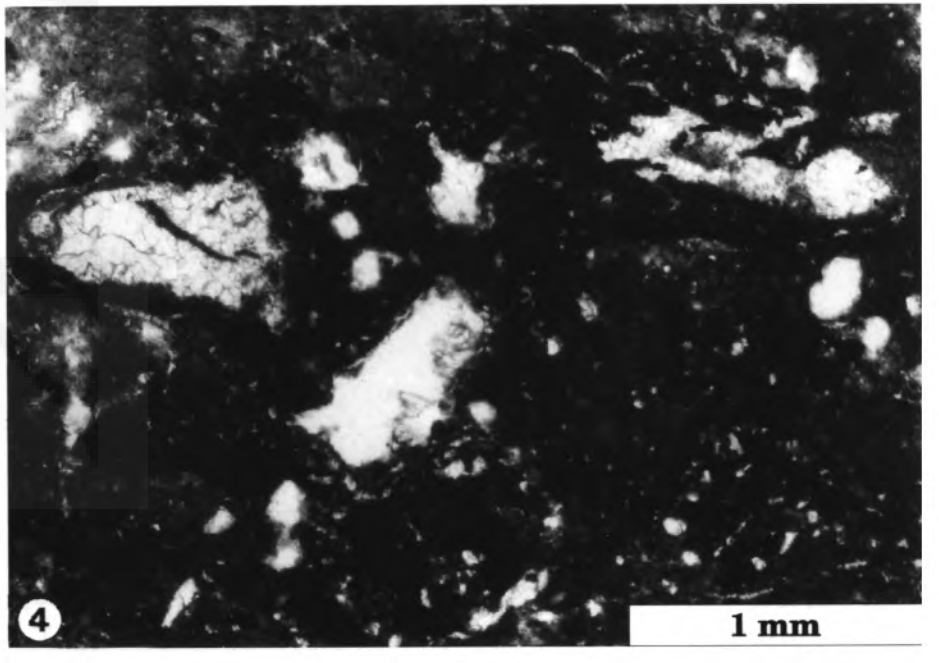

4
1 mm

Plate 3

Photomicrographs illustrating root petrifaction and alveolar textures.

Fig. 1: Root petrifactions in a calichified, mollusc- and foraminifer-bearing micrite hostrock.
Bóly-1; 529,0-530,7 m.

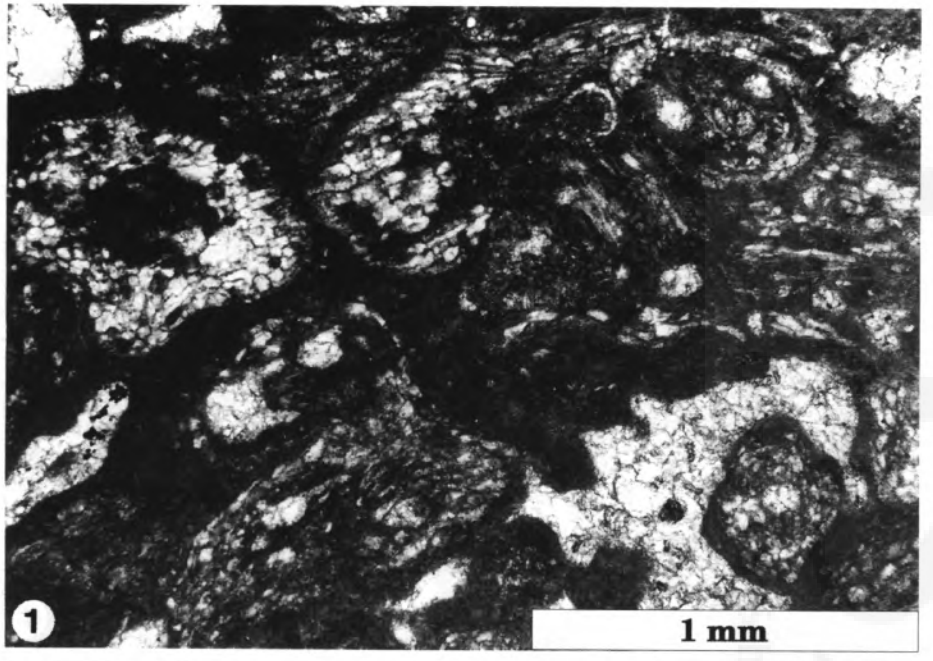
Fig. 2: Root petrifaction (upper right corner) in a fossilferous (foraminifer-, ostracod- and mollusc-bearing) micrite.
Héviz-6; 171,8 m.

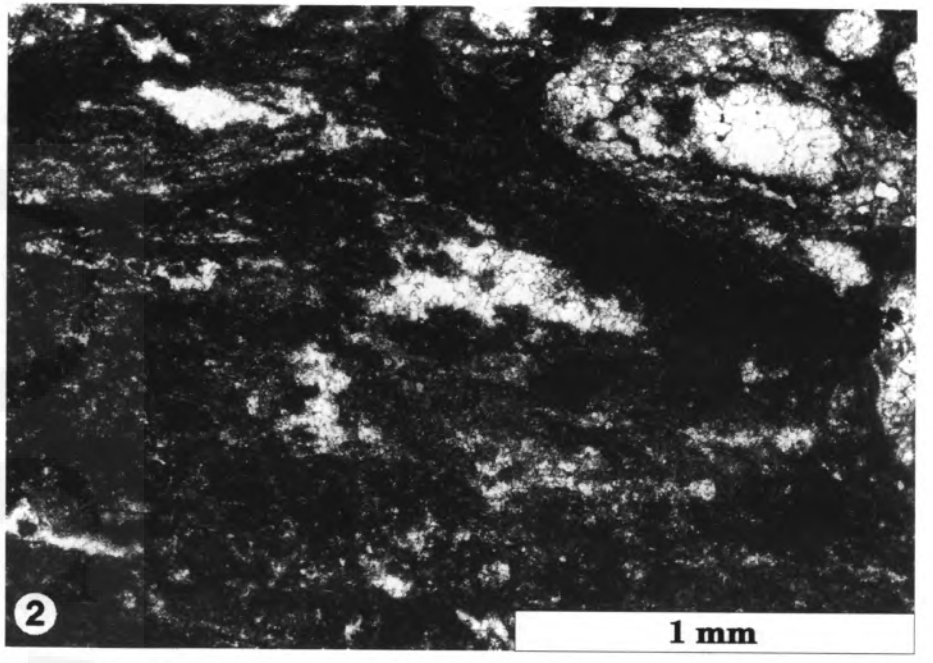
Fig. 3: Alveolar texture in a calichified hostrock containing a few mollusc shell fragments and foraminifers and very abundant caliche glaebules. The picture shows a network of micrite walls, completely filled by mosaic sparite.
Soltvadkert-10; 1174,0-1180,0 m.

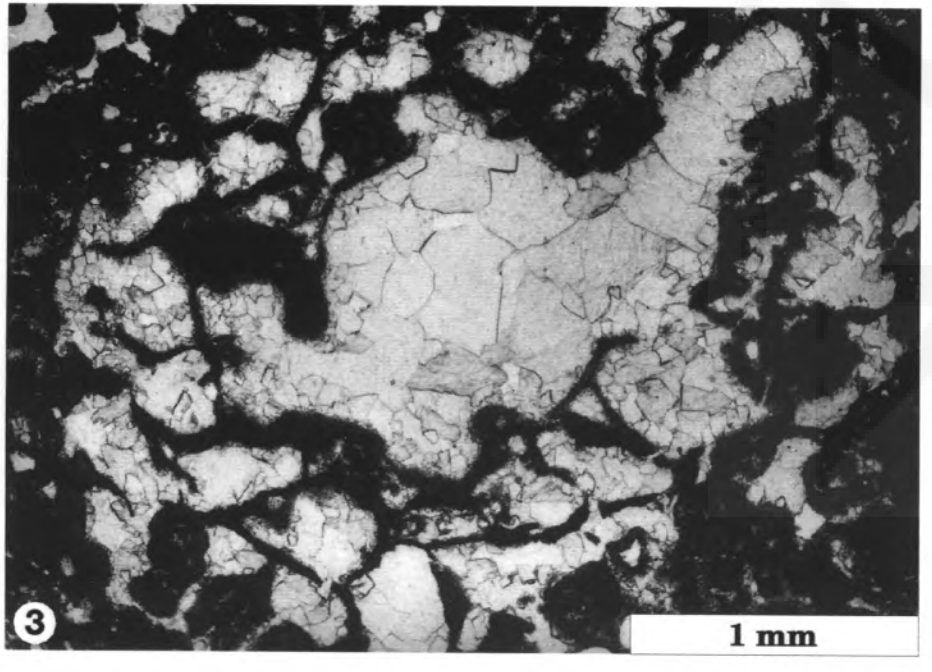
Fig. 4. Another type of alveolar texture. The network of micrite walls is largely empty.
Bóly-1; 553,8-555,8 m.

Thin-sections, plane polarized light.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár


1
1 mm


2
1 mm


3
1 mm

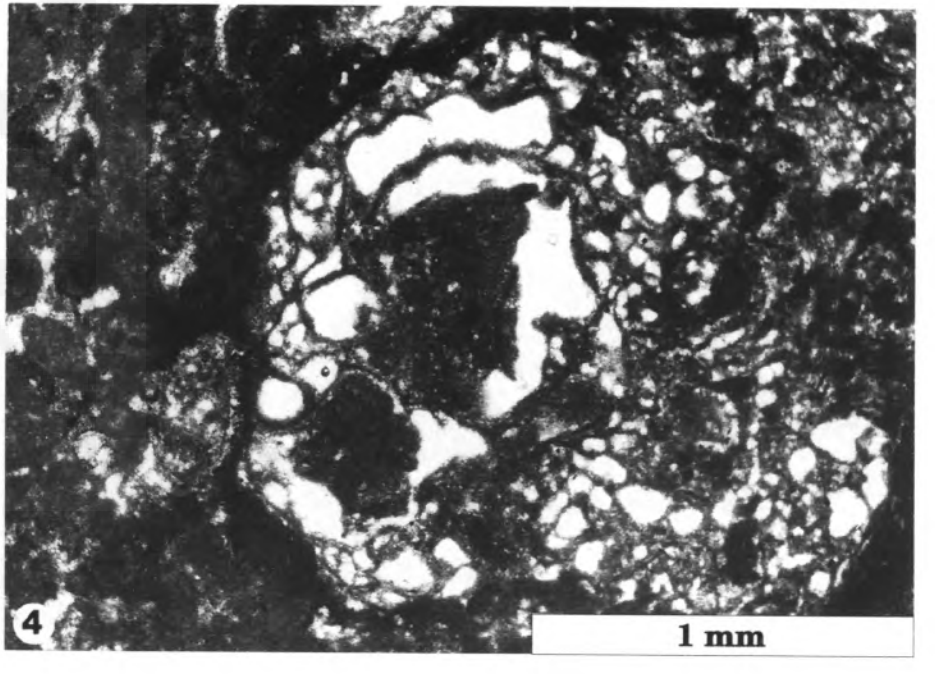

4
1 mm

Plate 4

Photomicrographs illustrating *Microcodium*.

Fig. 1: *Microcodium* in a coarse-grained, gastropod- and foraminifer-bearing grainstone.
Soltvadkert-4; 1123,0-1128,0 m.

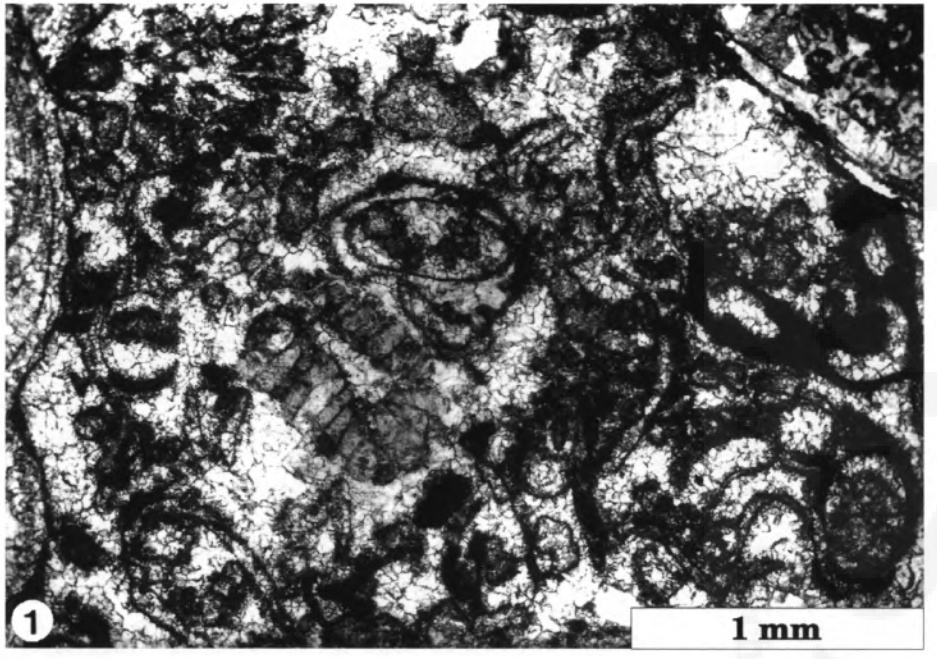
Fig. 2: *Microcodium*. Detail of Fig. 1.
Soltvadkert-4; 1123,0-1128,0 m.

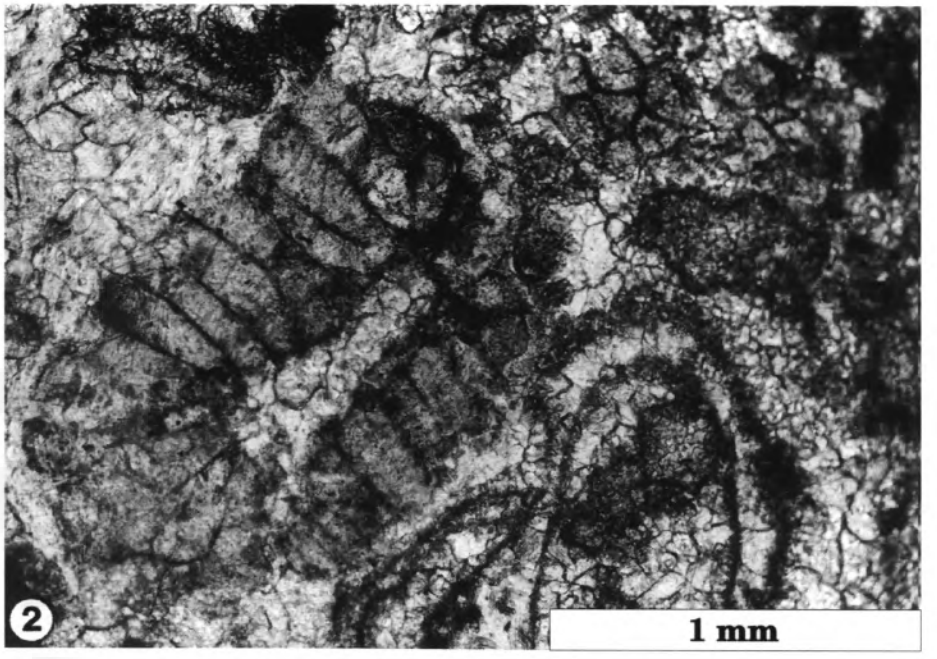
Fig. 3: Colonies of *Microcodium* consisting of elongate calcite prisms grouped in spherical clusters.
Soltvadkert-4, 1129,5-1134,5 m.

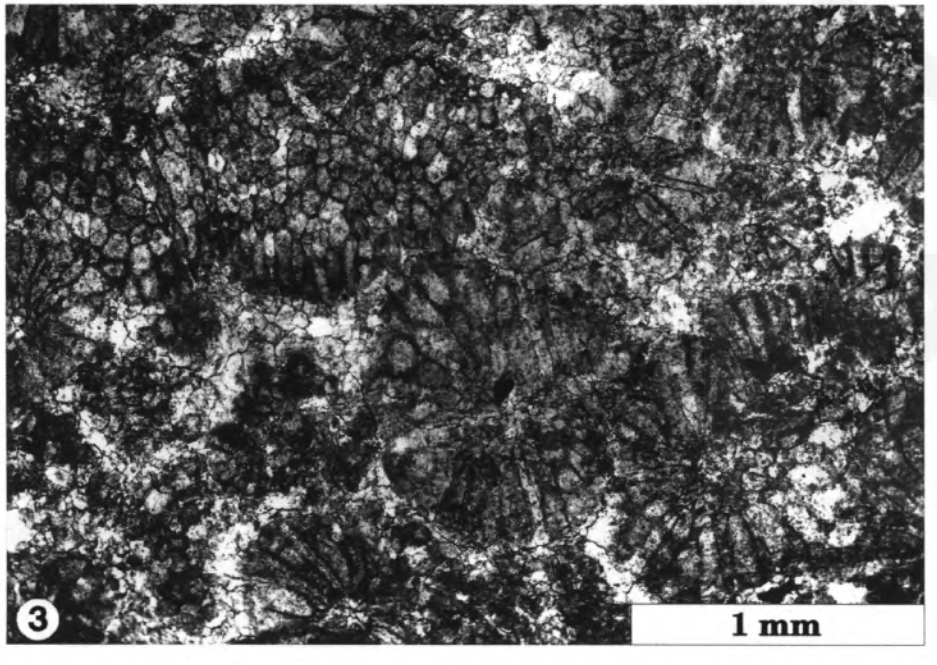
Fig. 4: Transverse section through *Microcodium* colonies: note the elongate calcite prisms and the central canals filled with mosaic sparite.
Soltvadkert-4, 1129,5-1134,5 m.

Thin-sections, plane polarized light.

MOL Országos Széchényi Könyvtár


1
1 mm


2
1 mm


3
1 mm

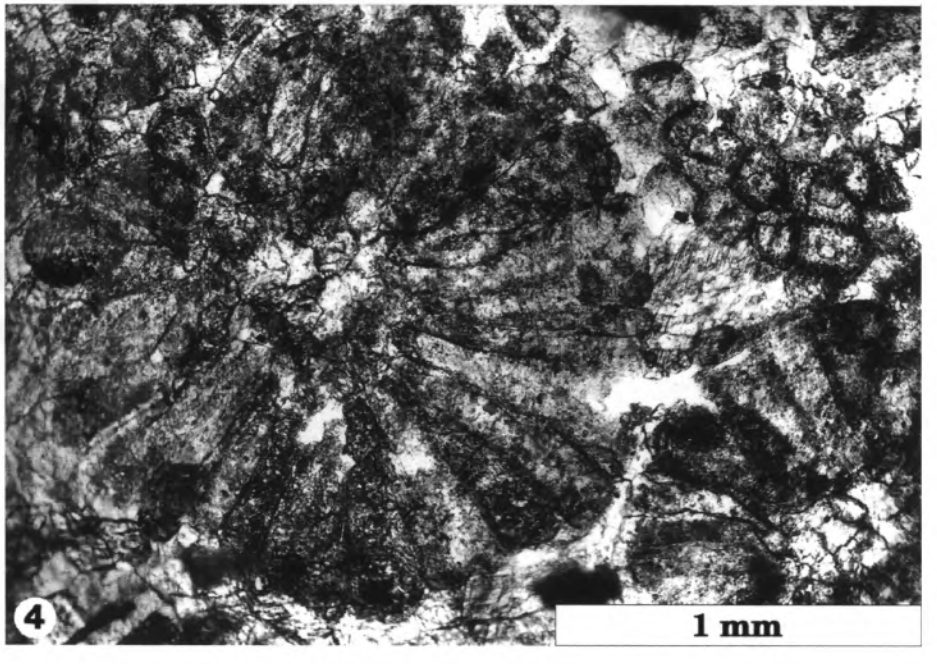

4
1 mm

Plate 5

Photomicrographs illustrating calcified insect eggs and various types of caliche glaebules.

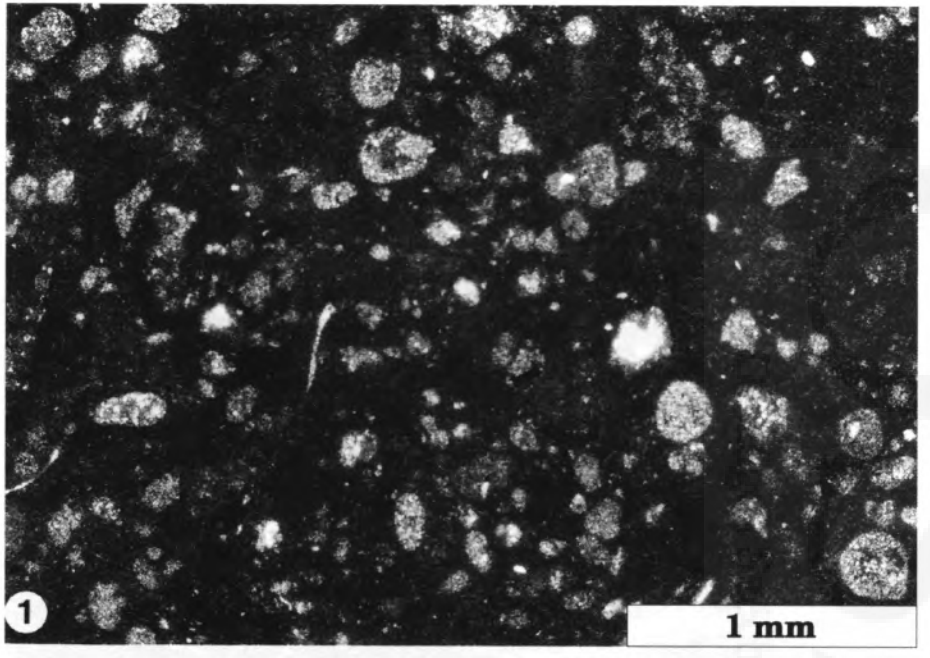
Fig. 1: Abundant spheres measuring mainly 0,06-0,2 mm in diameter, filled with very finely crystalline sparite in a homogeneous micrite. These spheres might be calcified insect eggs (see also FREYTET and PLAZIAT, 1982, p. 139, Plate 12D).
Balatonkenese-1, 220,8 m.

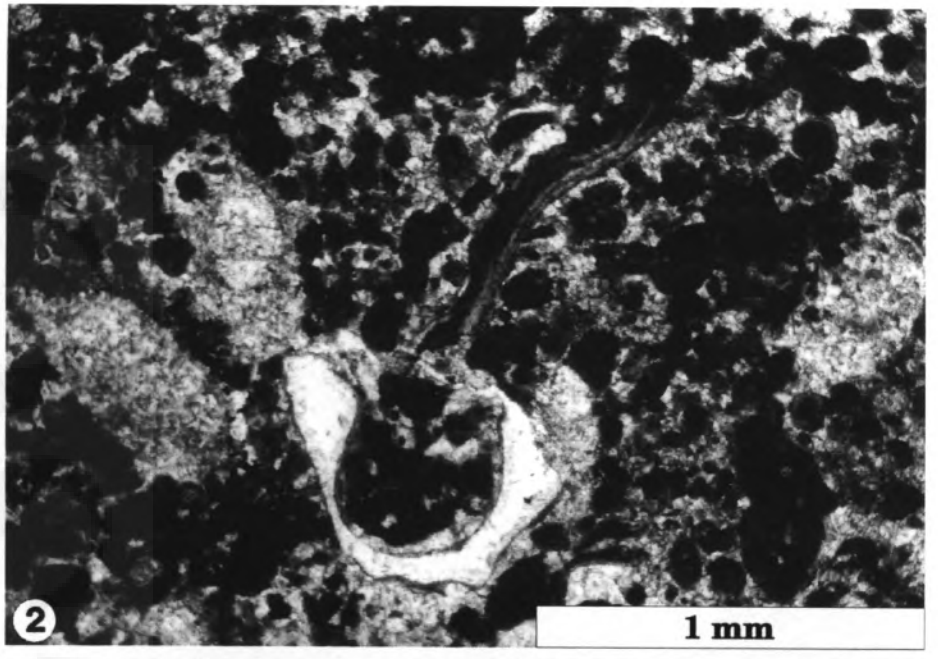
Fig. 2: Very abundant caliche glaebules (undifferentiated caliche peloids) in a foraminifer- and mollusc-bearing hostrock: note the difference in size and shape of caliche peloids.
Bóly-1, 511,4-513,6 m.

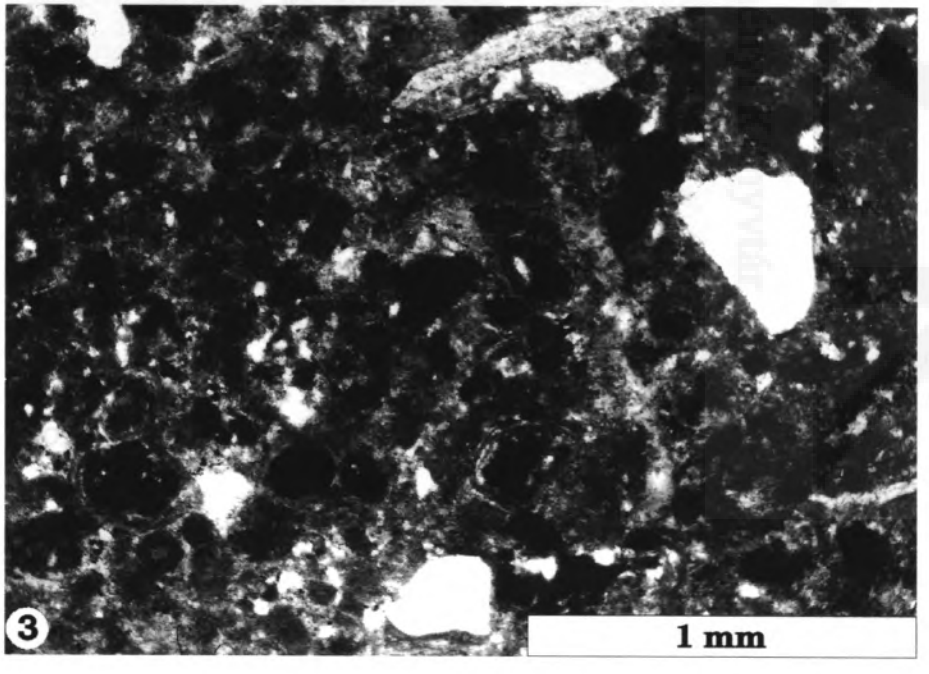
Fig. 3: Abundant caliche glaebules (mainly undifferentiated caliche peloids and a few pseudooids showing a faint concentric structure) in a micritic hostrock containing foraminifers and mollusc shell fragments.
Bóly-1; 541,4–542,4 m.

Fig. 4: Caliche glaebules of different character: sand-sized coated particles exhibiting concentrical laminations.
Balatonakali-40; 15,5 m.

Thin-sections, plane polarized light.


1
1 mm


2
1 mm


3
1 mm

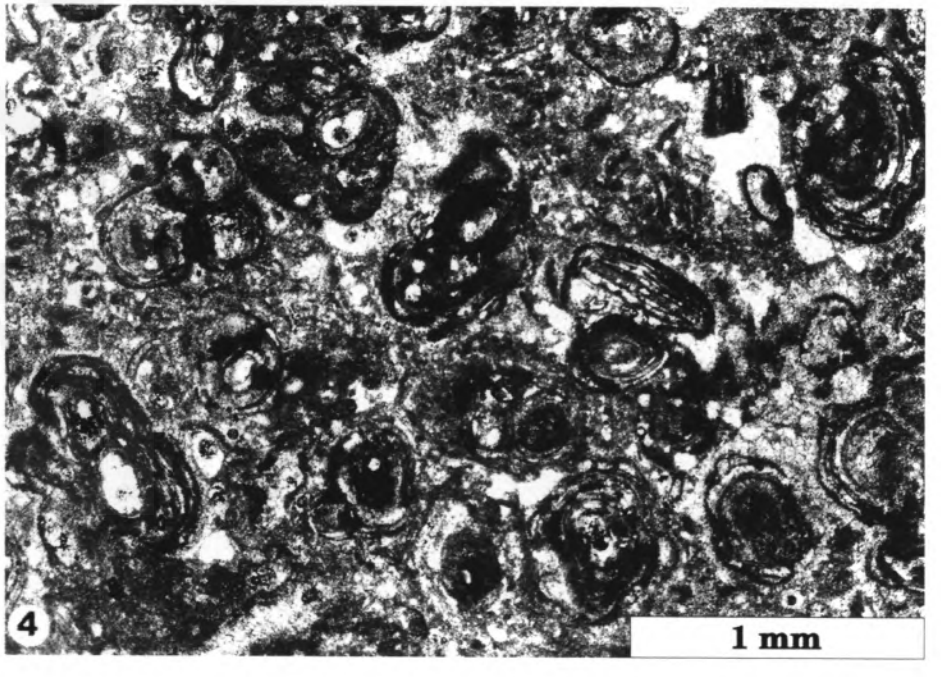

4
1 mm

Plate 6

Photomicrographs illustrating pedogenetic voids.

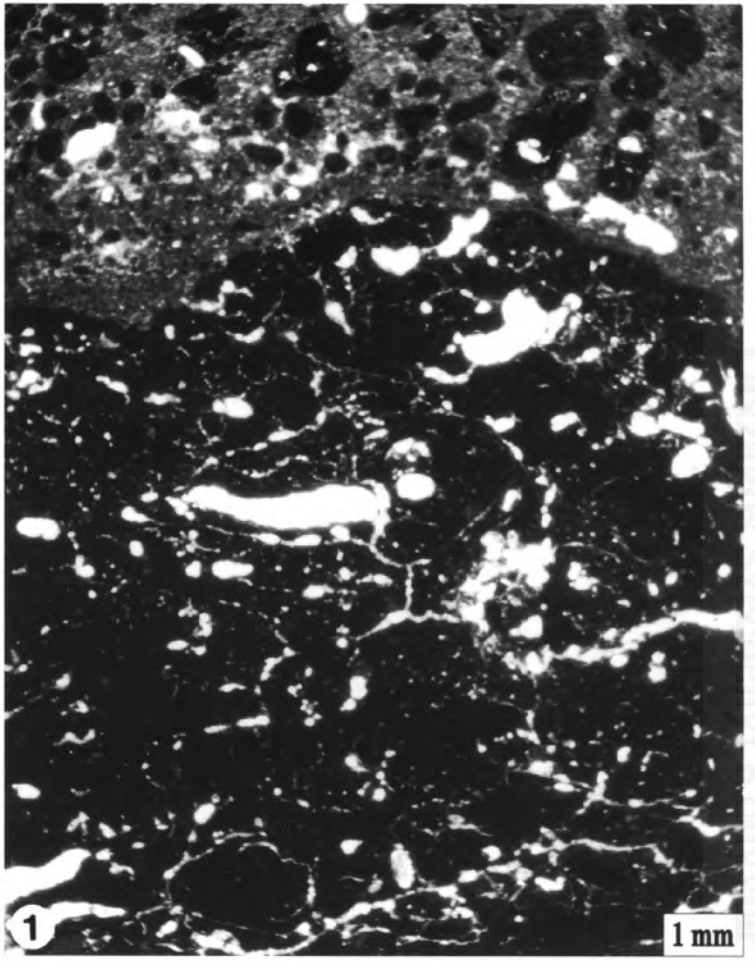
OSZK Országos Széchényi Könyvtár

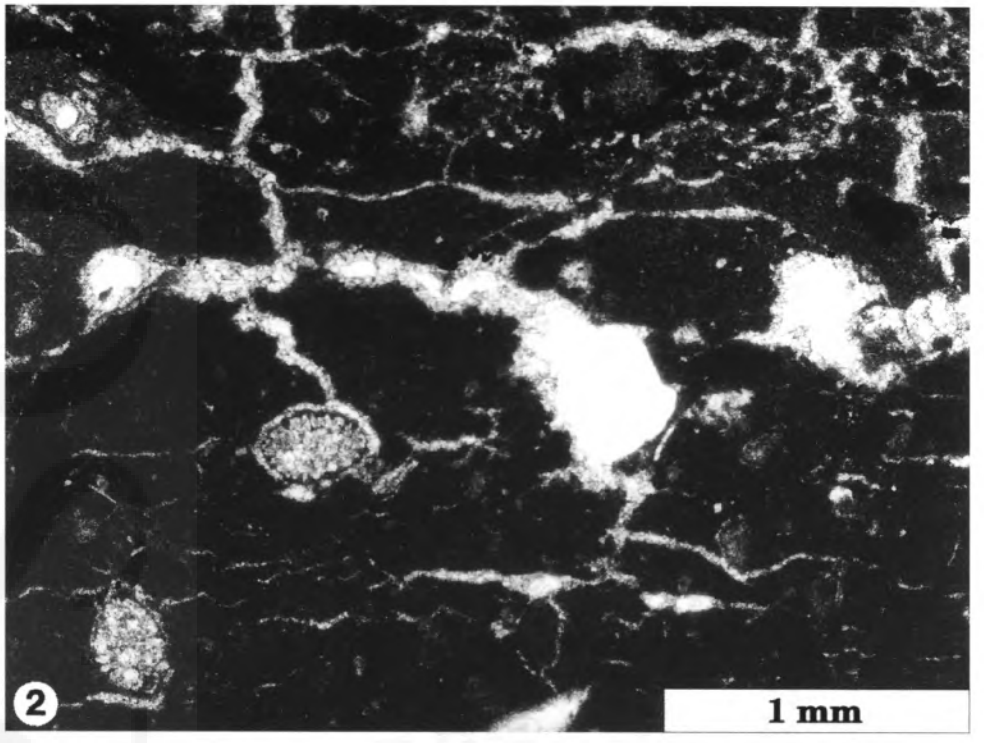
Fig. 1: Curved fractures together with intergranular cracks and channels in a slightly fossiliferous (foraminifer-, ostracod- and molusc-bearing) micritic mudstone. The upper part of the photograph shows the broken pieces of this fossiliferous micrite embedded in a matrix consisting mainly of silt-sized, light-coloured caliche glaebules.
Berhida-4; 155,7 m.

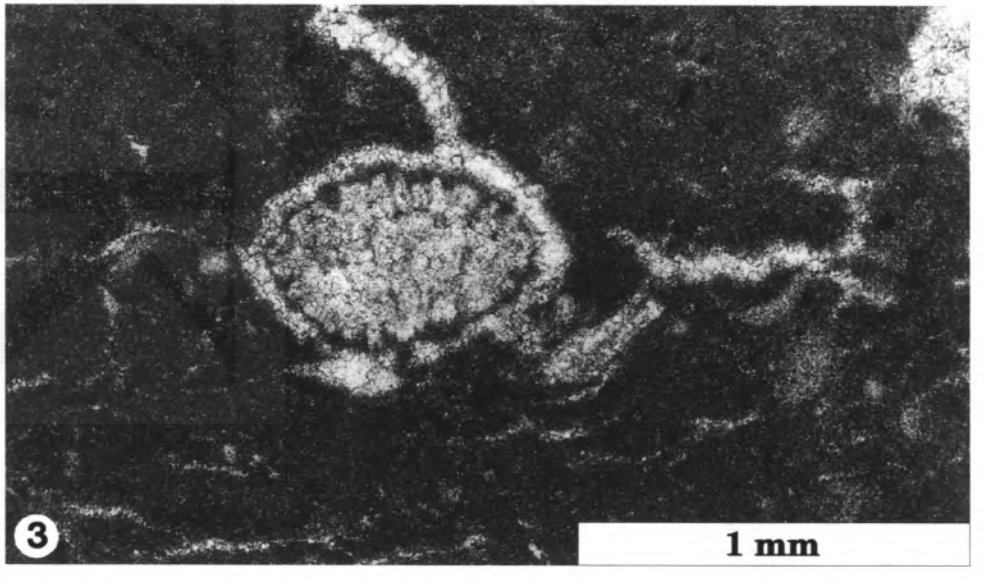
Fig. 2: Desiccation cracs and channels developed as circumgranular cracks around foraminifers in a slightly fossiliferous micritic mudstone showing locally clotted texture.
Berhida-4; 155,7 m.

Fig. 3: Circumgranular crack around a foraminifer. Detail of Fig. 2.
Berhida-4; 155,7 m.

Thin sections, plane polarized light.


1
1 mm


2
1 mm


3
1 mm

References

BODA, J. (1971): A magyarországi szarmata emelet tagolása a gerinctelen fauna alapján (Gliederung des Sarmats von Ungarn auf Grund der Invertebraten-Fauna). – Földt. Közl., **101**/2–3, 107–113.

BODA, J. (1974): A magyarországi szarmata emelet rétegtana (Stratigraphie des Sarmats in Ungarn). – Földt. Közl., **104**, 3, 249–260.

ESTEBAN, M. & KLAPPA, C. F. (1983): Subaerial exposure environment. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C. H. (Eds.): Carbonate depositional environments, AAPG Memoir, **33**, 1–54.

FREYTET, P. & PLAZIAT, J.-C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – late Cretaceous and early Tertiary of southern France. – Contribution to Sedimentology, **12** (Ed. by B. H. PURSER), E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

JÁMBOR, Á. (1971): A magyarországi szarmata (Das Sarmat in Ungarn). – Földt. Közl, **101**/2–3, 103–106.

JÁMBOR, Á. (1975): The Upper Miocene and Pliocene (Pannonian) of Hungary. – In: Excursion guide in the Egerian and Neogene areas of Hungary. – VIth Congress of RCMNS, Bratislava, „D" Excursion (September 8–10, 1975), 11–15.

KLAPPA, C.F. (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. – Sedimentology, **27**, 6, 613–629.

LELKES, GY. (1985): Microfacies characteristics of some Badenian-Sarmatian carbonates from Hungary. – VIIIth Congress of RCMNS, 15–22 September 1985, Budapest, Abstracts, 342–344.

MOORE, C.H. (1989): Carbonate diagenesis and porosity. – Developments in Sedimentology, **46**, Elsevier.

SCOFFIN, T.P. (1987): An introduction to carbonate sediments and rocks. – Blackie.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Jura / Kreide
Jura / Kréta
Jurassic / Cretaceous

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 107–122	Wien, November 1994	2. rész	pp. 107–122	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Palynologische Untersuchungen an ausgewählten Vorkommen der Gosauschichten Österreichs

Von Ágnes Siegl-Farkas*)

Mit 1 Abbildung und 5 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 67, 95, 96

"Tethyan Cretaceous Correlation"

Österreich
Ungarn
Nördliche Kalkalpen
Bakony-Gebirge
Oberkreide
Gosauschichten
Palynostratigraphie

Inhalt

Zusammenfassung 107
Összefoglalás 107
Abstract 108
1. Einleitung 108
2. Palynologische Untersuchungsergebnisse 108
2.1. Weißwasser bei Unterlaussa 108
2.1.2. Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus 110
2.2. Weißenbachalm bei Aussee 110
2.3. Gosau-Becken, Locus classicus der Gosauschichten 110
2.3.1. Streiteck-Formation der Lokalität Randobach 110
2.3.2. Hochmoos-Formation im Hintertal 111
3. Vergleich der Sporomorphen-Assoziationen der Gosauschichten Österreichs mit oberkretazischen Formationen Ungarns ... 112
Dank 112
Tafeln 1–5 112
Literatur 122

Zusammenfassung

Basierend auf palynostratigraphischen Untersuchungen werden 6 Proben verschiedenen Alters und verschiedener Fazies von verschiedenen österreichischen Gosau-Lokalitäten beschrieben. Die Ergebnisse palynostratigraphischer Studien von oberkretazischen bauxit- und kohleführenden Gosau-Formationen aus den Gosaubecken von Unterlaussa, Aussee und Gosau (Nördliche Kalkalpen) werden mit dem palynostratigraphischen Standard der Oberkreide Ungarns verglichen.

Die pflanzenführende Schicht westlich der Straße nach Schwarzabach in Weißwasser wird dem Oberturon zugeordnet, während die Probe von der Weißenbach-Alm im Ausseer Becken in das mittlere Coniac zu stellen ist. Die Probe von einer Forststraße nach Randobach im Gosaubecken gehört ins Unter-Santon. Aus der Oberkreide Ungarns wurde noch keine Formation ähnlichen Alters bekannt. Schichten, die mit den obersantonen marinen Formationen des Hintertal-Gebietes im Gosaubecken korrespondieren, wurden im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns noch unter limnischen Bedingungen abgelagert, da die marine Oberkreide-Transgression das Gebiet des Bakony-Gebirges erst im Santon erreichte.

Néhány ausztriai gosau minta palynologiai vizsgálata

Összefoglalás

A szerző különböző korú és kifejlődésű ausztriai gosau típusú képződmények palynosztratigráfiai eredményeiről számol be 6 minta vizsgálata alapján. Az Északi Mészkő Alpokban elterülő Unterlaussa-, Aussee- és Gosau medencék felső-kréta korú gosau kifejlődésű, bauxit- és kőszéntartalmú bázisképződményeinek palynosztratigráfiai vizsgálati eredményeit összeveti a magyarországi felső-kréta standarddal.

Az unterlaussai Schwarzabach-ba vezető út Ny-i oldalán levő feltárás növénymaradványos rétegét a felső-turoniba, az Aussee medence Weißenbachalmi felszíni feltárásából vizsgált mintát a középső-coniaciba, a Gosau medence Randobachba vezető erdei úti feltárásából vett mintát az alsó-santoniba sorolja. Ezekkel azonos korú magyarországi képzőmények eddig nem ismertek.

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. Ágnes Siegl-Farkas, Ungarisches Geologisches LInstitut, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Ungarn.

A Gosau medence Hintertal területéről vizsgált tengeri kifejlődésű, felső-santoni képződményekkel azonos korú kőzetek, a Dunántúli- középhegység területén még édesvízi környezetben rakódtak le, hiszen a késő-kréta transzgresszió a Bakony hegység területét csak az kora-campani végén érte el.

Palynological Studies on Selected Samples of the Gosau Group in Austria

Abstract

Based upon palynostratigraphic studies, stratigraphic classification and paleoenvironmental description are given for 6 samples of different age and facies taken from different localities of Gosau Group in Austria. Results from the palynostratigraphic study of Upper Cretaceous bauxite and coal bearing Gosau type formations found in Weißwasser, Aussee and Gosau basins in the Northern Calcareous Alps are compared with the palynostratigraphic standard for the Upper Cretaceous of Hungary.

The plant fossil bearing bed encountered in an exposure on the western side of the road leading to Schwarzabach in Weißwasser is assigned to the Upper Turonian, whereas the sample taken from an exposure at Weißenbachalm in the Aussee basin corresponds to the Middle Coniacian, and the sample from an exposure along a forest road leading to Randobach in the Gosau basin to the Lower Santonian. No formation of similar age has been known till today from the Upper Cretaceous in Hungary. Beds corresponding to the Upper Santonian marine formations studied in the Hintertal area in the Gosau basin were still deposited under limnic conditions in the Transdanubian Central-Range in Hungary, since the Late Cretaceous marine transgression reached the area of the Bakony Mountains in the Santonian.

1. Einleitung

Zur palynologischen Untersuchung wurden an mehreren Lokalitäten in Österreich Gesteinsproben aus den bauxit- und steinkohlenführenden Basisbildungen in Aufschlüssen bei Unterlaussa, Aussee und Gosau gesammelt, die hier dokumentiert werden.

Für die palynologischen Untersuchungen wurden die Proben mittels HCl-Lösung, $ZnCl_2$-Abscheidung und HNO_3-Oxydation aufgeschlossen. Der gewonnene organische Rückstand pflanzlicher Herkunft wurde in Glyzerin-Gelatine-Dauerpräparaten im Amplival-Mikroskop untersucht.

Die Präparate sind in den Sammlungen des Ungarischen Geologischen Dienstes in Budapest unter den Aquisitionsnummern 67771–67776 deponiert.

2. Palynologische Untersuchungsergebnisse

2.1. Weißwasser bei Unterlaussa

Drei Proben stammen aus der Liegendserie der Weißwasser-Gosaugruppe, aus dem tieferen Bereich der Pflanzenreste-führenden Schicht (RUTTNER & WOLETZ, 1956: 224; vgl. auch FAUPL, 1982) der westlichen Flanke des zum Schwarzabach führenden Weges. Sie wurden etwa 500 m nördlich von der Abzweigung von Unterlaussa (Abb. 1) entnommen, wo das Liegende der Oberkreide-Schichtfolge aus Bauxit besteht, der in Karsttaschen im norischen Hauptdolomit linsenförmig entwickelt ist. Auf dem Bauxit lagert direkt ein gelber Mergel in einer Mächtigkeit von 1–2 m, der nach oben in einen dunkler werdenden, mergeligen Kalkstein übergeht. Im höheren, dunkleren Abschnitt mit einer Mächtigkeit von 1–2,5 m können sehr viele inkohlte Pflanzenreste und eine Süßwasser-Molluskenfauna beobachtet werden. Darüber folgen 10 m mächtige gelbliche und blaugraue Sandsteine, in denen mehrere 0,5 m mächtige Konglomeratbänke auftreten.

Die aus dem unteren Abschnitt genommene Probe ist durch das massenhafte Auftreten von rotbraunen Harzkörnern sowie eine außerordentlich individuenreiche, aber nicht allzu artenreiche gut erhaltenen Sporomorphen-Assoziation gekennzeichnet. Darin dominieren die von Bedecktsamigen stammenden, kleinen triporaten Pollenkörner, aber auch große Farnsporen treten häufig auf. Gymnospermenpollen und Farnsporen sind nahezu gleich häufig. Es konnten auch einige umgelagerte, „frühe" Angiospermenpollen der Mittelkreide nachgewiesen werden. Die Häufigkeit der Farnsporen, ferner das Auftreten der Angiospermenpollen in Massulae und das Fehlen von marinem Mikroplankton deuten auf eine ruhige, lakustrische Bildung von Sedimenten hin. Diese limnische Umgebung in einem reduzierenden Milieu schuf günstige Fossilisationsbedingungen.

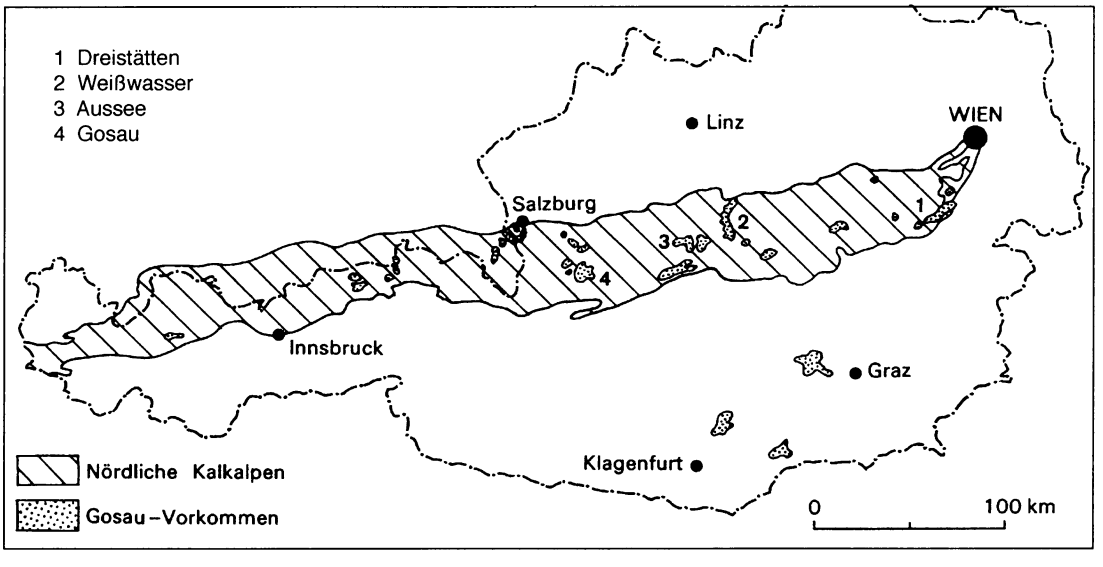


Abb. 1.
Übersichtskarte der österreichischen Gosauvorkommen.

Folgende Taxa wurden bestimmt:

- *Appendicisporites appendicifer* (THIERG. 1949) R. POT. 1956
- *Deltoidospora* cf. *ordinata* BRELIE 1964
- *Leiotriletes* sp.
- *Toroisporis* sp.
- *Vadaszisporites pseudofoveolatus* (DEÁK 1964) DEÁK & COMB. 1967
- *Vadaszisporites urkuticus* (DEÁK 1964) DEÁK & COMB. 1967
- *Araucariacites australis* COOKSON 1947
- *Crassipollis ovalis* GÓCZÁN & JUHÁSZ 1984 (vom Alb umgelagert)
- *Subtrudopollis* sp. 2 (in AZEMA et al. 1981)
- *Triporopollenites* sp.

Die von *Normapolles* beherrschte Vergesellschaftung der aus dem mittleren Abschnitt genommenen Probe wird von massenhaft auftretenden Gewebebruchstücken in einer kolloidalen Größenordnung und von vielen großen, oxydierten Bruchstücken mit verloren gegangener Gefügestruktur begleitet. Die organische Mikrofazies setzt, im Verhältnis zur vorigen Schicht, eine uferfernere Sedimentation voraus, was auch durch die Sporomorphen-Assoziation bewiesen wird:

- *Leiotriletes* sp.
- *Vadaszisporites urkuticus* (DEÁK, 1964) DEÁK & COMB. 1967
- *Complexiopollis* cf. *funiculus* TCHUDY 1973
- *Complexiopollis* cf. *helmigii* (VAN AMEROM 1965) SOLE DE PORTA 1977
- *Complexiopollis* cf. *microrugulatus* KEDVES 1980
- *Complexiopollis (Turonipollis) christae* VAN AMEROM 1965
- *Complexiopollis praeatumescens* W. KRUTZSCH 1959
- *Complexiopollis* sp.
- *Tricolpopollenites macroreticulatus* GROOT & GROOT 1962

Der organische Inhalt der dritten, aus dem oberen Abschnitt der inkohlte Pflanzenreste führenden Schicht genommenen Probe besteht aus einer großen Menge von kolloidalen und aus häufig auftretenden, großen, rotbraunen organischen Resten ohne Struktur sowie aus einer geringeren Zahl gut erhaltener Sporomophen. In der ärmlich zusammengesetzten Assoziation dominiert das Genus *Complexiopollis*, ferner treten auch einige wenige Farnsporen und einige umgelagerte „frühe" Angiospermenpollen auf. Daneben konnten auch einige umgelagerte Foraminiferentapeten und Dinoflagellaten gefunden werden. Die Sedimentation erfolgte hier in bewegtem Wasser, in einer nicht zu großen Entfernung vom Ufer.

Sporomorpha:

- cf. *Deflandrea* sp. (umgelagert)
- *Cicatricosisporites* sp.
- *Complexiopollis* (Turonipollis) christae VAN AMEROM 1965
- *Complexiopollis* cf. *helmgii* (VAN AMEROM 1965) SOLE DE PORTA 1977
- *Complexiopollis* sp.
- *Pseudoplicapollis* sp.

Umgelagert aus dem Alb:

- *Transitoripollis vulgaris* GÓCZÁN & JUHÁSZ 1985
- *Transitoripollis* cf. *ovalis* GÓCZÁN & JUHÁSZ 1985
- *Transitoripollis* sp.
- *Tricolpopollenites micromunus* GROOT & PENNY 1960
- *Tricolpites* sp.
- Foraminiferentapeten

In der eine *Complexiopollis*-Dominanz zeigenden Assoziation der drei Proben aus der pflanzenrestführenden Schicht konnten die Taxa *C. (Turonipollis) christae* VAN AMEROM 1965, C. cf. *helmigii* (VAN AMEROM 1965) SOLE DE PORTA 1977, *C. praeatumescens* W. KRUTZSCH 1959, *Subtrudopollis* sp. und *Pseudoplicapollis* sp. nachgewiesen werden. Weitere zum Stamm *Normapolles* gehörende Angiospermenpollen fehlen.

Die Formengruppe *Complexiopollis* erscheint, nach W. KRUTZSCH (1975), auf Grund des Profils von Pirna an der Cenoman/Turon-Grenze; ein regelmäßiges und häufiges Auftreten wird von ihm erst vom unteren Turon an angegeben. M.W.J. VAN AMEROM (1965) hat die Arten *christae* und *helmigii* aus den sogenannten „Wealden"-Schichten der nordspanischen Provinz Leon beschrieben, deren Alter er als Cenoman–Turon bestimmte. F. GOCZÁN et al. (1967) haben das Genus aus dem Untercenoman, B. PACLTOVÁ (1978, 1981) und M. KEDVES (1980) hingegen aus dem oberen Cenoman beschrieben. B. PACLTOVÁ (1978) führt *Complexiopollis* aus der Zone des *Inoceramus labiatus* (oberes Unterturon) und aus der Zone des *Inoceramus lamarcki* (Mittelturon) der Peruc-Formation an. KEDVES (1980) beschreibt ein reiches Vorkommen aus dem Cenoman von Vila Flor (Portugal). MEDUS et al. (1980) berichten über Floren mit *Turonipollis helmigii* und *Turonipollis christae* aus der Zone des *Mammites nodosoides* (Unterturon) und aus der Zone des *Romaniceras deverianum* (Oberturon) von Portugal und Südfrankreich, die jenen aus der Pflanzenreste führenden Schicht von Weißwasser bei Unterlaussa gleichen. LEGOUX (1982: 176, in ROBASZYNSKI et al.) führt *Complexiopollis* cf. *christae* im Typusprofil des Turons von der Basis der Zone des *Mammites nodosoides* an. In der Bohrung von Civray-de-Touraine tritt *C.* cf. *christae* mit etwas größerer Reichweite ebenfalls im Unterturon auf. *Complexiopollis helmigii* ist in dieser Bohrung auf die Zone des *Complexiopollis helmigii* im französischen Oberturon beschränkt, jedoch ohne Korrelation mit einer Ammonitenzone. F. GÓCZÁN (1964) hat das Alter der in der Bohrung Sp.1 in Sümeg bei 185,75–191,30 m auftretenden Sporomorphen-Assoziation als Santon bestimmt, aufgrund der Sporomorphen-Assoziation des von Unterlaussa stammenden, von W. KLAUS (1959) als vermutlich Oberconiac-Untersanton angegebenen Vergleichspräparates.

Die Fossilien-Assoziation besteht auch in unserer Probe von Unterlaussa zu etwa 90 % aus *Complexiopollis* sp. und zu etwa 10 % aus *Subtrudopollis* sp.

Die von AZEMA et al. (1981) aus dem Turon einer Bohrung bei Duttiere (Vendée, Frankreich) als *Subtrudopollis* sp. 2 beschriebene Form scheint mit der Form aus der Assoziation von Weißwasser ident zu sein.

Nach W. KRUTZSCH (1957) und B. PACLTOVA (1981) erscheint die Gattung *Oculopollis* im unteren Coniac.

F. GOCZÁN et al. (1967) setzten das Vorkommen der Gattung *Atlantopollis* vom oberen Cenoman bis zur Mitte des Turon fest.

In den untersuchten Proben fehlen die Gattungen *Atlantopollis* (Obercenoman–Mittelturon); GÓCZÁN et al., 1967) und *Oculopollis* (ab Unterconiac; KRUTZSCH, 1957; PACLTOVÁ, 1981). Durch das Vorkommen älterer, primitiverer Taxa im jüngeren Abschnitt der Pflanzenreste führenden Schicht ist nach der von JUHÁSZ & GÓCZÁN (1985) erstellten Evolutionsreihe Umlagerung nachgewiesen. Auch die im französischen Typusgebiet streng getrennten Zonen des *C.* cf. *christae* und des *C. helmigii* legen die Schlußfolgerung nahe, daß unterturone Taxa im Oberturon umgelagert worden sind. Somit kann das Alter der Pflanzenreste führenden Schicht von Weißwasser mit Oberturon (Zone des *C. helmigii* sensu LEGOUX, 1982) festgelegt werden.

Das Alter der unterlagernden Bauxite kann nach oben hin mit dieser Zone begrenzt werden; nach unten zu muß es allerdings offen gelassen werden.

2.1.2. Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus

Den palynologischen Ergebnissen nach begann die Reduktionssedimentation in der oberen Kreide nach einer Schichtlücke über norischem Hauptdolomit aller Wahrscheinlichkeit nach im mittleren Turon. In den unter den Karstwasserpegel gesunkenen Vertiefungen des nur mäßig verkarsteten Hauptdolomites bildete sich ein Süßwasser-Sedimentationsbecken, in dessen sumpfiger, ufernaher Region sich eine üppige Farn- und ökologisch ähnliche Ansprüche stellende Vegetation sowie eine pollenreiche, relativ homogene Angiospermenvegetation ansiedelte.

Die in der ältesten Probe der untersuchten pflanzenrestführenden Schicht noch dominant vorhandenen *Araucariacites*-Pollen treten in den jüngeren Schichten nicht mehr auf, was darauf hindeutet, daß bei ständiger Wasserbedeckung die Gymnospermen stark in den Hintergrund gedrängt werden. Ein immer selteneres Vorkommen der Farngewächse kann, mit höchster Wahrscheinlichkeit, auf eine stufenweise Zunahme der Wassertiefe bzw. auf eine Verschiebung der Uferlinie zurückgeführt werden.

Die Rekonstruktion der ökologischen Verhältnisse des Ablagerungsgebiets wird dadurch erschwert, daß die Glieder des *Normapolles*-Stamms meist als Vertreter von ausgestorbenen Angiospermen gelten. Von diesen steht nur die Verwandtschaft von *Complexiopollis* mit der heute in den tropischen Monsunwäldern von Südchina und von Indonesien lebenden, monotypischen *Rhoiptelea* fest (W. KRUTZSCH, 1967). Aus diesem Grund könnte im Oberturon im Gebiet der Gosau-Becken ein subtropisches Monsun-Klima geherrscht haben. Auf eine Abtragung und erneute Einbettung der in der Umgebung des Sedimentationsbekkens an der Oberfläche liegenden Alb-Bildungen weist das Vorhandensein von „frühen" Angiospermen-Pollen hin.

2.2. Weißenbachalm bei Aussee

Der Beprobungspunkt entspricht im Exkursionsführer von H.A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER (1982) dem Haltepunkt Nr. 31. Die Probe stammt aus dem über der rudistenführenden Bank gelegenen mergeligen Kalksandstein.

Die Probe enthielt sehr viele, winzige und große, mittelmäßig abgerollte Kohlenkörner, einige hellgelbe, splitterig brechende Harzkörner und zahlreiche, aber stark oxydierte Sporomorpha. Die Assoziation wird durch häufig vorkommende, einkammerige Foraminiferentapeten und durch eine einzige marine Pflanzen-Mikroplankton-Schale ergänzt. Unter den Pollen der Angiospermen dominiert die Gattung *Oculopollis*, subdominant ist die Gattung *Complexiopollis*. Die Gymnospermen sind durch den bisaccaten *Alisporites* repräsentiert. Farnsporen kommen nur in einer sehr kleinen Zahl vor.

Die Sedimentation erfolgte in küstennahem Flachwasser, worauf, außer den Foraminiferentapeten einerseits die spärliche Zahl Farne und ihr Vorkommen in Sporomorphenmassulae, andererseits der oxydierte Zustand der Sporomorpha und eine schwache Abrollung der Kohlenkörner hindeuten. Umgelagerte oberpermische und untertriassische Sporomorphenkörner weisen auf eine in der Oberkreide erfolgte Abtragung der Oberperm–Untertrias-Gesteine in der Umgebung hin.

Sporomorpha:

- *Cicatricosisporites cuneiformis* POCOCK 1965
- *Echinatisporites* sp.
- *Microfovelatisporites* sp.
- *Microreticulatisporites* sp.
- *Conclavipollis burgeri* VAN AMEROM 1965
- *Complexiopollis* cf. *funiculus* TSCHUDY 1973
- *Complexiopollis (Turonipollis)* cf. *christae* VAN AMEROM 1965
- *Complexiopollis* sp.
- *Oculopollis* div. sp.
- *Trudopollis* sp.
- *Subtrudopollis* sp. 2. in AZEMA et al. 1981
- *Dinogymnium* cf. *microgranulosum* CLARKE & VERDIER 1967
- *Triadispora* sp.
  (eine umgelagerte untertriassische Sporomorphe)
- *Lueckisporites virkkiae* R. POT. & KLAUS 1945
  (eine umgelagerte oberpermische Sporomorphe)
- Schalentapeten von Foraminiferen

In den von *Normapolles* beherrschten Vergesellschaftungen (SIEGL-FARKAS, 1993) fanden sich einige aus dem Obersanton Ungarns bekannte *Oculopollis*-Arten; es konnten auch aus der Formgruppe *Complexiopollis* von dort bisher unbekannte Taxa bestimmt werden. Es fanden sich auch einige, auch aus der Pflanzenreste führenden Schicht von Weißwasser bestimmte, ins Turon gestellte, von AZEMA et al. (1981) als *Subtrudopollis* sp. 2. bestimmte Sporomorpha vor. Aus dem Pollen-Spektrum ergibt sich keine klare stratigraphische Aussage. Aufgrund eines *Peroniceras*-Fundes durch H. SUMMESBERGER (mdl. Mitt.) ist jedoch Mittelconiac-Alter anzunehmen und damit wohl die von TOLLMANN (1960) angegebene Oberturon-Einstufung fragwürdig.

2.3. Gosau-Becken – Locus classicus der Gosauschichten

2.3.1. Streiteck-Formation der Lokalität Randobach

Die Proben wurden an einem Aufschluß entlang des Waldweges beim Randobach in der Streiteck Formation entnommen; die Lokalität ist identisch mit dem Aufschlußpunkt Nr. 24 im Exkursionsführer von H.A. KOLLMANN & H. SUMMESBERGER (1982).

Im dunkelfarbigen Tonschiefer des an der linken Seite des Waldweges beim Randobach laufenden kleinen Grabens tritt *Actaeonella laevis* (SOWERBY) häufig auf. Auch *Cyclolites* sp. wurde bei der Beprobung gefunden.

Die organische Mikrofazies der Probe besteht aus sehr vielen kleinen und großen, bis stark gerundeten Kohlekörnern, aus einigen großen, hellen, aber schon strukturlosen Bruchstücken, aus einigen Harzkörnern, aus einigen Fusiten, ferner aus reichlichen, artenreich zusammengesetzten, mittelmäßig erhaltenen Sporomorphen.

Die Zusammensetzung der organischen Mikrofazies zeigt eine große Ähnlichkeit mit jener der Steinkohlenformation von Ajka der Senon-Bildungen des Bakony-Gebirges. In der Assoziation dominieren Angiospermenpollen, Farnsporen sind häufig, Gymnospermenpollen treten nur in wenigen Exemplaren auf. Der Erhaltungszustand des einzigen *Veryhachium* sp. läßt auf eine Zugehörigkeit zur oberkretazischen Assoziation schließen. Weiters kommen auch einige Bruchstücke von *Botryococcus*- und Foraminiferentapetenreste vor. In der Senon-Assioziation traten auch viele aus der oberen Trias und dem oberen Perm umgelagerte Sporomorpha auf.

Aufgrund der hier auftretenden Makrofauna fand hier offensichtlich eine wechselhafte, marine Sedimentation in küstennaher Umgebung mit reichem Pflanzenwuchs statt.

Die gut erhaltenen Sporomorpha und die nur schwach abgerollten Kohlekörnchen setzen eine ruhige, in stillem Wasser erfolgte, Sedimentation voraus. Außerdem kommt *Subtrudopollis* sp. 2. (AZEMA et al. 1981), der in den mittel- und oberturonischen Bildungen von Weißwasser häufig ist und in der Probe des als Mittelconiac eingestuften Aufschlusses Weißenbachalm viel seltener ist, nur selten vor. Diese Sporomorphe ist aus dem Obersanton Ungarns bisher unbekannt. Aufgrund der bestimmten Arten halten wir diese Assoziation für älter als die ungarischen Obersanton-Bildungen, mit einiger Wahrscheinlichkeit gehören sie in den Oberconiac/Untersanton-Grenzbereich.

2.3.2. Hochmoos-Formation im Hintertal

Dieser Fundort, der durch Straßenbauarbeiten aufgeschlossen wurde, ist neu. Die Probe stammt aus einer unter dem dunkelgrauen, dichten, feinkristallinen Kalkstein lagernden, 5–7 m mächtigen, schwarzen Mergelschicht. Der feinkristalline Sandkalk enthält stellenweise riesige Rudisten mit einem Durchmesser von 30–40 cm. Zwischen den beiden Schichtgliedern ist lokal eine dunkelgraue Brekzie mit kalkigem Bindemittel eingeschaltet. Die Mergel enthalten, nach W. WEISS (1975), eine benthonische Mikrofauna, die jedoch für eine präzise Altersbestimmung ungeeignet ist; nach den Ammoniten (H. SUMMESBERGER (1979) sind sie in das Obersanton einzustufen. Die organische Mikrofazies der Probe besteht aus massenhaft von zwischen einer kolloidalen Grössenordnung und einer „Riesendimension" (über 80 Mikron) variierenden Kohlenkörnern, aus einer individuenreichen, aber artenarmen Sporomorphen-Assoziation und aus häufigen, rotbraunen, meist stark abgerollten Harzkörnern. In dieser Assoziation finden sich meist gut erhaltene, aber auch stark oxydierte und beschädigte Pollenkörner. Dominant ist die Gattung *Oculopollis* mit zahlreichen Arten, subdominant ist *Complexiopollis*. Die Gymnospermen sind durch einige Exemplare des bisaccaten *Alisporites* repräsentiert. Farnsporen treten keine auf; es wurden jedoch einige aus dem oberen Perm umgelagerte *Lueckisporites* gefunden. Einige *Botryococcus*-Algenkolonien-Bruchstücke deuten auf einen limnischen Einfluß in einem ansonsten wohl lagunären oder lagunennahen Lebensraum hin. Die gute Erhaltung der in großer Zahl umgelagerten obertriassischen und permischen Sporomorpha lassen auf eine Erosion in einem Gebiet mit kleiner Reliefenergie schließen.

Sporomorphen:

- *Bikolisporites toratus* (WEYL. & GREIF. 1953) SRIV. 1975
- *Cicatricosisporites versiformis* (BOLCH. 1961) JUHASZ 1979
- *Gleicheniidites senonicus* (ROSS. 1949) BOLCH. 1968
- cf. *Intrapunctisporites* sp
- *Uvaesporites* sp.
- *Vadaszisporites minutireticulatus* JUHÁSZ 1975
- cf. *Verrucingulatisporites*
- *Varirugosisporites verrucosus* (DEÁK 1964) JUHÁSZ 1979
- *Varirugosisporites* sp.
- *Inaperturopollenites undulatus* WEYL. & GREIF. 1953
- *Complexiopollis complicatus* GÓCZÁN 1964
- *Complexiopollis* cf. *microrugulatus* KEDVES 1980
- *Complexiopollis* sp.
- *Eucommiidites* sp.
- cf. *Laudaypollis* sp.
- *Minorpollis* sp.
- *Oculopollis* cf. *aestheticus* WEYL. & KRIEG., 1953
- *Oculopollis parvoculus* GOCZAN 1964
- *Oculopollis* cf. *principalis* WEYL. & KRIEG. 1953
- *Oculopollis sibiricus* ZAKL. 1963
- *Oculopollis orbicularis* GOCZAN 1964
- *Oculopollis* div. sp.
- *Plicapollis* sp.
- cf. *Schulzipollis* sp.
- *Subtrudopollis* sp. 2. (in AZEMA et al. 1981)
- *Triporopollenites* sp.
- *Trudopollis* sp.
- *Veryhachium* sp.

Umgelagerte
triassische und oberpermische Sporomorpha:

- *Classopollis* sp.
- *Ovalipollis germanicus* (SCHULZ 1976) SCHURMANN 1976
- cf. *Jugasporites* sp.
- *Klausipollenites schaubergeri* (R. POT. & KL. 1945) JANS. 1962
- *Lueckisporites virkkiae* R. POT. & KL. 1945
- *Nuskoisporites* sp.
- *Tympanicista* sp.

In der von *Oculopollis* dominierten Assoziation dieser Probe treten viele Arten, die auch für das Santon des Bakony-Gebirges charakteristisch sind, auf.

Augenfällig ist der Unterschied zwischen den *Oculopollis*-Arten sowie das Vorkommen von zur *Complexiopollis*-Formgruppe gehörenden Arten mit einer Skulptur, die vom für das ungarische Santon kennzeichnenden *Complexiopollis complicatus* GÓCZÁN 1964 abweichen. Die Zusammensetzung der organischen Mikrofazies, die oxydierten und oft zerbrochenen Sporomorphen weisen auf eine relativ küstennahe Sedimentation in stark bewegtem Wasser hin. Das Vorkommen von *Lueckisporites* sp. zeigt eine Denudation der Oberperm-Bildungen an.

Sporomorphen:

- *Alisporites* sp.
- cf. *Bohemiapollis* sp.
- *Complexiopollis vulgaris* (GROOT & GROOT 1962) GROOT & W. KRUTZSCH 1967
- *Complexiopollis* sp.
- cf. *Coronatipollis* sp.
- *Hungaropollis* sp.
- *Longanulipollis* sp.
- *Oculopollis maximus* W. KRUTZSCH 1968
- *Oculopollis* cf. *principalis* WEYL & KRIEG 1953
- *Oculopollis predicatus* WEYL & KRIEG 1953
- *Oculopollis* cf. *parvoculus* GÓCZÁN 1964
- *Oculopollis* div. sp.
- *Primipollis* cf. *simplex* 1967
- *Schulzipollis* cf. *pannonicus* GÓCZÁN 1967
- *Suemegipollis* cf. *triangularis* GÓCZÁN 1967
- *Triatriopollenites* sp.
- *Trudopollis* sp.
- *Lueckisporites* sp. (Umlagerung aus dem oberen Perm)

In dieser nach der Ammonitenfauna ins Obersanton einzustufenden Sporomorphenassoziation ist die Gattung *Oculopollis* dominant, wobei die aus dem Santon des Bakonygebirges bekannten Arten häufig sind.

Die Anwesenheit der Gattungen *Primipollis, Schulzipollis* und *Complexiopollis* spricht eher für das Obersanton, ihr quantitatives Vorkommen, auf Grund von Analogien zum Bakony-Gebirge für den unteren Abschnitt des Untercampans. Der in der Assoziation vorkommende *Hungaropollis* sp. ist auch aus den Obersantonbildungen der ungarischen Oberkreide bekannt. Es konnten auch die Gattungen *Coronatipollis* und *Longanulipollis* nachgewiesen werden, die in Ungarn zwar sicher schon im oberen Abschnitt des Untercampans (sensu GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS, 1990)

auftreten, aber im Obercampan (sensu GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS, 1990) dominieren. Daraus läßt sich schließen, daß diese Taxa bereits im Obersanton auftreten.

3. Vergleich der Sporomorphen-Assoziationen der Gosauschichten Österreichs mit oberkretazischen Formationen Ungarns

GÓCZÁN (1964) gliederte das ungarische Senon in acht palynologisch definierte Dominanzzonen, die er dem Obersanton bis Maastricht zuordnete und 1973 durch kennzeichnende Sporomorpha charakterisierte. Seither wurde die Zonierung durch Unterzonen verfeinert (SIEGL-FARKAS, 1983, 1986; GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS, 1989). Vergleichbare Sedimente des Oberturons sind in Ungarn nicht bekannt. Dies gilt auch für das Mitelconiac der Weißenbachalm und für die Probe aus der untersantonen Streiteck-Formation des Randobach-Profils.

Der obersantonen Hochmoos-Formation des Profils Hintertal vergleichbare Serien wurden im Bakony-Gebirges in der Bohrung Sümeg Sp-1 zwischen 185,75–191, 30 m (GÓCZÁN, 1964), ferner in der Bohrung Gyepükaján, Gy-9 zwischen 590,4–612,5 m (SIEGL-FARKAS, 1983) nachgewiesen.

GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS (1990) stellen die limnischen Transgressionssedimente des Bakony-Gebirges in das Obersanton. Hingegen transgredierte die terrestrisch-fluviatile Kreuzgraben-Formation der Gosau-Gruppe im (?)Oberturon. Von TRÖGER & SUMMESBERGER (1994) wurden die ältesten marinen Sedimente der Gosau-Gruppe bereits im Oberturon nachgewiesen, während im Bakony die ersten marinen Sedimente anscheinend erst im Santon auftreten dürften.

Dank

Die Anregung zu dieser Studie geht von Dr. Anton W. RUTTNER (Dir. i.R. der Geologischen Bundesanstalt, Wien) aus.

Die Verfasserin dankt Frau Emöke JOCHA-EDELENYI (Ungarische Geologische Landesanstalt, Budapest) für die Möglichkeit, das von ihr im Rahmen der bilateralen österreichisch-ungarischen Zusammenarbeit unter der Führung von Herrn Dr. H. SUMMESBERGER an österreichischen Gosau-Vorkommen aufgesammelte Probenmaterial bearbeiten zu dürfen. Das Manuskript wurde von österreichischen Kollegen kritisch durchgesehen, wobei insbesondere Dr. Herbert SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum, Wien) sowie Frau Dr. Ilse DRAXLER, Dr. Manfred E. SCHMID und Dr. Harald LOBITZER (alle Geologische Bundesanstalt, Wien) gedankt wird.

Tafel 1

Fig. 1– 2: ***Vadaszisporites urkuticus*** **(DEÁK 1964) DEÁK & COMB. 1967.**
Weißwasser.

Fig. 3: ***Leiotriletes*** **sp.**
Weißwasser.

Fig. 4– 5: ***Bikolisporites toratus*** **(WEYL & GREIF. 1953) SRIV 1975.**
Gosau, Randobach.

Fig. 6: ***Appendicisporites appendicifer*** **(THIERG. 1942) SRIV 1959.**
Weißwasser.

Fig. 7– 8: ***Cicatricosisporites cuneiformis*** **POCOCK 1965.**
Aussee, Weißenbach-Alm.

Fig. 9: ***Deltoidospora*** **cf.** ***ordinata*** **BRELIE 1964.**
Weißwasser.

Fig. 10–12: ***Varirugosisporites verrucosus*** **DEÁK 1964.**
Gosau, Randobach.

Fig. 13: ***Cicatricosisporites versiformis*** **(BOLCH. 1961, JUHASZ 1979).**
Gosau, Randobach.

Fig. 14–15: ***Uvaesporites*** **sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 16: ***Varirugosisporites*** **sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 17–18: **cf.** ***Verrucingulatisporites*** **sp.**
Gosau, Randobach.

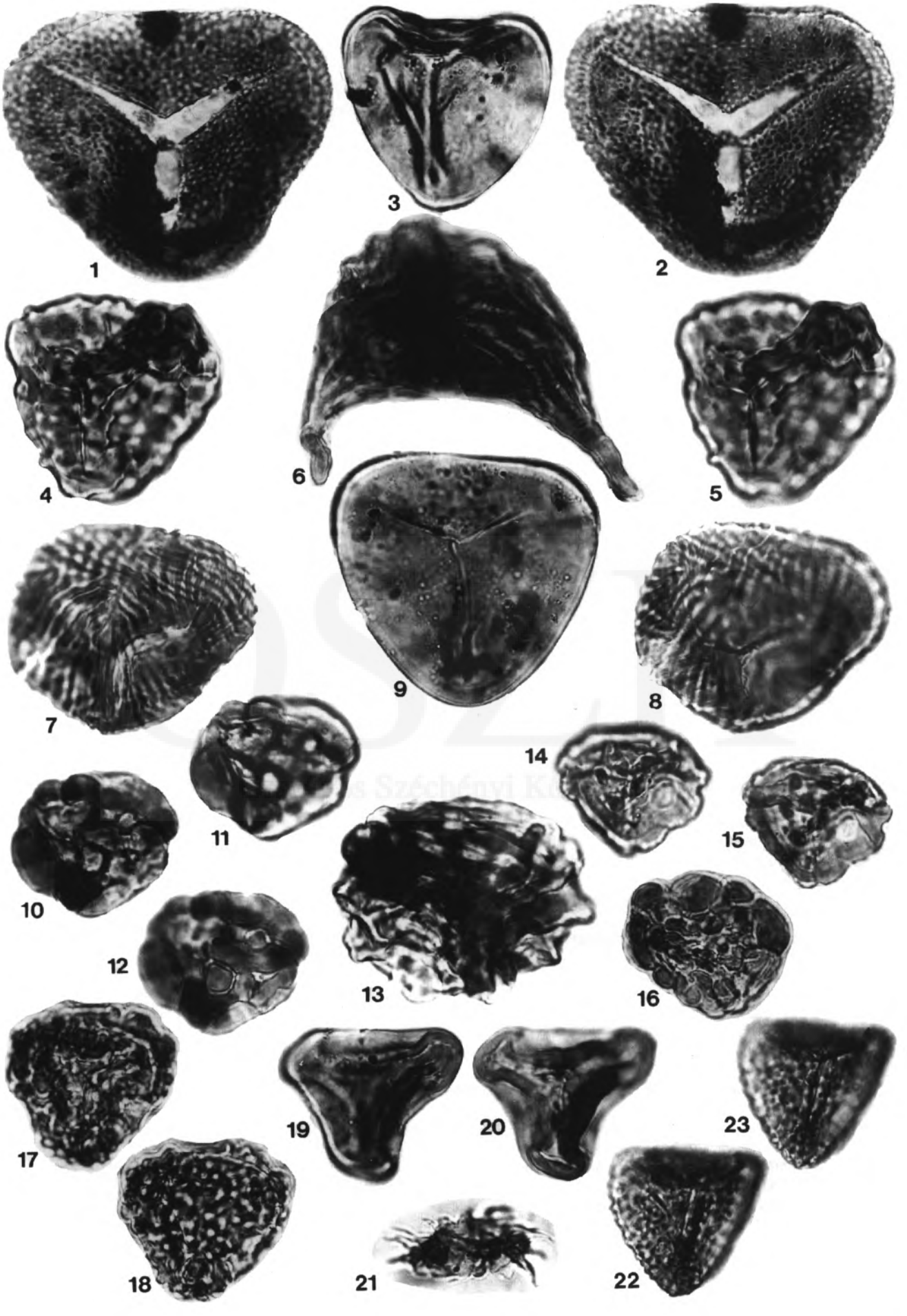
Fig. 19–20: ***Toroisporis*** **sp.**
Weißwasser.

Fig. 21: ***Echinatisporites*** **sp.**
Aussee, Weißenbach Alm.

Fig. 22–23: ***Vadaszisporites pseudofoveoulatus*** **(DEÁK 1964) DEAÁK & COMB 1967.**
Weißwasser.

Alle Figuren 1000× vergrößert.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár


1
3
2
4
6
5
9
7
8
14
11
15
10
12
13
16
19
20
23
17
18
21
22

Tafel 2

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1– 2: ***Araucariacites australis*** **COOKSON 1947.**
Weißwasser.

Fig. 3: ***Araucariacites australis*** **COOKSON 1947.**
Weißwasser.

Fig. 4– 5: ***Inaperturopollenites undulatus*** **WEYL. & GR. 1953.**
Gosau, Randobach.

Fig. 6– 8: ***Complexiopollis praeatumescens*** **W. KR. 1959.**
Weißwasser.

Fig. 9–10: ***Complexiopollis (Turonipollis) christae*** **VAN AMEROM 1965.**
Weißwasser.

Fig. 11–12: ***Complexiopollis microrugulatus*** **KDS. 1980.**
Weißwasser.

Fig. 13–15: ***Complexiopollis helmigii*** **(VAN AMEROM 1965) SOLE DE PORTA 1977.**
Weißwasser.

Fig. 16–18: ***Complexiopollis (Turonipollis) christae*** **VAN AMEROM 1965.**
Weißwasser.

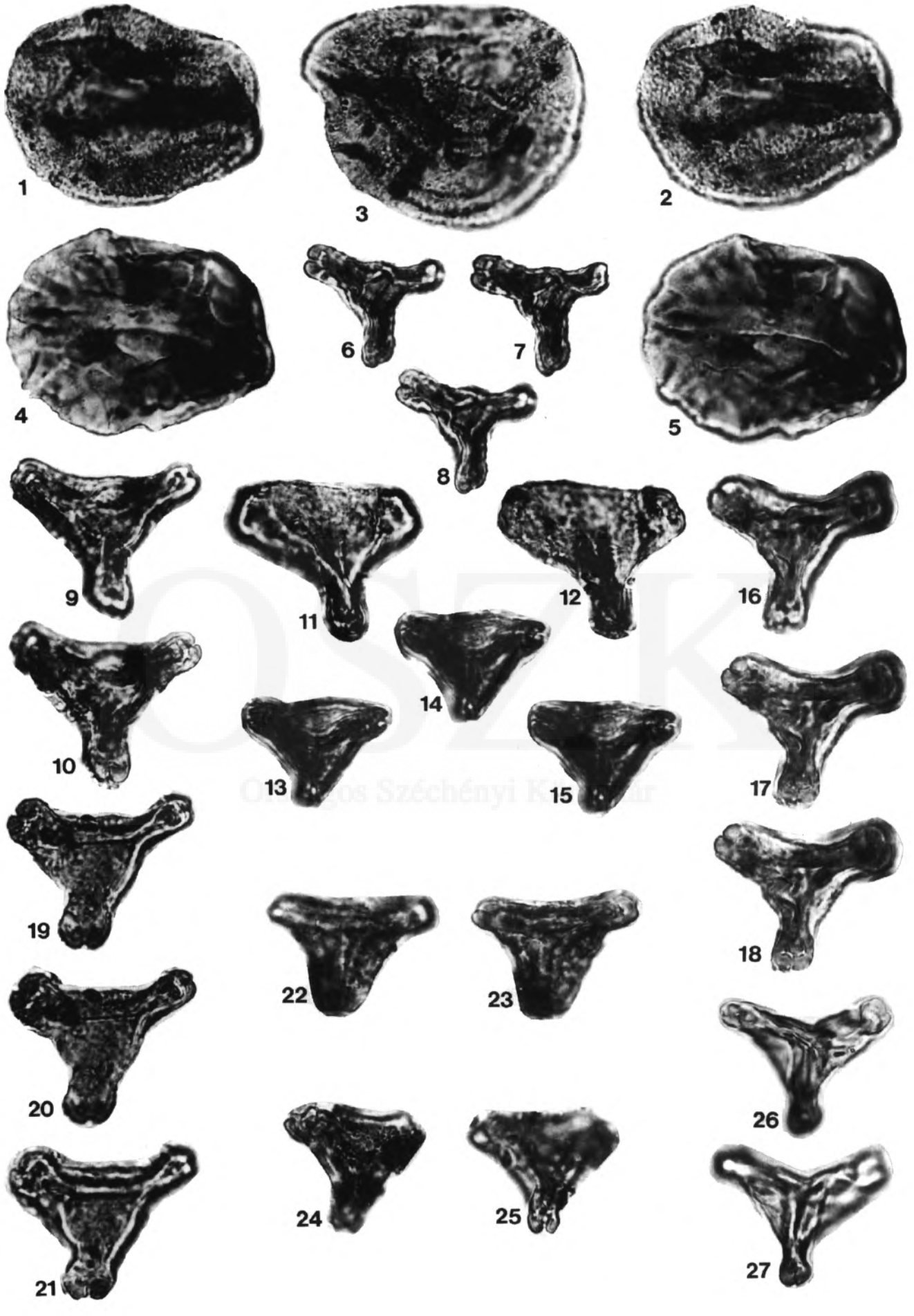
Fig. 19–21: ***Complexiopollis (Turonipollis) christae*** **VAN AMEROM 1965.**
Weißwasser.

Fig. 22–23: ***Complexiopollis*** **cf.** ***helmigii*** **(VAN AMEROM 1965) SOLE DE PORTA 1977.**
Weißwasser.

Fig. 24–25: ***Complexiopollis*** **cf.** ***helmigii*** **(VAN AMEROM 1965) SOLE DE PORTA 1977.**
Weißwasser.

Fig. 26–27: ***Complexiopollis*** **cf.** ***funiculus*** **TSCHUDY 1973.**
Aussee, Weißenbach-Alm.

Alle Figuren 1000× vergrößert.


1
3
2
4
6
7
5
8
9
11
12
16
10
14
13
15
17
19
18
22
23
20
26
24
25
21
27

Tafel 3

Fig. 1– 3: ***Complexiopollis* cf. *helmigii* (VAN AMEROM 1965) SOLE DE PORTA 1977.**
Weißwasser.

Fig. 4– 6: ***Complexiopollis funiculus* TSCHUDY 1973.**
Weißwasser.

Fig. 7– 8: ***Complexiopollis* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 9–10: ***Complexiopollis* sp.**
Weißwasser.

Fig. 11–13: ***Complexiopollis vulgaris* (GROOT & GROOT 1962) GROOT & W. KR. 1967.**
Gosau, Hintertal.

Fig. 14–15: **cf. *Conclavipollis* sp.**
Aussee, Weißenbach-Alm.

Fig. 16–18: ***Conclavipollis burgeri* VAN AMEROM 1965.**
Aussee, Weissenbach-Alm.

Fig. 19–22: ***Subtrudopollis* sp.**
Weißwasser.

Fig. 23–25: ***Subtrudopollis* sp.**
Weißwasser.

Fig. 26–27: **cf. *Pseudoplicapollis* sp.**
Weißwasser.

Fig. 28–30: ***Plicapollis* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 31–33: ***Minorpollis* sp.**
Gosau, Randobach.

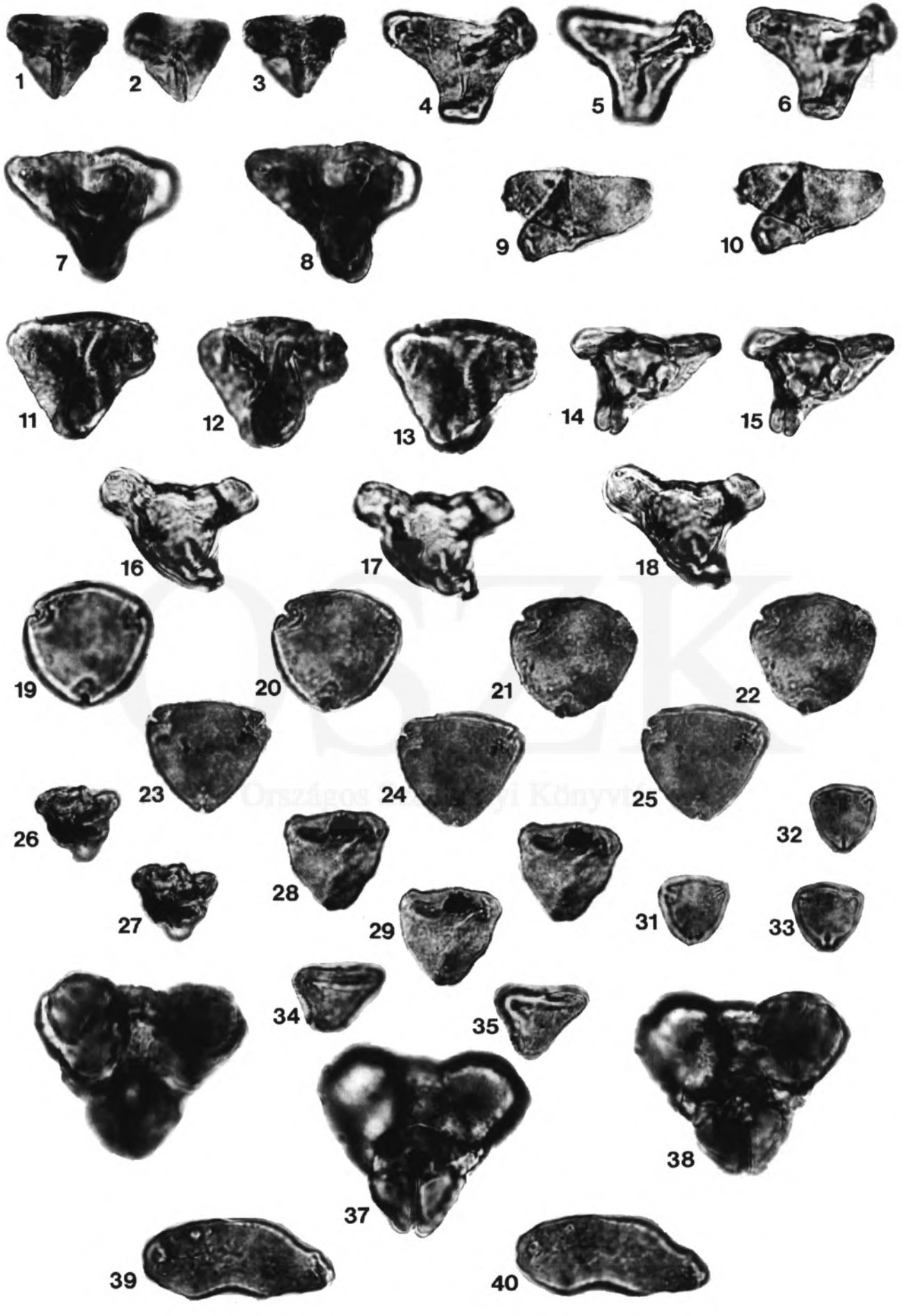
Fig. 34–35: ***Vacuopollis* sp..**
Gosau, Hintertal.

Fig. 36–38: ***Oculopollis* cf. *aestheticus* WEYL. & KRIEG 1953.**
Gosau, Randobach.

Fig. 39–40: **cf. *Laudaypollis* sp.**
Gosau, Randobach.

Alle Figuren 1000× vergrößert.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
31
32
33
34
35
37
38
39
40

Tafel 4

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1– 3: ***Oculopollis* cf. *principalis* WEYL. & KRIEG. 1953.**
Gosau, Hintertal.

Fig. 4– 5: ***Oculopollis principalis* ssp. *typicus* WEYL. & KRIEG. 1953.**
Gosau, Randobach.

Fig. 6– 7: ***Oculopollis sibiricus* ZAKLINSKAYA 1963.**
Gosau, Randobach.

Fig. 8– 9: ***Oculopollis* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 10–11: ***Oculopollis praedicatus* WEYL. & KRIEG. 1953.**
Gosau, Hintertal).

Fig. 12–14: **cf. *Bohemiapollis* sp.**
Gosau, Hintertal.

Fig. 15–16: ***Oculopollis* sp.**
Gosau, Hintertal.

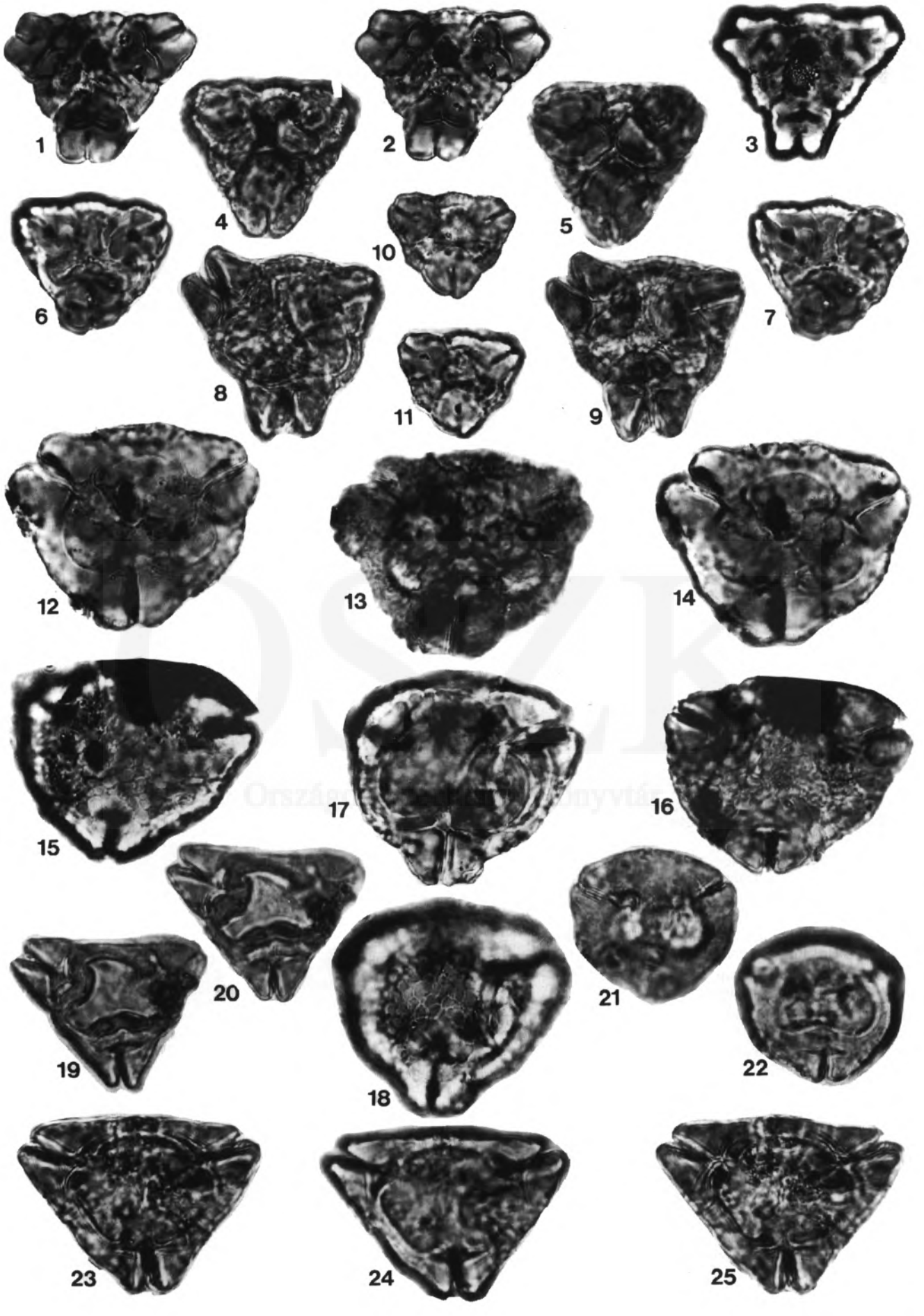
Fig. 17–18: ***Coronatipollis* sp.**
Gosau, Hintertal.

Fig. 19–20: ***Longanulipollis* cf. *monstruosis* GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS 1989.**
Gosau, Hintertal.

Fig. 21–22: ***Hungaropollis* sp.**
Gosau, Hintertal.

Fig. 23–25: ***Longanulipollis* cf. *polanyensis* GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS 1989.**
Gosau, Hintertal.

Alle Figuren 1000× vergrößert.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

Tafel 5

Fig. 1– 2: ***Veryhachium* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 3– 4: ***Dinogymnium* cf. *microgranulosum* CLARKE & VERDIER 1967.**
Aussee, Weißenbach-Alm.

Fig. 5– 7: ***Crassipollis dissimilis* GÓCZÁN & JUHASZ 1984.**
Weißwasser.

Fig. 8– 9: ***Crassipollis ovalis* GÓCZÁN & JUHASZ 1984.**
Weißwasser.

Fig. 10–12: ***Tricolpopollenites micromunus* GROOT & PENNY 1960.**
Weißwasser.

Fig. 13–14: ***Tricolpites* sp.**
Unterlaussa.

Fig. 15–16: ***Tricolpopollenites macroreticulatus* GROOT & GROOT 1962.**
Unterlaussa.

Fig. 17–18: ***Classopollis* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 19–20: ***Rhaetipollis germanicus* SCHULZ 1967.**
Gosau, Randobach.

Fig. 21: ***Lueckisporites virkkiae* R. POT. & KL. 1954.**
Gosau, Randobach.

Fig. 22: ***„Tympanicista“* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 23: ***Lueckisporites* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 24: ***Lueckisporites* sp.**
Gosau, Randobach.

Fig. 25: **cf. *Falcisporites* sp.**
Gosau, Randobach.

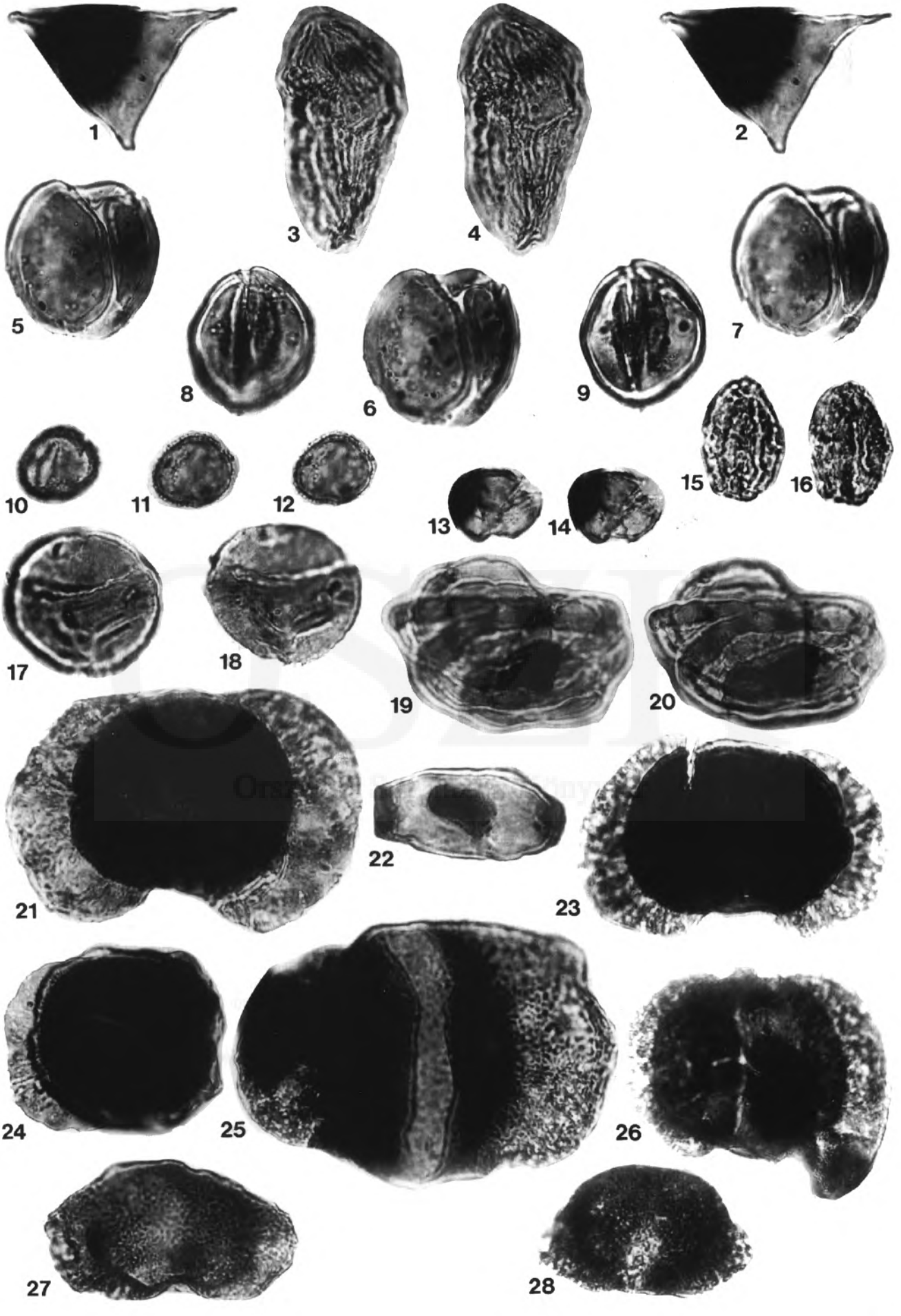
Fig. 26: ***Illinites* sp.**
Aussee, Weißenbach-Alm.

Fig. 27: ***Klausipollenites schaubergeri* (R. POT. & KL. 1954) JANS. 1962.**
Gosau, Randobach.

Fig. 28: ***Klausipollenites* sp.**
Gosau, Randobach.

Alle Figuren 1000× vergrößert.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28

Literatur

AMEROM, H.W.J. VAN: Upper-Cretaceous pollen und spores assemblages from the so-called "Wealden" of the province of Leon (Northern Spain). – Pollen et Spores, **71**, 93–134, Paris 1965.

AZEMA, C. et al.: Microfossils from the Upper Cretaceous of Vendée (France). – Rev. Palaeobot. Palyn., **35**, 2–4, 237–281, Amsterdam 1981.

CLARKE, R.F.A. & VERDIER J.P.: An investigation of Microplankton assemblages from the Chalk of the Isle of Wight, England. – Verk. d. Kon. Neder. Akad. van Wet. AFD. Nat., **24**/3, 1967.

DEÁK, M.H. & COMBAZ, A.: "Microfossiles Organiques" du Wealdien et du Cenomanien dans un soudage de Charente Maritime. – Revue de Micropaleontologie, **10**/2, 69–96, 1967.

FAUPL, P.: Zur Gosauentwicklung im Südende der Weyerer Bögen zwischen Unterlaussa und St. Gallen (Stmk.). – Jber. 1981 Hochschulschwerpunkt S 15, 133–147, Leoben 1982.

GÓCZÁN, F.: Stratigraphic Palynology of the Hungarian Upper Cretaceous – Acta Geol., **8**, 1–4, 229–264, 1964.

GÓCZÁN, F. et al.: Die Gattungen des „Stemma Normapolles Pflug 1953/b" (Angiospermae). Neubeschreibungen und Revision europäischer Formen (Oberkreide bis Eozän). – Paläontologische Abh. Abt. B. Paläobotanik, **2**, 3,427–633, Stuttgart 1967.

GÓCZÁN, F. & SIEGL-FARKAS, Á.: Palynostratigraphical zonation of Senonian sediments in Hungary. – Review Palaeobot. Palyn., **66**, 361–377, Amsterdam 1990.

JANSONIUS, J.: Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace river area, Western Canada. – Palaeontographica, **110**, B, 1–4, 35–98, Stuttgart 1962.

JOCHA-EDELENYI, E.: Jelentés a felsökréta tipusszelvények tanulmányozására Ausztriában tett tanulmányutról. – M. All. Földtani Int. Adattár Ter, 12867, Budapest 1984.

JUHÁSZ, M. & GÓCZÁN, F.: Comparative study of Albian monosulcate angiosperm pollen grains. – Acta Biol. Szeged, **31**, 147–172, Szeged 1985.

KEDVES, M.: Les Pollens du Genre de forme *Complexiopollis* W. Kr. 1959. em. Tschudy 1973 du Cenomanien superieur de Vila Flor (Portugal). – Revista España de Micropal., **12**, 3, 469–488, Madrid 1980.

KLAUS, W.: Sporen aus dem Südalpinen Perm. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 229–369, Wien 1963.

KOLLMANN, H.A. & SUMMESBERGER, H.: Working group on the Coniacian–Maastrichtian stages, Fourth Meeting. Excursion to Coniacian–Maastrichtian in the Austrian Alps. – 105 p., Wien 1982.

KRUTZSCH, W.: Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verteilung. – Zeitschrift für Angewandte Geologie, **3**, 11–12., 509–548, Berlin 1957.

MEDUS, J. et al.: Turonian *Normapolles* from Portugal and southern France; correlations. – Review Palaeobot. Palyn., **31**, 1–2, 105–155, Amsterdam 1980.

PACLTOVA, B.: The evolution and distribution of *Normapolles* pollen during the Cenophytic. – Rev. Paleobot. Palyn., **35**, 175–208, Amsterdam 1981.

ROBASZYNSKI, F. et al.: Le Turonien de la region-type: Samurois et Touraine. Stratigraphy, Biozonations, Sedimentology. – Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, **6**/1, 119–225, 1982.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. Tektonische und mineralogische Untersuchungen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 221–256, Wien 1994.

SIEGL-FARKAS, Á.: Palynology of the Senonian Formations at Magyarpolány. – Öslénytani Viták (Discussiones Palaeontologicae), **29**, 59–69, Budapest 1983.

SIEGL-FARKAS, Á.: Palynostratigraphy of the Senonian from borehole Bácsamás-1. (S Great Hungarian Plain). – M. All. Földtani Int. Evi Jelentés, **1984**, 425–459, Budapest 1986.

SIEGL-FARKAS, A.: Palynostratigraphy and evolution history of the Ajka Coal -Formation, W. Hungary. – M. All. Földtani Int. Evi Jel., **1986**, 179–209, Budapest 1988.

SIEGL-FARKAS, Á.: A contribution to the palynology of central European areas of the *Normapolles* province. – In: PLANDEROVÁ E. et al.: Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary, 39–42, Bratislava (GÚDŠ) 1993.

SIEGL-FARKAS, Á. & WAGREICH, M.: Palynological and nannoplankton correlation of spherulite-bearing Senonian formations in Hungary. – In: Abstracts of the Intern. Meeting on Spherulites in the Carpathian Basin, Budapest, Oct. 31st–Nov. 1st, 23–24, Budapest 1994.

SUMMESBERGER, H.: Eine obersantone Ammonitenfauna aus dem Becken von Gosau (Oberösterreich). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **82**, 109–176, Wien 1979.

TOLLMANN, A.: Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtales in Steiermark. – Jb. Geol. B.-A., **103**, 133–203, Wien 1960.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV + 580 S., Wien (Franz Deuticke) 1976.

TRÖGER K.-A. & SUMMESBERGER, H.: Coniacian and Santonian inoceramid bivalves from the Gosau Group (Cretaceous, Austria) and their biostratigraphic and paleobiogeographic significance. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **96A**, 163–199, Wien 1994.

TSCHUDY, R.H.: *Complexiopollis* Pollen Lineage in Mississippi Embayment Rocks. – Geol. Surv. Prof. Pap., **743-C**, Washington 1973.

VISSCHER, H.: Plant microfossils from the Upper Bunter Hengelo the Netherlands. – Acta Bot. Neerl., **15**, 316–375, Utrecht 1966.

WEYLAND, H. & KRIEGER, W.: Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons – Palaeontographica, B, **95**, 1–3, 6–29, Stuttgart 1953.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 123–126	Wien, November 1994	2. rész	pp. 123–126	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Vorläufiger Bericht über palynologische Studien in der Kainacher Gosau (Steiermark)

Von Ágnes Siegl-Farkas, Fritz Ebner & Harald Lobitzer*)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 163

Österreich
Kainacher Gosau
Oberkreide
Palynologie
Steiermark

IUGS UNESCO 262

"Tethyan Cretaceous Correlation"

Inhalt

Zusammenfassung 123
Összefoglalás 123
Abstract 124
1. Einleitung 124
2. Fossilführung und Stratigraphie der untersuchten Lokalitäten 124
2.1. Bitumenmergel-Folge 124
2.2. Hauptbecken-Folge 124
2.3. Zementmergel-Folge 125
3. Schlußfolgerungen 125
Dank 125
Literatur 125

Zusammenfassung

Funde von Palynomorphen vermitteln mit Vorbehalt folgende Vorstellungen über die Stratigraphie der Kainacher Gosau:

- Bitumenmergel-Folge: Unter-Campan; auch Obersanton ist nicht eindeutig auszuschließen.
- Hauptbecken-Folge: Campan.
- Zementmergel-Folge: Eine Lokalität ergab ein (?Ober-)Campan-Alter.

Die Palynoflora der Kainacher Gosau scheint der mediterranen *Normapolles*-Provinz anzugehören.

Előzetes jelentés a Kainachi-medence gosau képződmkényeinek palynológiai viszgálatáról (Stájerország)

Összefoglalás

A szerzők a Kainachi-medence gosau képződméneről palynológiai adatok alapján az alábbi előzetes sztratigráfiai besorolást alakitották ki:

- „Bitumenmergel-Folge": kora-campani, de a késő-santoni sem zárható ki.
- „Hauptbecken-Folge": campani.
- „Zementmergel-Folge": egyetlen feltárásból került elő (?késő-)campani.

A Kainachi-Gosau Formációcsoport palynoflórája a mediterrán *Normapolles* provinciába látszik tartozni.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. Ágnes Siegl-Farkas, Ungarisches Geologisches Institut, Stefánia út 14, H-1442 Budapest; Univ-Prof. Dr. Fritz Ebner, Montanuniversität, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben; Dr. Harald Lobitzer, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Preliminary Report on Palynological Studies in the Gosau Group of Kainach (Styria)

Abstract

Findings of palynomorpha provide the following preliminary stratigraphic conception of the Kainach Gosau:

- "Bitumenmergel-Folge": Early Campanian; Late Santonian cannot be ruled out completely.
- "Hauptbecken-Folge": Campanian.
- "Zementmergel-Folge": One locality yielded sporomorpha of (?Late) Campanian age.

The palynoflora of the Kainach Gosau Group seems to belong to the Mediterranean *Normapolles* Province.

1. Einleitung

Herkömmlich werden in der Kainacher Gosau folgende lithofazielle Einheiten angetroffen (GRÄF 1975):

- Rotgefärbte Basiskonglomerat-Folge
- Bitumenmergel-Folge (=Fazies von St. Pankrazen)
- Durch turbiditische Sandsteine dominierte Hauptbekken-Folge

Diese Einheiten füllen das sogenannte Hauptbecken, während im Nebenbecken von St. Bartholomä die Zementmergel-Folge auftritt.

Biostratigraphische Datierungen der einzelnen Einheiten sind z.T. trotz umfangreicher Fossillisten problematisch und teilweise widersprechend. Die Einstufung der 300 m mächtigen Basiskonglomerate mit Obersanton – Untercampan basiert auf einer *Trochactaeon*-Fauna (GRÄF 1975:88).

Aus der 1200 m mächtigen Hauptbecken-Folge führt GRÄF 1975:93 eine umfangreiche, wenn auch modernen Bearbeitungsgesichtspunkten nur selten Rechnung tragende, Faunenliste an.

Die von BRINKMANN 1935 und SUMMESBERGER 1985 bearbeiteten Ammoniten weisen dabei auf Untercampan. Andererseits führt KAUMANNS 1962 aus dem Freisinggraben *Texanites quinquenodosus* (REDTENBACHER) an (det. KÜHN), verbunden mit einer Einstufung ins untere Santon sowie Inoceramen und Hippuriten vom Hemmerberg mit Hinweis auf ein Obercampan-Alter. Diese Ammoniten-Bestimmung erwies sich jedoch als unzutreffend und nach W.J. KENNEDY (unveröff. Ms.) dürfte es sich um *Bevahites* ex. gr. *bevahensis* COLLIGNON *quadratus* COLLIGNON handeln, der für eine Einstufung in Obesranton–Untercampan sprechen würde (mdl. Mitt. H. SUMMESBERGER).

Die Einstufung der Bitumenmergel wird trotz einer reichen, aber ebenfalls leider unzureichend bearbeiteten Fauna (Liste bei GRÄF 1975:89) lediglich indirekt aus ihrer vermeintlichen Verzahnung mit den roten Basiskonglomeraten mit Obersanton–Untercampan abgeleitet.

Auch die Datierung der Zementmergel-Folge ist starken Diskussionen unterworfen, da verschiedene Faunenelemente (Santon-Hippuriten nach KÜHN 1942, 1960 und Cuneolinen und Pseudosideroliten nach v. HINTE 1965) als umgelagert betrachtet werden. Aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen müssen die Cuneolinen-führenden Rudistenriffe jedoch als Obercampan angesehen werden. Daneben treten in den Mergeln aber auch noch typische Globotruncanen-Faunen des Maastricht auf (v. HINTE 1965, OBERHAUSER 1963). Eine Revision der Foraminiferen-Faunen steht ebenfalls noch aus.

Die nun vorgelegten palynologischen Untersuchungen aus Profilabschnitten der Hauptbecken- und Bitumenmergel-Folge und einer Lokalität der Zementmergel-Folge tragen nur mit erheblichen Vorbehalten zu einer Kenntniserweiterung hinsichtlich der Biostratigraphie und Klärung der faziellen/stratigraphischen Position der einzelnen Lithofazieseinheiten zueinander bei. Sie sind lediglich als erste informierende Voruntersuchungen und als Ergänzung zur faziellen/geochemischen Bearbeitung der Bitumenmergel-Folge (BODROGI et al. 1994) zu werten.

2. Fossilführung und Stratigraphie der untersuchten Lokalitäten

2.1. Bitumenmergel-Folge

Beprobte Lokalitäten:

a) Södingbachtal W Zentnerkogel, Sh. 480 m
b) Straße zum Krautwasch, Sh. 730 m
c) Platzlkogel, neuer Forstaufschließungsweg, Sh. ca. 780 m
d) Wanderweg zwischen St. Pankrazen und Pankrazenbach
e) Sportplatz E St. Pankrazen
f) Brücke über den Pankrazenbach
g) Straßenprofil zwischen Enzianwirt und Höllererkogel

Von den Lokalitäten a und d signalisieren Sporomorpha mit Vorbehalt wohl ein Untercampan-Alter; vorhandene Foraminiferen deuten auf ein marines Environment einzelner Bänke der Bitumenmergel.

Palynomorpha:

- *Pseudopapillopollis praesubhercynicus* GÓCZÁN
- *Pseudopapillopollis* sp.
- *Oculopollis* div.sp.

Problematisch und zur Zeit nicht weiter diskutiert und interpretierbar ist das Auftreten (umgelagerter) obertriadischer Formen wie *Classopollis* sp. und *Ovalipollis ovalis* KL.

In den Proben der Lokalitäten b, c, e, f und g wurde *Pseudopapillopollis* nicht festgestellt. Dadurch erscheint für Teilbereiche der Bitumenmergel auch ein tiefes Untercampan-, eventuell auch ?Ober-Santon-Alter möglich.

2.2. Hauptbecken-Folge

Beprobte Lokalitäten:

a) W St. Pankrazen
b) Straßenprofil zwischen Steinklauber und Hildner
c) Straßenprofil St. Pankrazen – Steinklauber
d) Gasthof Benedikt
e) Straßenprofil Wolf am Berg – Prettentaler

Die Lokalitäten a–d ergaben ein Untercampan-Alter:

- *Bikolisporites* sp.
- *Cicatricosisporites* sp.
- *Leiotriletes* sp.

- *Polypodiaceoisporites* sp.
- *Longanulipollis longianulus* GÓCZÁN
- *Hungaropollis* sp.
- *Pseudoplicapollis peneserta* PF.
- *Suemegipollis triangularis* GÓCZÁN
- *Triatriopollenites robustus* PF.
- *Triatriopollenites* sp.

Untercampan-Floren lieferten auch kalkig/mergelige Teilbereiche der südlichen (=liegenden) Anteile des Straßenprofils Wolf am Berg – Prettentaler (Lokalität e):

- *Appendicisporites appendicifer* (THIERG.) W. KR.
- *Cicatricoisporites* sp.
- *Polypodiaceoisporites* sp.
- *Complexiopollis complicatus* GÓCZÁN
- *Hungaropollis ajkanus* GÓCZÁN
- *Longanulipollis longianulus* GÓCZÁN
- *Pseudoplicapollis peneserta* PF.
- *Triatriopollenites* sp.
- *Trudopollis* sp.

Bemerkenswert ist die Ähnlichkeit des Straßenprofils sowohl in lithologischer Hinsicht als auch hinsichtlich der Palynomorphen-Assoziationen mit den tieferen Anteilen der Polány-Mergel-Formation im Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns.

Die lamellierten Mergel der weiter nördlich gelegenen hangenden Anteile des Profils (d.h. des bis etwa 100 m südlich des Gehöfts Prettentaler gelegenen Straßenprofilabschnitts) können aufgrund der Fossilführung wohl dem (?Ober)Campan zugeordnet werden:

- *Kluckisporites* sp.
- *Krutzschipollis* sp.
- *Longanulipollis monstruosis* GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS
- *Oculopollis* div.sp.
- *Pseudopapillopollis praesubhercynicus* GÓCZÁN
- *Suemegipollis maastrichticus* W. KR..
- *Semioculopollis* sp.
- Foraminiferentapeten
- Scolecodonta (Annelidae)

2.3. Zementmergel-Folge

Beprobte Lokalität:

1,9 km SW der Kirche von St. Bartholomä in einer Baugrube östlich der Straße St. Bartholomä – Stallhofen knapp nördlich der Querung des Grabens durch die Starkstromleitung.

In der Böschung der Baugrube waren innerhalb der hellen, feinkörnigen Zementmergel eine metermächtige Rudistenschuttkalk-Lage und Einschaltungen dunkler, kohliger, toniger Sedimente aufgeschlossen. Die Proben aus den dunklen, tonigen Sedimenten erbrachten eine reiche, mit Vorbehalten in das Obercampan eingestufte Flora:

- *Bicolisporites toratus* (WEYL. et GR.) SRIV.
- *Cicatricosisporites* cf. *australis* COUPER
- *Cicatricosisporites* sp.
- *Gleicheniidites senonicus* (ROSS) BOLCH.
- *Polypodiaceoisporites fortis* W.KR..
- *Stereisporites* sp.
- *Trilobosporites canadensis* POCOK
- *Cuneipollis cuneolis* GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS
- *Hungaropollis nodosus* GÓCZÁN & SIEGL-FARKAS
- *Interporopollenites maastrichticus* W.KR..
- *Krutzschipollis* div.sp.
- *Longanulipollis longianulus* GÓCZÁN
- *Minorpollis* sp.
- *Oculopollis* sp.
- *Pseudopapillopollis praesubhercynicus* GÓCZÁN
- *Semioculopollis* sp.
- *Trudopollis* sp.

Material aus den Zementmergeln der Lokalität Reiteregg erwies sich als steril in Hinsicht auf Palynomorphen.

3. Schlußfolgerungen

Die sich nun mit den Palynomorphen mit Vorbehalt abzeichnenden Altersergebnisse führen zu folgenden stratigraphischen Vorstellungen über die Kainacher Gosau:

Die Bitumenmergel werden aufgrund der nun vorliegenden Daten mit einigen Vorbehalten in das Untercampan eingestuft, wobei in einigen Bereichen ein Hinabreichen bis in das Obersanton nicht auszuschließen ist.

Für die Hauptbecken-Folge erhärtet sich ein Campan-Alter.

Das angedeutete zeitliche Überlappen der Bitumenmergel- und der Hauptbecken-Folge deutet auf eine zumindest zeitweise Verzahnung beider Einheiten. Die fazielle Position der Bitumenmergel wird bei BODROGI et al. (1994) diskutiert.

Die Sporomorphen-führende Lokalität der Zementmergel-Folge, die sich in räumlicher Nahposition zur Hauptbecken-Folge befindet, spricht für tiefe Teile der Zementmergel-Folge mit einiger Wahrscheinlichkeit für ein (?Ober)campan-Alter.

Die palynologische Bearbeitung der klassischen Lokalitäten der ostalpinen Gosau-Gruppe befindet sich noch im Anfangsstadium (z.B. SIEGL-FARKAS et al., 1994) und dadurch sind orthostratigraphisch abgesicherte Palynomorphen-Spektren der Oberkreide noch unzureichend definiert. Wie jüngste Arbeiten an ungarischen Oberkreide Lokalitäten – z.B. der Ajka-Kohlen-Formation (SIEGL-FARKAS & WAGREICH, 1993) – zeigen, bedürfen die Pionierarbeiten von GÓCZÁN (1964, 1973) einer stratigraphischen Revision. Auch die bekannten Oberkreide-Palynofloren Sloweniens bedürfen noch einer eingehenden Bearbeitung. Derzeit ist eine stratigraphische Korrelation der ostalpinen, ungarischen und slowenischen Oberkreide-Vorkommen auf palynologischer Basis nicht möglich. Die genannten Vorkommen scheinen jedoch gemeinsam der mediterranen *Normapolles*-Provinz anzugehören (SIEGL-FARKAS 1984, 1991, 1993).

Dank

Die Geländearbeiten zu dieser Veröffentlichung konnten im Rahmen der protokollarischen bilateralen Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt in Wien und dem Ungarischen Geologischen Institut in Budapest durchgeführt werden. Besonderen Dank schulden wir auch Dr. H. SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum Wien) für die kritische Durchsicht des Manuskripts und die damit verbundene Empfehlung zur zurückhaltenden Formulierung der noch nicht ausreichend abgesicherten stratigraphischen Aussagen.

Literatur

BODROGI et al.: Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 2, 127–144, Wien (Geol. B.-A.) 1994.

BRINKMANN, R.: Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. – Mitt. Geol. Staatsinst., **15**, 1–14, Hamburg 1935.

EBNER, F.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg. – Jb. Geol. B.-A., **135**, Wien 1992.

GÓCZÁN, F.: Stratigraphic palynology of the Hungarian Upper Cretaceous. – Acta Geologica, **8**, 229–264, Budapest 1964.

GÓCZÁN, F.: Über kretazische Kohlenbildung in Ungarn im Lichte der Palynologie. – Proc. III. Intern. Palynol. Conf. 1971, 28–35, Moskau 1973.

GRÄF, W.: Ablagerungen der Gosau von Kainach. – In: FLÜGEL, H.W.: Die Geologie des Grazer Berglandes, 2. Aufl. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. 1, 83–102, Graz 1975.

HINTE, J.E. van: Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). – Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen, Proc.Ser. B, **68**, 72–92, Amsterdam 1965.

KAUMANNS, M.: Zur Faunenstratigraphie der Kainacher Gosau. – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 105 S., Wien 1960.

KAUMANNS, M.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. II. Die Gosauschichten des Kainachbeckens. – Sitzber. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., **171**, 289–314, Wien 1962.

KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – Sitzber. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., **156**, 181–200, Wien 1947.

KÜHN, O.: Die Rudistenriffe von Wietersdorf in Kärnten. – Carinthia II, **70**, 47–50, Klagenfurt 1960.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., 106, 1–88, Wien 1963.

SIEGL-FARKAS, Á.: Palynostratigraphy of the Upper Cretaceous in the Uppony Mts. – MÁFI Evi Jelentése, 1982 évröl, 101–117, Budapest 1984.

SIEGL-FARKAS, Á.: Palynostratigraphic study of Gosau-type formations. – Discussiones Paleontologicae, 36–37, 103–118, Budapest 1991.

SIEGL-FARKAS, Á.: Palynologische Untersuchungen an ausgewählten Vorkommen der Gosauschichten Österreichs. – In: Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn, Teil 2, 107–122, Wien (Geol. B.-A.) 1994.

SIEGL-FARKAS, Á. & WAGREICH, M.: Palynological and nannoplankton correlation of spherulite-bearing Senonian formations in Hungary. – In: Abstracts of the Intern. Meeting on Spherulites in the Carpathian Basin, Budapest, Oct. 31st–Nov. 1st, 23–24, Budapest 1994.

SUMMESBERGER, H.: Ammonite Zonation of the Gosau Group (Upper Cretaceous, Austria). – Ann. Naturhist. Mus., **87**, 145–166, Wien 1985.

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 127–144	Wien, November 1994	2. rész	pp. 127–144	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich)

Von ILONA BODROGI, FRITZ EBNER, HARALD LOBITZER, JAN PAŠAVA & REINHARD F. SACHSENHOFER
Mit Beiträgen von HANS EGGER, PETER KLEIN, LUDMILLA A. KODINA, WALTER POSTL & ANDREAS SCHWENDT*)

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 4 Tafeln

Österreich
Ungarn
Steiermark
Grazer Bergland
Oberkreide
Kainacher Gosau
Bituminöse Gesteine
Süßwasserkalk
Beckenanalyse
Erdölmuttergestein
Geochemie
Maturität
Characea
Sclerospongien

IUGS UNESCO 262

"Tethyan Cretaceous Correlation"

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 163

Inhalt

Zusammenfassung 128
Összefoglalás 128
Abstract 128
1. Einleitung 129
2. Geologische Situation 129
3. Lithologie 129
3.1. Basisbildungen der Bitumenmergel 130
3.2. Bituminöse Kalkmergel 130
3.3. Bituminöse Gastropoden-führende Kalke 130
3.4. Graugrüne Silte und Tone 130
4. Geochemie 130
4.1. Anorganische Geochemie 130
4.1.1. Schwefelgehalt 130
4.2. Organische Geochemie 130
4.2.1. Methodik 130
4.2.2. Maturität 131
4.2.3. Menge des organischen Materials 131
4.2.4. Art des organischen Materials 133
5. Paläontologie 133
5.1. Nannoplankton 133
5.2. Palynomorphen 134
5.3. Characeen 134
5.4. Foraminiferen 134
5.5. Sclerospongien 134
5.6. Diverse Biogene 134

*) Anschriften der Verfasser: Dr. ILONA BODROGI, Ungarische Geologische Anstalt, Stefánia út 14, H-1442 Budapest; Univ.-Prof. Dr. FRITZ EBNER, Dr. REINHARD F. SACHSENHOFER, Montanuniversität, Inst. für Geowissenschaften, A-8700 Leoben; Dr. HARALD LOBITZER, Dr. HANS EGGER, Dr. PETER KLEIN, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. JAN PAŠAVA, Czech Geological Survey, Klárov 3/131, CZ-11821 Praha, Czech Republic; Dr. WALTER POSTL, Abteilung für Mineralogie, Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10, A-8010 Graz; Mag. ANDREAS SCHWENDT, Joanneum Research, Inst. f. Umweltgeologie und Angewandte Geographie, Elisabethstraße 5, A-8010 Graz; LUDMILLA A. KODINA, Vernadsky Institute of Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Kosygin Street 19, Moscow, Rußland.

6. Stratigraphie 134
7. Faziesinterpretation 135
8. Paläogeographische Beziehungen 135
Dank 135
Tafeln 1–4 136
Literatur 144

Zusammenfassung

Die „Bitumenmergel" der Kainacher Gosau erweisen sich als vergleichsweise arm an C_{org} (0,45–5,77 %, bei einem Maximum zwischen 1–2 %) und sind daher nicht als Ölschiefer s.str. anzusprechen. Die organische Substanz wird von wasserstoffreichem (z.B. Alginit) und wasserstoffarmem (Vitrinit, umgelagerter Vitrinit) Material gebildet. Die Reife des Bitumenmergels entspricht dem Beginn bis mittleren Bereich des Ölfensters. Das gelegentlich gesteinsbildende Vorkommen der Characee *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. – oftmals gemeinsam mit *Chara*-Gyroniten – erweist einen erheblichen Anteil der Bitumenmergel, inklusive der Kohle von Geistthal, als limnische Süßwasserablagerungen. Andererseits ließen sich jedoch auch zweifelsfrei marine Bereiche innerhalb der Bitumenmergel-Abfolge nachweisen, die insbesondere durch das Vorkommen der Sclerospongie *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA) sowie durch sehr vereinzelte Foraminiferen-Funde charakterisiert sind.

Weiters wurden in mehreren Bänken marine und limnische Biota gemeinsam angetroffen, was die Annahme von rasch fluktuierenden marin/limnischen Ablagerungsbedingungen in periodisch abgeschnürten Teilbecken nahelegt. Die wenigen bestimmbaren Foraminiferen erlauben bislang keine genauere biostratigraphische Einstufung der Bitumenmergel. Die federführende Autorin erachtet diese für altersäquivalent zur Ajka-Kohlen-Formation des Transdanubischen Mittelgebirges in Ungarn. In den hangenden Abschnitten der überwiegend limnischen Ajka-Kohlen-Formation finden sich marine Zwischenlagen mit Foraminiferen, die für Santon sprechen.

Alle bis dato untersuchten Bitumenmergel-Proben erwiesen sich als Nannofossil-steril. Hingegen konnten mit Hilfe von Nannofossilien die Hauptbeckenfolge westlich St. Bartholomä und auch der Zementmergel-Aufschluß der Lokalität Reiteregg in das frühe Campan eingestuft werden.

A kainachi gosau „bitumenes márgája" (felső-kréta, Stájerország, Ausztria)

Összefoglalás

A kainachi gosau „bitumenes márgája" (Bitumenmergel) bizonyíthatóan szegény szervesanyagban (0,45–5,77 %), ezért nem nevezhető s.str. olajpalának. A helyenként kőzetalkotó mennyiségben, gyrogonitokkal együtt előforduló Characea és *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. bizonyítja, hogy a „bitumenes márga" a geistthali kőszénnel együtt limnikus képződmény. Másrészt a bitumenes márga összleten belül kétséget kizáróan *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA) tartalmú sclerospongiás betelepülések vannak és ritkán plankton foraminferák is felismerhetők. Több padban édesvízi és tengeri bióták együtt is előfordulnak, ami részben az édesvízi/tengeri üledékképződés gyors fluktuációjára enged következtetni a lefűzött részmedencében, másrészt erősebb viharok eredményeként is létrejöhettek ezek a „kevertfáciesű" tempestit-padok. A jelenlegi szórványos foraminifera- és palynomorpha adatok nem teszik lehetővé a „bitumenes márga" szenonon belüli pontosabb rétegtani besorolását, és azt a dunántúli-középhegységi Ajkai Kőszén Formációval tekintik azonos korúnak. Az uralkodóan limnikus Ajkai Kőszén Formáció felső szakaszán lévő tengeri betelepülésekből santoni korú foraminifera fauna került elő.

A kainachi gosau minden eddigi bitumenes márga mintája steril volt nannoplanktonra. Ezzel szemben a St. Bartholomä-tól NY-ra levő központi medence (Hauptbeckenfolge) és a Reiteregg környéki cement-márga rétegsora a nannoplankton alapján az alsó-campani alsó rézébe sorolható.

The Bitumen Marl Formation of the Kainach Gosau Group (Upper Cretaceous, Styria, Austria)

Abstract

The Bitumen Marl Formation of Kainach Gosau is comparatively poor in C_{org} (0,45–5,77 %; with a maximum of 1–2 %) and for this reason it may not be called s.str. oil shale. The organic matter is represented by hydrogen-rich (e.g. alginite) and hydrogen-poor (vitrinite, reworked vitrinite) substances. The maturity of the Bitumen Marls reflects the initial–medium phase of the oil-window. The characean alga *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. in some places occurs in rock-forming quantity which proves, that part of the Bitumen Marl Formation, including the Geistthal coal, represents a limnic freshwater sediment. On the other hand, a conspicuous number of beds contain the sclerosponge *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA) and also scarcely planktonic foraminifera which indicates marine depositional environment. In several beds freshwater and marine biota occur together, which permits the conclusion, that the depositional environment changed periodically in restricted small basins.

At present, biota – including palynomorphs – do not provide exact stratigraphic data of the Senonian Bitumen Marl Formation. We tentatively correlate the Bitumen Marl with the Ajka Coal Formation of the Transdanubian Central Range in Hungary, which – based on findings of foraminfera – is considered to be of Santonian age.

All Bitumen Marl samples of Kainach Gosau have proved sterile for nannoplankton. However, the "Hauptbeckenfolge" west of St. Bartholomä and the "Zementmergel" (cement marls) of Reiteregg, based on nannoplankton can be assigned to the Early Campanian.

1. Einleitung

Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau gerieten in den letzten Jahren von verschiedenen Standpunkten her in den Brennpunkt des Interesses:

- Potentielles Kohlenwasserstoff-Muttergestein (vgl. ÖMV-Bohrung Afling U 1, KRÖLL & HELLER, 1978)
- Naturraumpotentialkartierungen des Mittleren Murtales (EBNER et al., 1983) und des Bezirkes Voitsberg (EBNER & UNTERSWEG, 1984)
- Kartierungen für das Kartenblatt 163 Voitsberg (EBNER, 1992)
- Vergleich der Oberkreideentwicklungen der Ostalpen mit jenen des Pannonischen Raumes (z.B. SIEGL-FARKAS, EBNER & LOBITZER, 1994)
- IGCP-Projekt Nr. 254 „Metalliferous Black Shales"
- Alginit-Ölschiefer-Prospektion und Untersuchung organisch reicher Gesteine in Österreich (LOBITZER & SOLTI, SACHSENHOFER)
- Nutzungspotential der Bitumenmergel (Projekt der Bergbauförderung, Leitung W. GRÄF; EBNER et al., 1991).

Dadurch war es möglich, eine größere Anzahl von Proben mit aufwendigen analytischen Methoden z.T. auch im Ausland zu untersuchen und über das IGCP-Projekt 254 bzw. bestehende Austauschprogramme der Geologischen Bundesanstalt mit Tschechien und Ungarn sowie auch in gezielter Kooperation mit Rußland ausländische Spezialisten in das Untersuchungsprogramm mit einzubeziehen.

2. Geologische Situation

Die Kainacher Gosau westlich von Graz bildet eine Oberkreideentwicklung, die mit sedimentärem Transgressionskontakt dem Grazer Paläozoikum auflagert und dessen Deckenbau plombiert (KRÖLL & HELLER, 1978: Abb.). Traditionell wird die Kainacher Gosau in folgende lithofazielle Einheiten gegliedert (GRÄF, 1975), wobei die Fossilbestimmungen z.T. revisionsbedürftig und daher die altersmäßigen Zuordnungen aus heutiger Sicht nicht mehr oder nur mehr zum Teil aufrechtzuerhalten sind:

- Basiskonglomerat-Folge (Obersanton–Untercampan)
- Bitumenmergel-Folge (= Fazies von St. Pankrazen; Obersanton–Untercampan)
- Hauptbecken-Folge (Untercampan)
- Zementmergel-Folge (Obercampan–Maastricht)

Die klassischen Fossilfunde (GRÄF, 1975) sind durch die in unserer Arbeit angeführten Taxa sowie jüngste Palynomorphenfunde (SIEGL-FARKAS et al., 1994) zu ergänzen. Eine altersmäßige Interpretation der Palynomorphen stößt zur Zeit noch auf Schwierigkeiten, da die von SIEGL-FARKAS verwendete Palynomorphen-Stratigraphie eine Ökostratigraphie für ungarische Oberkreidevorkommen darstellt, deren chronostratigraphische Einbindung offensichtlich auf große Schwierigkeiten stößt (vgl. auch BODROGI, 1994).

Die Verbreitung der Zementmergel-Folge ist auf das sogenannte Nebenbecken im Raum St. Bartholomä beschränkt, während die erstgenannten Abfolgen den lithologischen Bestand des Hauptbeckens ausmachen. Dabei tritt die rotgefärbte und durch exotische Gerölle (GRÄF, 1975 cum.lit., GOLLNER et al., 1983,) gekennzeichnete Basiskonglomeratabfolge am nördlichen Beckenrand auf und unterlagert auch im zentralen Becken, wie die Bohrung Afling U 1 zeigte, in einer Mächtigkeit von 202 m die Hauptbeckenfolge (KRÖLL & HELLER, 1978). Die Bitumenmergelfolge findet sich am NE- und E-Rand (Raum Geistthal, Södingberg, Münichberg) ebenfalls direkt an der Basis des Kainacher Gosau-Beckens. Sie überlagert mit Erosionskontakt das Grazer Paläozoikum und geht im Hangenden direkt in die gröber klastisch entwickelte Hauptbecken-Folge über. Ihre Maximalmächtigkeit dürfte 50 m nicht überschreiten. Weitere Bitumenmergelvorkommen wurden in Graden und Piber (GRÄF, 1975) bzw. in der Bohrung Afling U1 in einer Mächtigkeit von ca. 200 m und einer Position zwischen Basiskonglomeraten und Hauptbekkenfolge vermerkt (KRÖLL & HELLER, 1978). Kartierungen und Probenuntersuchungen im Raum Graden (EBNER et al., 1991) wiesen die pelitischen Gesteine des Gradener Raumes, die als geringmächtige Einschaltungen in gröberklastischen Gesteinen auftreten als geringkarbonatische Ton-(Silt-)Schiefer aus. Gleiches gilt auch für die Bitumenmergel im Teufenbereich um 480 m der Bohrung Afling U1. Zusätzlich sind in letzterer in bis zu 75 % der Kernstrecke gradierte Sandsteine mit Basiserosionsflächen eingeschaltet, die als distale Turbidite interpretierbar sind. Die geringkarbonatischen Pelite stellen somit das autochthone „Tiefseesediment" der Hauptbecken-Folge dar. Mehrfach wurden die Bitumenmergel auch als fazielles Äquivalent der roten Basiskonglomerate angesehen bzw. als mit diesen verzahnende Basisbildungen bezeichnet. Dies trifft nicht zu, da der einzige Kontaktbereich beider Einheiten östlich Geistthal eine Störungszone darstellt (EBNER, 1992).

Dadurch ist aber auch die Altersgleichheit der Bitumenmergel mit den roten Basiskonglomeraten (GRÄF, 1979, 1989) fraglich. Das Alter der roten Basiskonglomerate, die nach D. SCHIRNIK (unveröff. Diss. Univ. Graz) als Alluvial-Bildungen interpretiert werden, wird von *Trochactaeon*-Funden aus beckenwärts und im Hangenden folgenden grauen Konglomeraten (= mariner Fächer sensu SCHIRNIK) abgeleitet, die nach GRÄF ein Santon–Untercampan-Alter anzeigen. Diese Molluskenfaunen sind jedoch ebenso revisionsbedürftig (mdl. Mitt. H. SUMMESBERGER).

Die Kartierungsergebnisse im Raum St. Pankrazen – Höllererkogel deuten eher auf ein teilweises zeitliches Überlappen von Teilen der Hauptbeckenfolge mit den Bitumenmergeln, wie aus der Überlagerung der Bitumenmergel durch graugefärbte Klastika der Hauptbeckenfolge abzuleiten ist. Rote Basiskonglomerate und Bitumenmergel stellen somit zwei primär räumlich, faziell und auch zeitlich getrennte Basisentwicklungen der Kainacher Gosau dar.

3. Lithologie

GRÄF (1975) charakterisiert zusammenfassend die Lithologie der Bitumenmergel als Folge dunkler, bituminöser Mergelkalke, Mergel und kalkiger Sandsteine, die im Aufschluß und Schliffbereich alle Übergänge ineinander zeigen. Neben ihrer Feinkörnigkeit (häufigster Korngrößenbereich 0,01 bis 0,1 mm) sind sie durch eine rhythmische Feinschichtung im Millimeterbereich („Streifensandsteine"), kleindimensionierte Schräg-, Linsen- und Flaserschichtungen gekennzeichnet. Einschaltungen von Lumachellenlagen, hellen Gastropodenkalken und onkolithischen Kalken treten vor allem in basisnahen Anteilen auf. GRÄF erwähnt weiters Rippelmarkenhorizonte, die teilweise von hexagonal strukturierten Trockenrissen überprägt werden.

Mit Ausnahme ihrer Basisbildungen können im Verbreitungsbereich der Bitumenmergel folgende Lithotypen unterschieden werden:

3.1. Basisbildungen der Bitumenmergel

In zahlreichen Profilen im Bereich des Grundgebirgsaufbruches E von Geistthal, des Höllerer- und Zentner-Kogels, konnten unmittelbare sedimentäre Auflagerungen der Bitumenmergel auf paläozoischen Karbonaten festgestellt werden. In diesen Profilen liegt über dem Paläozoikum mitunter gering verfestigter monomikter Verwitterungsschutt, der in unterschiedlich verfestigte Karbonatkonglomerate (dm- bis m-mächtig; ausschließlich karbonatische lokale Paläozoikumskomponenten; keine Rotfärbung der Matrix) übergeht. Typisch sind im Basisbereich auch beige Gastropodenspatkalke (15 bis 20cm mächtig). Der eigentliche Bitumenmergel setzt erst darüber, oft mit gering mächtigen Lumachellen oder eckigen Dolomitkomponenten in einer Bitumenmergelmatrix, ein (EBNER, 1992, EBNER et al., 1991)

An der Basis der Bitumenmergel und über den oben genannten Konglomeraten liegen örtlich auch äußerst geringmächtige, beige bis gelbe Kalke mit Crustaceen-Koprolithen (*Helicerina kainachensis*; FENNINGER & HUBMANN, 1994).

3.2. Bituminöse Kalkmergel

Dunkelgrau-braune Bitumenmergel mitunter mit Pflanzenhechsel und Gastropoden. Daneben finden sich Typen, die im Handstück und Schliffbereich Laminationen, Farb- und Flaserschichtung zeigen. Die laminierten Partien bestehen teilweise aus gröberkörnigen Silt- bzw. Fossildetritus-Lagen. Zerrklüfte in cm-Länge zeichnen sich durch ihre Bitumenfüllung aus. Bakteriopyrit ist teilweise in Nestern angereichert. Die Klassifizierung der Mergel erfolgte nach dem Ton/Sand/Karbonat-Benennungsdreieck nach FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1970, wobei für die Bitumenmergel lediglich die Dreiecksseite Karbonat/Ton maßgeblich ist. Der dafür wichtige Karbonatgehalt wurde mit dem Anteil der löslichen Substanz bei der Bestimmung des HCl-unlöslichen Rückstandes gleichgesetzt. Bis auf je eine Probe , die mit 49 % Karbonat noch in den Bereich Tonmergel und mit 76 % in den Bereich toniger Kalk fallen, liegen alle Proben mit einem Karbonatgehalt zwischen 50 und 75 % im Bereich Kalkmergel. Der Begriff „Ton" ist im Sinn einer Korngrößenkategorie zu verstehen, wobei mangels detaillierter Untersuchungen der Tonfraktion auch Anteile der Siltfraktion zuzurechnen sind. Der unlösliche Rückstand der Bitumenmergel setzt sich laut Röntgenbefund aus detritärem Quarz und Schichtsilikaten (Glimmer = Illit + Muskovit, Chlorit) bei schwankenden Mengenverhältnissen zusammen. Verbreitung: Hauptgesteinstyp im Bereich der Bitumenmergel-Folge.

3.3. Bituminöse gastropodenführende Kalke

Hellgrau anwitternde bituminöse mikritische Kalke mit reichlich Gastropoden, die bisweilen eine honiggelbe karbonatische Internfüllung besitzen; mitunter Bitumen-gefüllte Klüfte.

Verbreitung: ausschließlich im Bereich N des Paläozoikum-Aufbruches E von Geistthal. In enger räumlich-fazieller Verknüpfung mit siltig/tonigen Sedimenten (vgl. Kapitel 3.4.).

3.4. Graugrüne Silte und Tone

N und NE des Grundgebirgsaufbruches E von Geistthal verzahnen die Bitumenmergel mit graugrünen Silten und Tonen, in denen vereinzelt Lagen von Gastropoden-führenden Bitumenkalken auftreten. Diese an organischer Substanz ärmere Fazies ist im Detail noch nicht untersucht.

4. Geochemie

4.1. Anorganische Geochemie

Tab. 1 gibt statistisch nicht weiter behandelte Kennwerte von 24 Proben an, die aus den oben genannten Bitumenkalken, Bitumenmergeln und Gesteinen der Hauptbecken-Folge stammen. Die Hauptelemente wurden mit Hilfe der RFA ermittelt.

Die Spurenelemente (Angaben in ppm) und Edelmetallgehalte (Au, Pd, Pt in ppb) wurden mittels AAS am Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität analysiert. Die Bestimmung von U, Mo, Sn, As erfolgte wiederum an einigen Einzelproben in Tschechien.

Aus den Haupt- und Spurenelementgehalten sind keine räumlichen oder faziellen Trends ableitbar. Der bei den Spurenelementen in Tab.1 angegebene Vergleichswert bezieht sich auf Durchschnittswerte in Tonschiefern (THALMANN et al., 1989). Dabei zeigt sich, daß mit Ausnahme einiger einzelner Ausreißer bei Ba und Sc alle Spurenelemente in durchschnittlichen Konzentrationen auftreten. Die größten Au-Gehalte (6 ppb) wurden in einer Pyritknolle festgestellt. Diese Probe stellt auch die einzige mit Nachweis von Pd (9 ppb) dar.

Als Hilfsmittel für eine „geochemische Faziesdiagnose" (ERNST, 1970) kann zur Unterscheidung von Sapropelen und Gyttjen vor allem das V/Cr-Verhältnis herangezogen werden. BORCHERT & KREJCI-GRAF, 1959 geben für Gyttjen Werte <1 und für Sapropel zwischen 2 und 10 an. Da alle Bitumenmergelproben ein V/Cr-Verhältnis zwischen 1 und 2 besitzen, kann davon nicht abgeleitet werden, ob reduzierende Bedingungen lediglich im Sediment herrschten oder die Reduktions/Oxidationsgrenze in der Wassersäule zu liegen kam.

4.1.1. Schwefelgehalt

Der Schwefelgehalt der Proben wurde nach DIN 51 724 am Institut für Wärmetechnik, Industrieofenbau und Energiewirtschaft der Montanuniversität Leoben (Prof. GOD) bestimmt. Das Probenmaterial ist ident mit jenem der Pyrolyse-Untersuchungen.

Der Schwefelgehalt der Proben schwankt zwischen 0,07 und 1,34 %. Der Schwefelgehalt korreliert nicht mit dem Gehalt an organischem Kohlenstoff. Ein Großteil des Schwefels ist an Framboid-Pyrite gebunden.

4.2. Organische Geochemie und Petrologie

4.2.1. Methodik

Kohlenstoff-Analysen und Rock-Eval-Pyrolyse-Untersuchungen wurden von der Fa. ÖMV-AG an insgesamt 25 Proben durchgeführt. Wichtige Parameter zur Charakterisierung der organischen Substanz sind:

C_{org}: Gesamter organischer Kohlenstoff.
S_1: Menge an Kohlenwasserstoffen (mg KW/g Gestein), die im Sediment enthalten ist.
S_2: Menge an Kohlenwasserstoffen (mg KW/g Gestein), die während der Pyrolyse aus dem Kerogen neu gebildet wird.
T_{max}: Temperatur (°C), bei der ein Maximum an S_2 Kohlenwasserstoffen generiert wird.

Aus diesen gemessenen Daten können folgende Parameter abgeleitet werden:

HI: Wasserstoff-Index (S_2/C_{org}) × 100.
PI: Produktions-Index [$(S_1/(S_2 + S_1)$].

Zu beachten ist, daß bei Oberflächenproben S_1 und S_2 reduziert sein können (PETERS, 1986).

Die petrographische Untersuchung der organischen Substanz wurde mit einem Auflichtmikroskop MPV-2 der Fa. Leitz durchgeführt. Beim Studium bituminöser Stoffe bewährte sich der Einsatz einer Fluoreszenzeinrichtung. Die Bestimmung der Vitrinitreflexion erfolgte mit dem obgenannten Gerät. Gemessen wurde das mittlere Reflexionsvermögen (Rr) unter Ölimmersion bei einer Wellenlänge von 546 nm.

Gaschromatographische Untersuchungen der gesättigten Bitumenfraktion wurden mit einem HP 5890 A-Instrumen an drei Bitumenmergelproben durchgeführt.

4.2.2. Maturität

Die Maturität der organischen Substanz kann mit Hilfe der Vitrinitreflexion und der T_{max} Werte erfaßt werden.

Bitumenmergel der östlichen und nordöstlichen Kainacher Gosau

Die T_{max}-Werte von 22 untersuchten Proben schwanken zwischen 427 und 451°C mit einem deutlichen Maximum zwischen 435 und 445°C (Abb. 1). Dies stimmt überein mit den Daten der Vitrinitreflexion, die zwischen 0,52 und 0,83 % Rr streuen. Bei der Interpretation der Reflexionsdaten ist zu berücksichtigen, daß das Reflexionsvermögen von Vitrinit durch die Anwesenheit bituminöser Substanzen reduziert sein kann (z.B. PRICE & BARKER, 1985).

Die Fluoreszenzeigenschaft mancher Vitrinite der Bitumenmergel zeigt, daß mit diesem Effekt auch bei den untersuchten Proben gerechnet werden muß.

Die Kombination der Pyrolyse-Daten und der Reflexionswerte indiziert, daß die Reife der Bitumenmergel der östlichen und nordöstlichen Kainacher Gosau dem Beginn bis mittleren Bereich des Ölfensters, bzw. der Katagenese entspricht (siehe Abb. 1) Dies ist konsistent mit einer geringen Bevorzugung der ungeradzahligen *n*-Alkane (CPI_{25-34}: ca. 1,1) und dem Auftreten von migriertem Bitumen.

Pelite der Hauptbecken-Folge (Bohrung Afling U 1)

Die T_{max}-Werte der untersuchten Proben (470, 472°C) und die Reflexionswerte (1,33 %, 1,30 % Rr) belegen relativ hohe Inkohlung. Das organische Material befindet sich im Grenzbereich Katagenese-Metagenese (Abb. 1).

Pelite der Hauptbecken-Folge bei Graden

An der untersuchten Probe dieses Bereiches (Lb 22) konnte trotz relativ hohem C_{org}-Gehalt (0,64 %) kein S2 Signal gemessen werden. T_{max} kann daher nicht angegeben werden. Vitrinitreflexionswerte dieses Bereiches erreichen 2,45 % Rr. Diese Werte wurden an eingeschwemmten Treibhölzern bestimmt. Die hohen Reflexionswerte stimmen mit dem fehlenden S2-Peak überein. Bis jetzt ist allerdings unklar, ob die hohen Reflexionswerte auf ein lokales Inkohlungsmaximum, auf detritäres organisches Material oder auf Oxydationseffekte rückführbar sind.

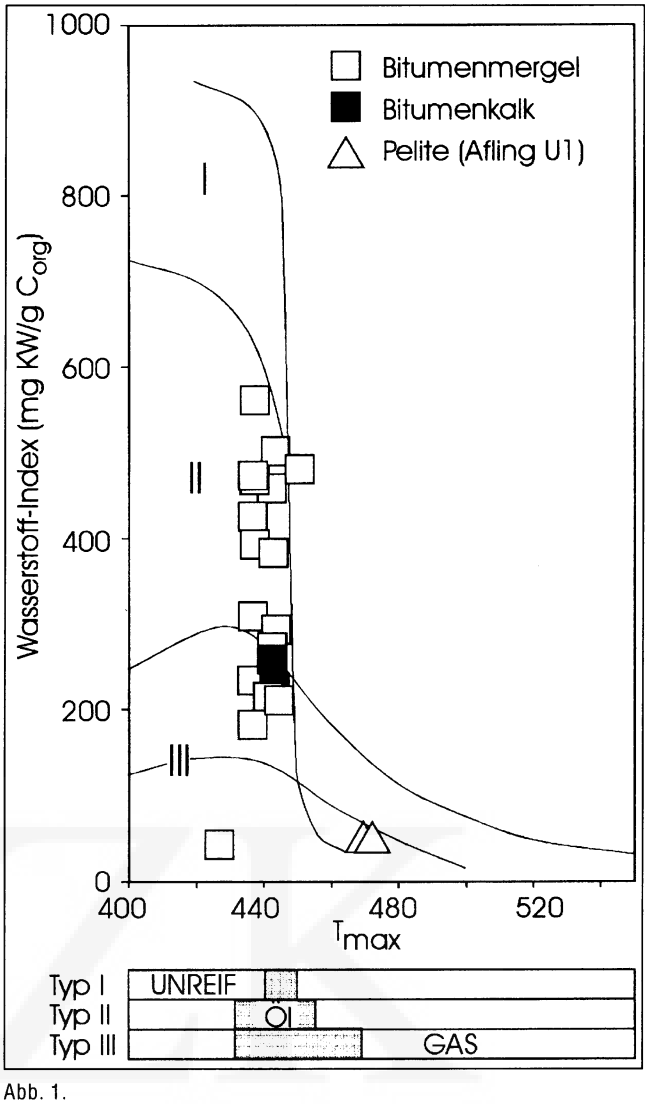


Abb. 1.
Beziehung zwischen Wasserstoff-Index und T_{max}-Wert für Bitumenmergel, Bitumenkalke und Pelite der Bohrung Afling U 1.
Die Pelite dieser Bohrung sind deutlich reifer als die Bitumenmergel und -kalke. Unterschiedliche Wasserstoffindices der Bitumenmergelproben zeigen die große Variabilität des organischen Materials.

4.2.3. Menge des organischen Materials

Der C_{org}-Gehalt der untersuchten Proben schwankt zwischen 0,45 und 5,77 % (Tab. 1). Ein Maximum liegt zwischen 1 und 2 %. Nur kohlige Partien weisen Gehalte über 3 % auf. Die Pelite der Bohrung Afling U1 und aus dem Bereich Graden weisen Gehalte auf, die sich im unteren Teil des Spektrums der Bitumenmergel bewegen (0,62–1,14 %).

Der Gehalt an freiem Bitumen (S1) ist in den meisten Proben sehr gering. Daraus resultiert auch ein sehr kleiner Produktions-Index. Da bei der Bemusterung Proben mit megaskopisch erkennbarem migriertem Bitumen nicht berücksichtigt wurden, könnte dies ein Effekt des Abwanderns des Bitumens in die Klüfte sein.

Inwieweit zusätzlich Verwitterungsprozesse bei der Reduktion des S1-Peaks eine Rolle gespielt haben (PETERS, 1986), läßt sich zur Zeit nicht beantworten.

Tabelle 1.
Kennwerte von 24 Proben aus der Kainacher Gosau.

	Bitumenkalke	Bitumenmergel	Feinklastika der Hauptbeckenfolge	Durchschnittswert für Tonschiefer [4]	Pyrit aus Bitumenmergel
Anzahl der Proben	2	17	4		
Glühverlust [%]	42,74–42,98	24,96–35,27	13,80–33,23		
Karbonatgehalt [1] [%]	91,35–91,89	49,01–76,29	16,03–24,80		
Unlöslicher Rückstand [2] [%]	8,11–8,65	25,71–51,29	75,20–84,88		
Hauptelemente [%]					
SiO_2	n.b.	11,95–35,35	52,54–56,61		
TiO_2	~	~–0,59	0,96–1,21		
Al_2O_3	1,68–2,00	6,05–13,95	17,71–19,59		
Fe_2O_3	0,67–2,09	2,23–5,89	6,09–9,96		
MgO	5,02–5,21	1,33–3,58	1,48–4,99		
MnO	0,25–0,33	0,07–0,26	0,05–0,29		
K_2O	~	0,82–2,34	3,51–4,19		
Na_2O	~	~–0,26	0,05–0,59		
P_2O_5	n.b.	0,04–1,38	0,17–0,39		
S	0,18–0,19	0,17–1,34	0,07–0,53		
Spurenelemente [ppm]					
Rb	9–11	9–153	131–175	140	
Sr	814–905	151–2356	95–387	300	
Ba	212–393	212–1057 [5367]	670–1021	550	
Zr	71–74	~–304	160–236	160	
Nb	9–9	9–20	13–22	20	
Y	12,7–13,5	12,7–25,9	25,9–31,9	18	
Sc		25,4 [766,6; 628]	25,4–53,6	15	
V	25–31	25–136	179–272	130	
Cr	13–20	13–106	144–163	90	
Ni	~–7	8–57	43–114	68	
Cu	17–20	20–127	41–91	45	
Pb	12–14	9–18	21–30	20	
Zn	4–98	86–157	100		
Ga	15	15–19	21–22	19	
Th	~	~–16	26–32	12	
Sn [3]		~		6	
U [3]		~		3,7	
Mo [3]		~		2,6	
As [3]		~–10		10	
Au	~	~–3	~–2		6
Pt	~	~	~		~
Pd	~	~	~		9
Organische Geochemie					
C_{org}	0,84–1,25	0,45–5,77	0,62–1,14		
HI = mg KW/g C_{org}	217–224	10–563	51		
Tmax [°C]	442–443	434–450	470–472		

[1] Karbonatgehalt = HCl-löslicher Anteil.
[2] HCl-unlöslicher Rückstand.
[3] Angaben aus einigen Einzelproben, det. J. PAŠAVA.
[4] Vergleichswerte aus THALMANN et al. (1989; Geochemischer Atlas der Republik Österreich).
n.b. = nicht bestimmt.
~ = unter der Nachweisgrenze.

Das S/C_{org}-Diagramm wird zur Unterscheidung mariner und lakustriner Sedimente verwendet (BERNER, 1984) und bestätigt im vorliegenden Fall das aus dem Fossilinhalt gewonnene Bild. Der Großteil der Proben gruppiert sich im Grenzbereich lakustrin/marin, wobei die aufgrund paläontologischer Befunde als marin klassifizierten Proben bis auf eine Ausnahme (30) ebenfalls eindeutig einem normal marinen Environment zuzuordnen sind.

4.2.4. Art des organischen Materials

Über die Art des organischen Materials geben organisch-petrographische Untersuchungen und der Wasserstoff-Index unter Berücksichtigung der Maturität Aufschluß.

Bitumenmergel der östlichen und nordöstlichen Kainacher Gosau

Das organische Material setzt sich aus unterschiedlichen Anteilen von Vitrinit und Liptinit zusammen. Inertinite treten nur selten auf. Das Reflexionsvermögen des Vitrinits schwankt in weiten Bereichen. Neben den „autochthonen", den Inkohlungsgrad des Sediments anzeigenden Phytoklasten, treten stets zahlreich höher reflektierende Partikel auf. Häufig vertreten ist eine Vitrinitpopulation mit einer Reflexion von ca. 1,4 % Rr. Meist gute Rundung der höher reflektierenden Partikel läßt auf Umlagerung und einen gewissen Transport schließen. Unter den Liptiniten dominieren Alginit und Bituminit. Letzterer stammt vermutlich von stark abgebauten Algen. Andere Macerale der Liptinitgruppe sind sehr selten. Das organische Material besteht daher im wesentlichen aus einer Mischung von Typ I und Typ III Kerogenen. Unterschiedliche Mischungsverhältnisse manifestieren sich in unterschiedlichen Wasserstoff-Indices, die für den Großteil der Proben von 184 bis 563 mg KW/g C_{org} reichen. Lediglich der Wasserstoff-Index des kohligen Bitumenmergels Lb 24 ist mit 40 mg KW/g C_{org} deutlich kleiner. Der bedeutende Anteil von Resten höherer Landpflanzen (Kerogen-Typ III) am organischen Material manifestiert sich in hohen Pristan/Phytan-Verhältnissen (2,1–4,2).

Die Zusammensetzung von 4 Extrakten von Bitumenmergeln bzw. von 2 Proben migrierten Bitumens aus devonischen Kalken im Bereich des Paläozoikumsaufbruches E' Geistthal wurden von der ÖMV AG 1965 untersucht und in GRÄF (1975: 90) dokumentiert. Es wird darauf hingewiesen, daß das migrierte Bitumen vom Extrakt der Bitumenmergel im Dreicksdiagramm (Aromaten – Paraffine – Harze) nicht unterschieden werden kann.

Isotopengeochemische Untersuchungen an einigen wenigen ausgewählten Proben zeigen $^{13}C_{org}$-Werte zwischen –27,6 bis –29,1 %.

Pelite der Bohrung Afling 1 und in der Umgebung von Graden

Auf Grund der hohen Inkohlung der betreffenden Proben kann keine Aussage über die ursprüngliche Zusammensetzung des organischen Materials getroffen werden. Heute ist in diesen Proben ausschließlich Vitrinit und Intertinit vorhanden.

5. Paläontologie

5.1. Nannoplankton

Von den bislang etwa 20 durchgesehenen Bitumenmergel-Proben erwiesen sich sämtliche als nannosteril. Lediglich einige der wenigen Vergleichsproben aus der Hauptbeckenfolge sowie aus den Zementmergeln der Nebenbecken-Entwicklung der Lokalität Reiteregg führen selten und durchwegs schlecht erhaltenes Nannoplankton. Graue Mergel der basalen Zementmergel-Folge aus einem Kelleraushub westlich St. Bartholomä führen eine ziemlich artendiverse Nannoflora des späten Santon bis frühen Campan (CC 17–20) mit *Watznaueria barnesae, Calculites obscurus, Calculites ovalis, Lucianorhabdus cayeuxii, Lucianorhabdus maleformis, Micula decussata, Stradneria crenulata, Prediscosphaera cretacea* und *Eiffellithus eximius*.

Auch die Nannoplankton-Assoziation des Zementmergel-Aufschlusses der Lokalität Reiteregg läßt sich auf frühes Campan einengen: *Watznaueria barnesae, Eiffellithus eximius, Eiffellithus turriseifeli, Stradneria crenulata, Lucianorhabdus*

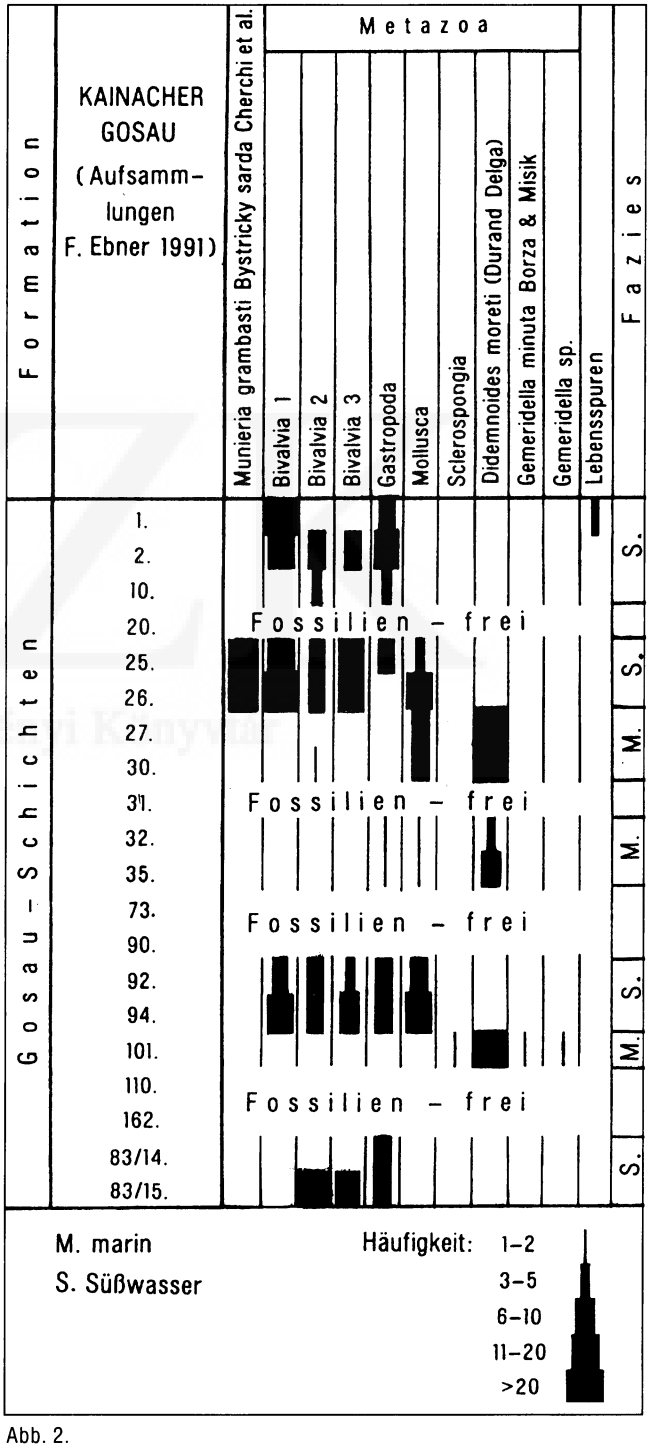


Abb. 2.
Fossilinhalt der Kainacher Gosau nach Aufsammlungen von F. EBNER.

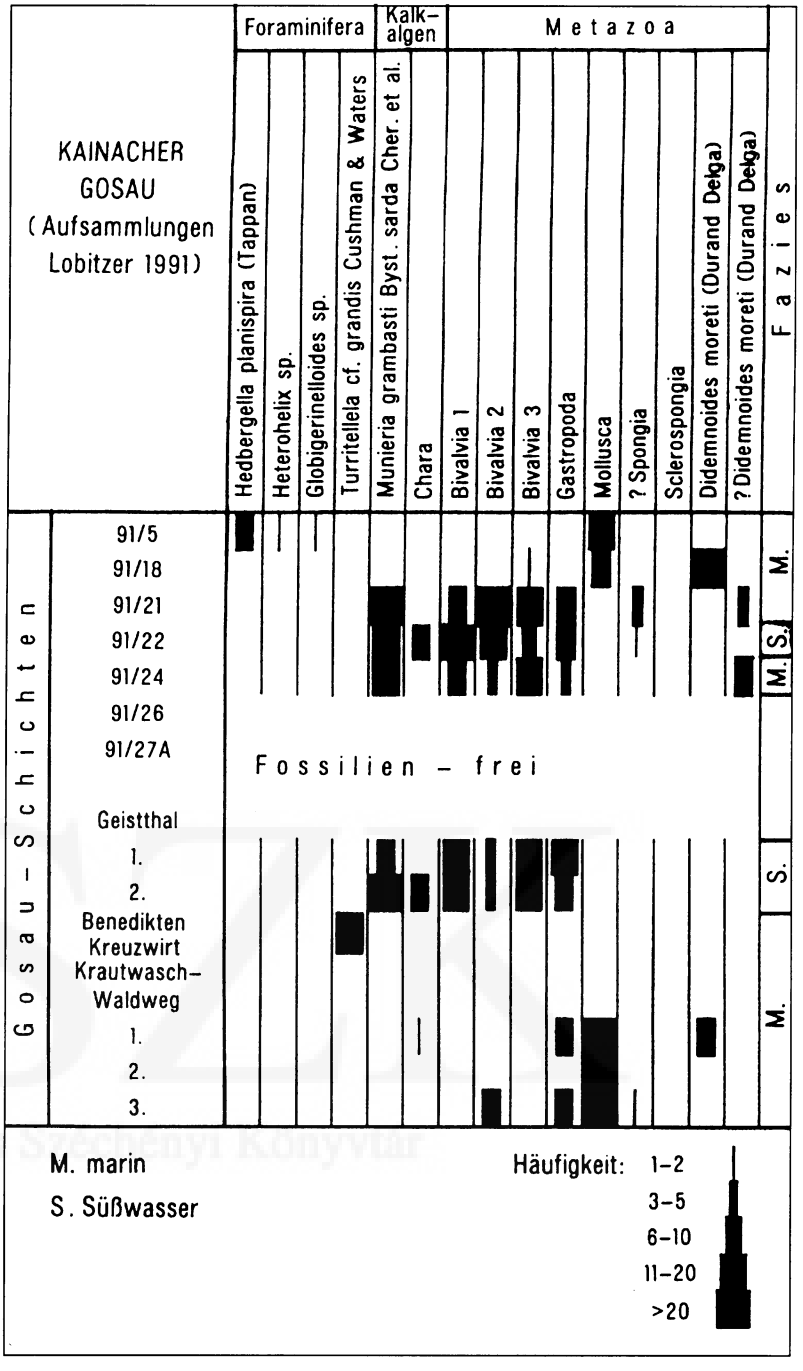


Abb. 3.
Fossilinhalt der Kainacher Gosau nach Aufsammlungen von H. LOBITZER.

cayeuxii, Lucianorhabdus maleformis, Quadrum gartneri, Micula decussata, Calculites ovalis, Aspidolithus parcus cf. *constrictus* und *Reinhardtites anthophorus*.

5.2. Palynomorphen

SIEGL-FARKAS et al., 1994 berichten über die zwar recht artendiversen, aber stets schlecht erhaltenen Pollen- und Sporen-Spektren aus verschiedenen Schichtgliedern der Kainacher Gosau.

5.3. Characeen

Das teilweise gesteinsbildende Auftreten von Süßwasseralgen – insbesondere von *Munieria grambasti* BYSTRICKY ssp. *sarda* CHERCHI et al. (Taf. 1, Fig. 3; Taf. 2, Fig. 2,5,6; Taf. 3, Fig. 1,4,6,7) war bislang in der Kainacher Gosau nicht bekannt. Die Auswertung des Schliffmaterials hat nun erstmals den Nachweis dieses wichtigen Faziesindikators – oftmals gemeinsam mit *Chara*-Gyrogoniten vorkommend – erbracht und die Annahme von FLÜGEL, 1961 hinsichtlich abgeschnürter Süßwasserbecken – zumindestens für periodische Zeitabschnitte – untermauert.

5.4. Foraminiferen

Bislang konnten Foraminiferen in den Bitumenmergeln lediglich in Einzelexemplaren nachgewiesen werden und zwar in Schlämmrückständen von der neuen Forststraße zum Platzlkogel (*Hedbergella* sp., *Gavelinella* sp., *Ammobaculites agglutinans* D'ORBIGNY und röhrenförmige agglutinierende Foraminiferen indet.). An der Straße ca. 100m SW des Gehöfts Prettentaler wurde aus weichen grauen Mergeln, die der Hauptbeckenfolge zugeordnet werden, *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Hedbergella* sp. sowie eine benthonische kalkschalige Foraminifere indet. geschlämmt.

Eine weitere Schlämmprobe von einem Straßenaufschluß zwischen Benedikt und Kreuzwirt führt aus dem Jungpaläozoikum umgelagerte Foraminiferen. Mit Vorbehalt kann die relativ häufige, abgerollte, flachgedrückte und teilweise zerbrochene Foraminifere *Turritellella* cf. *grandis* CUSHMAN & WATERS zugeordnet werden (Taf. 3, Fig. 2,3). Die Herkunft dieses Taxons bleibt vorerst rätselhaft; vermutlich wurden jungpaläozoische feinklastische marine Sedimente des Grazer(?) Paläozoikums in der Kreide umgelagert. Dies wirft erneut die Frage einer Überlagerung des Grazer Paläozoikums durch prägosauische Schichten auf (FLÜGEL, 1983).

Die Untersuchung der Foraminiferen-Assoziationen der Hauptbeckenfolge sowie der Zementmergel des Nebenbeckens in der Folge von St. Bartholomä ist nicht Thema dieser Arbeit. Diesbezügliche Daten können in VAN HINTE (1965), OBERHAUSER (1959, 1963, 1968) sowie KAUMANNS (1962) nachgelesen werden.

5.5. Sclerospongien

Der Erstnachweis der Sclerospongie *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA) in mehreren Proben aus den Bitumenmergeln der Kainacher Gosau kann als starkes Indiz für marine Sedimentationsabschnitte innerhalb einer überwiegend limnischen Ablagerungsfolge gewertet werden (Taf. 1, Fig. 1; Taf. 2, Fig. 1,3; Taf. 4, Fig. 1–4).

5.6. Diverse Biogene

Außer den erwähnten Fossilgruppen wurden in den Bitumenmergeln auch diverse Molluskenreste (u.a. Schalen von dickschaligen Lamellibranchiaten: ?Inoceramen, „Fi-

lamente", Kleingastropoden), pyrytisierte Ostracoden, Radiolarien sowie *Coprolithes hexagonalis* (VANGENOV) KNOBLOCH beobachtet.

6. Stratigraphie

Beruhend auf der Annahme einer faziellen Verzahnung der Bitumenmergel mit dem biostratigraphisch als Obersanton–Untercampan datierten roten Basiskonglomerat erachtet GRÄF, 1975 die Bitumenmergel diesem als altersäquivalent. Da jedoch – wie neue Geländeaufnahmen zeigen – der einzige gut aufgeschlossene Kontaktbereich dieser beiden Einheiten östlich Geistthal eine Störungszone darstellt, muß die Altersfrage als ungeklärt betrachtet werden. Zu einer Präzisierung des Alters führen leider auch die neuen Fossilfunde nicht, da nach MISIK & BORZA, 1978 *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA) in den Westkarpaten vom Karn bis Alb auftritt bzw. nach unseren Neufunden bis in die Oberkreide reicht. Nach CHERCHI et al., 1981 reicht auch *Munieria grambasti* BYSTRICKY *sarda* CHERCHI et al. von Oberjura bis Oberkreide und eignet sich daher keineswegs für detailstratigraphische Aussagen.

Die bislang sehr bescheidene Foraminiferenfauna aus den Schlämmrückständen erlaubt ebenfalls noch keine exaktere Einstufung.

Einen Anhaltspunkt stellt vielleicht die Foraminifere *Globotruncana arca* CUSHMAN dar, die nach PREMOLI-SILVA & SLITER (in Druck) in Gubbio im unteren Drittel der *Dicarinella asymetrica*-Zone (CC 17) im Obersanton einsetzt. Die Datierung der Palynomorphen-Funde aus den Bitumenmergeln wird bei SIEGL-FARKAS et al. (1994) diskutiert; demnach erscheint ein Campan-Alter (mit Vorbehalt) möglich zu sein.

Zwei Proben aus der Basis der Zementmergel-Folge westlich St. Bartholomä erweisen sich als nannofossilführend und lassen sich dem Bereich ab spätem Santon bzw. dem frühen Campan (Nannozonen CC 17–20) zuordnen. Letztere Probe führt auch Foraminiferen, die jedoch keine nähere stratigraphische Aussage zulassen.

Die Nannoflora des Zementmergel-Aufschlusses der Lokalität Reiteregg läßt sich dem Campan bzw. dem Bereich Oberconiac-Untercampan zuordnen. Diese Einstufung steht mit der bei GRÄF (1975, 1994) diskutierten Datierung des Zementmergels in Obercampan–Maastricht nicht in Einklang.

7. Faziesinterpretation

Kartierungsergebnisse, Mikrofazies, Geochemie wie auch Palynomorphen weisen nun die Bitumenmergel als eine Basisentwicklung am NE-Rand der Kainacher Gosau aus, die jedoch sowohl zeitlich wie auch faziell nicht mit den älteren roten Basiskonglomeraten zu verknüpfen ist. Die Einschaltung sandiger Lagen bzw. ihre Überlagerung durch Gesteine der Hauptbecken-Folge zeigt eher eine Nahbeziehung bzw. ein Verzahnen mit den hangenden Teilen der Hauptbecken-Folge an.

Der aus Fossilinhalt und S/C_{org} -Verhältnis ableitbare wechselnde lakustrine bzw. marine Charakter wird folgend erklärt: Zur Zeit der Sedimentation der hangenden Hauptbecken-Folge waren am NE Rand des Gosaubekkens über aufgearbeitetem Paläozoikum in flachen Küstenbereichen abgeschnürte Becken mit Sedimentation der Bitumenmergel vorhanden. Bei der Auffüllung des Gosaubeckens wurden die Barrieren beider Faziesräume zeitweilig durch das Meer durchbrochen, bis schließlich die Bitumenmergel durch sandig dominierte Gesteine der stets vollmarin entwickelten Hauptbecken-Folge überlagert wurden.

8. Paläogeographische Beziehungen

Wie bereits von verschiedener Seite betont wurde (WOLETZ, 1967, OBERHAUSER, 1968, KAUMANNS, 1962, GRÄF, 1972, u.a.), zeigen die inneralpinen Gosauvorkommen (Kainach, Lavanttal, Krappfeld) faziell-paläogeographisch engere Beziehungen zu den Oberkreide-Ausbildungen des ungarischen bzw. dinarischen Raumes als zur Gosau der Nördlichen Kalkalpen. Diese Meinung wird durch unsere Untersuchungsergebnisse unterstützt. Es kann jedoch keineswegs ausgeschlossen werden, daß die z.T. recht spärliche fazielle Bearbeitung – insbesondere der Süßwasser-Entwicklungen wie etwa mancher Kohlen- und Bauxit-Begleitgesteine nordalpiner Gosauvorkommen – dieses Bild verzerrt.

Die zu den Charophyten zählende *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. ist nach CSÁSZÁR & BODROGI, 1983 insbesondere im SSW Europas verbreitet sowie in Ungarn im Alb (Tés-Tonmergel-Formation, Zirc-Kalk-Formation) und im Senon (Ajka-Kohlen-Formation).

Die Sclerospongie *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA) wird hier wohl erstmals von einer österreichischen Lokalität erwähnt. Aus nordalpinen Gosauvorkommen wurde dieses Taxon bislang nicht bekannt gemacht.

Die Palynomorphen-Assoziationen weisen nach SIEGL-FARKAS et al. (1994) auf eine mediterrane Florenprovinz (*Normapolles*-Provinz) hin.

Dank

Ein Teil der Arbeiten wurde im Rahmen der bilateralen Zusammenarbeit zwischen Österreich und Tschechien bzw. der GBA in Wien und dem MÁFI in Budapest durchgeführt, wofür die Autoren den Direktoren der Geologischen Dienste in Budapest, Prag und Wien ergebenst danken.

Dr. Á. SIEGL-FARKAS, Dr. GÁBOR SOLTI und Dr. GÉZA CSÁSZÁR (alle MÁFI Budapest) wird für ihre Mitarbeit bei den Geländeaufnahmen gedankt. I. BODROGI dankt Prof. H.M. BOLLI und Prof. I. PREMOLI-SILVA (Mailand) für zahlreiche wertvolle Diskussionen.

Frau PELLÉRDY (MÁFI Budapest) wird für die Anfertigung der Fotos für Taf. 1–3 und Dr. R. SURENIAN (GBA) für die Fotos auf Taf. 4. gedankt.

Ein Teil der geochemischen Analytik sowie auch der Probennahme im Gelände wurde durch die finanzielle Unterstützung des IGCP-Projektes 254 „Metalliferous Black Shales" ermöglicht.

Tafel 1

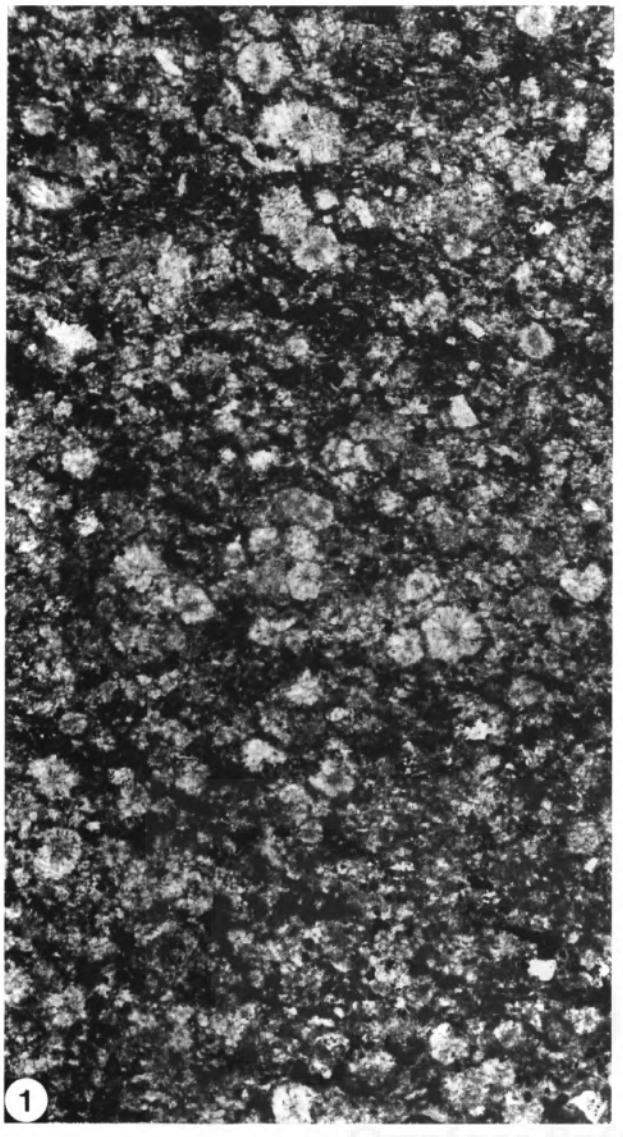
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

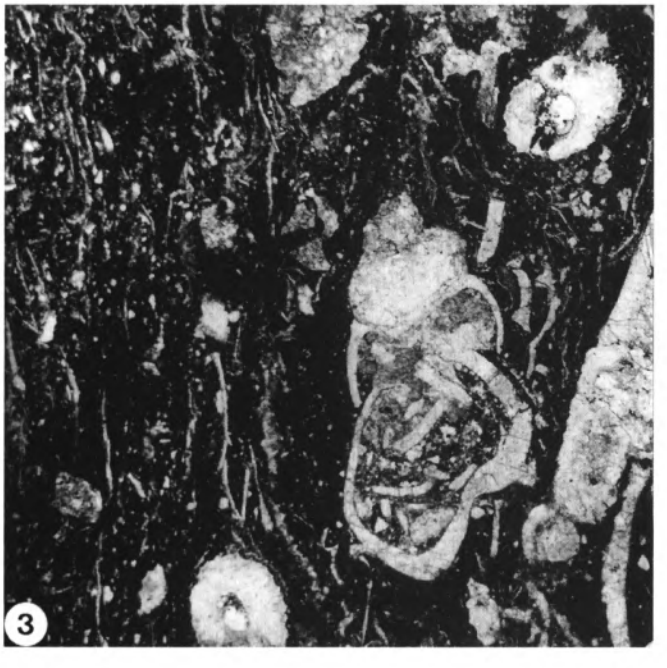
Fig. 1: **Bitumenmergel-Fazies**
mit *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA).
Dünnschliff EBNER 101; 46×vergr.

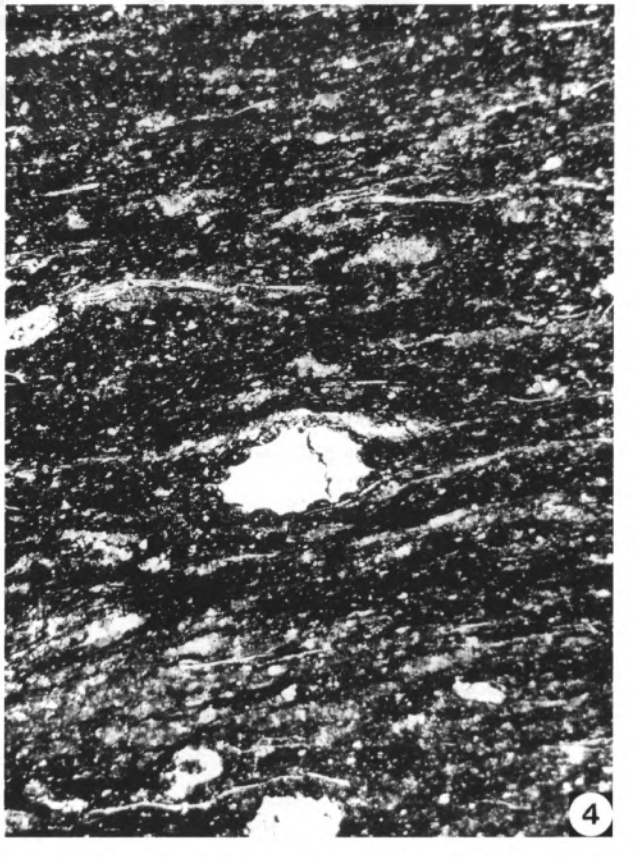
Fig. 2: **Bitumenmergel**
mit Gastropoden und Bivalven, Filamente; Plastoklaste.
Dünnschliff EBNER 25; 31×vergr.

Fig. 3: **Bituminöser Kalkstein**
mit Gastropoden, Molluskenbruchstücken, Filamenten sowie *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al.
Dünnschliff Geistthal 1, leg. LOBITZER; 31×vergr.

Fig. 4: **Wie Fig. 3.**
Auch Bivalven-Schalen.







Országos Szechén

Tafel 2

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Bitumenmergel-Fazies**
mit *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA).
Dünnschliff EBNER 101; 550×vergr.

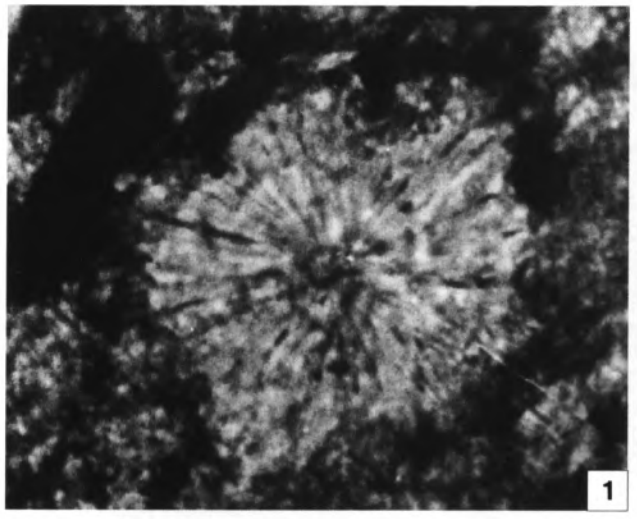
Fig. 2: **Filament-führende Bitumenmergel**
mit *Chara*–Gyrogoniten und *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al.
Dünnschliff EBNER 22; 53×vergr.

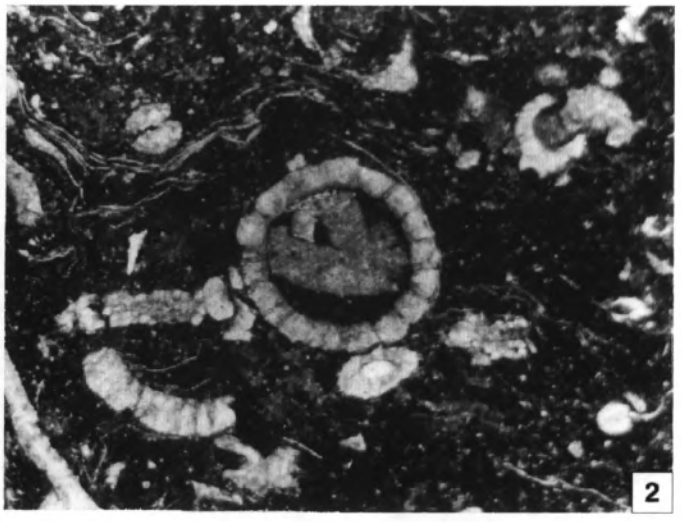
Fig. 3: **Verschiedene Schnitte durch *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA).**
Dünnschliff EBNER 101; 450×vergr.

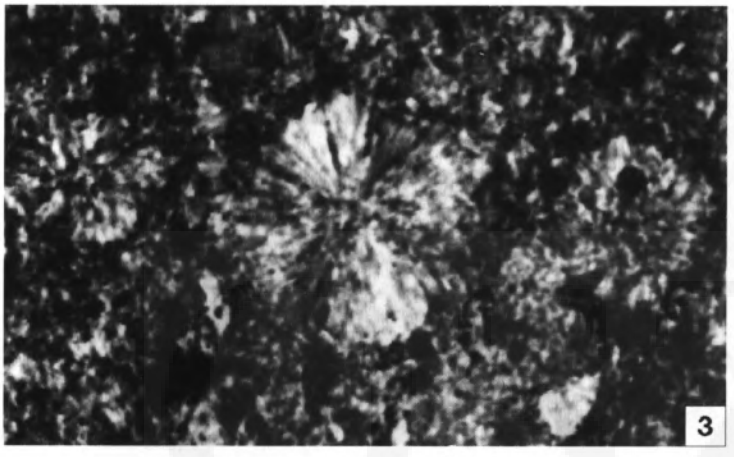
Fig. 4: **Bituminöser Filament-Mergelkalk**
mit *Chara*-Gyrogonit.
Dünnschliff Geistthal 2, leg. LOBITZER; 53×vergr.

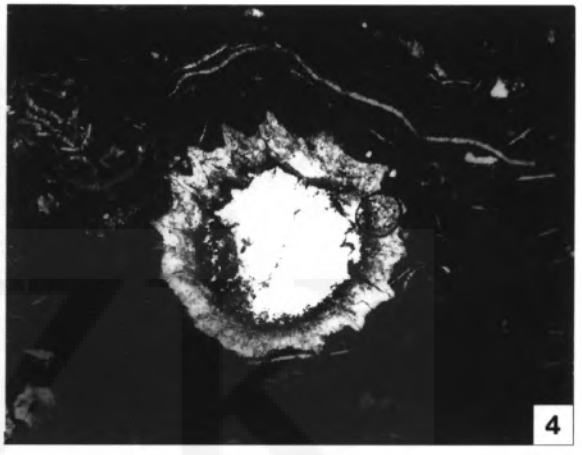
Fig. 5: **Bituminöser Mergelkalk**
mit *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al.
Dünnschliff Geistthal 2, leg. LOBITZER; 53×vergr.

Fig. 6: **Wie Fig. 5.**
265×vergr.

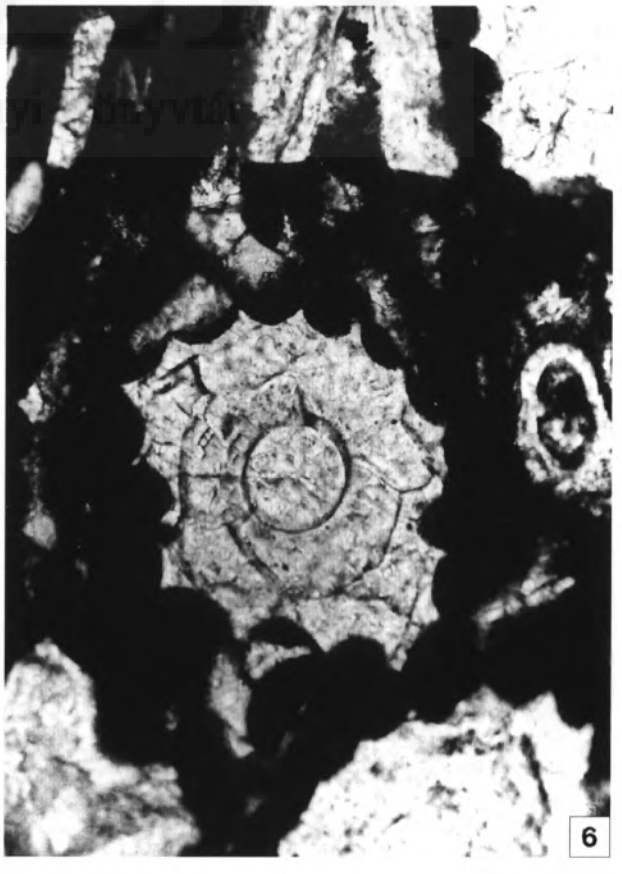

1


2


3


4

5


6

Tafel 3

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Bitumenmergel**
mit *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al. und Molluskenbrüchstücken.
Dünnschliff EBNER 25; 53×vergr.

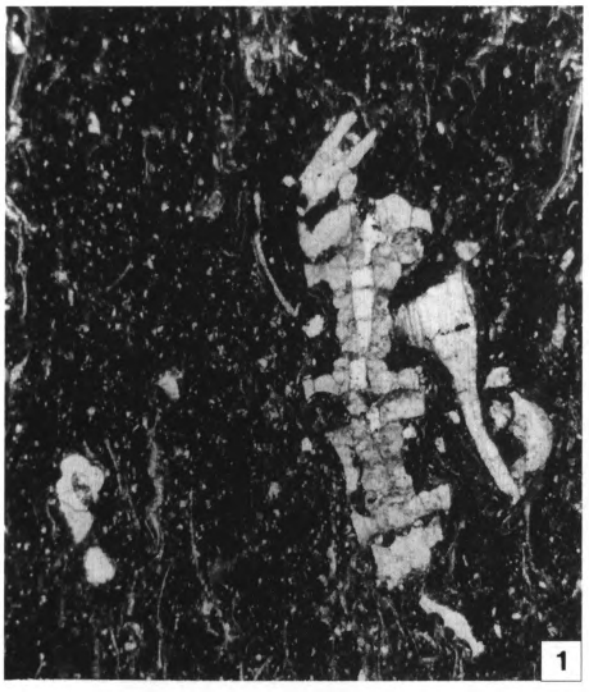
Fig. 2,3: ***Turritellela* cf. *grandis* (CUSHMAN & WATERS).**
Umgelagerte korrodierte Foraminiferen des Karbon (Visé)-Perm in basalen Bitumenmergeln an der Straße von Benedikt zum Kreuzwirt.
Schlämmprobe leg. LOBITZER. REM 120×vergr.

Fig. 4: **Bitumenmergel**
mit diversen Schnittlagen von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al., Bivalven und Filamente.
Dünnschliff EBNER 25; 53×vergr.

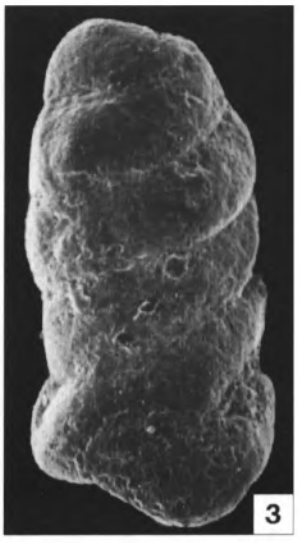
Fig. 5: **Bituminöser Mergelkalk**
mit Bruchstücken von Mollusken, Bivalven, Filamenten sowie *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al.
Dünnschliff Geistthal 2, leg. LOBITZER; 53×vergr.

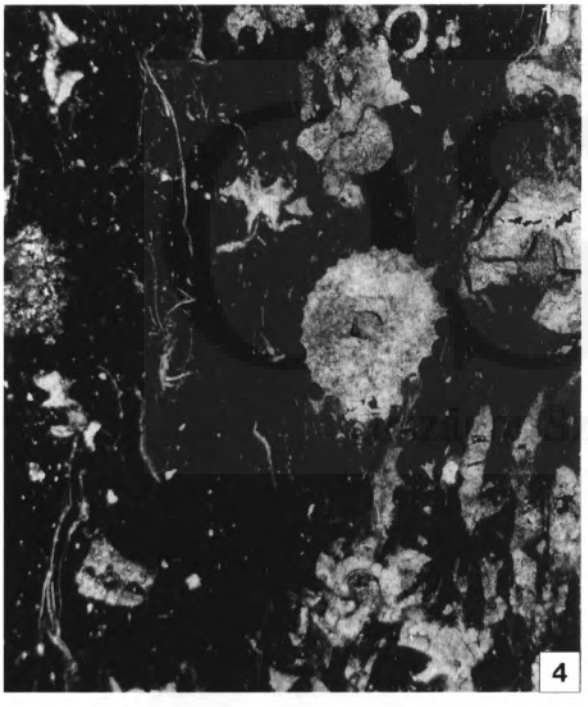
Fig. 6: **Bitumenmergel**
der Bohrung Süt 22 (140,0–140,5m) in der Umgebung von Sümeg, S-Bakony, Ungarn.
Axialschnitt von *Munieria grambasti sarda* CHERCHI et al.; 53×vergr.

Fig. 7: **Wie Fig. 6.**
Munieria grambasti sarda CHERCHI et al.; in der Mitte Axialschnitt sowie mehrere Querschnitte.
31×vergr.


1

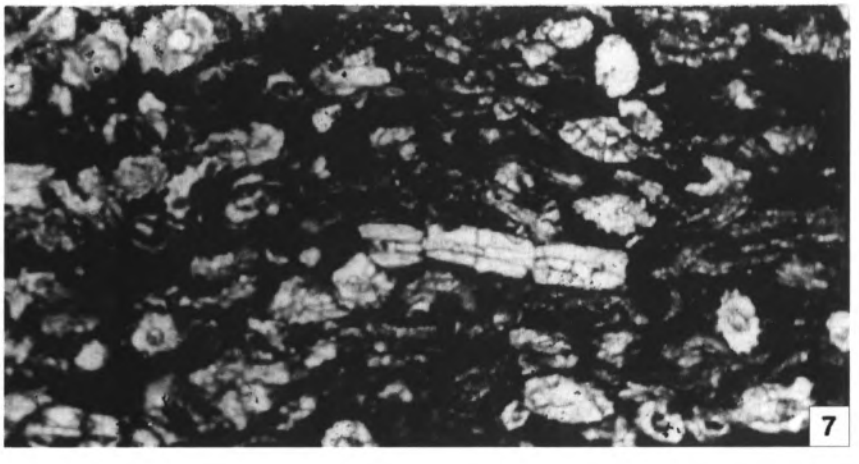
2


3


4

5

6

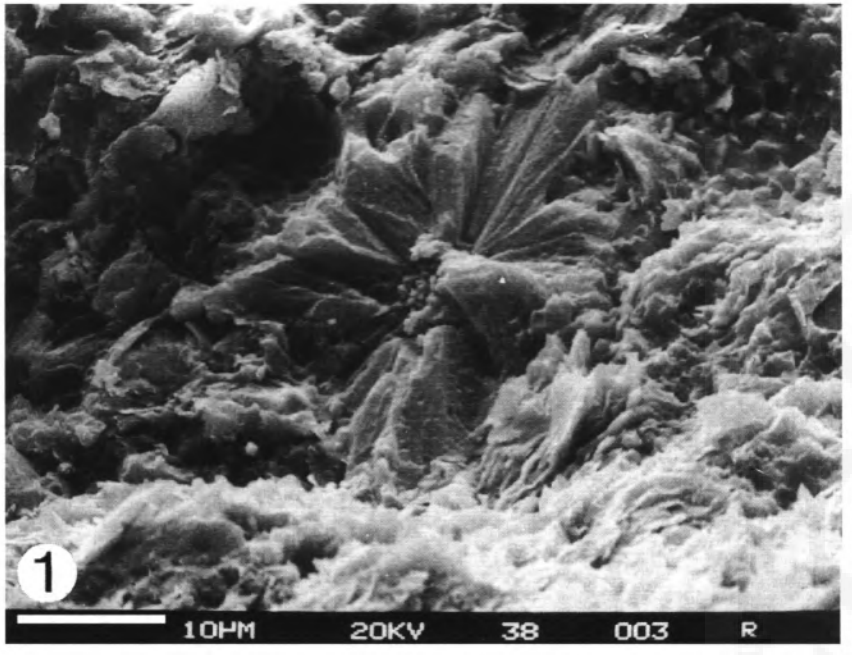

7

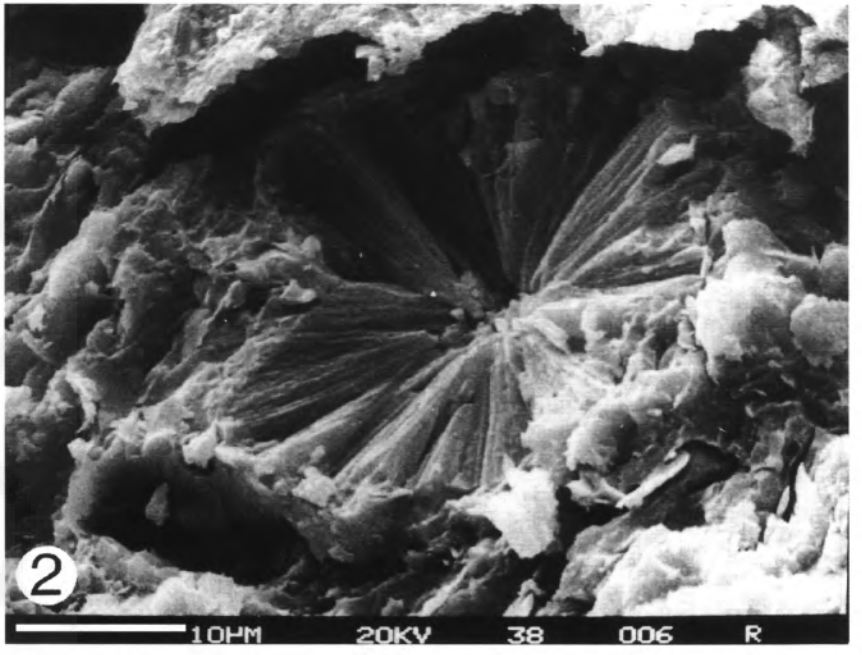
Tafel 4

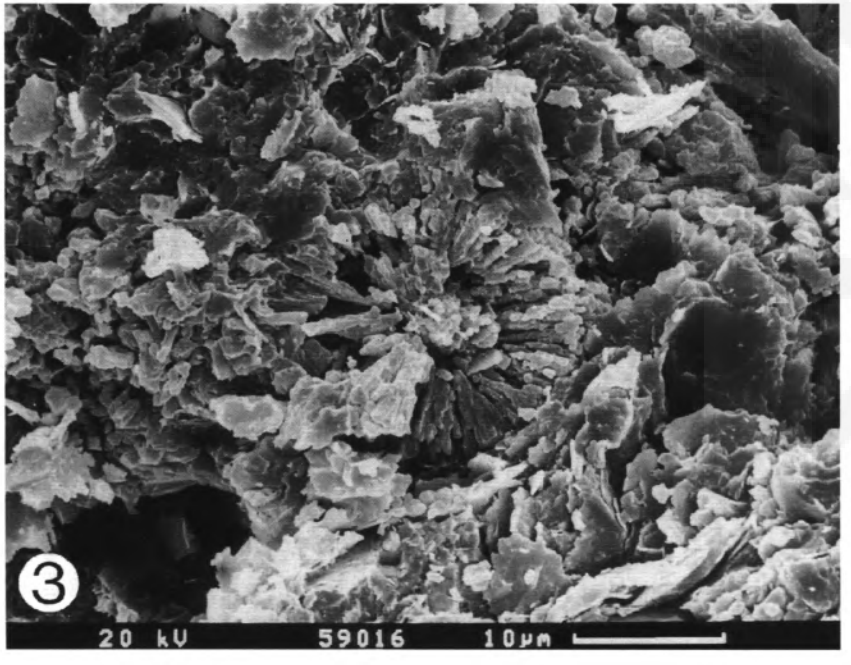
REM-Aufnahmen von *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA)

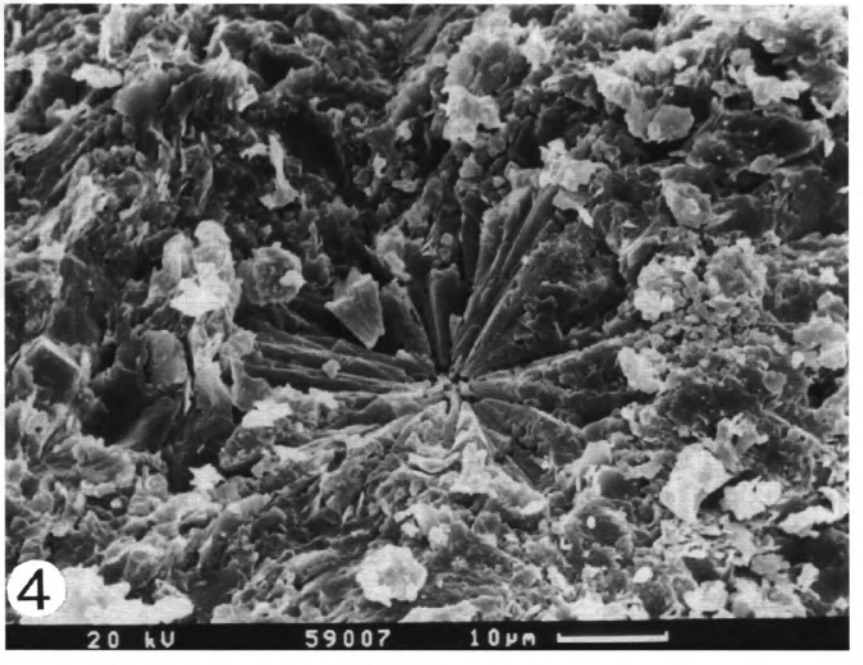
Fig. 1,2: **Gelegentlich Mollusken führende Bitumenmergel**
an der westlichen Straßenböschung zwischen Gasthof Abraham und Gasthof Krautwasch, etwa am halben Weg zwischen den Gehöften Knoblacher und Marxbauer.

Fig. 3,4: **Harte bituminöse Kalkmergel**
an der neuen (1991 im Bau befindlichen) Forststraße am SW-Fuß des Platzlkogels (923m SH). Die disintegrierten Elemente von *Didemnoides* tragen erheblich zur mikritischen Kornfraktion bei.


1
10μM 20KV 38 003 R


2
10μM 20KV 38 006 R


3
20 kV 59016 10μm


4
20 kV 59007 10μm

Literatur

BERNER, R.A.: Sedimentary pyrite formation – An update. – Geochim. Cosmochim. Acta, **48**, 605–615, Oxford 1984.

BODROGI, I.: Stratigraphische Gliederung der Oberkreide des Bakony: Neuergebnisse. – Vortrag und Poster, 64. Jahrestag. Paläont. Ges., 1 S., Budapest 1994.

BORCHERT, H. & KREJCI-GRAF, K.: Spurenelemente in Sedimenten und ihren Derivaten. – Bergbauwiss., **6**, 205–225, Gosslar 1959.

BORZA, K. & MISIK, M.: Gemeridella minuta n.gen.n.sp. aus der Oberen Trias der Westkarpaten. – Geol. Zborn. Geol. Karpathica, **XXVL**, L, 78–81, Bratislava 1975.

BYSTRICKY, J.: Prvy nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západnych Karpatoch. – Mineralia slovaka, **10**, 1, 17–22, Bratislava 1978.

CARON, M.: Cretaceous Planktonic Foraminifera. – In: BOLLI H.M. et al: Plankton Stratigraphy, 17–87, Cambridge (Cambridge University Press) 1985.

CHERCHI, A., GUSIC, I., SCHMIDT, M. & SCHRÖDER, R.: Lacustrine Middle Cretaceous with *Munieria grambasti sarda* n.ssp. (Charophyta?) of Alghero (NW Sardinia). – Revue de Micropal., **23**, 3/4, 138–150, 1981.

CSÁSZÁR, G. & BODROGI, I.: *Munieria* in the Cretaceous of Hungary. – M. All. Földtani Intézet Evi Jelentése az 1983. évröl, 167–212, Budapest 1983 (Ungarisch mit englischem Abstract).

CUIF, J.-P.: Histologie de quelques Sphinctozoaires (Poriferes) Triasiques. – Geobios, **6.2**, 115–125, Lyon 1973.

EBNER, F., mit einem Beitrag von BECKER, L.P. & NEUBAUER, F.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1:50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal". – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, 2 Farbkarten, Wien 1983.

EBNER, F. & UNTERSWEG, Th.: Naturraumpotentialkarten der Steiermark, Bezirk Voitsberg. – Geol. Grundkarte 1 : 50.000. – Unveröff. Bericht, Graz (FGJ) 1984.

EBNER, F.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163, Voitsberg. – Jb. Geol. B.-A., **135**, S. 753, Wien 1992.

EBNER, F., SACHSENHOFER, R. & SCHWENDT, A., mit einem Beitrag von POSTL, W.: Untersuchung der Bitumenmergel der Kainacher Gosau im Hinblick auf ihre Nutzungsoptionen. – Unveröff. Bericht, 28 S., Graz (Joanneum Research) 1991.

FENNINGER, A. & HUBMANN, B.: *Helicerina kainachensis* n.sp. – Crustaceen-Koprolithen aus Kalken der Kainacher Gosau (Obersanton bis Untercampan, Österreich, Steiermark). – N. Jb. Geol. Pal. Mh., 23–33, Suttgart 1994.

FLÜGEL, H.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000. – Geol. B.-A., Wien 1960.

FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – Mitt. Mus. Bergb., Geol. u. Technik Landesmus. Joanneum, **23**, 212 S., Graz 1961.

FLÜGEL, H.: Das Steirische Randgebirge. – Sammlung geologischer Führer, **42**, 153 S., Berlin 1963.

FLÜGEL, H.: Problematik und Bedeutung der Herkunft der Gerölle der mittelsteirischen Gosau. – Jahresber. Hochschulschwerpunkt S 15, **4**, 109–119, Leoben 1983.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine. – Sediment-Petrologie, II, 784 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1977.

GRÄF, W.: Die Gosau von Kainach und St. Bartholomä. – Der Aufschluß, Sh. **22**, 29–34, Heidelberg 1972.

GRÄF, W.: Ablagerungen der Gosau von Kainach. – In: H.W. FLÜGEL: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000, 2. neubearbeitete Auflage, Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, SH **1**, 83–102, Graz 1975.

GRÄF, W.: Erster Bericht über geologische Untersuchungen im Gosaubecken von Kainach, Steiermark. – Anz. math.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., 1965, Nr. **6**, 104–111, Wien 1965.

GRÄF, W., EBNER, F. & FLADERER, F.: Faziesindikatoren in der basalen Gosau von Kainach. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 91–104, Wien 1980.

HINTE, J.E. van: Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria). – Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch., B, **68**, 2, 72–92, Amsterdam 1965.

KAUMANNS, M.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. II. Die Gosauschichten des Kainachbeckens. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., I, **171**, 289–314, Wien 1962.

KOLLMANN, H. & SUMMESBERGER, H.: Gosau Basins in Austria. WGCM – 4th Meeting (1982), Excursions to Coniacian–Maastrichtian in the Austrian Alps, 105 p., Wien (Naturhistor. Museum) 1982.

KRÖLL, A. & HELLER, R.: Die Tiefbohrung Afling U1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., 23–34, Wien 1978.

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.

MISIK, M. & BORZA, K.: *Gemeridella, Didemnoides, Didemnium* und Körperchen ähnlicher Gestalt aus dem Mesozoikum der Westkarpaten. – Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, **29**, 2, 307–326, Bratislava 1978.

MISIK, M.: Jurassic and Cretaceous Algae (Dasycladales excepted) from the West Carpathians. – Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, **3**, 2, 705–712, Pau 1979.

OBERHAUSER, R.: Bericht über mikropaläontologische Untersuchungen aus dem Bereich der Rudisten-Riffe der Kainach Gosau. – Verh. Geol. B.-A., A 121, Wien 1959.

OBERHAUSER, R.: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 1–88, Wien 1963.

OBERHAUSER, R.: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 115–145, Wien 1968.

PARTÉNYI, Z.: First found from the Senonian of Hungary (preliminary report). – MÁFI Ann. Rep. **1984**, 519–521, Budapest 1986 (in Ungarisch).

PETERS, K.E.: Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. – AAPG Bull., **70**, 318–329, Tulsa 1986.

PREMOLI-SILVA, I. & SLITER, W.V.: Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. – Ms. (in press).

PRICE, L.C. & BARKER, C.G.: Suppression of vitrinite reflection in amorphous-rich kerogen – a major unrecognized problem. – J. Petr. Geol., **8**, 59–84, Beaconsfield 1985.

SIEGL-FARKAS, Á., EBNER, F. & LOBITZER, H.: Vorläufiger Bericht über palynologische Studien in der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G.: Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2, 123–126, Wien 1994.

SOLTI, G. & LOBITZER, H. (Projektleiter): Aufsuchung von Alginit in Österreich. Endbericht über die österreichisch-ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Prospektion. – Ber. Geol. B.-A., **17**, 47 S., Wien 1989.

THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G.: Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1 : 1,000.000. – 140 S., Wien (Geol.B.-A.) 1989.

WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. – Geol. Rundschau, **56**, 308–320, Stuttgart 1967.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 145–207	Wien, November 1994	2. rész	pp. 145–207	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

A Comparative Study of the Urgonian Facies in Vorarlberg (Austria), im Allgäu (Germany) and in the Villány Mountains (Hungary)

By GÉZA CSÁSZÁR, DORTE MEHL, RUDOLF OBERHAUSER & HARALD LOBITZER*)

With 29 Text-Figures and 16 Plates

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 111, 113, 141

IUGS UNESCO 262

"Tethyan Cretaceous Correlation"

Österreich
Ungarn
Vorarlberg
Villany-Gebirge
Schrattenkalk
Nagyharsány-Kalk
Urgon

Inhalt

Zusammenfassung 146
Összefoglalás 146
Abstract 146
1. Introduction 147
2. Schrattenkalk Formation 147
2.1. Geological Setting and Geographical Extent 147
2.2. Lithology, Fossil Content and Texture 148
2.2.1. Gottesackerwände 148
2.2.2. Rhomberg Quarry, Unterklien 151
2.2.3. Feldkirch, Upper Ill Gorge 154
2.2.4. Übersaxen 157
2.2.5. Roadcut between Furx and Laterns 158
2.2.6. Ebniter Ache 158
2.3. General Patterns of the Schrattenkalk Subfacies 160
2.4. Age of the Schrattenkalk Formation 161
3. Nagyharsány Limestone Formation 161
3.1. Geological Setting and Geographical Extent 161
3.2. Lithology, Fossil Content and Texture 162
3.2.1. Harsány-hegy Quarry 162
3.2.2. Beremend Quarry 165
3.2.3. Vizügy Quarry (Quarry in the Szabolcs Ravine) 167
3.3. Age of the Nagyharsány Limestone Formation 167
4. Similarities and Differences between the Schrattenkalk and the Nagyharsány Limestone Formation 167
4.1. Lithology 167
4.2. Palaeontology 168
4.3. Palaeoenvironment and Sedimentary History 169
4.3.1. Schrattenkalk Formation 169
4.3.2. Nagyharsány Limestone Formation 169
4.4. The Palaeogeographic Position of the Schrattenkalk and the Nagyharsány Limestone 170
5. Conclusions 172
Acknowledgements 173
Plates 1–16 174
References 206

*) Author's addresses: Dr. GÉZA CSÁSZÁR, Hungarian Geological Survey, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Ungarn; Dr. DORTE MEHL, Institut für Paläontologie der FU, Malteserstraße 74–100, Haus D, D-12249 Berlin; Dr. RUDOLF OBERHAUSER, Dr. HARALD LOBITZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1031 Wien, Österreich.

Vergleichsstudien zur Urgon-Fazies in Vorarlberg (Österreich), im Allgäu (Deutschland) und im Villány-Gebirge (Ungarn)

Zusammenfassung

In Vorarlberg wurde eine Reihe von Schrattenkalk-Vorkommen z.T. profilmäßig untersucht. Es sind dies der Rhomberg-Steinbruch bei Unterklien, die Illschlucht bei Feldkirch, Straßenanschnitte bei Furx und Laterns bzw. bei Übersaxen und der Bachanschnitt der Ebniter Ache. Der Schrattenkalk der Gottesackerwände im Allgäu wurde im Detail hinsichtlich seiner Faziesverteilung bearbeitet.

Im ungarischen Pendant zum Schrattenkalk – dem Nagyharsány-Kalk des Villány-Gebirges – wurden folgende Steinbrüche detailliert profilmäßig studiert: Harsány-hegy, Beremend und Vizügy.

Beruhend auf einem detailierten Faziesvergleich der österreichisch-bayerischen mit den südungarischen Urgonentwicklungen wird versucht, das Paläoenvironment und die Entwicklungsgeschichte dieser unterkretazischen Faziesentwicklungen sowie deren paläogeographische Stellung zu rekonstruieren, wobei folgende Schlußfolgerungen gezogen werden:

- Im Schrattenkalk wird eine allochthone (allodapische) und eine autochthone Faziesentwicklung unterschieden, woraus sich Zweifel über die Eigenständigkeit der Hohenemser Decke ableiten.
- Aufgrund des Fehlens von terrigenem Detritus wird geschlossen, daß zwischen der helvetischen Karbonatplattform und dem europäischen Kontinent ein seichtes Becken existierte.
- Der erhebliche Altersunterschied in den liegenden Anteilen des Nagyharsány Kalksteins der verschiedenen Vorkommen weist eher auf eine Deckenstruktur hin als auf Schuppen.
- Als Herkunftsgebiet des Deckensystems des Villány-Gebirges wird das paläozoische Gebiet der Vojvodina angenommen.
- Während der Schrattenkalk eine „shallowing upward"-Tendenz aufweist, stellt der Nagyharsány-Kalk den Beginn eines transgressiven Zyklus dar. Ähnlichkeiten besitzen die beiden Formationen lediglich in der oberen Hälfte. Trotz des erheblichen stratigraphischen Altersunterschieds und ihrer unterschiedlichen Entwicklungsgeschichte verschwanden die Karbonatplattformen des Helvetikums und Südungarns in vergleichbarer Weise. Es wird angenommen, daß ein weltweiter Meeresspiegelanstieg bzw. tektonische Subsidenz dafür verantwortlich war. Weiters wird vermutet, daß kaltes Meerwasser allmählich in südlicher Richtung in das Gebiet der Tethys eindrang.

A vorarlbergi (Ausztria), az allgäui (Németország) és a villányi-hegységi urgon fáciesek összehasonlítása

Összefoglalás

A tanulmány német és osztrák oldalról a Schrattenkalk alábbi előfordulásainak vizsgálatán alapszik: Gottesackerwände (fácies elemzés) az Unterklien melletti Rhomberg kőfejtő (részletes, szelvényszerű vizsgálat), a feldkirchi III-szoros (részletes, szelvényszerű vizsgálat), a Furx és Laterns közötti útbevágás (szelvényszerű, részleges vizsgálat), az Ebniter Ache völgye (szelvényszerű, részleges vizsgálat), az übersaxeni útbevágás (részszelvény).

A villányi-hegységi Nagyharsányi Mészkőnek az alábbi szelvényei kerültek feldolgozásra: harsány-hegyi kőfejtő, beremendi kőfejtő és a vízügyi kőbánya.

A fenti szelvények litológiai, őslénytani és szöveti jellemzése alapján a két formáció őskörnyezeti és fejlődéstörténeti, valamint a térség paleogeográfiai értelmezésére is sor került. A tanulmány legfontosabb megállapításai:

- A Schrattenkalknak egy autochton és egy allochton (allodapikus) kifejlődése került elkülönítésre. Ezek alapján a szerzők megkérdőjelezik a hohenems-i takaró önálló voltát.
- A helvéti karbonát platform és az európai szárazföld között egy sekély medencét tételeznek fel a terrigén törmelék hiánya alapján.
- A Nagyharsányi Mészkő előfordulások bázis rétegeiben mutatkozó tetemes korkülönbség alapján a hegység takarós (és nem pikkelyes) felépítésére következtetnek.
- A villányi takaró rendszer forrását a vajdasági (Jugoszlávia) paleozoos zónáiban vélik megtalálni.
- Amíg a Schrattenkalk fölfelé elsekélyesedő tendenciát mutat, a Nagyharsányi Mészkő egy transzgressziós ciklus kezdetét képviseli. A két formáció nagymérvű hasonlóságot csak a formációk felső felében mutat. A korviszonyokban és a cikluson belüli helyzetben mutatkozó tekintélyes különbségek ellenére a karbonát platform eltűnése (megfulladása) azonos módon következik be. Az okot a szerzők világméretű tengerszint emelkedésben, esetleg a régió(k) tektonikus süllyedésében vélik megtalálni. Megállapítják, hogy a Tethys területére a hideg tengervíz D-felé fokozatosan nyomult be.

Abstract

On behalf of the German and Austrian sides the study is based upon the examination of the below listed occurrences of Schrattenkalk: Gottesackerwände (facies analysis), the Rhomberg quarry close to Unterklien (detailed, profil-like examination), III-gorge at Feldkirch (detailed, profil-like examination), road-cut between Furx and Laterns (profil-like, partial examination), the valley of Ebniter Ache (profil-like, partial examination), road-cut at Übersaxen (partial profile).

For the Nagyharsány Limestone, Villány Mts., Hungary, the following profiles were studied: Harsány-hegy quarry, Beremend quarry and Vizügy quarry.

Based upon the lithological, paleontological and textural description of the aforesaid profiles, interpretation was given for both formations in regard to palaeoenvironment and evolution history, and for the region in regard to palaeogeography. Statements of greatest importance included in the study are as follows:

- For Schrattenkalk, an allochthonous (allodapic) and an autochthonous facies were distinguished. Based upon them, the authors are doubtful as to the independence of the Hohenems nappe.
- Due to the absence of terrigenous detritus, a shallow basin is presumed to have existed between the Helvetic carbonate platform and the European continent.
- The considerable difference in age encountered in the base of occurrences of the Nagyharsány Limestone points to the fact that the Villány Mountains are not of imbricate, but of nappe structure.
- The roots of the nappe system of the Villány region is assumed to be found in the Paleozoic zone of Vojvodina, Yugoslavia.
- Whereas the Schrattenkalk shows a shallowing-upward tendency, the Nagyharsány Limestone represents the beginning of a transgressive cycle. Both formations exhibit great similarity only in the upper half of the formation. Despite the remarkable differences in stratigraphic age and position within the cycle, the carbonate platform disappeared (drowned) in similar way. The authors deem, that this was due to a worldwide sea level rise or possibily to the tectonic subsidence of the region(s). It has also been stated that the cold sea water gradually invaded towards the south into the area of the Tethys.

1. Introduction

This comparative study is part of IGCP Project 262 "Tethyan Cretaceous Correlation" and tries to find the rules of development and cessation of Urgonian-type platforms. Two formations have been chosen for comparison: the Schrattenkalk in the Helvetic zone in Vorarlberg, Austria, and the Nagyharsány Limestone Formation in Villány Mountains, Hungary.

The Schrattenkalk demonstrates the youngest Lower Cretaceous platform sediments of the European shelf incorporated into the Eastern Alps tectonic edifice in Tertiary time.

The Nagyharsány Limestone Formation is a characteristic element of the Villány-Bihar zone of the Tisza tectonic unit. The Tisza unit was part of the southern margin of the European continent during Triassic time (GÉCZY & GALACZ, 1971), and became a microplate within the Tethyan realm during Late Jurassic and Early Cretaceous time before its Urgonian episode.

The paleogeographic conditions and the duration of sedimentation of the formation in question, as well as their position in the sedimentary cycle, are considerably different.

The term Urgonian is discussed by BOLLINGER, 1988, p. 8–9. The first author (G.Cs.) wishes to broaden it for all rudistid successions following the ideas of RAT & PASCAL (1979).

The study of Schrattenkalk, launched within the Austro-Hungarian cooperation in geology started in Vorarlberg, with detailed studies on profiles of the Rhomberg quarry near Unterklien, considered as its northernmost occurrence, and of the roadcut along the Ill-gorge at Feldkirch, as a southern one, and further profiles in between at Übersaxen, Ebniter Ache and between Furx and Laterns, where the Schrattenkalk is pinching out into the Drusberg Formation. Megafauna was studied partly in the field whereas its major part was analyzed in laboratories by L. MÓRA-CZABALAY (molluscs) and A. VÖRÖS (brachiopods) on the basis of samples the authors had collected. *Orbitolina* examinations were carried out by E. KÖHLER. The rest of the microfossils was determined by I. BODROGI and D. MEHL-SALOMON. The detailed stratigraphic and microfacies studies on the Gottesackerwände close to Obersdorf in Allgäu carried out by D. MEHL, enabled us to extend our examination considerably towards the east. In addition the recent studies by SCHOLZ (1979 and 1984) in the Allgäu should be separately mentioned here and were also used by us. For the outcrops in Vorarlberg it is useful to consult HEISSEL et al. (1967) and OBERHAUSER (1982) on the geological maps.

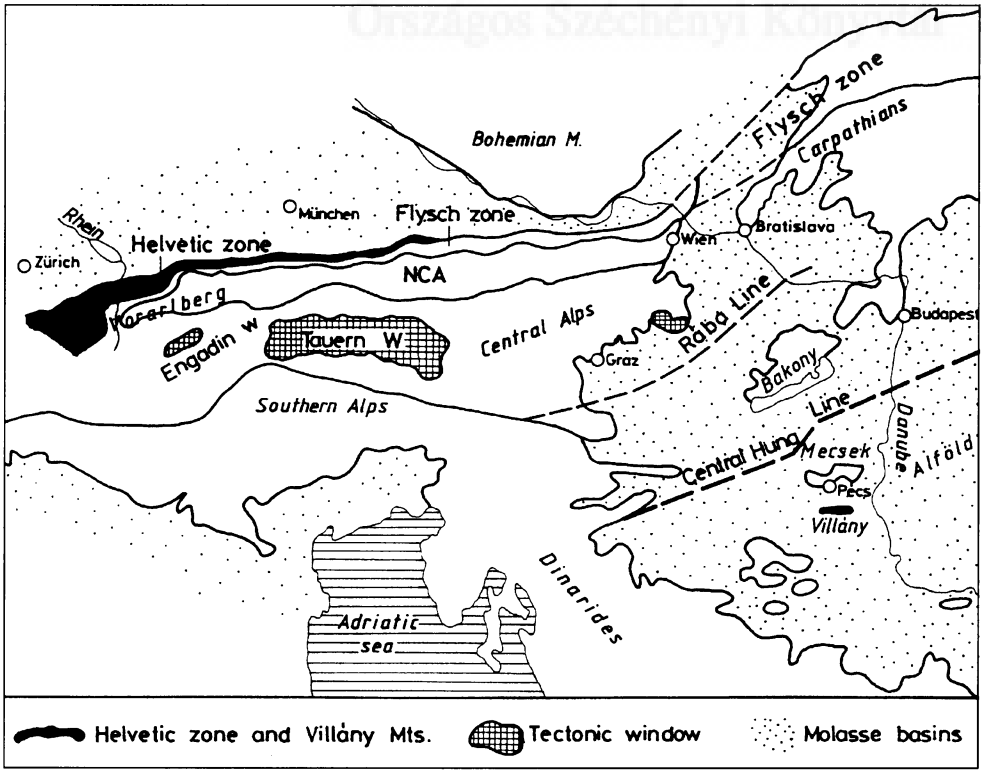
The Nagyharsány Limestone Formation was reexamined by the first author assisted by I. BODROGI and L. MÓRA-CZABALAY.

2. Schrattenkalk Formation

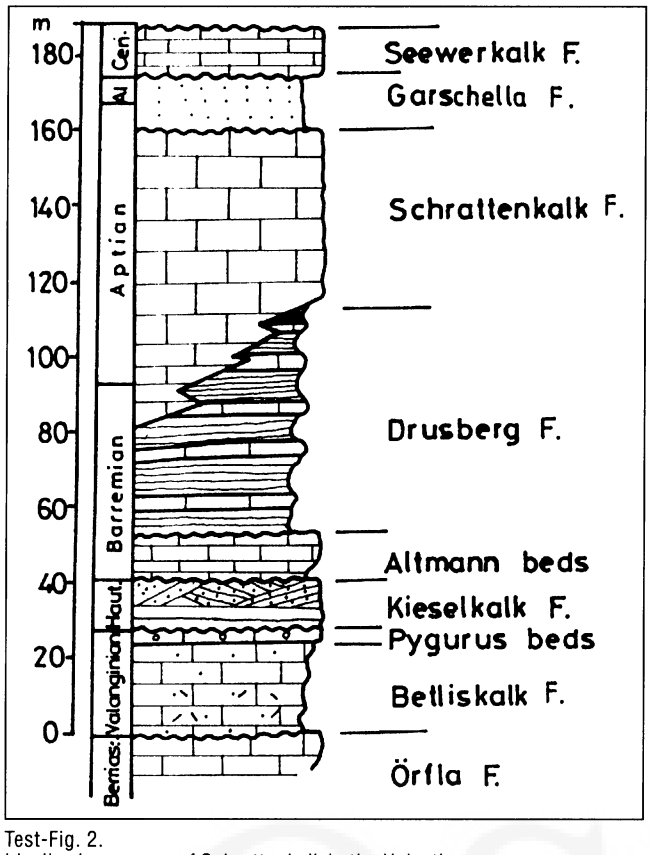
2.1. Geological Setting and Geographical Extent

The Helvetic Zone is situated in the outer zone of the Alps between the Molasse and the Rhenodanubian Flysch zones and can be traced, starting from the Western Alps, as far as Salzburg in the Eastern Alps (Text-Fig. 1). The limestone of Urgonian facies of the Helvetic zone was called Schrattenkalk by STUDER (1834). It is situated between the Drusberg Formation of shallow basin facies and the Garschella Formation of hemipelagic facies (Text-Fig. 2) and is dated as Upper Barremian–Lower Aptian since VACEK (1879) who used for it *Orbitolina*, and other fossils: see A. HEIM et al. (1933). During the last few decades several papers on the Schrattenkalk as well as on the underlying and interfingering Drusberg Formation were prepared.

Based on some profiles, ZACHER (1973) made the first examination of the microfacies, and identified three palaeoenvironmental zones, each striking roughly E–W, i.e. showing an arrangement parallel to the European margin. From the north to the south these zones are of oolitic, bioarenite-intrasparitic, and biogenic detritus supplied facies. SCHOLZ (1984) has described real bioherms (patch reefs) of coral-stromatoporoidal and chaetetidal composition in Allgäu with a few sponges and red algae. According to him these build-ups are usually underlain by various – mainly rudistid – biostromes that served as stable substrate for reef-building organisms.



Text-Fig. 1.
Location map of the study areas in Austria and Hungary.



Test-Fig. 2.
Idealized sequence of Schrattenkalk in the Helvetic zone.

BRIEGEL (1972) and later FUNK and BRIEGEL (1979) furnished additional data about the areas of Vorarlberg and eastern Switzerland. They pointed out that the Schrattenkalk shows a diachronous transition into the marly sequence of the Drusberg Formation of outer shelf origin. In spite of this they found the basin of the south filled up with high energy sediments as well.

BOLLINGER (1988) studied the Barremian–Lower Aptian of the Vorarlberg-Helveticum: Drusberg Schrattenkalk- and Mittagspitz Formations and divided the Schrattenkalk into the Schrattenkalk-Orbitolinenschichten Member and Grünten Member. His shelf model shows a regressive development from Barremian to earliest Early Aptian, which is stopped by differential subsidence and a transgressive development later in Early Aptian.

In her diploma thesis SALOMON (1987) gave a detailed biofacies study of the Schrattenkalk Formation of the Gottesackerwände region and examined its underlying Drusberg Formation as well. The most important results of her palaeoecological and palaeoenvironmental examinations, relating to the Schrattenkalk and the Drusberg Formation were summarized in a separate article (SALOMON, 1990).

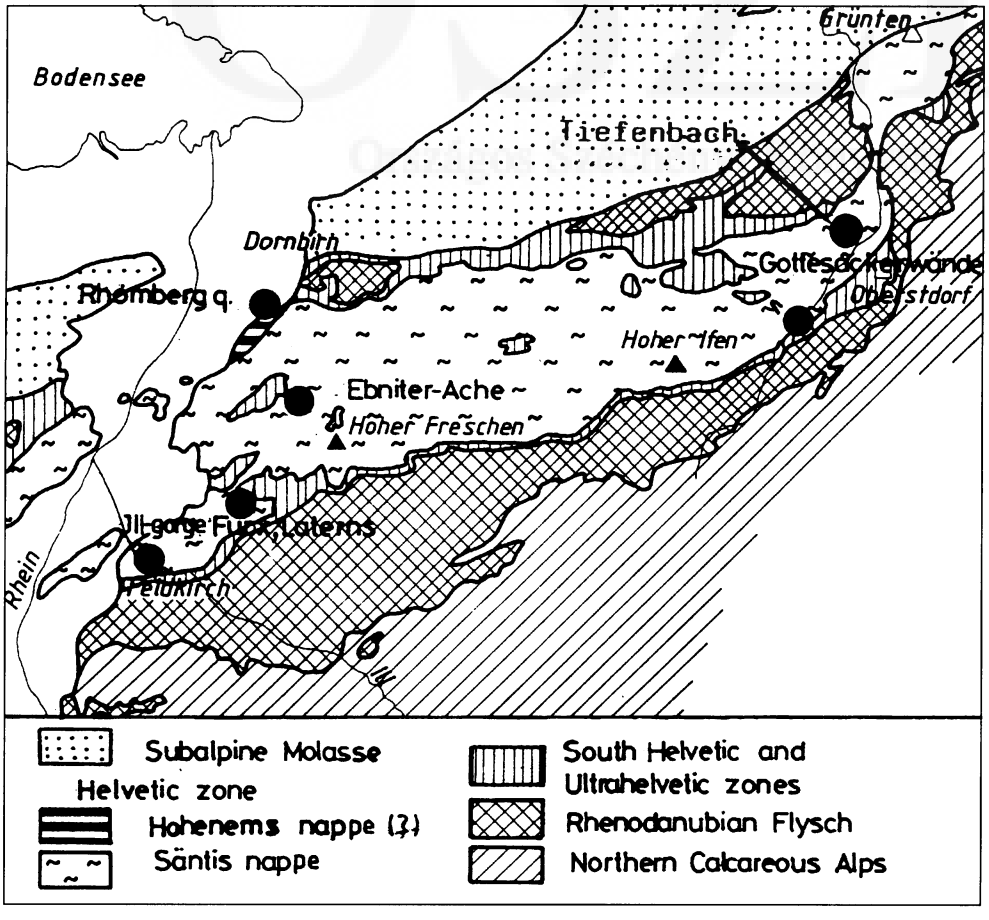
The resarch of the underlying formations made by WYSSLING (1986) is concluded in a reconstruction of the evolutionary history of Berriasian to Early Barremian time. The reconstruction is presented in palaeogeographical sketches. Thorough studies of the overlying formations were carried out by FÖLLMI (1989 a,b) and FÖLLMI & OUWEHAND (1987). They demonstrate the beginning of the drawning of the platform by sea level rise and the condensed phosphatic beds developed diachronously in late Early Aptian time.

2.2. Lithology, Fossil Content and Texture

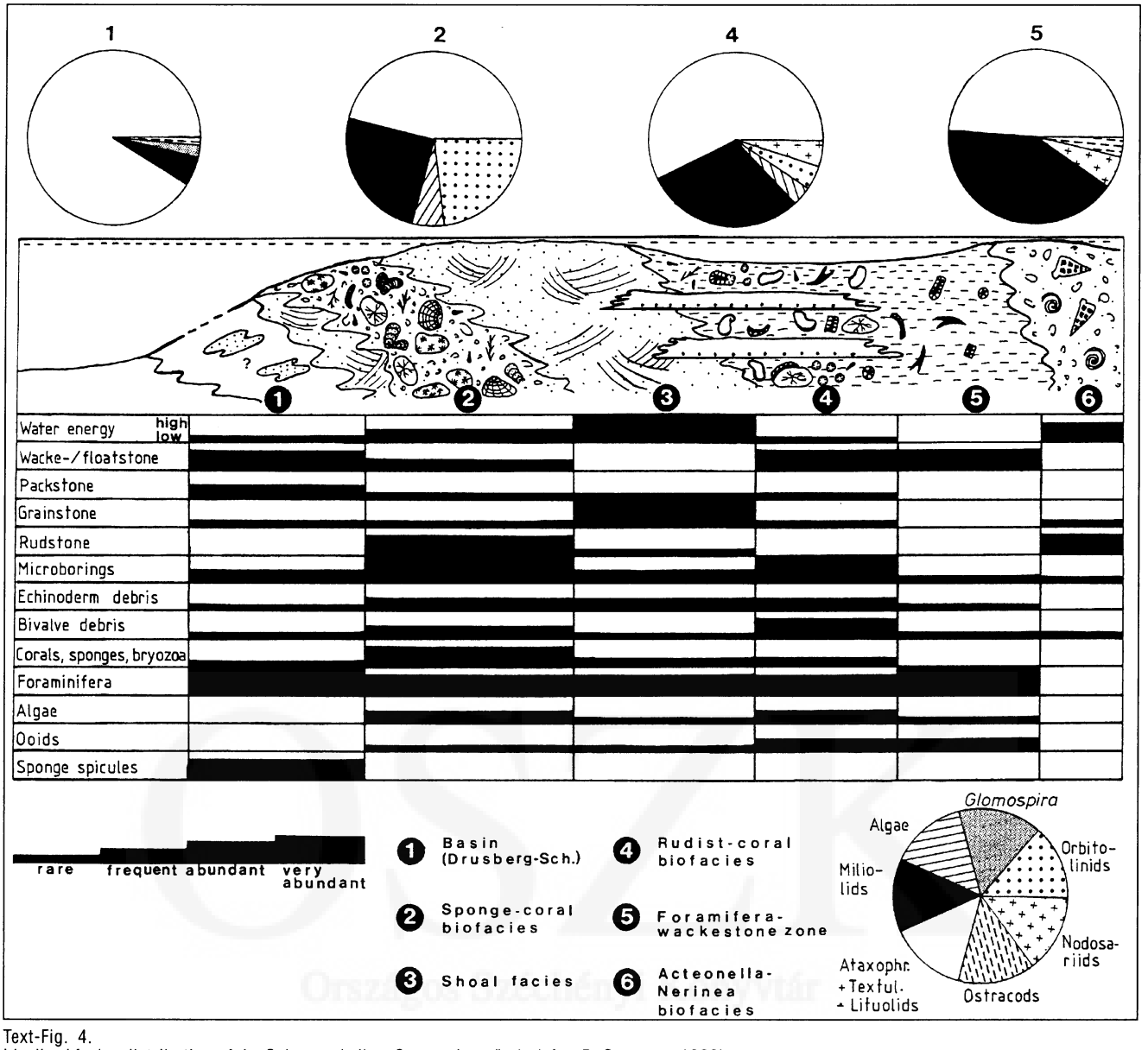
2.2.1. Gottesackerwände

(for locations mentioned see Text-Fig. 3)

About the area no profile measured and described bed-by-bed is available. However, the fact that the formation found in a considerably large area is well exposed, offers suitable opportunity to identify the varied types of development. Therefore the different types of facies will be discussed here, instead of a description of the sequence. The limestone sequence is at least 90 m thick, usually of bedded, but sometimes of compact development, with bioarenitic composition, containing marly intercalations on-



Text-Fig. 3.
Location map of Schrattenkalk with the sites of the sections studied.



Text-Fig. 4.
Idealized facies distribution of the Schrattenkalk at Gotesackerwände (after D. SALOMON, 1989).

ly sporadically. The road-cut profile at Tiefenbach in the neighbourhood of Gottesackerwände is considered by SCHOLZ (1984) as a key profile in which the highest energy environment, namely coral and stromatopora biostromes can be found in the middle of the profiles. The water energy continuously decreases both upward and downward. On the other hand, for the other profiles bioherms are described, generally from the upper part of the sequence. Although *Orbitolina* is known from several beds, the specific "Orbitolinenschichten" are missing. The top of the Schrattenkalk sequence is built up of glauconitic sandy beds which contain large arenaceous formaminifers (Pl. 6, Fig. 3). According to microfacies and to fossil associations (mega- and microfossils) different biofacies types can be distinguished at the Gottesackerwände. These are as follows:

Patch Reef Facies (Text-Fig. 4, Pl. 7)

This biofacies with sponges, algae and corals occurs mainly as reef detritus. The detritus can be considered to be para-autochthonous, in which the occurrence of large rock stocks, that were apparently not subject to any greater transport, can be observed. Rocks corresponding to this sort of biofacies are mainly of rudstone, grainstone or floatstone texture, sometimes also frame- and baffle-stones occur. Their characteristic fossils include bryozoans and hemispheric corals such as *Stylina* and *Eugyra*, accompanied by coralline sponges such as *Chaetetopsis favrei*, pharetronides, and Sphinctozoa type calcareous sponges (Pl. 7, Fig. 1). In this biofacies algae show the greatest diversity. Red algae, such as *Archaeolithothamnium* (Pl. 7, Fig. 2), *Ethelia alba* (Pl. VII, Fig. 3) and *Marinella* are very frequent. Dasycladaceae, Codiaceae (*Lithocodium aggregatum*) and other green algae such as *Cayeuxia* have similar occurence. Approximately half of the foraminifera corresponds to the arenaceous forms with single shell (mainly Ataxophragmiids and Textulariids). Orbitolinas, along with the large, single arenaceous forms such as *Rheophax*, represent about one fourth of the microfauna.

Shoal Facies (Text-Fig. 4)

The main part of the Schrattenkalk at the Gottesackerwände consists of grainstone beds. The thickness of these beds varies in the range of 25 to 50 cm, but mainly

attains a value as high as 2 metres. Oblique-stratified beds with thickness range of decimetre or metre can be frequently observed among them. Carbonate sand grains are medium- or wellsorted and rounded. The ooid content is low. Each grain is always a simple ooid with a large inner core and a thin radialfibrose crusting, and is likely to have been transported to this site from lagoonal environment (See also lagoonal facies). Its foraminiferal assemblage is greatly similar to that of the patch reef facies, thus enabling us to assume, that the major part of carbonate sand deposit is delivered by this facies zone.

Lagoonal Facies (Text-Fig. 4)
(a biofacies with rudists and salpingoporellas)

Rudist mounds – mainly as baffle- and floatstones with *Salpingoporella* and many miliolids – are considered to be lagoonal. Two assemblages can be distinguished:

The first one consists of *Requienia* type rudists and dendroidal corals (*Thamnastrea* and *Isastrea*) in floatstone texture, in which rare *Chaetetopsis* can also be observed. Here the diversity of algal and foraminiferal assemblages is still considerably high. This assemblage forms a transition towards the Patch reef biofacies. The other one which is of wackestone texture, contains no other megafauna than monopleurid rudists (*Agriopleura*). Other algae, except for different species of Acetabulariaea that cannot be identified more precisely, are rare. *Girvanella* appears encrusting in some cases. REITNER (1984) found that the *Monopleura* biofacies with *Girvanella* is characteristic of the inner platform area with a restricted water movement. The great amount of ooids (up to 10% of the allochems) should also be mentioned. All of them are single layered ones ("Einfachooide") like those included in the shoal facies. CAROZZI (1960) stated that this kind of ooids occur in a sedimentary environment with a relatively low energy of waving.

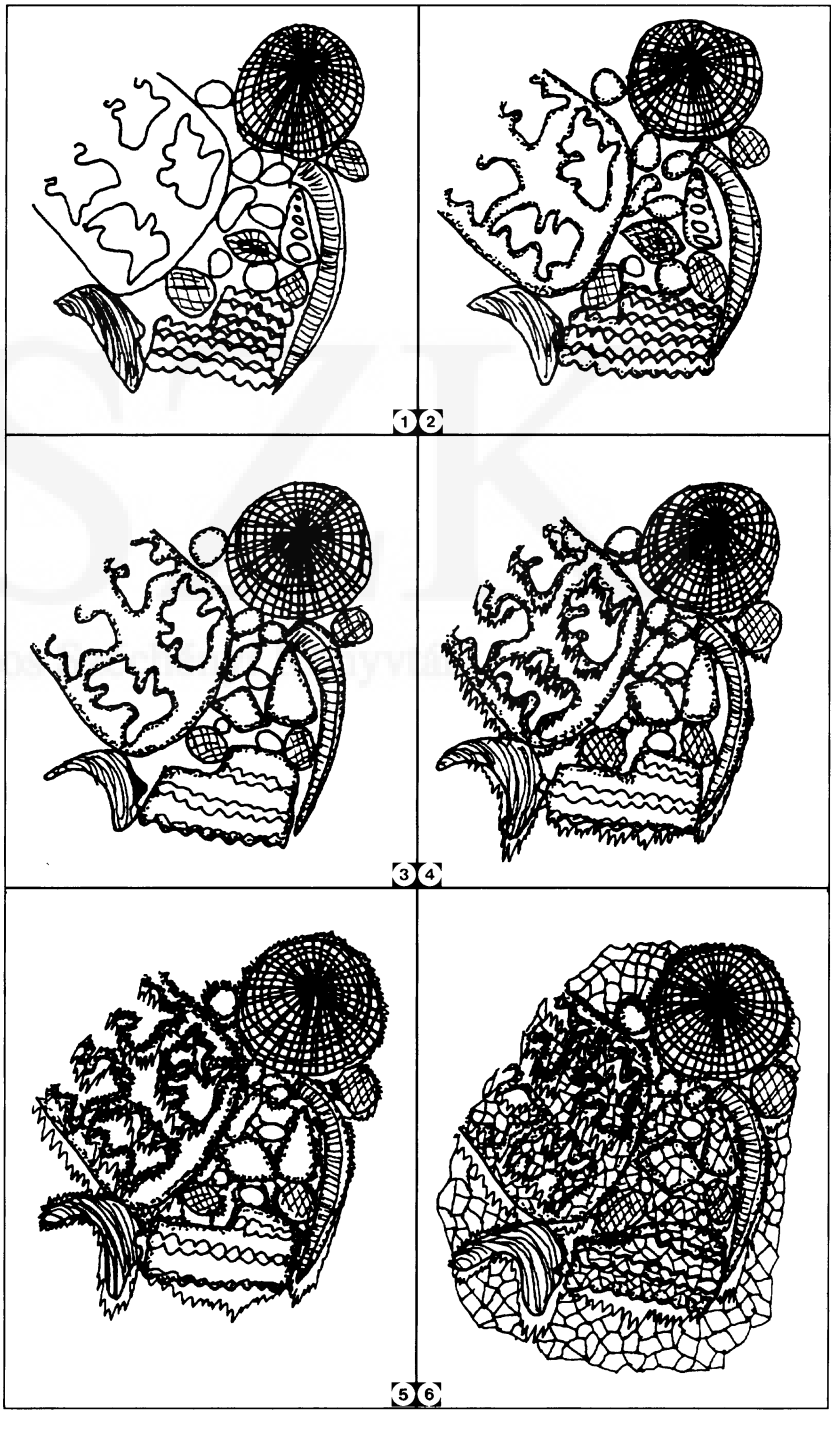
In the microfauna the proportion of Miliolidae becomes higher. *Sabaudia* and *Glomospira* are also fairly frequent. It should also be mentioned that among the Orbitolinidae, in the lagoonal environment *Orbitolinopsis* is dominant unlike other facies environment dominated by the *Palorbitolina*.

***Nerinea-Actaeonella* Biofacies**

Nerinea and *Actaeonella* species with a size attaining even 20 cm, can be observed in the well-sorted rock of rudstone texture. Beside gastropods, also bivalve tests, coral-bryozoan and Echinodermata detritus can be identified by unaided eye.

Diagenesis with intensive dissolution can be observed in the rock. All aragonitic biogenic substances are dissolved, and there is only a micritic marginal zone (micritic envelope), probably originating from boring micro-organisms, indicating their traces.

The secondary pores developed during the diagenesis with dissolution. They are filled with marine "bladed calcite" cement, although symmetrical cement can also be recognized less frequently. The latter indicates that the deposit has been subject to the vadose zone of diagenesis, before the pores have been filled up with blockcement (PURSER, 1969). The history of diagenesis is shown in Text-Fig. 5.



Text-Fig. 5.
Presumable diagenetic history recognized in thin-sections of Gottesackerwände

It has not been clarified yet, whether the absence of microfossils is due to dissolution diagenesis, or if they were originally not present in the deposit.

Summing up: The Schrattenkalk of Gottesacker-Ifen area is characterized by an intensive bioproduction of coralline organisms (such as "Stockkorallen", stromatoporoid, sphinctozoid and calcareous sponges and *Chaetetopsis*). Particularly in the upper part of Schrattenkalk, colonies with size range of metres, of corals, *Chaetetopsis* and *Barroisia* can be observed. They were interpreted by SCHOLZ (1979) as real patch reefs. The coral organisms were frequently encrusted by various algae, thus causing formations resistant to wave actions. This represents a good corroboration for the interpretation of SCHOLZ. The high frequency of rudstone and grainstone fabrics is striking in the upper part of Schrattenkalk. Moreover, rudist mud mounds are also characteristic. A quantitative illustration of sorts of microfacies is shown in Text-Fig. 4.

The development of Schrattenkalk observed here is characterized by textures indicating high energy level.

2.2.2. Rhomberg Quarry, Unterklien

This quarry is situated at the foot of Breiterberg, at the NE end of Unterklien, in the recumbent fold limb of the Hohenems nappe (Text-Fig. 6) and is separated from the Säntis nappe represented by Eocene beds of the Haslach-Emsrütti syncline by a fault plane, on which the Breite Berg fold structure sank down more than 500 m. Strike slipe movements are also possible.

The quarry exposes the uppermost strata of Drusberg Formation of fairly calcareous development, a thin, frequently violet-spotted, glauconitic and belemnitic Garschella Formation, and a part of thick-bedded Seewerkalk (Text-Fig. 7).

The transition between the Drusberg Formation and the Schrattenkalk is gradual, whereas the boundary between Schrattenkalk and the Garschella Formation is sharp and, due to partial submarine dissolution, uneven.

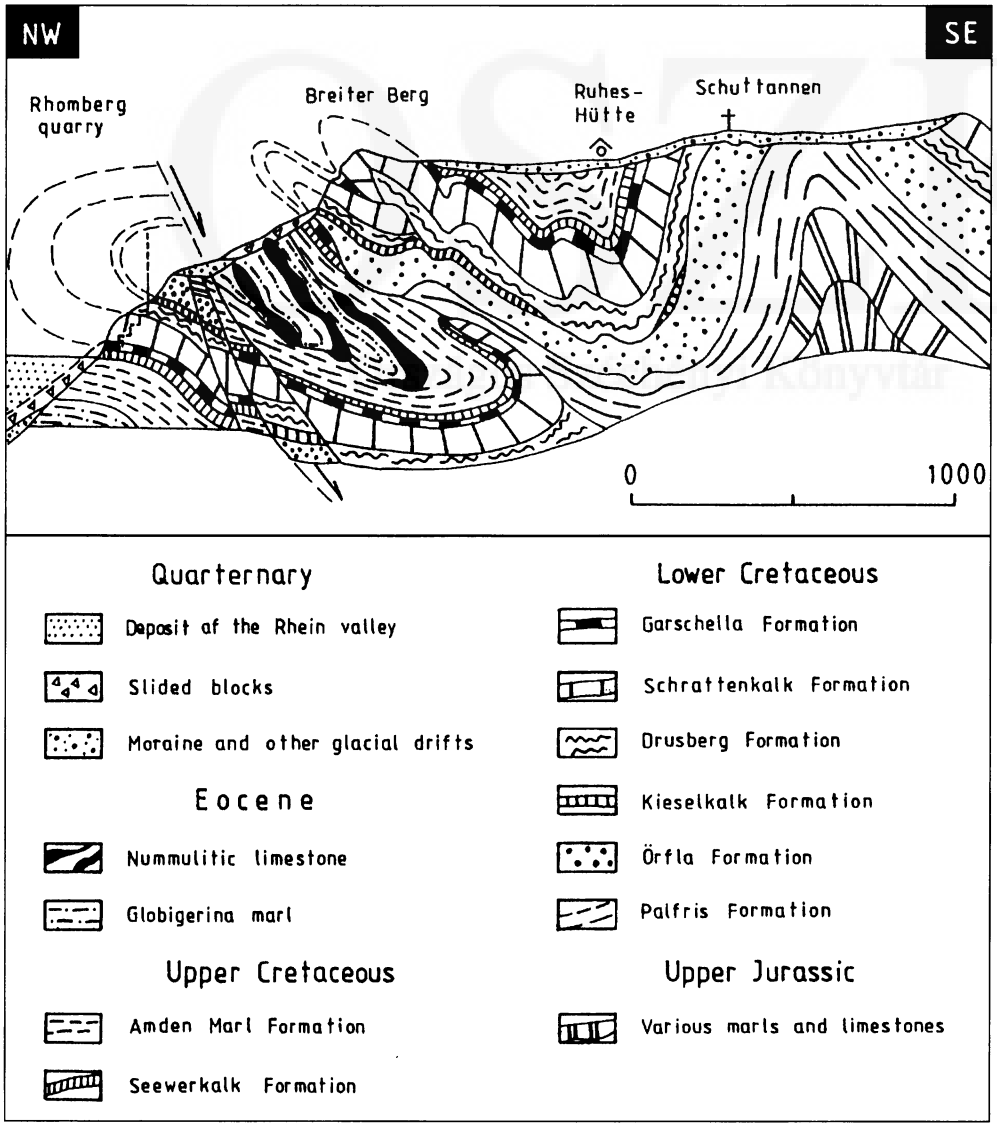
The compiled Schrattenkalk Profile to be shown here (Text-Figs. 8, 10) is composed of two sub-profiles. The larger (stratigraphically older) part is the quarry profile, whereas the smaller part was measured along the foot of the hill with steep cliff between the SW corner of the quarry and the yard of the outermost country house.

There is an overlapping of some 59 metres between the two profiles, the reliable control was ensured by the identification of a distinct *Lopha* biostrome in both profiles (Text-Fig. 9).

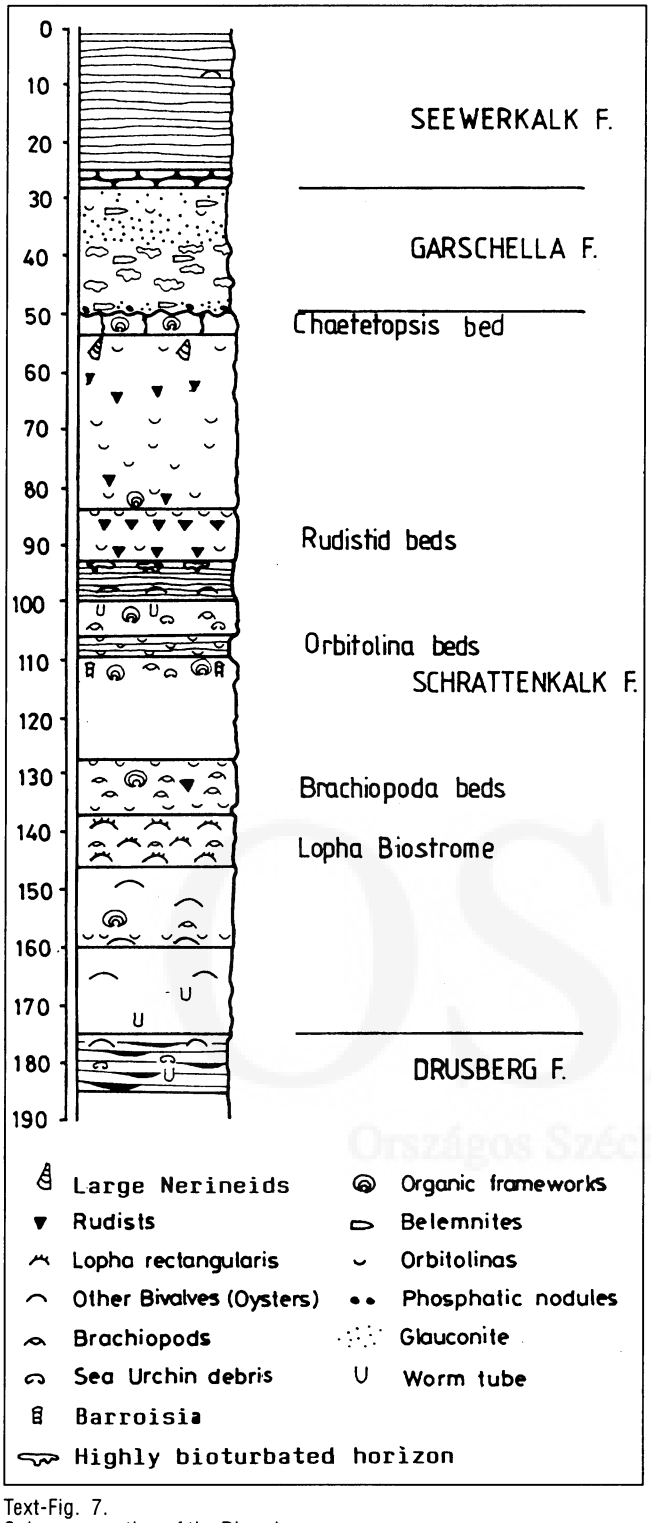
The profile has been described in detail by CSÁSZÁR, OBERHAUSER and LOBITZER (1990), therefore only a comprehensive review is given here.

In contrary to the former publication (CSÁSZÁR et al., 1990) within the Schrattenkalk of the Rhomberg-quarry profile, eight units have been distinguished.

The dark grey limestone beds corresponding to the Drusberg Formation are of flaser structure, with thin marly lenses or argillaceous bedding planes. In some horizons thick-shelled, large, gryphoidal *Ostrea* valves and sporadically thin-shelled, intact sea urchin sections are present. The most frequent fossils that can be identified from thin sections are as follow: ostracods, *Cadosina* and Echinodermata debris (Text-Fig. 11). The texture in thin section is biomicritic wackestone.



Text-Fig. 6.
Profile through Breiter Berg and Rhomberg quarry.



Text-Fig. 7.
Columnar section of the Rhomberg quarry.

It is rather difficult to distinguish the oldest unit (I) of Schrattenkalk (samples 64 to 59) from the Drusberg Formation (No boundary can be drawn in Pl. 1, Fig. 1). The diagnostic structural features of the Lower Schrattenkalk are mainly the absence of marl-intercalated lenses and flaser type stratification. This unit is the only one in which thin elongated chert lenses can be observed. They form a horizon (around sample no. 61).

Submarine erosional contact between beds of different grain size is characteristic (Pl. 2, Fig. 1). The rock is heavily bioturbated and contains a few *Ostrea* and *Lopha* valves. Towards the younger beds, the amount of arenaceous and calcareous benthonic Foraminifera – including Miliolidae – increases. The texture in thin section is mainly pelbiomicrosparitic packstone.

The second unit (II; samples 58 to 52 in Text-Fig. 11) is represented by a thick-bedded or compact, fine- or medium-grained bioclastic, or sometimes oolitic limestone of grey colour. Sometimes gradation or cross-stratification of calcareous origin can be observed (Pl. 2, Fig. 2). Text-Fig. 9 illustrates the different facies types identified in the quarry. In the SW corner of the quarry, the cross-stratification is restricted to a single bed, whereas in the NE part it is well developed in three beds. Fossils observed by unaided eye are *Ostrea*, *Orbitolina* and minor colony-forming organisms (such as coralline algae, pebble-like stromatoporoidea colonies). Microscopically, the main constituent is represented by Echinodermata test detritus and mainly arenaceous benthonic foraminifera associated sometimes with a few calcareous ones.

The percental distribution of foraminifera in sample 52 taken as a type sample is shown in Text-Fig. 10. Bryozoans are present in increasing frequency. The texture is biointrasparitic to biopelsparitic grainstone.

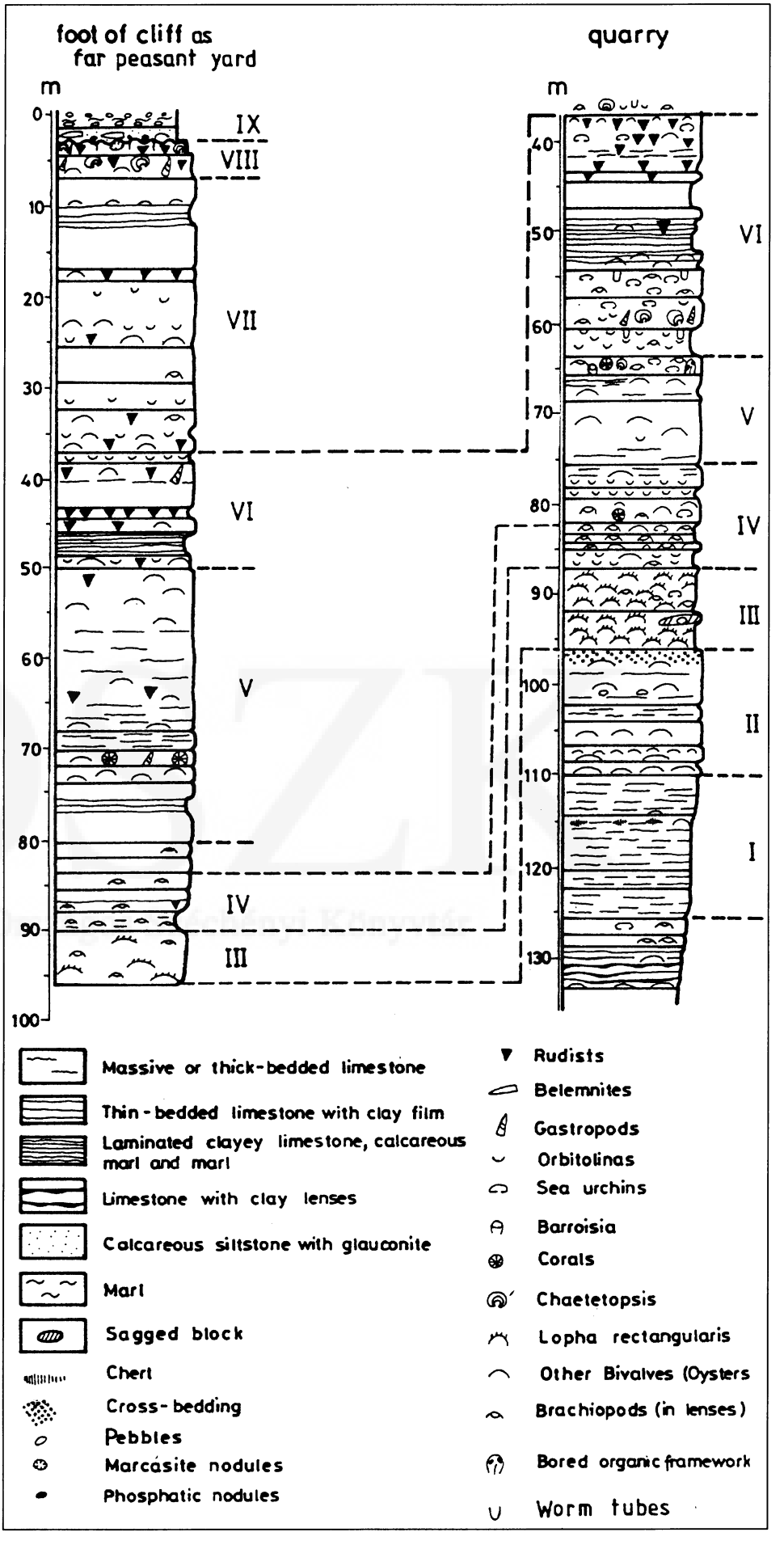
The third unit of the formation (III; samples 51 to 44 in Text-Fig. 11) is the *Lopha* biostrome. This rock body represents a most particular and spectacular unit of the quarry and incorporates various fossils, in addition to the characteristic *Lopha rectangularis* (Pl. 6, Fig. 1). The dark grey, sometimes black, thick-bedded limestone, with its varying argillaceous and biostrome type development is restricted to the vicinity of Unterklien. Its facies variability is strikingly high also in the quarry. As shown in Text-Fig. 9 the unified *Lopha* unit seems to disappear in NE direction through ramification, whereas its thickness decreases considerably towards the SW. Sagged blocks of grainstone or rudstone texture with the size of several metres are present within the unit (Pl. 4, Fig. 1). The texture of the *Lopha* bed ranges from wackestone to boundstone (floatstone). It should also be mentioned that for the first time the amount of bivalve test detritus exceeds that of Echinodermata tests among the biogenic constituents, indicating that a typical carbonate platform was formed during the development of this unit.

The fourth unit (IV; samples 43 to 32 in Text-Fig. 11) is caracterized by the dominance of brachiopods (VÖRÖS in CSÁSZÁR et al., 1990). In accordance with the changes in fossil content, the limestone is darker or lighter grey and thicker or thinner bedded. Horizons rich in brachiopods are overlain and underlain by *Orbitolina* rich beds. Beside the arenaceous foraminifera in this beds also a high frequency of calcareous foraminifera can be observed. In addition to the strikingly frequent Bryozoans there are also minor algal colonies. The texture in thinsection is mainly packstone, but grainstone and wackestone are also frequent. A major part of allochems is of biogenic origin. Simple ooids with low frequency represent a permanent attendance.

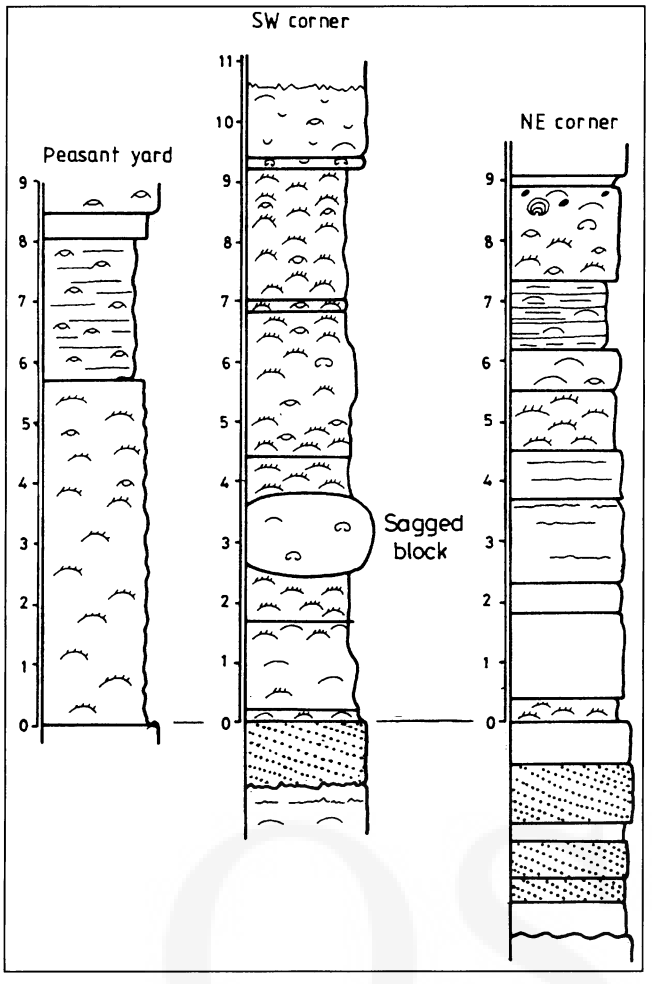
The fifth unit (V; samples 31 to 28 in Text-Fig. 11 and samples 34 to 28 of the cliff section to where the sequence continues – (Text-Fig. 12) – is of thick-bedded to compact development, light grey or sometimes brownish shade and mainly of calcareous sand facies. It has a poor megafauna, including only a few *Ostrea* valves. Towards the NW in the quarry the grain size becomes finer, the colour turns dark grey, and the clay content increases. In the 2 m thick bed of patch reef building organisms (corals, sponges –

mainly *Barroisia* and *Chaetetopsis*, coralline algae etc.), infillings of boring bivalves (frequently containing the valve itself), are very frequent. In addition, remarkable constituents are large sea urchin spines. Algae are remarkably frequent in the microfossil content of sample 28 (Text-Fig. 10). This horizon is the only one, where carapace detritus was identified from. Texture is grainstone and boundstone.

The sixth unit (VI; samples 27 to 2 in Text-Fig. 11 and 27 to 18 in Text-Fig. 12) is represented by the alternation of completely dark grey, thin-bedded calcareous marl, argillaceous limestone as well as of medium grey, poorly-sorted bioclastic limestone of compact development. At the base of the unit a relatively thick *Orbitolina* horizon is present, whereas its top part is formed by an *Orbitolina* horizon with a thickness of a few centimetres only. Rudist bivalves appear for the first time in larger amounts in the upper third of the unit. Brachipods (identified by A. VÖRÖS, 1989) are characteristic, mainly for the deeper horizons. Here a frequent occurrence of sea urchin spines, minor coral and *Chaetetopsis* colonies can also be observed. *Ostrea* biostrome is exceptional (Pl. 2, Fig. 3). The first appearance of gastropods can be encountered. Sample 20 is taken from a poorly-stratified, sometimes cross-bedded intercalation of turbiditic origin and fine calcareous sand facies (Pl. 1, Fig. 3). At the boundary between horizons 10 and 11 the heavily bioturbated remains of a lighter grey, pelitic rock can be recognized (Pl. 2, Fig. 2 and Pl. 4, Fig. 2). In thin-sections a great amount of calcareous – mainly Miliolina species – and many arenaceous benthonic foraminifera could



Text-Fig. 8.
Schrattenkalk sequence at Unterklien.



Text-Fig. 9.
Facies changes in *Lopha* beds (Rhomberg quarry).
For legend see Text-Fig. 8.

be identified (compare Text-Fig. 10). Also a great number of Dasycladacea and ostracods and – in the uppermost part – *Bacinella irregularis* are present. In the micritic matrix of the mixed facies of bed 11, nearly three-fourth of the microfossils is Miliolidae, with the rest represented by Ataxophragmidae and Textularidae. In sparitic cement both groups show a nearly identical frequency. Its varied texture is characterized mainly by packstone.

The thicknesses of fifth and sixth units vary in the profiles of the quarry and the cliff – in accordance with the change in lithofacies.

The limestone of the seventh unit (VII; samples 17 to 5 in Text-Fig. 12) is light grey, bedded, small or medium-grained, bioclastic. At the upper boundary of the unit, stratigraphically directly beneath the bivalve biostrome a dark grey fairly argillaceous, fine-grained limestone bed was found exhibiting cross-stratification of turbiditic origin (Pl. 5, Fig. 2). Its megafauna is similar to that of the former one, but is generally poorer.

As shown by sample 7, half of the microfossils is *Salpingoporella*, one-fourth is Miliolidae, whereas the rest consists of *Orbitolina*, Ataxophragmidae and *Textularia* species as well as *Bouenia* (Text-Fig. 10). Its dominant type of texture is grainstone.

The eighth unit, (VIII; samples 1a to 4 in Text-Fig. 12) representing the youngest beds of Schrattenkalk has a thickness of 4 metres only and is of flaser type, sometimes with a nodular structure, and argillaceous intercalations. It has a diverse and rich fossil content, incorporating large *Chaetetopsis* colonies (Pl. 2, Fig. 4), coral and minor coralline algae colonies, large *Nerinea*, a great number of small gastropods, bivalves, solitary corals and rudists. Coral colonies show traces of boring organisms.

Its boundary with the Garschella Formation is formed by a condensation level where, according to SALOMON's model (1987), an alternation of sedimentation, dissolution, bioturbation and erosion took place. As a result, the surface of Schrattenkalk is uneven, bioturbated, with its detritus found in the basal beds of the overlying formation. In addition, glauconite, as well as phosphorite and marcasite nodules are also frequent here.

The microfauna content of this unit (Pl. 8, Figs. 4 and 5) does not differ essentially from that of the former one.

Due to the phenomena described above, the influence of the overlying formation can be traced down to a depth of at least 1 m and it can be observed both in textural pattern and microfossil spectrum.

The Garschella Formation is represented by grey, frequently greenish-grey, glauconitic marls with the frequent occurrence of small belemnites. It is a striking feature that only small accumulations of fossils of poor preservation can be observed along the boundary. The microfauna is determined by frequent occurrence of planktonic foraminifera.

2.2.3. Feldkirch, Upper Ill Gorge

This road-cut (Text-Fig. 3), with its features essentially differing from those of the Rhomberg quarry, belongs to the Säntis nappe and exposes the sequence ranging from the Drusberg Formation to the Garschella Formation in normal tectonic position (Text-Fig. 13). It is situated along the railway line running along the right side of River Ill. The main features of the profiles are as follows (Text-Fig. 14):

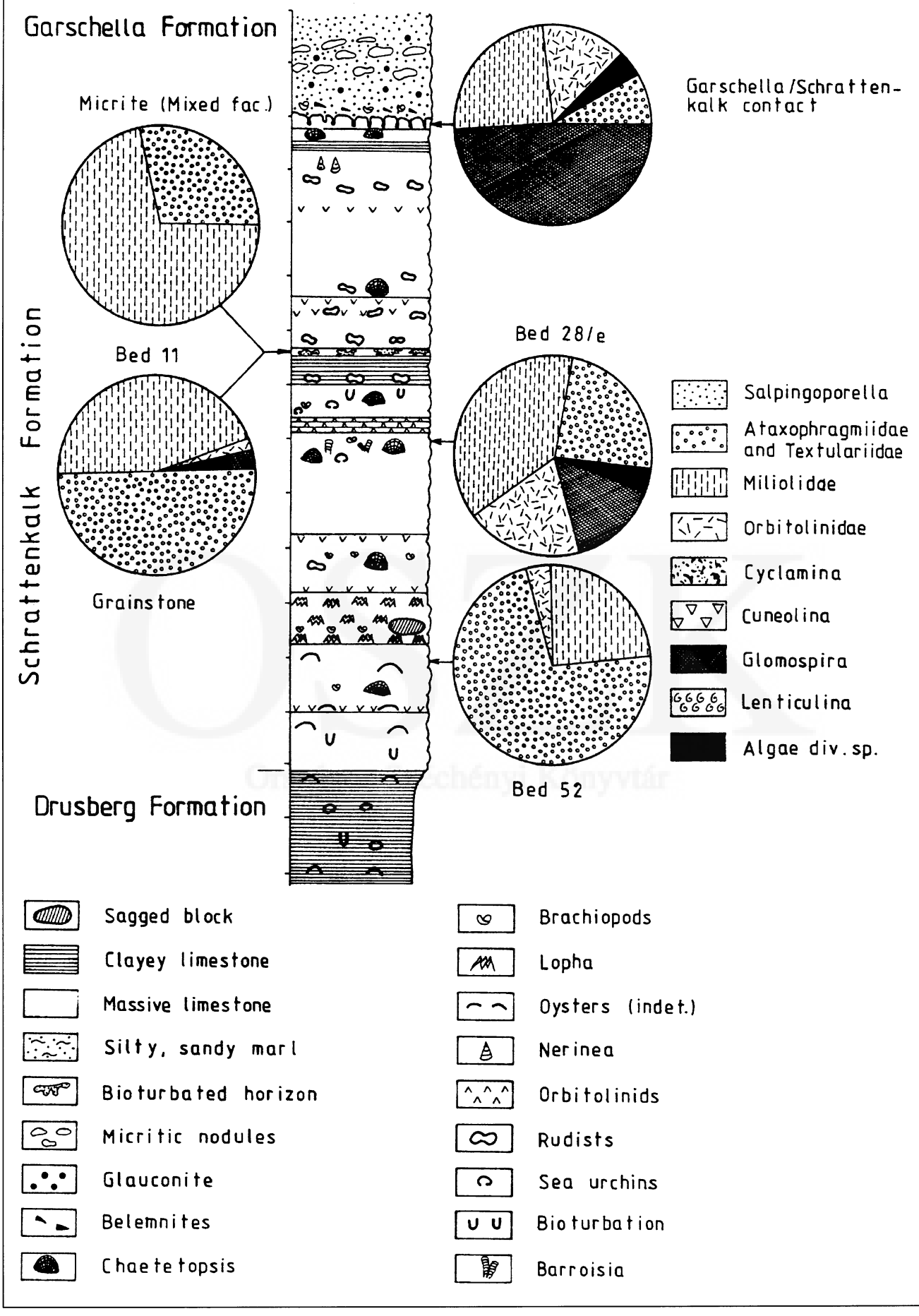
- The transition between Schrattenkalk and the Drusberg Formation is gradual, with decreasing recurrences of the marly facies (Pl. 3, Fig. 2 and Pl. 4, Figs. 1 and 2).
- On account of the complete absence of megafauna and the high degree of roundedness of the frequent *Orbitolina*, the Schrattenkalk Formation (of calcareous sand facies only) is interpreted as redeposited sediment.

The marly Drusberg-type sediments intercalated between the Schrattenkalk beds are dark grey. Each intercalating layer shows an increase in carbonate content towards the top of the bed. The texture in thin-section is packstone and wackestone (biointrasparite and biomicrosparite). The microfauna consists of a large amount of foraminifera, mainly arenaceous ones, but sometimes arenaceous and calcareous foraminifera have approximately identical amounts (Text-Figs. 14 and 15).

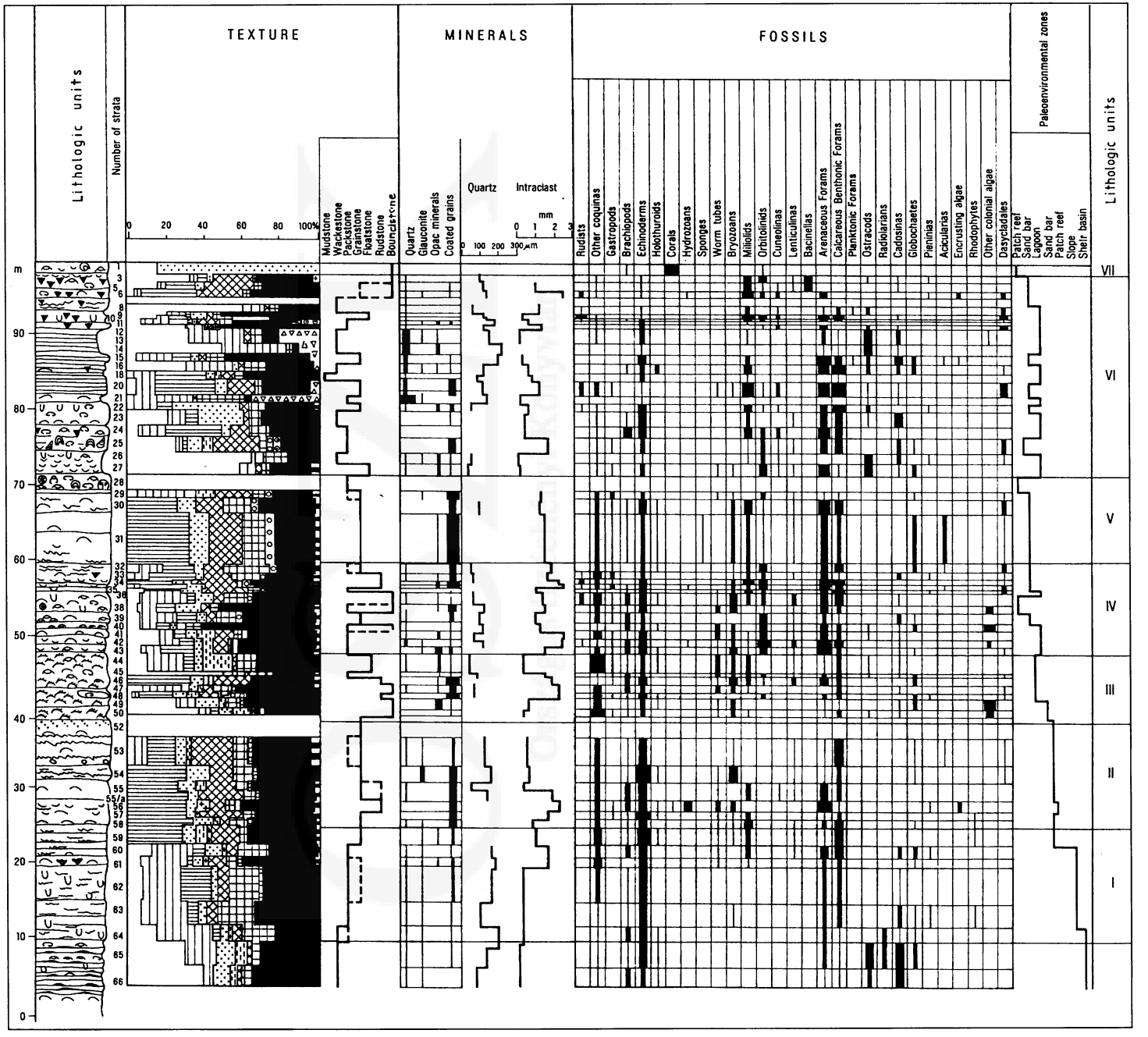
In the Schrattenkalk profile of compact or thick-bedded development the upper third part shows coarse-crystalline texture, due to recrystallization, and is, for this reason, not suitable for facies-study. In its lower two-third part a few cross-bedded layers (Pl. 3, Fig. 3), one thin chert layer

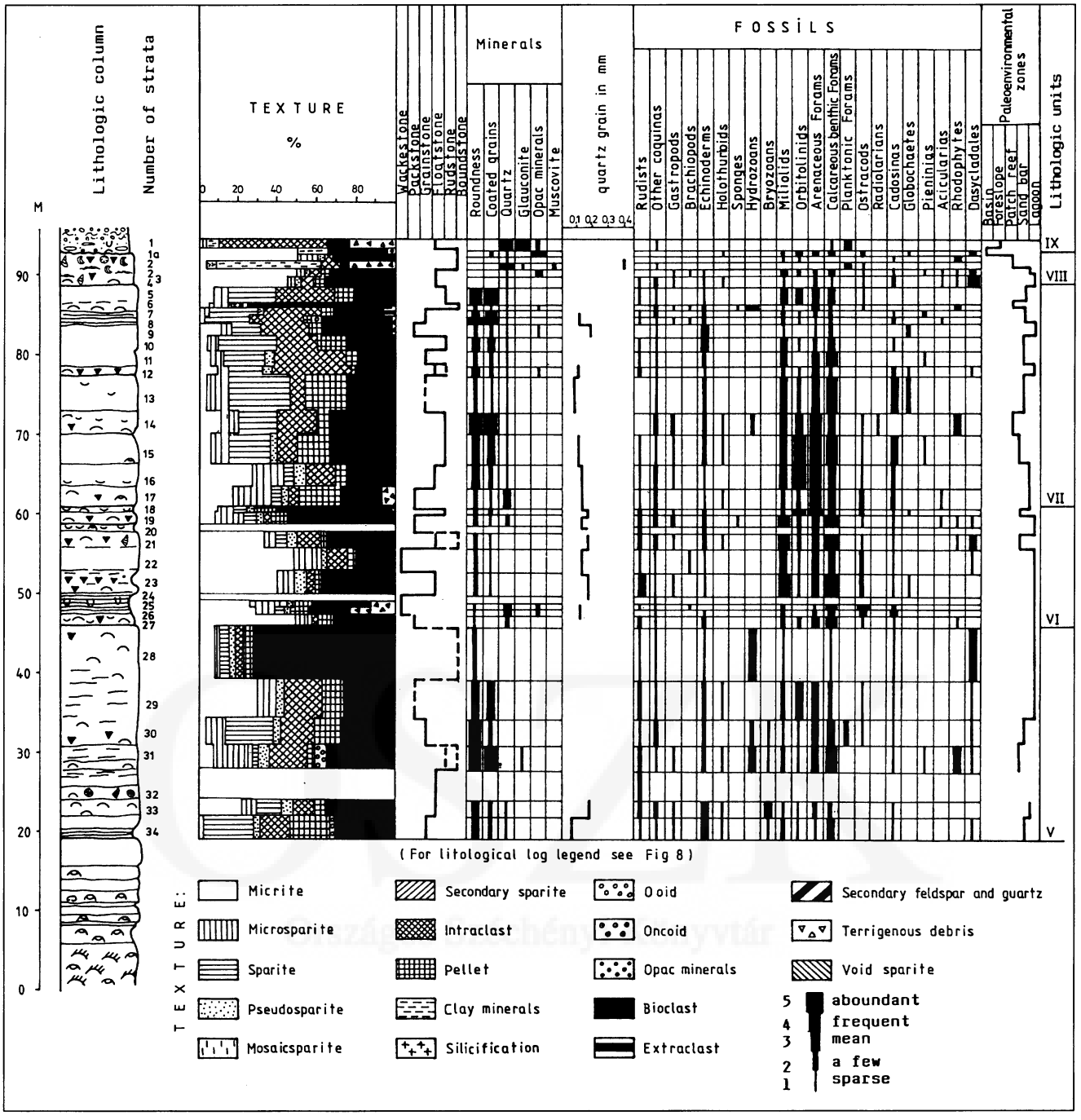
Text-Fig. 10.
Distribution of foraminifers in the Unterklien section.

➢ ➢ ➢


Garschella Formation
Micrite (Mixed fac.)
Garschella/Schratten-kalk contact
Bed 11
Bed 28/e
Schrattenkalk Formation
Grainstone
Salpingoporella
Ataxophragmiidae and Textulariidae
Miliolidae
Orbitolinidae
Cyclamina
Cuneolina
Glomospira
Lenticulina
Algae div.sp.
Bed 52
Drusberg Formation
Sagged block
Clayey limestone
Massive limestone
Silty, sandy marl
Bioturbated horizon
Micritic nodules
Glauconite
Belemnites
Chaetetopsis
Brachiopods
Lopha
Oysters (indet.)
Nerinea
Orbitolinids
Rudists
Sea urchins
Bioturbation
Barroisia

Text-Fig. 11.
Texture, mineral distribution, fossil distribution and environmental changes at the foot of the cliffs in the Rhomberg quarry.
For legend see Text-Fig. 12.





Text-Fig. 12.
Texture, mineral distribution, fossil distribution and environmental changes in the III Gorge section.

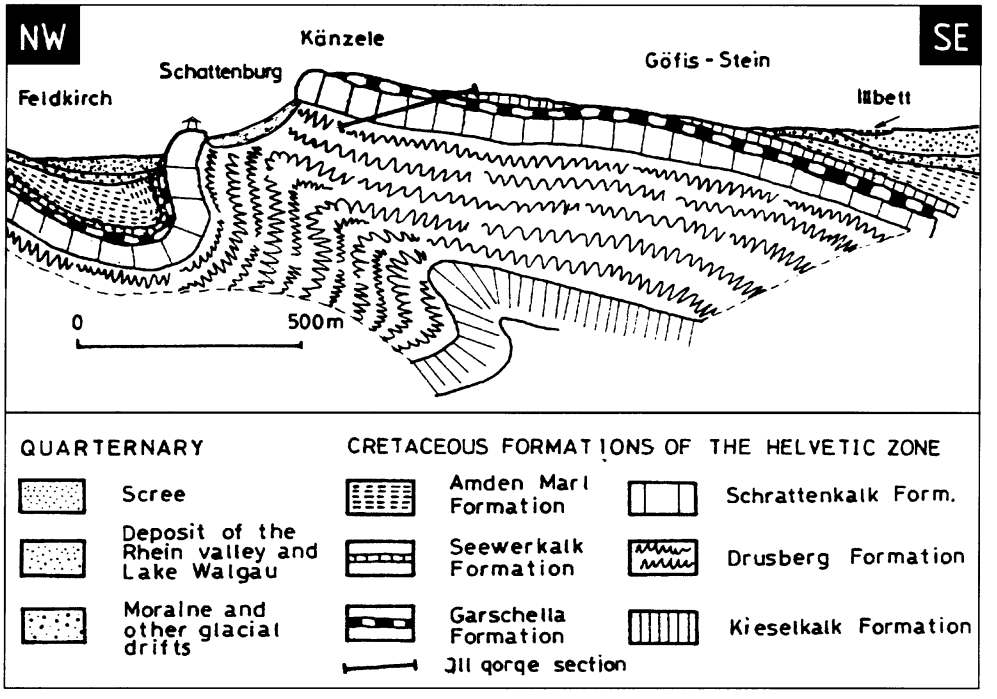
and one horizon with chert lenses are incorporated. Only a few brachiopods in poor state of preservation and a small amount of bivalve debris are included. Generally, the degree of bioturbation is heavy on the argillaceous bedding-planes and in some layers (Pl. IV, Fig. 3). The microfauna content is poor, with *Orbitolina* as its dominating element (Pl. 3, Fig. 4), although calcareous benthonic forms also occur (Miliolidae, *Lenticulina* (Text-Figs. 14,15). The amount of Echinoderm test debris exceeds, almost without exception, that of bivalve shells. The amount of detritus of bryozoans is high, whereas that of rudists is rare. The amount of Dasycladaceae, Rhodophyta, and other algae is extremely low. Texture is biointrasparitic grainstone or rudstone. Ooids generally occur in a low frequency. The amount of encrusted grains is medium or high. The degree of roundedness varies. The frequency of terrigenous grains is low and approaches 5% only rarely. Maximum grain size varies within a range of 0.1 to 0.2 mm and never attains 0.5 mm. The amount of secondary feldspar and silica grains varies between 1 to 4% in the lower part of the profile.

In the upper part of the profile the features seem to be identical with those described above, as far as the intensive recrystallization and dolomitization and the poor outcrop situation of the uppermost 4 to 5 metres allow any statement.

2.2.4. Übersaxen

A comprehensive study of further profiles was performed in order to investigate the facies change of the

Text-Fig. 13.
Location of the profile studied at Ill Gorge (Feldkirch).



Schrattenkalk towards the south within the Säntis nappe, where the trend of pinching-out of Schrattenkalk is indicated by patches becoming continuously thinner. One of the related profiles is exposed by the road-cut at the upper end of the village Übersaxen, where only the basal beds are exposed enough for study (Text-Fig. 16).

The boundary between Schrattenkalk and Drusberg Formation is sharp: The dark grey-black, fairly argillaceous siltstone-marl (calcareous marl) is replaced by small- and fine-grained, bioclastic, well-bedded limestone with a grain size of a few millimetres and apparently silicified (quartzified and feldsparified). Towards the top of the profile the frequency of these grains varies up to 5 m above the boundary and then remains constant at a slightly lower value. At around 8 m the rock becomes slightly argillaceous. It may be due to this argillaceous character, that in the further part of some 50 metres along the road only scattered limestone detritus can be encountered.

The profile is poor in fossils. Only *Orbitolina* occurs in a considerable amount. A few minor *Ostrea*, only one Belemnite and one shark tooth could be recognized by unaided eyes.

In addition to the few extraclastic quartz grains, the biopelsparitic grainstone or intrabiosparitic rudstone include autochthonous plagioclase bars and quartz grains concentrated in certain fossils or intraclasts, sometimes with ooids in the latter. The microfossil assemblage consists of quartz-agglutinating *Orbitolina* (and other arenaceous foraminifera), Miliolidae, Echinoderm and sponge detritus, bryozoan and molluscan debries and a few algae like *Ethelia alba* and *Salpingoporella* sp.

2.2.5. Roadcut Between Furx and Laterns

Here the Schrattenkalk turns into a band even narrower than the one at Übersaxen. In spite of the fact that the profile of the roadcut found half-way between the two villages (Text-Fig. 16) is incomplete, only a few metres of it can be considered to be unknown (tectonic contact at the base and cover at the top). Megafossil remains have not been found, only same sponge detritus, and along argillaceous surfaces, in some cases intensive bioturbation and also *Zoophycos* can be observed. Several beds are frequently graded (partly inversely), and here and there they are pinching out laterally within a few metres (lobe sedimentation). The thickness of the beds varies in the range of 0.2 to 1.5 m. The colour is medium grey, or dark grey when more argillaceous. They consist of small to medium-grained calcareous sand. According to these lithological characters the transitional features towards the Drusberg Formation are more gradual than in the Übersaxen profile. On the basis of sedimentological features such as gradation (Pl. 5, Fig. 1) and pinching-out – the turbiditic origin of the deposits is easy to recognize, and therefore is representing a very distal region of the carbonate platform. The texture is generally biosparitic grainstone and rudstone. Packstone and floatstone textures occur only as rare exceptions. In addition to the sometimes strong silification and feldsparitization, detrital quartz and glauconite grains can also be observed.

Fossils identified from thin-sections are as follows: calcareous benthonic Foraminifera (Miliolina and *Lenticulina*), large arenaceous benthonic Forams (*Orbitolina* and *Rheophax* – Pl. VIII, Fig. 3, Text-Fig. 15), Echinoderm debris, mollusc shells, bryozoan and sponge debris, *Cadosina*, a few ostracods, red algae, brachiopods and worm tubes.

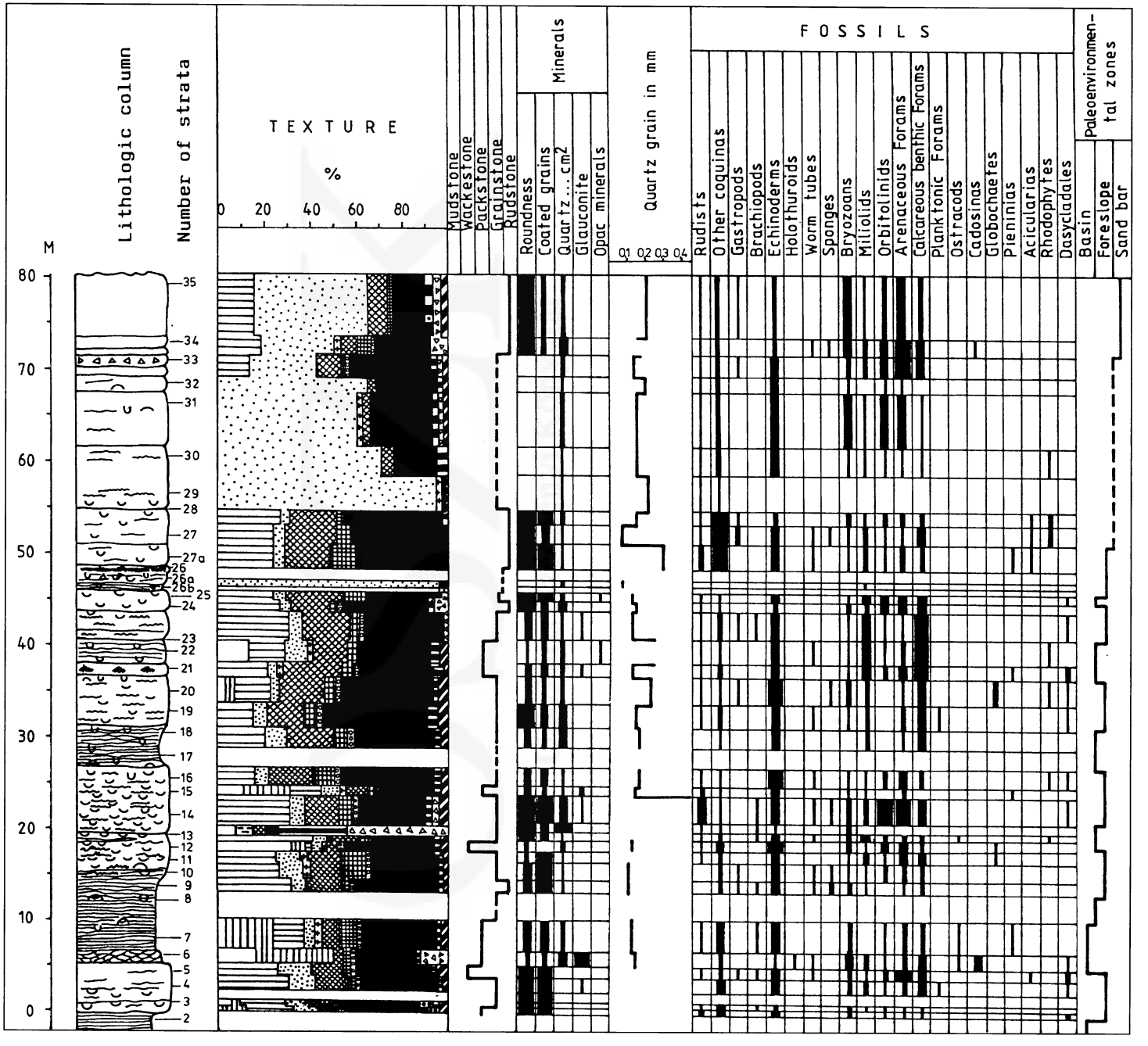
Large arenaceous foraminifers, such as *Rheophax* and *Coscinophragma* are important elements of the microfauna. The great frequency of *Coscinophragma* (a form with labyrinthine wall) raises the question of the area of origin. Sedimentary structures (soal marks or flute casts) that would refer to the direction of transport are missing even from the turbidite beds. *Coscinophragma* (Pl. VIII, Figs. 1,2) is hardly known from any of the other occurrences of Urgonian formation in Vorarlberg investigated by the authors. It should be noted, that the arenaceous forms with labyrinthine walls are rare, but whereever they occur, intensive terrigenous influence can be observed. In the upper Schrattenkalk beds of the Gottesackerwände, for example, *Choffatella* with labyrinthine walls, forms an assemblage with *Orbitolina* (Pl. VI, Fig. 3).

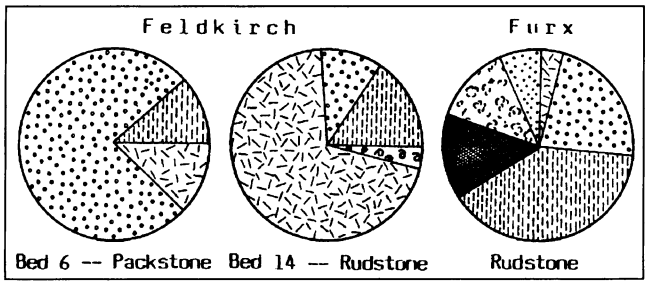
2.2.6. Ebniter Ache

(Text-Fig. 16)

The narrow zone of Schrattenkalk, crossing the rivulet, represents the southernmost development of the formation studied by us. Although its upper boundary is tecto-

Text-Fig. 14.
Texture, mineral distribution, fossil distribution and environmental changes in the Ill Gorge section.
For legend see Text-Figs. 8 and 12.





Text-Fig. 15.
Distribution of foraminifers in the sections Feldkirch (a and b) and at Furx (c).
For legend see Text-Fig. 10.

nically disturbed, the thickness can be definitely stated to be smaller than that of the former profile. It is characterized by thin- to medium-bedded, fine- to (less frequently) medium-grained, often argillaceous limestones.

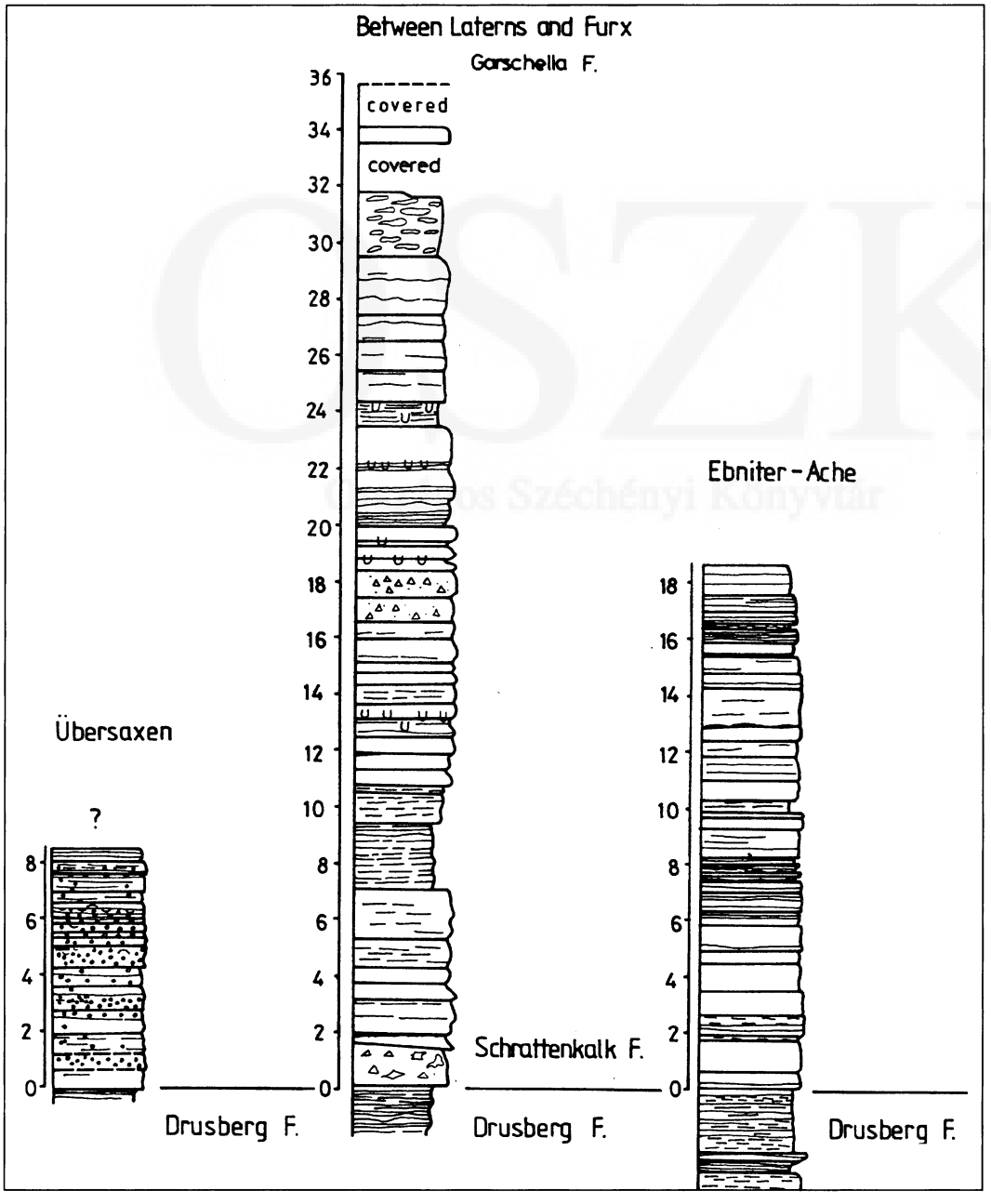
The layers are generally separated by siltstone horizons, each with a thickness of a few centimetres. The Schrattenkalk can be distinguished from the Drusberg Formation on the basis of a higher carbonate content. It is overlain by a thin Garschella Formation. No megafauna was found within the sequence.

Its texture is biointrasparitic rudstone, grainstone and subordinately packstone. In some cases extraclasts (glauconite, limestone and quartz) occur in a high frequency (4 to 8%). Simple ooids are rare. Silicification appears in the cement and each sample contains a considerable amount of secondary feldspar bars.

Fossils identified from thin section, in decreasing order of frequency, are as follows: Echinoderm debris, calcareous (mainly Miliolidae, including large ones) and arenaceous benthonic foraminifera (including *Orbitolina*), minor bryozoan colonies, Dasycladaceae, bivalve shell detritus, and a large amount of *Cadosina*, sponge detritus, *Ethelia alba*, *Cayeuxia*, Ostracoda, and planktonic crinoids.

2.3. General Patterns of the Schrattenkalk Subfacies

On the basis of the sections studied, two basic types of Schrattenkalk can be distinguished: the autochthonous and the allochthonous one. The autochthonous type is characterized by a rich micro- and megafossil assemblage which can be represented by various colonial organisms in patch-reefs and mudmounds (corals, hydrozoans, *Chaetetopsis*, sponges), rudists, Echinoderm fragments, foraminifers and various kind of algae. Its texture is extremely variable, incorporating almost all types in a great frequency. The Rhomberg quarry at Unterklien and the Gottesackerwände correspond to this subfacies.



Text-Fig. 16.
Columnar sections in roadcuts at Übersaxen, between Furx and Laterns and in the Ebniter Ache valley.
For legend see Text-Fig. 8.

The allochthonous subfacies is represented by beds of carbonate sand originating from processes of reworking and redeposition of sediments and fossils from the autochthonous subfacies. Megafossils can be found in fragments only. Its microfossil content is almost identical to that of autochthonous subfacies. It has dominantly grainstone or rudstone texture. The Feldkirch profile, the road-cut between Furx and Laterns, the road-cut at Übersaxen and the exposure in the valley of the Ebniter Ache correspond to this subfacies.

2.4. Age of the Schrattenkalk

The age of this formation was assigned as early as in 1861 by GÜMBEL to the Barremian–Aptian. Even on the basis of various fossils the specialists could reveal only slight differences. ZACHER (1973) dated the beginning of the formation to the Late Barremian for the eastern part, and to the Early Aptian (Bedoulian) for the southern part. The end of the Urgonian development he stated to be isochronous in the Early Aptian. SCHOLZ (1979) assigned the formation also to the Upper Barremian–Lower Aptian, on the basis of Dasycladales, *Orbitolina* and molluscs.

In contrary to the opinion of BOLLINGER (1988, p. 39,40), who wants to start with Schrattenkalk sedimentation in Early Barremian time, we feel that the occurence of *Conorotalites bartensteini intercedens* is a sufficient proof of Middle Barremian age for the lower Drusberg beds of the northern Säntis nappe (W. FUCHS, 1971) and for the Hohenems fold at Klien (OBERHAUSER, 1969, p. A 42). "Open nomenclature stratigraphy" of orbitolinids (*Urgonina* cf. *alpillens*, *Paleodictyoconus* nov.sp.2) is in this case no definitive argument against Middle Barremian age (BETTENSTAEDT, 1958, p. 569). Therefore Schrattenkalk sedimentation seems to be not possible before Middle Barremian.

On the basis of *Orbitolinopsis buccifer* and *O. pygmea* in the Säntis nappe of Switzerland BOLLINGER, 1988, p.40, is dating the upper boundary of the formation as middle Early Aptian and at Klien in the Hohenems fold as early Early Aptian. According to FÖLLMI the oldest occurence of the Garschella formation belongs to the deshayesi-zone of the middle part of the Lower Aptian.

Therefore by Ammonites of the transgressive bed, considering some time interval for condensation, the deposition of the Schrattenkalk is likely to have stopped not later than weissi-albrechti-zone of the Early Aptian (FÖLLMI, 1989, p. 6).

The results of palaeontological examinations carried out during the last few years do not enable us to draw essentially new conclusions. Of the 302 brachipods collected from beds higher than sample No. 34 of the Rhomberg quarry, the following species were identified by A. VÖRÖS: *Lamellaerhynchia renauxiana*, *L. gillieroni* (PICT.), *L.* cf. *multicostata* BURRI, *Sellithyris* cf. *sella* (SOW.), *Loriolithyris* cf. *russilensis* (LOR.), *Symphytyris* ? sp., *Tamarella* cf. *tamarindus* (SOW.).

Based on the first three species, according to A. VÖRÖS, the examined part of the formation does not extend beyond the Barremian-Aptian boundary.

Orbitolina have been studied so far only in the younger beds of the Rhomberg quarry (samples 1–33) and in the profile measured at Feldkirch. E. KÖHLER (in CSÁSZÁR et al., 1990) has distinguished the following species: *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE, *O. debelmasi* MOULLADE, *O. kiliani* SILVESTRI, *O. pygmaea* ARNAUD-VANNEAU, *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), *Paracoskinolina maynci* (CHEVALIER), *P. sunnilandensis* (MAYNC).

Summing up both macro- and micropaleontology, it can be stated that the Urgonian type carbonate sedimentation in the Helvetic zone of the Eastern Alps extended definitely into the Early Aptian, but did not pass the boundary between the Early and Middle Aptian, and ended by an isochronous event (SALOMON, 1990).

According to WILDI et al. (1989) features of extensional tectonics cause at that time a synsedimentary crack by drawning the platform.

3. Nagyharsány Limestone Formation

3.1. Geological Setting and Geographical Extent

Urgonian facies has developed in both larger tectonic units of the Hungarian basement (Text-Fig. 17). In the Pelso unit, belonging to the Apulian Faunal Province, the Urgonian facies (Környe Limestone and Zirc Limestone Formations) appears in two horizons of the Albian stage. It is represented in the Villány-Padurea Craiului zone of the Tisza unit by the Nagyharsány Limestone Formation.

This formation, known as the oldest Urgonian one in Hungary, is characterized by an unusual thickness of ca. 1000 metres, a slow rate of transgression (long time interval of sedimentation) and by cyclic (in some cases lofer-cyclic) appearance in the lower 100 metres. The European plate origin of the Tisza unit is accepted. Its particular sediment is the Harsány-hegy Bauxite Formation appearing as small lenses at the base of the formation. One of our aims is to find reasonable explanation for solving the contradiction mentioned above.

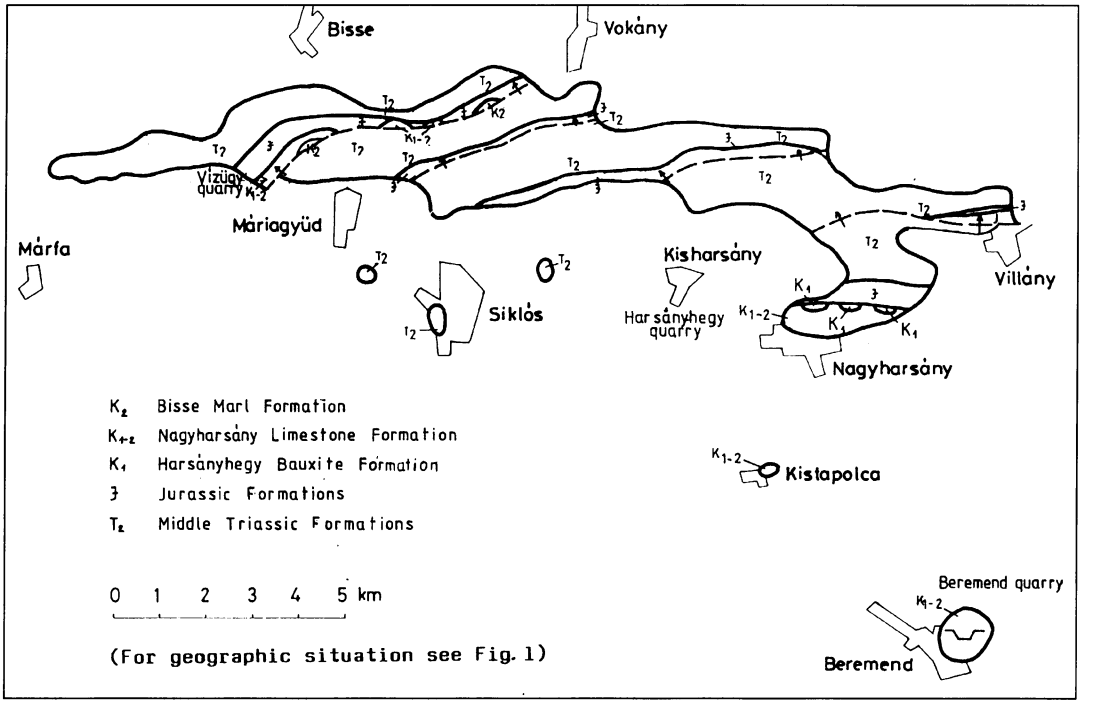
The formation crops out in the Villány Mountains, and in the Királyerdö (Padurea Crailui) in Transsylvania (Blid Limestone Formation). Our studies were concentrated to three quarries in the Villány Mountains (Text-Fig. 17), for two of which the erosional contact formed with the related underlying beds is also exposed (Pl. 9, Figs. 1,2). The underlying beds are represented by Upper Jurassic limestones, which show also shallow marine origin. Their occurrences are restricted to narrow imbricated zones of the Villány Mountains. Outcrops in the Lower and Middle Jurassic formations are discontinuous and punctiform.

The Nagyharsány Limestone Formation is restricted only to two tectonic imbrications.

In the Tenkes imbrication, where the rudistid- and *Orbitolina*-bearing limestone has a thickness of only 30 meters, it is overlain, with a sharp boundary, but concordantly, by the Bisse Marl Formation (FÜLÖP, 1966), assigned to the Albian. In the absence of Bisse Marl the second bauxite horizon of the mountains can be found in the karstic caverns and fissures found in the surface of the Nagyharsány Limestone Formation (CSÁSZÁR & FARKAS, 1982).

On the other hand, the diverse sedimentary history of the area is indicated by the fact that borehole Bóly No. 1 drilled at a distance of a few kilometres east of the mountains penetrated the same Upper Jurassic limestones mentioned above, directly beneath the Bóly and Bisse Marl Formations of Albian–Cenomanian age.

The Nagyharsány Limestone Formation was first described and named by K. PETERS (1863). Later K. HOFMANN (1878), L. LÓCZY (1912), Gy. RAKUSZ (1937), RAKUSZ & STRAUSS (1953) and J. NOSZKY subdivided and classified this formation differently. The first detailed study was



Text-Fig. 17.
Location map of Urgonian occurrences in the Villány Mountains.

made by J. FÜLÖP (1966). A sedimentological examination of the lower one-third part of the sequence exposed in the Harsány-hegy quarry was carried out by G. CSÁSZÁR (1989).

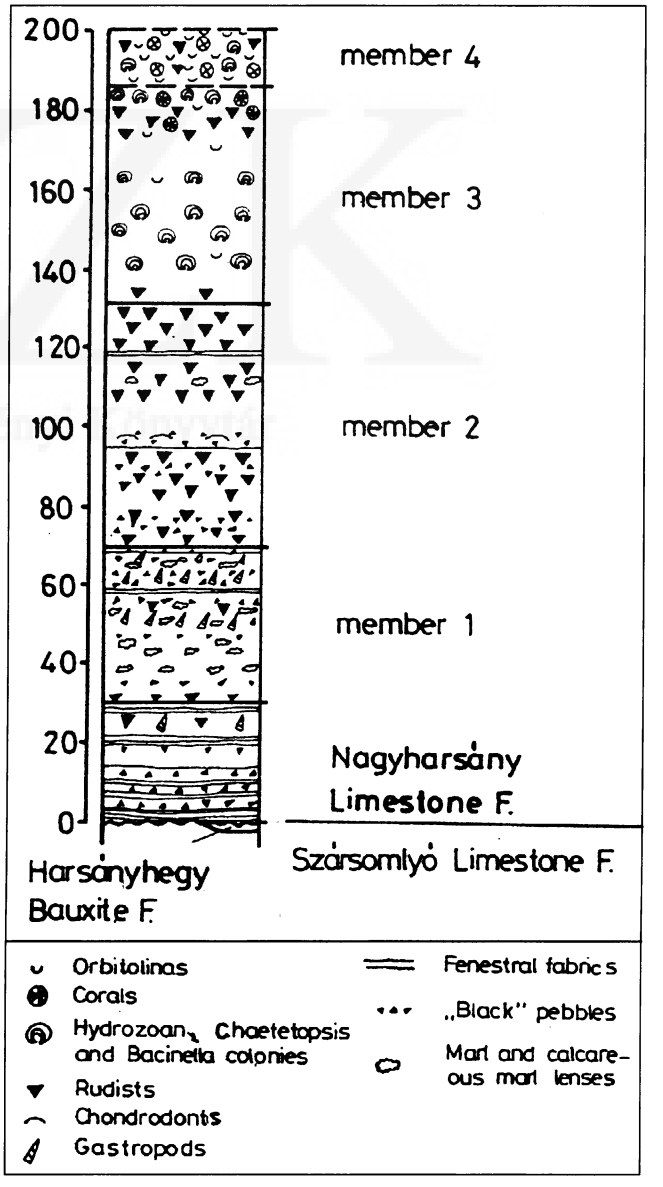
3.2. Lithology, Fossil Content and Texture

3.2.1. Harsány-hegy Quarry

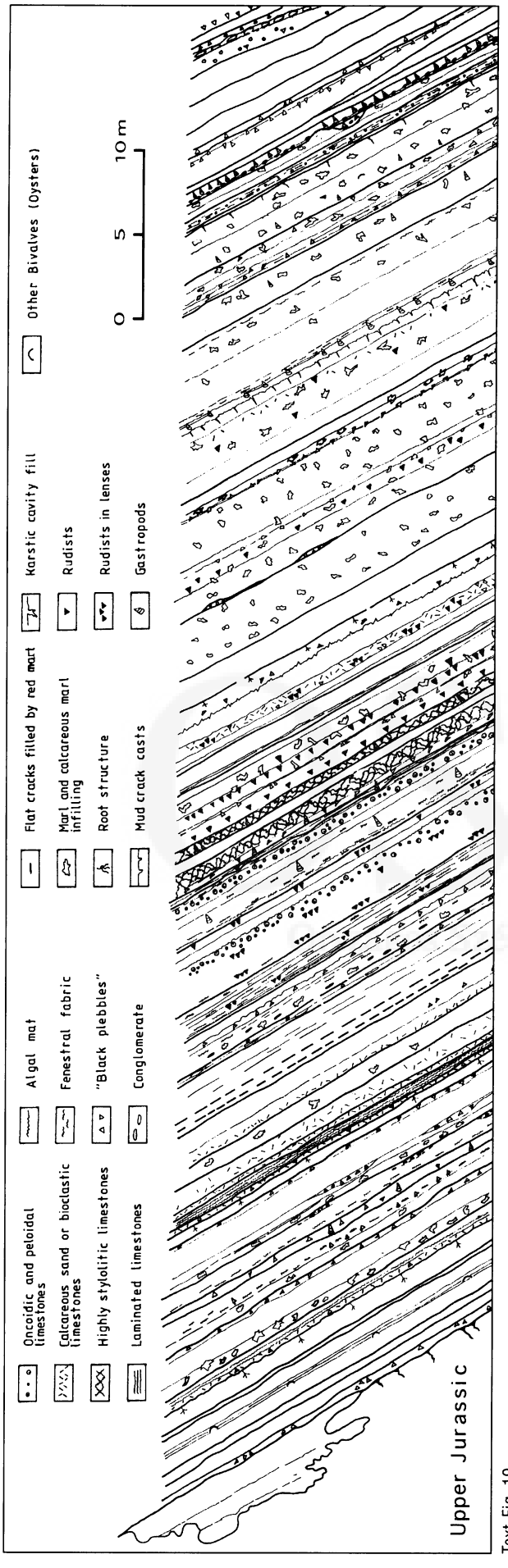
This quarry exposing Upper Jurassic and Lower Cretaceous sequences is located at the western end of Harsány-hegy. The Cretaceous part of the sequence has a thickness of 200 metres and is subdivided into four units, each of member rank (Text-Fig. 18).

Member 1

The lower, 70 m thick member is characterized mainly by cyclic development and fenestral structure (Text-Fig. 19). The limestone is thick-bedded and poor in megafossils. Its colour varies from greyish white to dark grey. The cyclic development is expressed obviously by the change in the grade of greyness (Pl. 11, Fig. 4). The alternations are of two basic types: the paling-upward and the darkening-upward ones (Text-Fig. 20). For both types, the change can be either gradual or sharp. Within the first type that version is the most frequent in this profile; the paling upward feature is more strikingly expressed. The cyclicity is well seen in regular recurrences of fenestral structures (Pl. 13, Figs. 1–3), "black pebbles" rather dark grey, or possibly pale grey (Pl. 11, Figs. 1,2 and Pl. 12, Fig. 1) and argillaceous bedding-planes, or intercalations. Here and there algal mat laminations can also be recognized (Pl. 12, Fig. 4 and Pl. 14, Figs. 1,2). Other common features of this member are pale greenish, yellowish or possibly violet-



Text-Fig. 18.
Lithostratigraphic units if the Nagyharsány Limestone Formation in the Harsány-hegy quarry (Villány Mountains).



Text-Fig. 19.
Profile in the lower member of the Nagyharsány Limestone Formation in the Harsány-hegy quarry.

coloured, irregularly-shaped marly infillings (Pl. 11, Fig. 3 and Pl. 12, Figs. 2,3) caused by bioturbation and mangrove roots. They rarely have a white calcite crust as well. Its special type is shown in Pl. 10, Fig. 1.

Despite the variegated clays and marls resembling paleosol or its proximity, real desiccation cracks are preserved rather scarcely only.

The megafauna of the first member is poor, mainly consisting of thin-shelled small gastropods (*Plesioptyxis prefleuriaui* and *Plesioplocus essertensis*, according to L. MÓRA-CZABALAY – personal communication) and 10 to 30 cm thick biostromes of minor rudists (*Requienia* ex. gr. *tortilis*, according to L. MÓRA-CZABALAY).

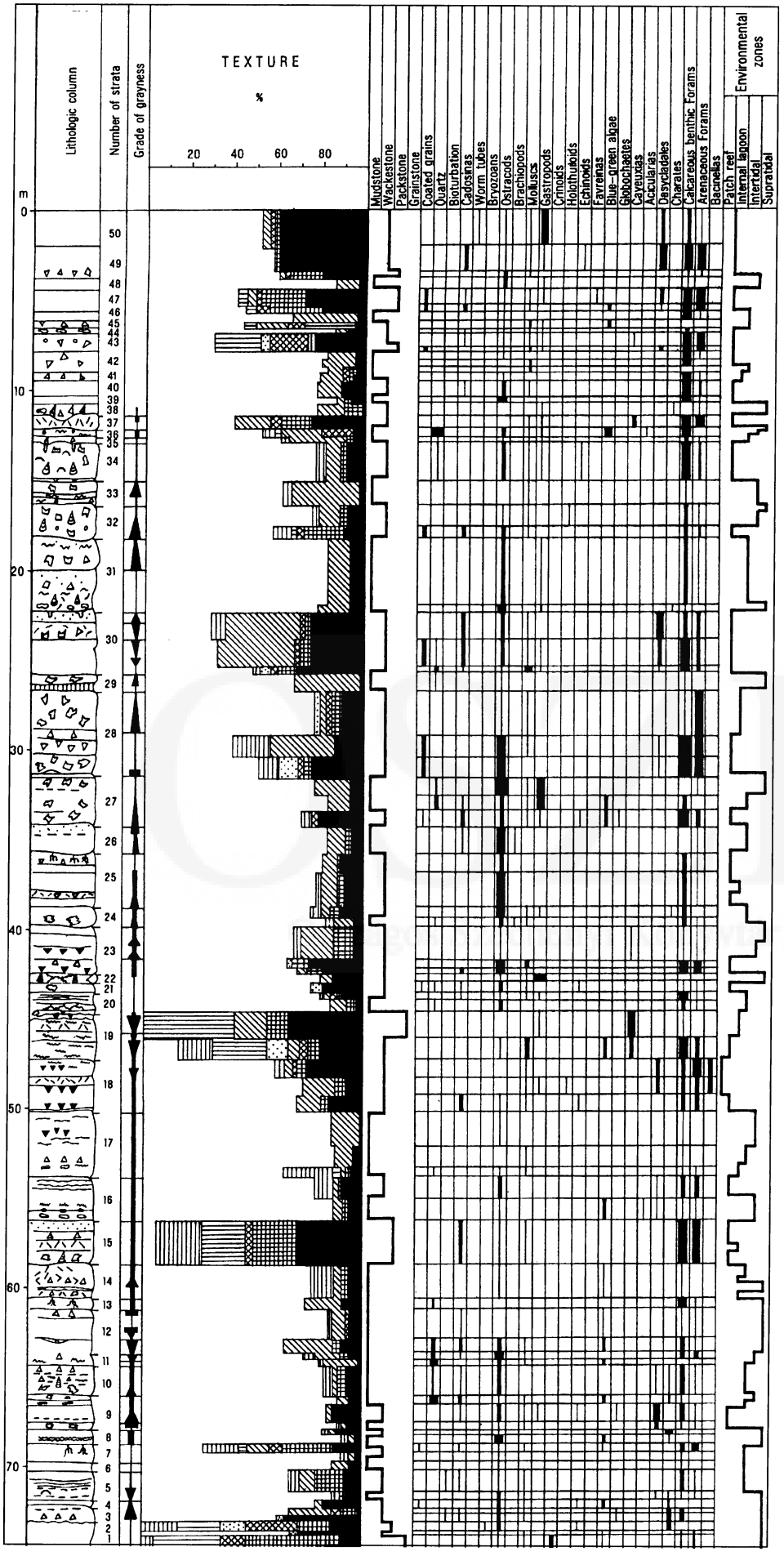
On the basis of macroscopic and microscopic observations, the lower member (Text-Fig. 19) can be subdivided into further subunits (CSÁSZÁR, 1989). As the exploitation proceeds, the quarry exhibits various lithological and palaeontological features, partly reflected by the sections studied. The examined thin sections made from an earlier profile reveal a texture of nearly exclusively mudstone or wackestone, exceptionally accompanied by a few packstone and a single grainstone. Accordingly, the allochems are of subordinate frequency. This is true also for its dominant element, the biogenic components. These facts clearly indicate a steady lagoonal, but at the same time fresh- and mixed water environment (Text-Fig. 20). The cement appearing almost permanently in the micritic matrix is the sparitic infilling of the shrinkage pores (cement B) with a 10–35 % frequency. A dominant biogenic element are benthonic foraminifera, mainly the calcareous group, especially the Miliolidae. A constant, but less frequent element is represented by Ostracoda, unidentified molluscan shells (Pl. 14, Figs. 3,4) and microgastropods. Rhythmically recurring elements are *Cadosina* and Dasycladacea, first of all various *Salpingoporella* species, but *Cayeuxia* also occurs (Pl. 15. Figs. 1,2). It should also be mentioned that the occurrence of Characea species in great frequency (Pl. 15, Fig. 3), characteristic of freshwater or possibly slightly brackish environment, is restricted to the lowermost 10 metres of the profile.

The high percental distribution of foraminifera groups is shown in Text-Fig. 21.

Member 2

The ca. 60 m thick member is characterized by a considerably greater amount and widespread occurrence of rudists. Its boundary to the former member is defined by an uneven denudation surface. The limestone is medium grey throughout the member, and – unlike the rhythmic changing in colour, characterizing the former member – colour changes occur with a lower frequency and intensity. Accordingly, the lower part of the member is medium to thick-bedded, whereas the upper half is clearly massive. In the lower half of the member the frequency of "black pebbles" is hardly lower than in the first member, although their grain size is smaller here.

"Black pebbles" are almost completely missing in the upper part of the member. An essential difference with respect to the first member is that here the pale green or yellow marl lenses of bioturbation and mangrove root origin are restricted to a few horizons only. These lithological differences are reflected also by the distribution of the megafauna. In the lower part almost only *Requienia* can be observed, frequently with biostrome feature, whereas its upper part is clearly characterized by large, generally black shelled *Toucasia*, which form frequently



Text-Fig. 20.
Texture and fossil distribution in the lower member of the Nagyharsány Limestone Formation in the Harsányhegy quarry.
For legend see Text-Figs. 12 and 19.

biostromes. A small *Chondrodonta* bed, seemingly monospecific, can be found approximately at the boundary between the two subunits of member 2.

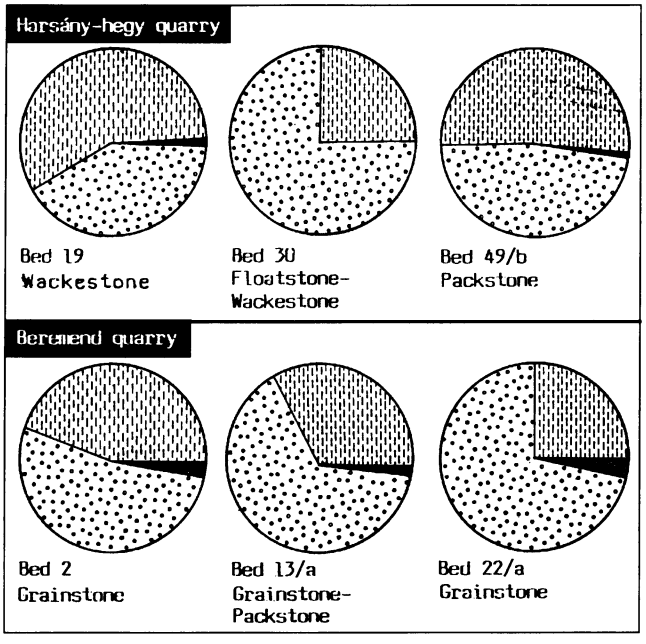
Its texture in thin-sections is packstone, and to less extent, wackestone and floatstone. The occurrence of mudstone (restricted to the lower half of the member) as well as of grainstone or rudstone is exceptional. In the upper part of the member there are only three horizons where laminoid fenestral fabrics can be observed.

Within the microfossil content the proportion of Dasycladacea (mainly *Salpingoporella* species) is considerably higher than in member 1 (Pl. 16, Fig. 2). The first microcolonies are formed by *Bacinella* sp., associated with Codiaceae. The Foraminifera content is similar to that of the previous member. *Ovalveolina* sp. (Pl. 16, Fig. 1) and Orbitolinids (Pl. 16, Fig. 3) are the only new elements in the Foraminifera assemblage of the quarry sequence.

Member 3

The major part of the approximately 55 m thick third member is undecipherably tectonized. In medium grey limestone neither rhythmic changes of greyness nor black breccia horizons are known to occur. In some tectonic blocks black-shelled *Toucasia* and small colonies unidentifiable by unaided eye can be observed.

Among variable texture-types the most common one is boundstone, although the lower part of the member is characterized by the dominance of packstone and wackestone. Floatstone, rudstone and mudstone are rare exceptions.



Text-Fig. 21.
Foraminifera distribution in the Harsány-hegy quarry and the Beremend quarries.
For legend see Text-Fig. 10.

Thin-sections reveal, that a major part of minor colonies is represented by *Bacinella* and the closely-associated Codiaceae algae. Among minor part of the colonies due to bad preservation a few corals were identified only. The foraminiferal content is slightly poorer than that of the second member. Numbers of *Orbitolina* species and individuals increased. Large Miliolina species occur mainly in samples containing no *Orbitolina*. The absence of Dasycladacea is striking.

Member 4

The youngest member of the Harsány-hegy profile is exposed in a thickness of approximately 15 metres at the southern rim of the quarry. The main feature of this thick-bedded, or massive limestone is the occurrence of beds containing disseminated *Orbitolina*, with the intercalations of horizons incorporating fasciculate corals, *Chaetetopsis* (?), rudists and other bivalves.

Owing to the incomplete condition of the profile and also to an approximately 8 m thick Pliocene fissure fill, the precise thickness of the member cannot be determined. This member is divided into two different subunits, well distinguished by fossil content and texture. The lower half is characterized by the dominance of boundstone accompanied by floatstone or packstone. Characteristic fossils of this part are *Bacinella* and the associated Codicaceae algal colonies and in some cases with colonies which due to recrystallization cannot be determined, probably Hydrozoans. *Orbitolina* is a permanent accompanying element, with a great individual number. The upper part shows almost completely wackestone texture. *Orbitolina* is found scarcely disseminated only. The matrix is fine-grained bioclastic micrite.

3.2.2. Beremend Quarry

This quarry represents the southernmost Mesozoic exposure in Hungary and is situated on the hill at the NE rim of village Beremend (Text-Fig. 17).

The most detailed data have been compiled by J. FÜLÖP (1966) on the basis of the quarry profile and a borehole drilled at the quarry. A Cretaceous rudistid limestone with a thickness of 424 m is encountered, followed by Upper Jurassic limestone with calpionellids. Neither heavily argillaceous nor tidal deposits have been described, but intercalations containing Characea can be observed above the Jurassic-Cretaceous boundary indicating freshwater influence.

Total thickness of the Nagyharsány Limestone at Beremend is approximately 450 metres. The four subdivisions of the borehole profile show similarity to the units of member rank, identified in the Harsány-hegy profile.

From the fissures and karstic caverns of the youngermost beds of the formation, CSÁSZÁR & FARKAS (1982) described a bauxite horizon, with its mineralogical composition differing from that at the base of the formation.

During the survey 3 working levels existed in the quarry (Text-Fig. 22). 6 and 16 m thick sequences are missing from the 46 m thick profile between cliffs. Because of great similarity of the cliff sequences no essentially different development can be expected in the missing parts. The limestone is thick-bedded or massive, medium grey, showing micritic texture and frequently with bituminous odour. Beside slight changes in the shades of grey colour, horizons with pale grey spots, and sometimes oncoids can be recognized. The bioclasts and calcite-spotted features are irregular and of subordinate importance.

Among the macroscopically recognizable fossils black-shelled rudists are dominant, within them the most frequent one is *Toucasia carinata*. Further, L. MÓRA-CZABALAY identified *Caprina doucillei, Requienia* ex. gr. *tortilis, Plesioptyxis prefleuriaui, P. fleuriaui, P. cretacea, Praecaprina* sp., *Chondrodonta* sp., *Monopleura* sp. and *Agriopleura* sp. Miliolina species appearing macrosopically as white spots are frequent. In addition, a few bivalve shells, sea urchin spines, and, in the lower part of the medium working level, an *Orbitolina* intercalation could be identified.

Texture in thin-section is characterized by the dominance of micritic matrix and a slight fluctuation of pellets and bioclasts among the allochems. Most frequent texture types are wackestone and packstone. Mudstone and floatstone also occur. Grainstone and boundstone are very rare.

The fossil content is rather poor, incorporating mainly arenaceous benthic foraminifera and, less common, calcareous benthonic forms, of which the most important group is Miliolina div. sp. observable by unaided eye. *Cadosina*, Ostracoda, Echinodermata tests and molluscan shell detritus are common but generally less frequent. *Bacinella* sp. and the blue-green algae, the latter seeming as intraclasts, are less frequent. Sometimes rock-forming Dasycladaceae (mainly *Salpingoporella*) and other colony-forming algae occur. Sponge spicules could be identified only in one sample.

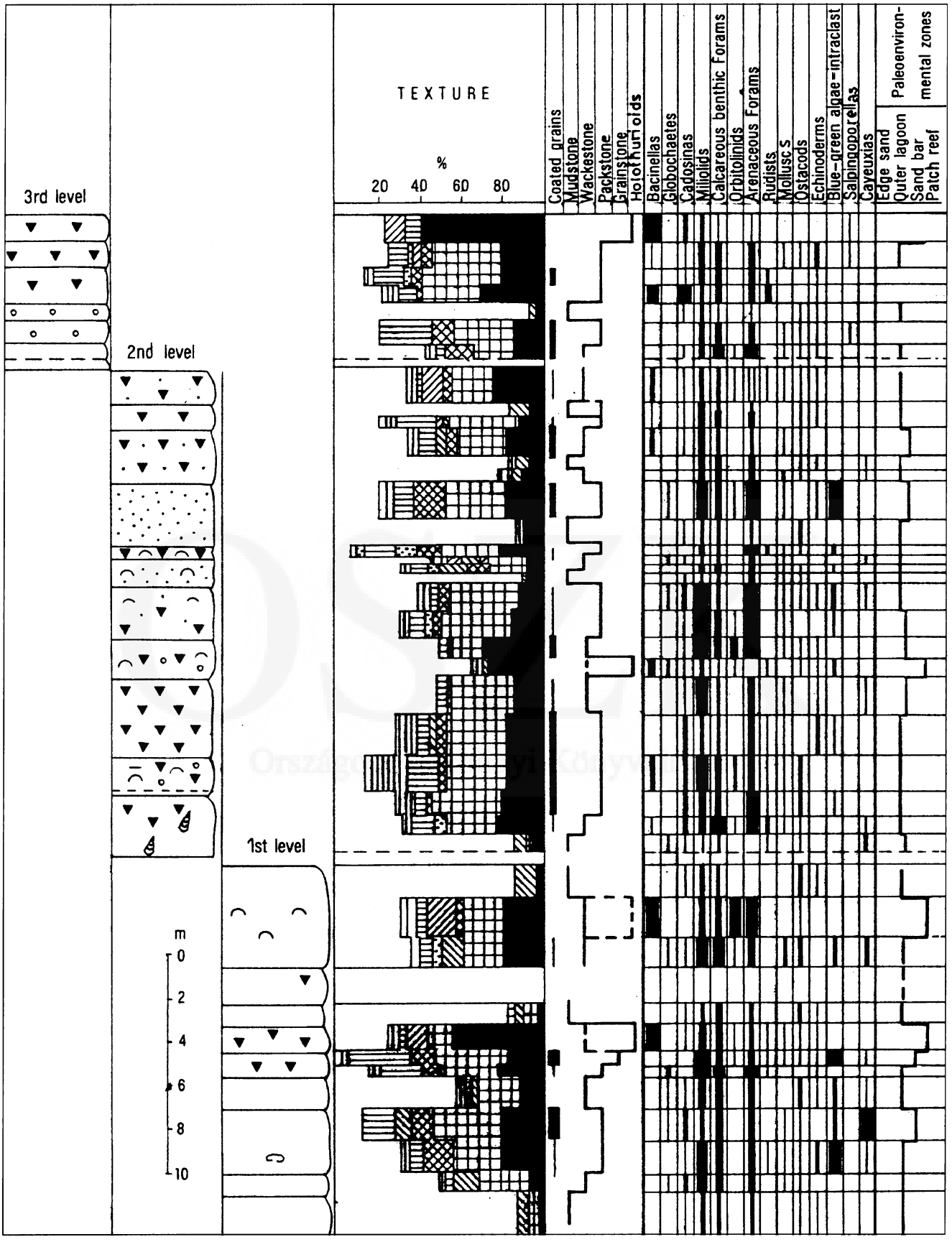
I. BODROGI identified the following foraminifera from the profile:

Calcareous benthonic forms: *Bolivinopsis rhopaloides, Derventina filipescui, Dorothia* sp., *Pseudotriloculina* sp., *Gavelinella* sp., Miliolina sp., *Nezzezatinella macovei, Nummoloculina heimi*, Nubecularidae, *Pfenderina globosa, Quinqueloculina robusta, Q. danubiana, Trocholina elongata* ?, *Spirillina minima.*

Arenaceous forms: *Ammobaculites* sp., *Arenobulimina mettae, Cuneolina* sp., *Debarina hahounerensis, Erlandia* ? *conradi, Glomospira urgoniana, Orbitolina minuta, Praeorbitolina lotzei, Ovalveolina* sp., *Pseudocyclammina minima* sp., *Rheophax* sp., *Sabaudia minuta, Textularia* sp., *Tritaxia* sp.

Among the algae the following taxa were identified by I. BODROGI: *Salpingoporella muehlbergii, S. geneviensis, Permocalculus.*

The percental distribution of foraminiferal groups made by MEHL-SALOMON is shown in Text-Fig. 21.

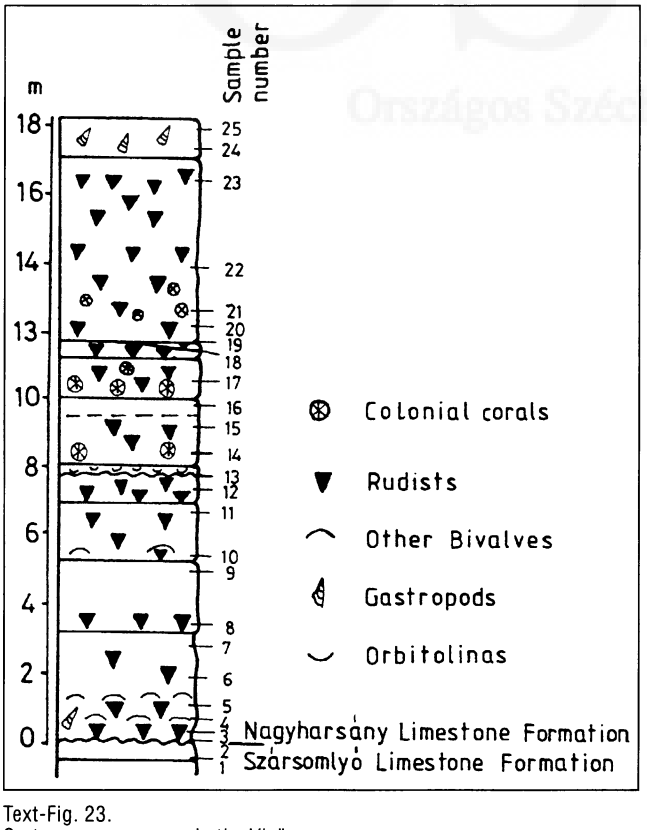


Text-Fig. 22.
Columnar section of the Beremend quarry with fossil and texture distribution.
For legend see Text-Figs. 12 and 19.

3.2.3. Vízügy Quarry (Quarry in the Szabolcs Ravine)

This quarry, being open at present, is situated west of the village Máriagyüd, on the SW slope of Tenkes hill (Text-Fig. 17). FÜLÖP (1966) described a 2 m thick limestone bed with rudists, large *Lamellotis* (current name: *Chondrodonta*) and gastropod-coral intercalations (*Calamophyllia* cf. *stutzi* and *Actinastrea* cf.aff. *konicki*) deposited on the uneven surface of a limestone assigned to the Kimmeridgian. As a result of thin-section examinations, according to identifications of K. MÉHES, *Simplorbitolina manasi* and *Orbitolina beremendensis* were found, and the sequence was dated as Early Albian.

During the survey carried out in 1988, an 18 m thick sequence cropping out from beneath the dolomite imbrication of the Middle Triassic was revealed in the SE corner of the quarry (Text-Fig. 23). The limestone is white, sometimes pinky or slightly reddish, thick-bedded to massive, generally containing disseminated small- to coarse-grained bioclasts and thin green argillaceous lenses. Its megafauna content is dominated by rudists of various size and shape: in two horizons *Chondrodonta* in living position also occur. In three horizons fasciculate corals and at the base and the top of the sequence Gastropods were observed in a very poor state of preservation. In a coarse calcareous sand bed *Orbitolina* are dominant. *Monopleura*-like rudists in living position, filled with a red calcareous marl, were found at the horizon 11.6 m. Similar red fillings could also be observed in rudists and coral branches. The thin-section examination of the sequence has not been carried out yet; therefore its exact age is unknown. However, the presence of Orbitolinas and the absence of cyclic developments, as described from Harsány-hegy quarry, indicates a transgression considered to be remarkably younger than that of the Harsány-hegy.



Text-Fig. 23.
Cretaceous sequence in the Vizügy quarry.

3.3. Age of the Nagyharsány Limestone Formation

Opinions on the age of the formation have been subject to considerable changes since the formation became known.

L. LÓCZY (1912) observed a continuous transition from the Jurassic. Gy. RAKUSZ (1937), already knowing the bauxites, assigned the formation to the Valanginian–Hauterivian. L. STRAUSZ (1952) stated, that the sedimentation was terminated by the end of the Barremian. As a result of the detailed studies NOSZKY (1959) concluded, that the sedimentation of the limestone sequence which started in the Valanginian was temporarily interrupted by marls in the Barremian and its development ended in the Albian. FÜLÖP (1966) assigned the period of bauxite development to the Valanginian–Hauterivian. He considered the beginning of limestone development to be of Barremian age for the Villány imbrication and Albian for the Tenkes imbrication. The Bisse Marl Formation, at the top of the sequence, is assigned by him to the Albian. PEYBERNES (1976) and PEYBERNES & CONRAD (1979) identified *Paracoskinolina maynci* and *Orbitolinopsis cuvilliery-kiliani*, species of *Orbitolina* and *Salpingoporella hispanica, S. muehlbergii, S. geneviensis, S. melitae, S. urladanasi, Cylindroporella* cf. *barnesi, C. elliptica*, Dasycladales algae. Based on this, they assigned the formation to the Late Barremian–Early Aptian. J. BÓNA and M. JUHÁSZ, both carrying out the palynological study of borehole drilled at the lower horizon of the quarry, close to the Miocene fissure, identified several pollen grains, from which *Crassipollis ovalis, Crassipollis deakae* and *C. pusztavamensis* refer to an age not older than Middle Albian, whereas M. GÁL, based on a nannoplankton flora with *Eiffelithus turriseiffeli*, dated the formation as Late Albian.

As shown before, the lower one-third of the sequence exposed on Harsány-hegy does not include those elements of the *Orbitolina* group which are the most important ones to define the age and the Dasycladales alga assemblage has only recently been approved for stratigraphical classification, thus problems associated with dating should be considered to be justified. It was a stroke of luck to find identifiable *Salpingoporella* species, in an early bed (No.9.) of the rare marine occurrences of the lower member, which is essentially of intertidal origin and was frequently subject to a subaerial condition. From here I. BODROGI identified *S. muehlbergii* and *S.* aff. *annulata* species. Based on the common occurrence of both species, the probable age of this part of the formation is Hauterivian. The situation is even more difficult, due to the fact, that *Orbitolina* species are missing in the first 125 m of the profile of Harsány-hegy quarry, and in the lower 164 m part of the borehole Beremend-No.1. Higher in the sequence of the Harsány-hegy quarry their amount increases to such a high level that in spite of the problems, their Barremian to Aptian age is doubtless.

Examinations concerning the upper limit of age of the formation are being carried out, but seemingly the carbonate sedimentation ended in the Albian.

4. Similarities and Differences between the Schrattenkalk and the Nagyharsány Limestone Formation

4.1. Lithology

Both limestone formations show variations in lithological composition and distribution.

As a result of the section studies it was ascertained that within the extent of the Schrattenkalk Formation an autochthonous and an allochthonous subfacies can be distinguished. The first one is rich in various macrofossils and its texture types comprise nearly the entire range. The latter one consists of the redeposited material of the autochthonous subfacies.

In the autochthonous type, the transition between the Schrattenkalk and the Drusberg Formation is slow and gradual, therefore it is rather difficult to draw a boundary between the two formations (see the section of the Rhomberg quarry). For the allochtonous type two variants, a proximal and a distal one, can be distinguished. As the proximal variant was still on the platform or on the upper part of the slope and it consists of poorly or medium sorted coarse-grained carbonate sand, the transitional part is characterized by the alternation of thick groups of beds of the Schrattenkalk and the Drusberg Formations (e.g. Feldkirch profile) that can be a result of sea level fluctuation.

Due to the rhythmic alternation of fairly and slightly pelitic beds and carbonate sand layers it is difficult to mark the boundary between the two formations.

With regard to the upper boundary, in the distal part of the sedimentary environment (e.g. Ebniter Ache valley) there is always a difference between the two subfacies. In the case of autochthonous profiles an intensive dissolution took place in the relatively pure limestone, leading to the accumulation of nodules. For the allochthonous type – in the material which was originally more argillaceous – the dissolution was weaker. However, in both cases phosphoritic nodules occur at the base of the Garschella Formation replacing the Schrattenkalk. These nodules origin from a phosphatic hardground, which was deposited directly after the end of Schrattenkalk sedimentation. This hardground indicates dramatic environmental changes causing the cessation of the Urgonian facies in this area. The basal bed of the Garschella Formation is, to a varying extent, silty to sandy and glauconitic. The Schrattenkalk of allochthonous subfacies is characterized throughout the formation by low glauconite content. Seldom chert is also intercalated.

The lithological composition of the Nagyharsány Limestone Formation is, as a whole, more uniform than that of the Schrattenkalk. In accordance with the transgressive character in the Nagyharsány (southern) imbrication, there is a thick succession of Lofer-cyclic patterns. The limestone is poor in fauna here, and in some cases, red or yellowish brown pelitic horizons (paleosol) can be observed. Transgrading with its younger beds such elements are missing in the northernmost imbrication.

The boundary between this formation and the Bisse Marl is not exposed. According to J. FÜLÖP (1966) a sharp contact exists between the two formations. However, lately an intensive dissolution phenomenon, as observed for the Schrattenkalk Formation, has not been recorded here either.

In a borehole drilled for hydrocarbon exploration in the Danube–Tisza Interfluve of the Villány zone, the limestone beds include marly intercalations with abundant *Orbitolina*. Thus the sequence resembles the Schrattenkalk profile of the Rhomberg quarry. It is remarkable, however, that carbonate sands with grainstone texture are negligibly rare in the Nagyharsány Limestone Formation. Its dominant texture types are wackestone and packstone. An important lithological feature of the Schrattenkalk, differentiating it from the Nagyharsány Limestone is the extremely intensive dolomitization (particularly at Feldkirch) and the occurrence of quartz and feldspar crystals of post-diagenetic origin (within several successions).

Thus, lithological and textural differences between these two formations are more expressed, than similarities.

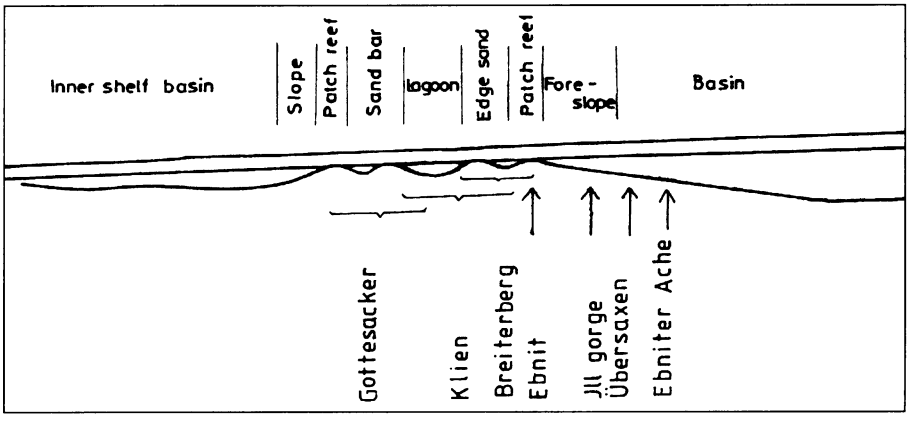
4.2. Palaeontology

Although there is a considerable time interval between the two formations (Text-Fig. 24), the Schrattenkalk can be considered to be the richer one in amount and diversity of the total fossil content. There are remarkable differences in fossil content between the members of the Nagyharsány Limestone Formation. The lower member differs strikingly from the upper part of the formation, since it is characterized by the occurrence of Characea species as well as the regular appearance of ostracods and minor Miliolinids but it is poor in other fossils. Such a facies is not present in the Schrattenkalk at all.

Elements of equal (relative) frequency in both formations as a whole, are as follows: Miliolina 3, *Cadosina* 1–2, Rudists 1–2 and Gastropods 1 (for explanation see Text-Fig. 12).

For the meaning of the relative frequency see Text-Fig. 12. The frequency of small and medium size Miliolids is almost the same in both formations, but in the Schrattenkalk also a few larger forms occur. Owing to biostrome-like appearance, the distribution of the rudists in the profiles is highly variable. Rudistid beds form a group of beds in the Nagyharsány Limestone only while those appear as separated layers or biostromes in the Schrattenkalk. Comparing the two formations on the basis of the number of rudist genera, the Nagyharsány Limestone contains *Praecaprina, Caprina* and *Eoradiolites*, in addition to *Agriopleura, Toucasia* and *Requienia*, which are common to both formations. Matheronia is the only additional genus in the Schrattenkalk to the common elements.

The palaeontological image of the two formations in relative frequency of the important fossil groups is given below as follows:



Text-Fig. 24.
Environmental zonation in the Schrattenkalk.

	Schrattenkalk	Nagyharsány Limestone
Orbitolinidae	3	1–2
Echinoderms	3	1
Brachiopods	1–3	—
Dasycladaceae	2	1
Colonial organisms I (corals, stromatoporoids *Chaetetopsis*)	2	1
Rhodophyta	1	—
Bryozoans	1–2	1
Planktonic foraminifers	1	—
Ostreids (*Lopha* and *Aetostreon*)	1–2	–
Colonial organisms II(sponges)	1–2	–

Colonial organisms characterize especially the middle and upper parts of the Schrattenkalk (compare SCHOLZ, 1984). They form considerable bioherms here. The colonial organisms of the Nagyharsány Limestone Formation have not been studied in detail yet, owing partly to their low frequency of occurrence and partly to the poor state of preservation. Concerning the sponges it is worth of mentioning that *Barroisia*, which is characteristic of some horizons of the Schrattenkalk, is only very rare in the Nagyharsány Limestone (see also BODROGI et al., 1994).

In the Nagyharsány Limestone Formation the frequency of other sponges is also negligible. Brachiopods are characterisitic in biostromes of the Rhomberg quarry only, whereas at other places they occur only eventually and are completely missing in the Nagyharsány Limestone Formation. Only a few fossil groups occur in a higher frequency in the Nagyharsány Limestone Formation compared with the Schrattenkalk. These are as follows:

	Schrattenkalk	Nagyharsány Limestone
Bacinella	1	2–3
Ostracoda	1	2
Cayeuxia	1	1–2
Chara	—	1
Chondrodonta	—	1
Sporomorphs	—	1

As shown above, the really outstanding and positive features of the Nagyharsány Limestone Formation are the great frequency of *Bacinella* colonies and the occurrence of *Chondrodonta* bivalves.

4.3. Palaeoenvironment and Sedimentary History

4.3.1. Schrattenkalk Formation

In the Helvetic zone we find two essentially different subfacies of the Schrattenkalk. This requires a separate description and analysis. A typical example of the autochthonous type of Schrattenkalk is represented by the Unterklien profile (the Rhomberg quarry and the natural cliff; Text-Fig. 8).

As shown in Text-Fig. 24, the Drusberg Formation is considered to be a relatively uniform sediment deposited continuously in the shelf basin and on the gentle slope. Fine-grained biodetritus, which is continuously produced on the carbonate platform, was deposited here. Sedimentary structures (e.g. cross lamination, pinching out of beds – Pl. I, Fig. 4) and fine grain size indicate a distal environment and a turbiditic mode of transport. Apparently, here no essential difference existed between the relief of the basin and of the slope. The proof for the slightly dipped slope are the very rare sliding phenomena along the slope even in the transitional interval between the two formations. The biogenic production was higher than the rate of subsidence thus causing a progradation of the platform to take place. For example in the profile of the Rhomberg quarry no patch reef was developed at the base of the Schrattenkalk and the slope changed directly into sandbars where mainly grainstone and subordinately rudstone (!) type deposits were formed. The sandbar type sedimentation ended with the development of unidirectionally cross-stratified calcareous shoals indicating the appearance of an intensive stream, with a transport direction to the SE. This forset type deposit was accompanied neither by a well developed bottomset, nor by topset deposits.

After the deposition of the outer sandbar facies the sedimentation on the carbonate platform slightly fluctuated till the end of the Schrattenkalk. *Lopha* biostrome, with minor colonies of various organisms were formed in the transitional zone between the sandbar and the lagoon. The slided coarse-bioclastic blocks and one fissure filled with Ostreas within a block witness to the unevenness of the relief, and presumably to minor tectonic movements.

Subsequently, real lagoonal and calcareous sand facies alternate. Brachiopod biostromes with wackestone texture are considered as products of a very slightly agitated deeper lagoon, whereas the rudistid and *Orbitolina* limestone beds were deposited in shallow lagoons. Rich fauna was attracted by the patch reef with a large amount of boring bivalves. It is followed by transitional types of environment and varied biotopes (middle and top part in Text-Fig. 11).

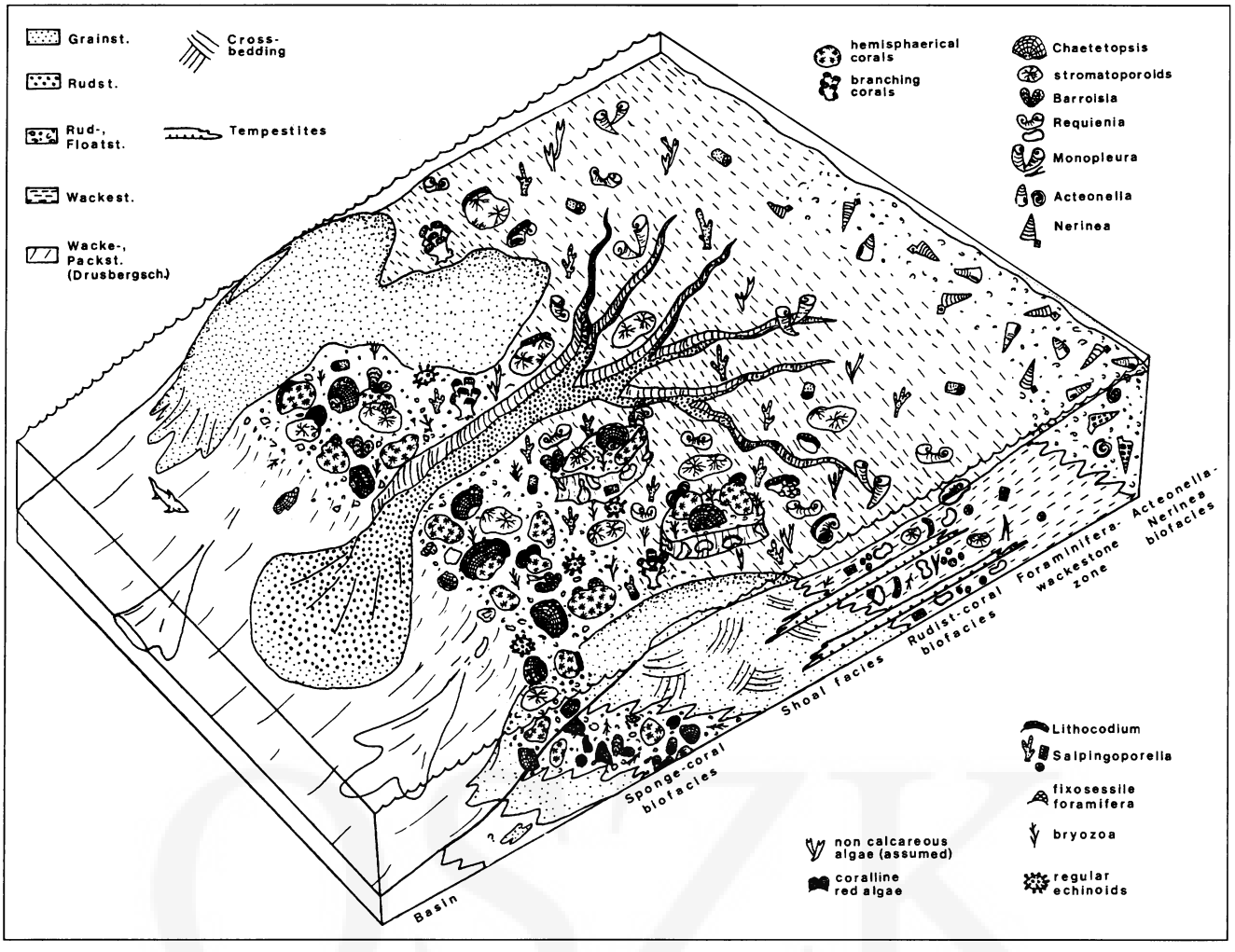
The uppermost beds of the formation were preceded by a slightly turbiditic sedimentation which is less characteristic for the carbonate platform (Pl. 5, Fig. 2.). The remnants of the micritic matrix with abundant *Salpingoporella* species in the uppermost bed of the formation is the first sign of the change in sedimentation as the micritic limestone deposited on a hardground.

A representative profile of allochthonous type sequences is well exposed in the Upper Ill-gorge near Feldkirch. Here the Drusberg Formation of basinal facies is gradually replaced by calcareous sand deposits of essentially biogenic origin, with variable grains size. It is considered to be the deposit of a platform slope which was slightly inclined. The decrease of the thickness of the Drusberg type intercalation toward the top of the Schrattenkalk profile and also their less typical Drusberg character are good evidences for the prograding platform. Crossbedding documenting a transport to the SE can also be observed. The uppermost part is considered to be a sandbar deposit. Apparently, the tendentious lithological changes throughout the profile is due not to vertical movements of the platform, but most probably due to lateral facies migration and to rhythmic changes in the transportation (sea level fluctuation).

A facies model for the Allgäu sequence (Text-Fig. 25) has been set up by SALOMON (1989). After WILDI et al. (1989) subsidence caused by extensional tectonics stops Urgonian sedimentation.

4.3.2. Nagyharsány Limestone Formation

For the Urgonian of the Tisza unit no detailed facies model of the Nagyharsány Limestone Formation is available. The generalized model of palaeoenvironments (Text-Fig. 26) considerably differs from that of the Schrattenkalk.



Text-Fig. 25.
Facies model of theSchrattenkalk based on Allgäu sequences (after D. SALOMON, 1989).

The Nagyharsány Limestone is a transgressive sequence. Two lagoons, an outer and an inner one, can be distinguished within the platform. They are separated from each other by a patch reef zone (Text-Fig. 27). The interfingering of the formation with the basin deposit is presumed.

In the Schrattenkalk sequence only one lagoon is documented, but another one may be presumed towards the coast, since no terrigenous influence is seen in the Schrattenkalk (except at the end of the formation).

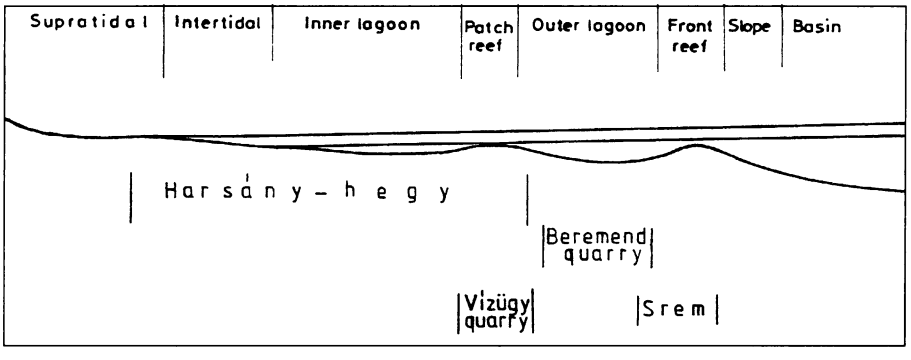
The study of the lower member of the Harsány-hegy imbrication (or better said "nappe") has documented facies zones ranging from the supratidal to the inner lagoon, whereas the upper part of the formation (Beremend) contains patch reefs and outer lagoonal zones.

The first half of the lower member in the (transgression type) Nagyharsány Formation is characterized by a rhythmic alternation of various zones as shown in Text-Fig. 20. The peculiarity of this succession is that the "path" between the highstand and lowstand positions are approximately equal, even the curves leading from the highstands to the lowstands have more smoothed and uniform shape (see environmental zones in Text-Fig. 20).

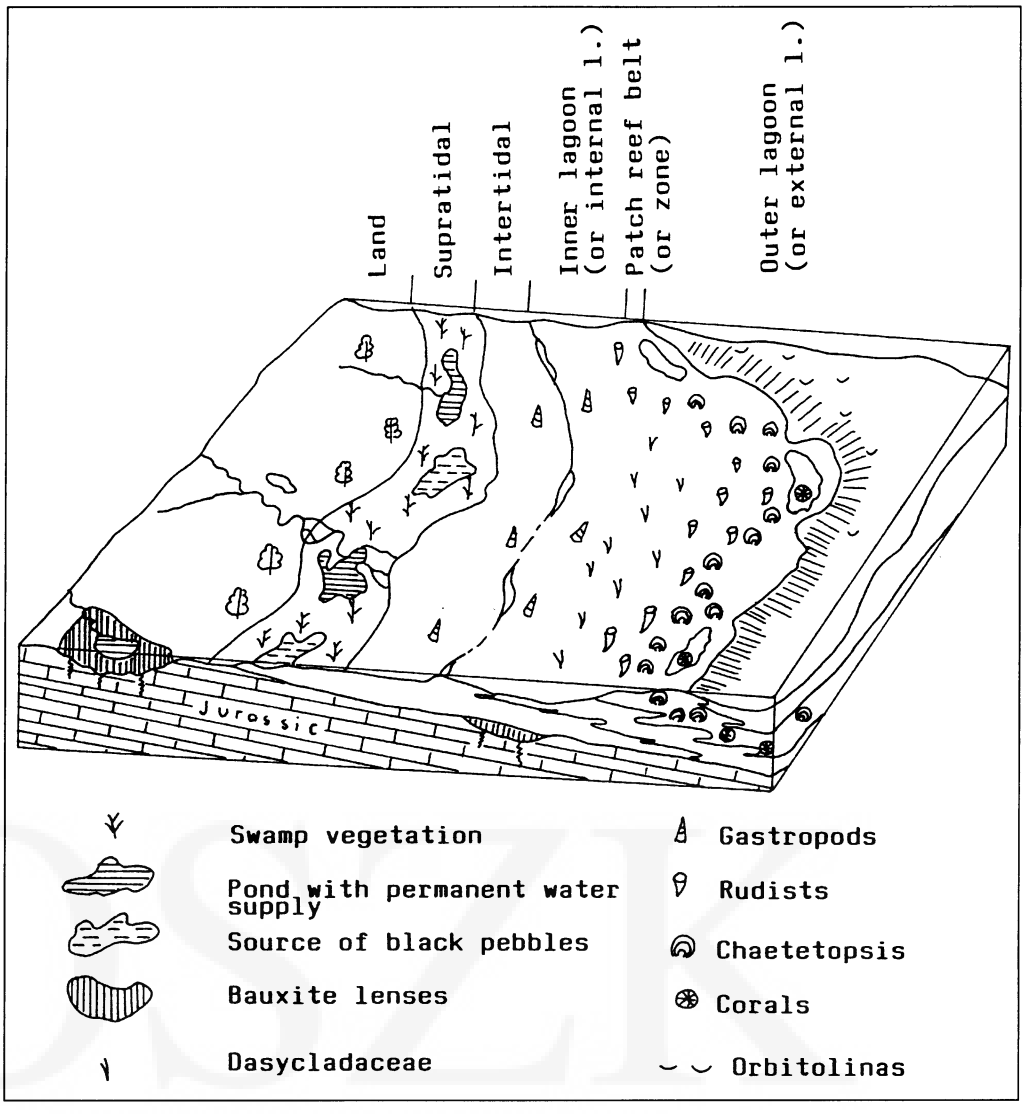
This phenomenon is probably due to the fact that instead of erosion here the sedimentation was dominant even under the supratidal conditions.

It should be stressed, particularly for the reason, that "black pebbles", which are of supratidal origin, frequently occur in the sequence.

In the upper half of the lower member which is inner lagoon by its origin as intercalation only one thin supratidal bed is known. Thus, for the lower member, as a whole, the bathymetric curve illustrates a slow and equalized trend of sedimentation.



Text-Fig. 26.
Environmental zonation of the Nagharsány Limestone Formation.



Text-Fig. 27.
Facies model of the Nagyharsány Limestone Formation.

The environmental curve shows a steady development from a fresh water/brackish towards a fully marine environment. This consequence is supported by the fact that the second member which has not been studied from microfacies point of view is characterized by thick-walled *Toucasia* type rudists.

The third member is represented by an association of various colonial organisms, and in some cases by an alternation of this fossils with rudists and Orbitolinidae. This member corresponds to lagoonal and patch reef zones. The upper member sometimes containing a greater amount of *Orbitolina*, can be considered to be a product of the outer lagoon.

Presumably, the Beremend profile also belongs to the upper member of the Nagyharsány Formation. Its succession was deposited in different parts of the outer lagoon. Sandbar deposits or a transition towards patch reef facies can be observed only rarely.

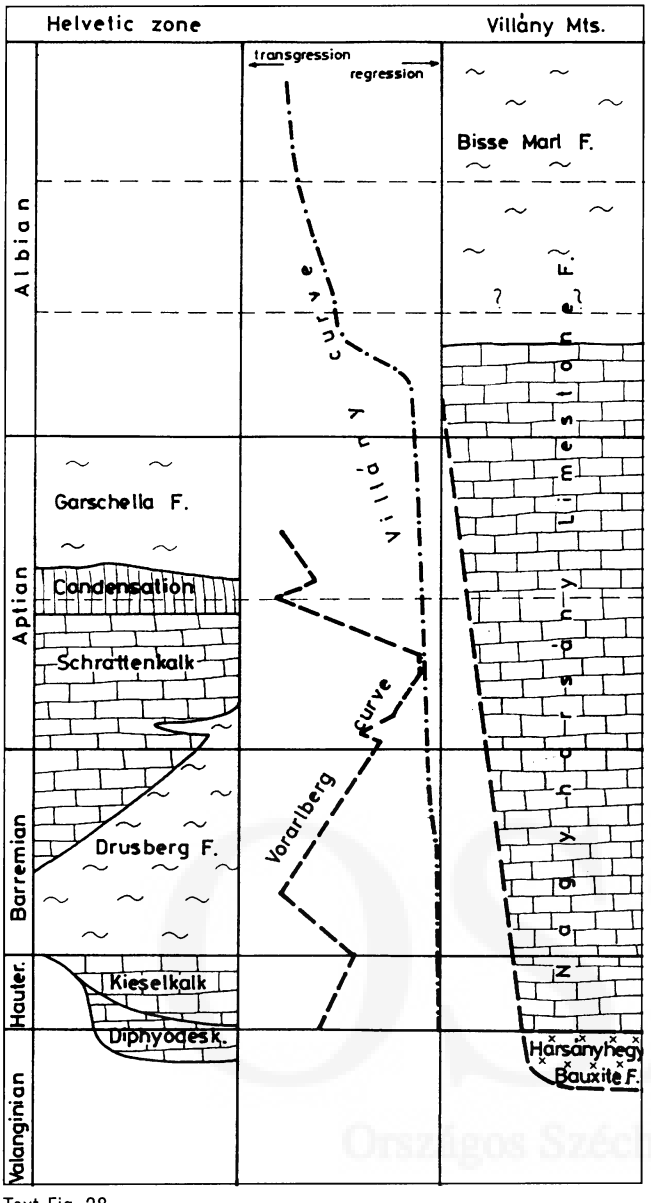
Concluding can be said that the Schrattenkalk is the product of the regressive limb of a sedimentary cycle, whereas the Nagyharsány Formation corresponds to a transgressive one. The greatest similarity between the two formations can be observed in the upper part of the profiles, where patch reefs and lagoonal facies are developed for both formations. It is due to the fact that within the Schrattenkalk the gradual shallowing-upward tendency apparently was interrupted around the middle of the profile and replaced by a subsidence accompanied by a slight oscillation. The rate of subsidence was balanced by the rate of sedimentation (Text-Figs. 11, 12). During the development of the Nagyharsány Limestone Formation the rate of subsidence was hardly any higher than the rate of sedimentation; therefore here the environment was almost constant for a long period (Text-Fig. 20). The general subsidence was interrupted twice only (after the deposition of bed No. 19 and 37) when subaeral erosion of unknown degree took place.

The equilibrium between sedimentation and subsidence rates was disturbed by a transgressive development towards the end of the Schrattenkalk. This transgressive influence was very small at the beginning (Dasycladaceae facies), then followed by a rapid subsidence, which is indicated by submarine dissolution and the production of phosphorite, glauconite and later marl. For the Nagyharsány Limestone Formation the end of the Urgonian facies is similar. The trend of subsidence accelerated and – related with the occurrence of a condensation phenomenon – the limestone sedimentation changed into silty marly development. All phenomena described above are shown by a bathymetric curve for both formations (Text-Fig. 28).

4.4. The Palaeogeographic Position of the Schrattenkalk and the Nagyharsány Limestone

The Schrattenkalk is part of the European plate (compare also CSÁSZÁR et al., 1989). Towards the E the zone is eventually replaced by the Hochstegen Zone corresponding to the Sub-Silesian zone in the Carpathians.

After LAMMERER (1988, 147) at the Lärmstange in the Tuxertal parts of the Hochstegenkalk may be of Cretaceous age and therefore the existence of metamorphosed Schrattenkalk and Drusberg beds there is possible. In the boreholes of the foreland from Upper to Lower Austria Lower Cretaceous sediments are missing. Therefore the prolongation of the Schrattenkalk toward E is eroded or



Text-Fig. 28.
Sea level curves for the Schrattenkalk and the Nagyharsány Limestone Formation.

disguised due to metamorphosis in the Tertiary. But it is possible for the Hochstegenkalk-Zone.

Isolated *Orbitolina* or *Choffatella* specimen or Urgonian klasts determinable by microfossils delivered from platforms and sedimented in turbidites from Aptian (Tristel-beds) through later Cretaceous to Paleocene–Eocene times, are present in flysches of the Rhenodanubic and other Penninic units in Allgäu (D), Rätikon (A,FL,CH) and lower Engadine window (A,CH). It is possible, that they are delivered from intrapenninic and Austroalpine sources.

In BOLLINGER's model (1988) the palaeogeographical relief of the Schrattenkalk is divided into an inner and an outer platform. Our studies allow to subdivide the inner platform. We presume that on the S and SE rims of the inner platform, in the upper quarter part of the formation above the patch reef environment the lagoonal facies is characteristic again. The inner zone of the Säntis nappe of Vorarlberg that is presumably broader than that of Hohenems nappe shows the same development as the Hohenems nappe. This confirms the assumption that these two areas are likely to have formed a unified platform.

According to the model of CSÁSZÁR and HAAS (HAAS et al., 1990) the Tisza (tectonic) unit with the Nagyharsány Limestone Formation assumed to have a palaeogeographical position far away, from the European plate by the Early Cretaceous and to have been situated along the same latitude as the Transdanubian Central Range found between the Upper East Alpine and South Alpine Zones (Text-Fig. 29). It may be due to a more southern position of the Tisza Unit, compared to the position of the Helvetic Zone, that in the latter the carbonate platform was drawned as early as the end of the Early Aptian, whereas in the Tisza Unit it existed till the beginning of the Early Albian. FUNK (1989), SALOMON (1990) and CSÁSZÁR et al. (1990) explain the cessation of the carbonate platform by the inflow of the northern, colder sea water into the Tethys region, reaching the more southern areas later (the Tisza Unit in the Early Albian, whereas the South-Alpine areas with the Transdanubian Central Range in the Late Albian).

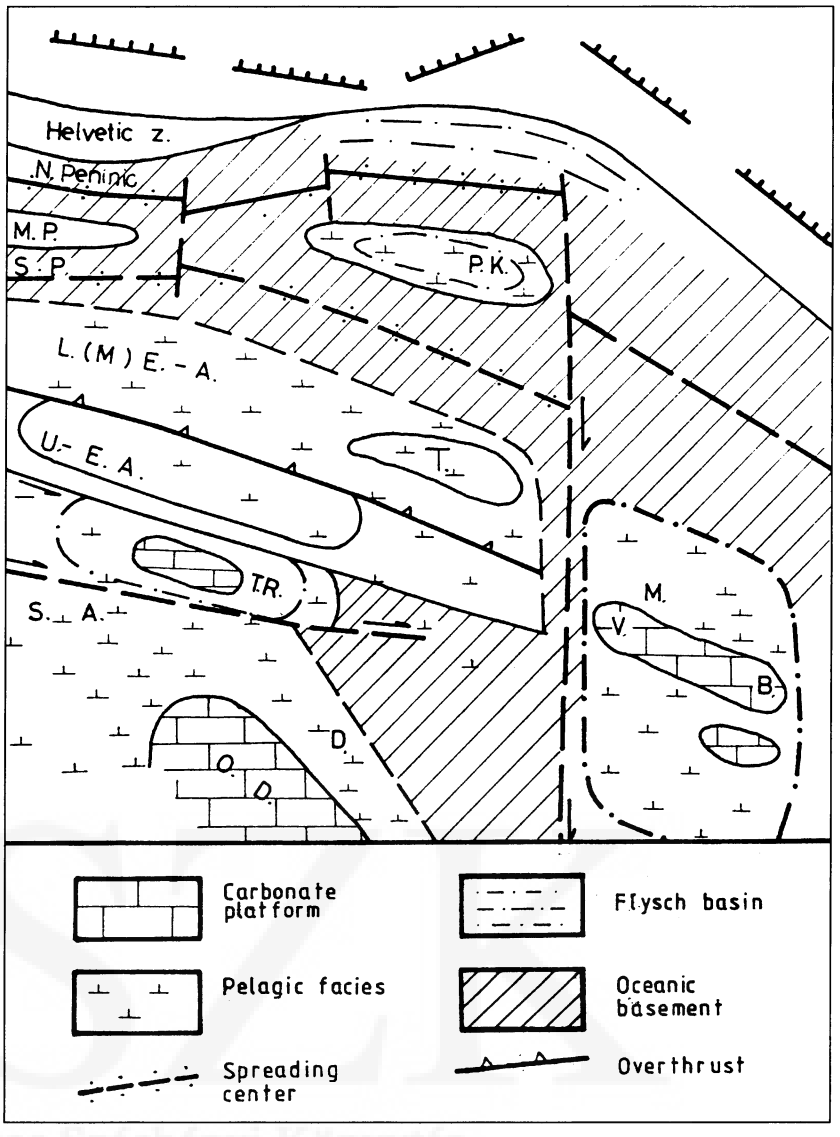
The imbricated structure of the Villány Mts. (and obviously of the zone) as well as the various facies of the Jurassic and Cretaceous formations of each imbrication suggest, that not only imbrication, but – at least partly – nappes are concerned. Accordingly, in South-Bácska in Yugoslavia a part of the Mesozoic, including the formations of Urgonian facies was mainly removed by the development of nappes, from the metamorphites that on the southernmost part of Transdanubia areas between Hungary and Vojvodina and Srem in Yugoslavia, the carbonate platform might have existed continuously. In the latter areas the rich coral development might have represented the outer reef zone on the rim of the platform, south of which deep-marine ophiolitic formations of Late Jurassic and Early Cretaceous age exposed by hydrocarbon exploration (ČANOVIČ and KEMENCI, 1988).

Orbitolinids in breccias of Albian age from the Drauzug in Carinthia (VAN HUSEN, 1975) and new records from pebbles coming from the Calcareous Alps (HAGN, 1982, 1989 and SCHLAGINTWEIT, 1987) proof former existence of Urgonian sediments south of the Penninic realm until Late Aptian (or Albian) times.

5. Conclusions

- An autochthonous and an allochthonous succession can be distinguished within the Schrattenkalk in Vorarlberg and Allgäu. The former one is deposited on the carbonate platform, whereas the latter one comprises material derived from the platform and sedimented mainly on the flat slope or in the basin. On the basis of the facies distribution within the extent of the Schrattenkalk the existence of the Axen or Hohenems nappe at Hohenems is still in discussion. According to our studies the overturned Cretaceous succession at Unterklien can be seen as a frontal part of the Säntis nappe too (compare Fig. 6 of WYSSLING, 1984, Pl. 1, Fig. 1). This theory corresponds with the existence of deeper Helvetic units in Vorarlberg too.
- A shallow basin is supposed to have existed between the Helvetic carbonate platform and the land where the terrigenous influx deposited completely.
- The succession of the Nagyharsány Limestone Formation is subdivided into four member rank units. The lower two are known in the Nagyharsány tectonic unit only and they consist of fresh water to fully marine beds.

Text-Fig. 29.
Middle Cretaceous palaeogeographic sketch map of the Alpine zone and the Tisza unit.



- In addition to lithological differences the age of the basal beds of the formation also shows considerable differences (Hauterivian at Harsány-hegy and Albian in Tenkes tectonic unit). The age and thickness differences are sufficient evidences to presume that the Villány Mts. consist of nappes, and not imbrications only.
- The Urgonian facies of the Villány nappe system should be in close relation with the formations in the basement of the Vojvodina area. The Paleozoic zone in between the Villány zone and Vojvodina is a possible source of this nappes.
- The formation of the Schrattenkalk is a result of an upward shallowing tendency of the Helvetic zone, whereas the Nagyharsány Limestone is a transgressive succession.
- The Schrattenkalk and the Nagyharsány Limestone show significant similarities in lithology and fossil content only in the upper part of the successions.
- From a sedimentological point of view the Schrattenkalk body consists of an autochthonous and an allochthonous part, while the entire Nagyharsány Limestone is autochthonous.
- The drowning of the Schrattenkalk-platform happened in early Early Aptian and that of the Nagyharsány platform of the Villány-Bihar zone in Early Albian time.
- In spite of this considerable difference in age, the drowning process of both, the Schrattenkalk and the Nagyharsány Formation, is similar. It may be caused either by world-wide sea level rises, or by rapid subsidences.
- The palaeogeographic relation of the Helvetic (western part of European platform) and Villány zones (inside Tethys) offers an idea for the understanding of the time differences in drawning of the platforms in the northwestern part of the Tethys. According to this model the cold water proceeded from northwest of the Penninic realm, crossing intrapenninic seamounts (Tasna, Manin zone etc.) to the southeast continously and the cold water invasion was accompanied by the subsidence of the regions step by step.

Acknowledgements

The authors are grateful to Rhomberg Company for permission and supporting geological studies in their quarry in Dornbirn. Cordial thanks also to the staff of Vorarlberger Naturschau in Dornbirn, especially to Dir. Dr. WALTER KRIEG, who kindly supported our field work and museal studies in many ways.

Plate 1

Fig. 1: **Overview of the upper third level.**
Rhomberg quarry.

Fig. 2: **Highly bioturbed horizon.**
Boundary of beds 10 and 11 in Rhomberg quarry.

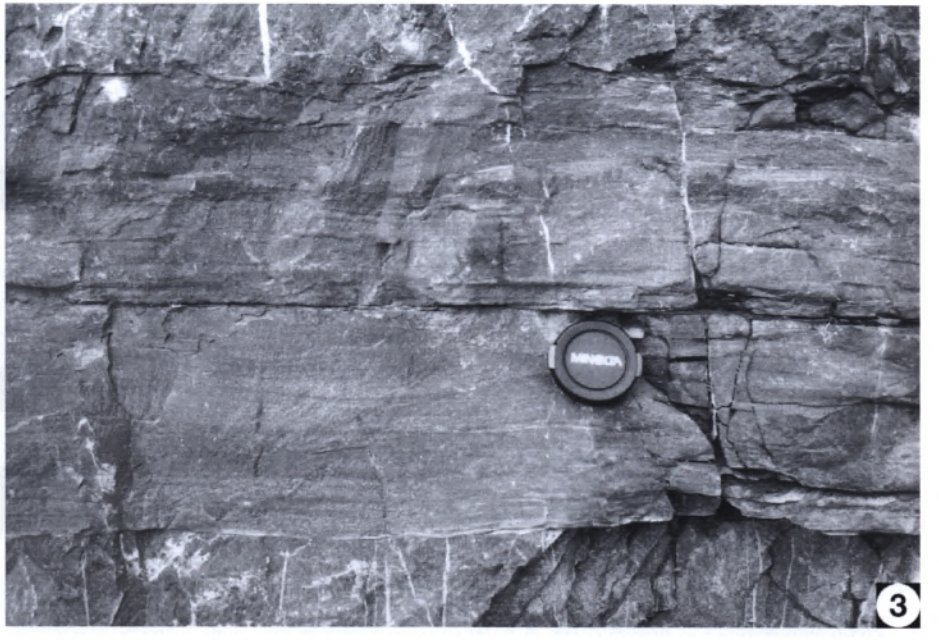
Fig. 3: **Turbiditic lamination of silty limestone.**
Bed No. 20 in Rhomberg quarry.

Fig. 4: **Pinching out beds.**
Rhomberg quarry (around bed No. 35).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

1

2


3

4

Plate 2

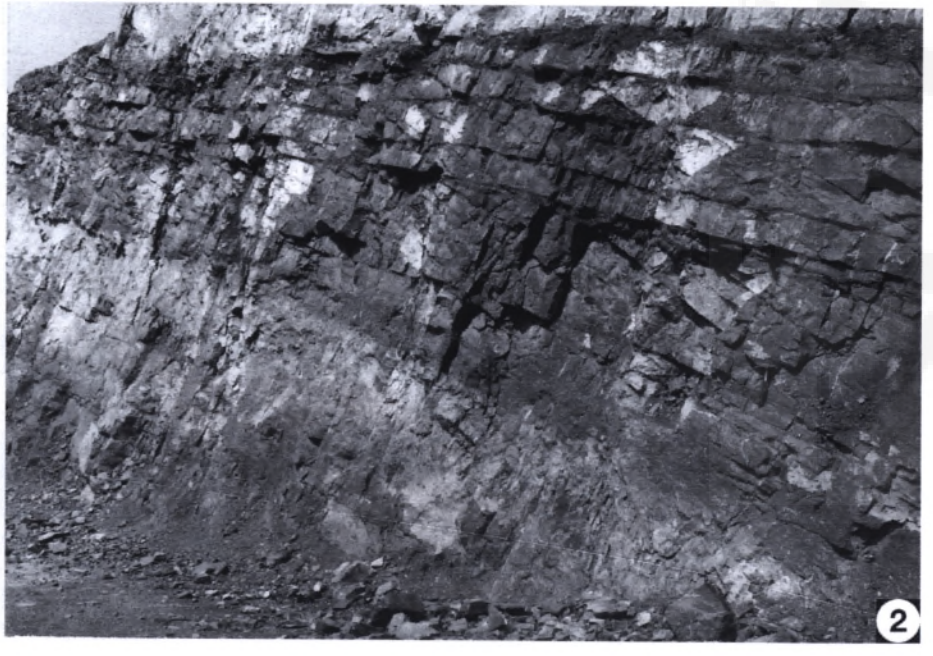
Fig. 1: **Erosional contact.**
Beds 60 and 61, Rhomberg quarry.

Fig. 2: ***Lopha* beds (at the base) and cross-bedded bioclastic limestone.**
Bed No. 51 (upper part), Rhomberg quarry.

Fig. 3: ***Ostrea* biostrom.**
Bed No. 21, Rhomberg quarry.

Fig. 4: ***Chaetetopsis* colony.**
Unit No. VIII, Rhomberg quarry.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár



MINOLTA

Plate 3

Fig. 1: **Sagged block, surronded by *Lopha* beds.**
Bed 48, Rhomberg quarry.

Fig. 2: **Upper contact of the 2nd intercalation of the Drusberg beds.**
Roadcut at back III Gorge, Feldkirch.

Fig. 3: **Cross bedding.**
Bed 4, III Gorge, Feldkirch.

Fig. 4: **Coarse-grained biodetrital limestone with *Orbitolina*.**
III Gorge, Feldkirch.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár

1

2

3

4
MINOLTA

Plate 4

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **First appearance of the Schrattenkalk in the Drusberg Formation (lowstand systems tract).**
III Gorge, Feldkirch.

Fig. 2: **Lower contact of the 2nd intercalation of the Drusberg Formation in the Schrattenkalk.**
Beds 16 and 17; III Gorge, Feldkirch.

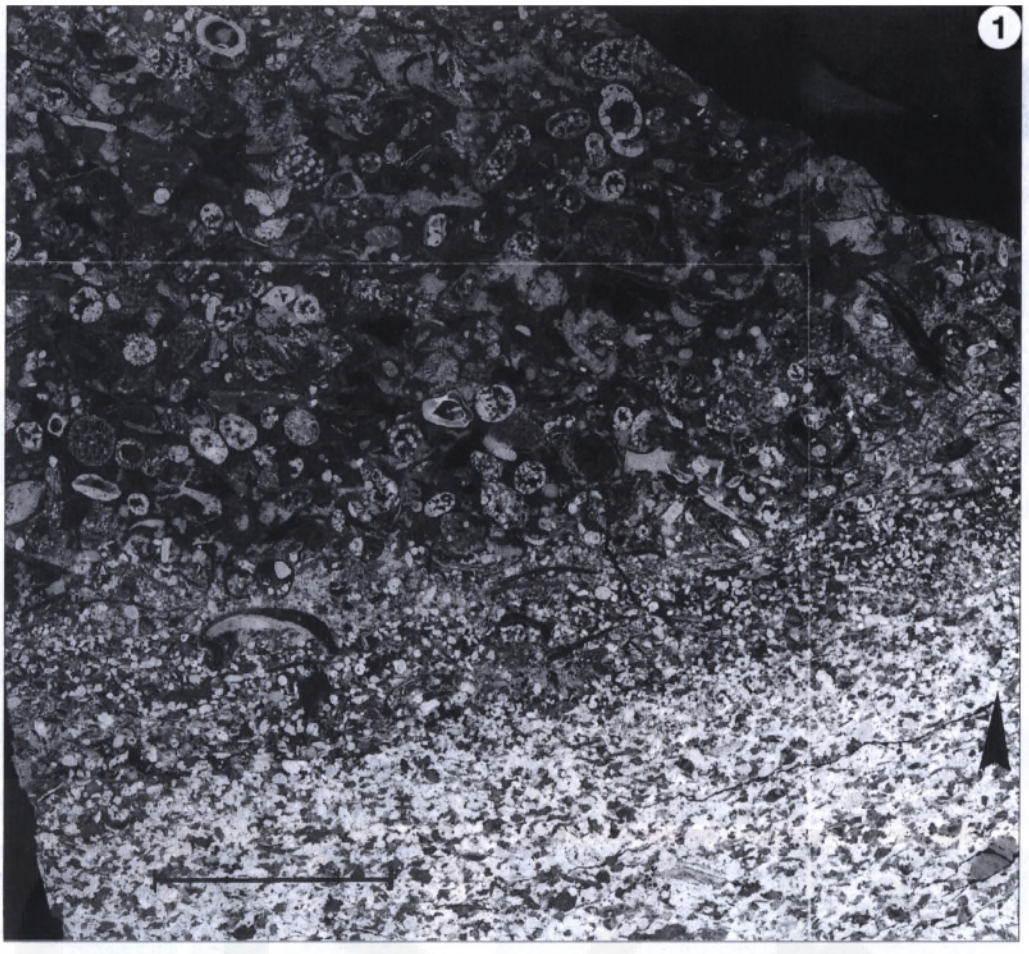
Fig. 3: **Empty holes of muddy and silty intraclasts and bioturbation.**
Bed 27; III Gorge, Feldkirch.

Plate 5

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Graded bedding in allodapic biodetrital limestone.**
Thin-section from the road-cut between Furx and Laterns.
Negative print; scale = 1 cm.

Fig. 2: **Turbidity cross lamination.**
Thin-section of bed No. 7 of the cliff section, Rhomberg quarry, Unterklien.
Negative print; scale = 1 cm.


1

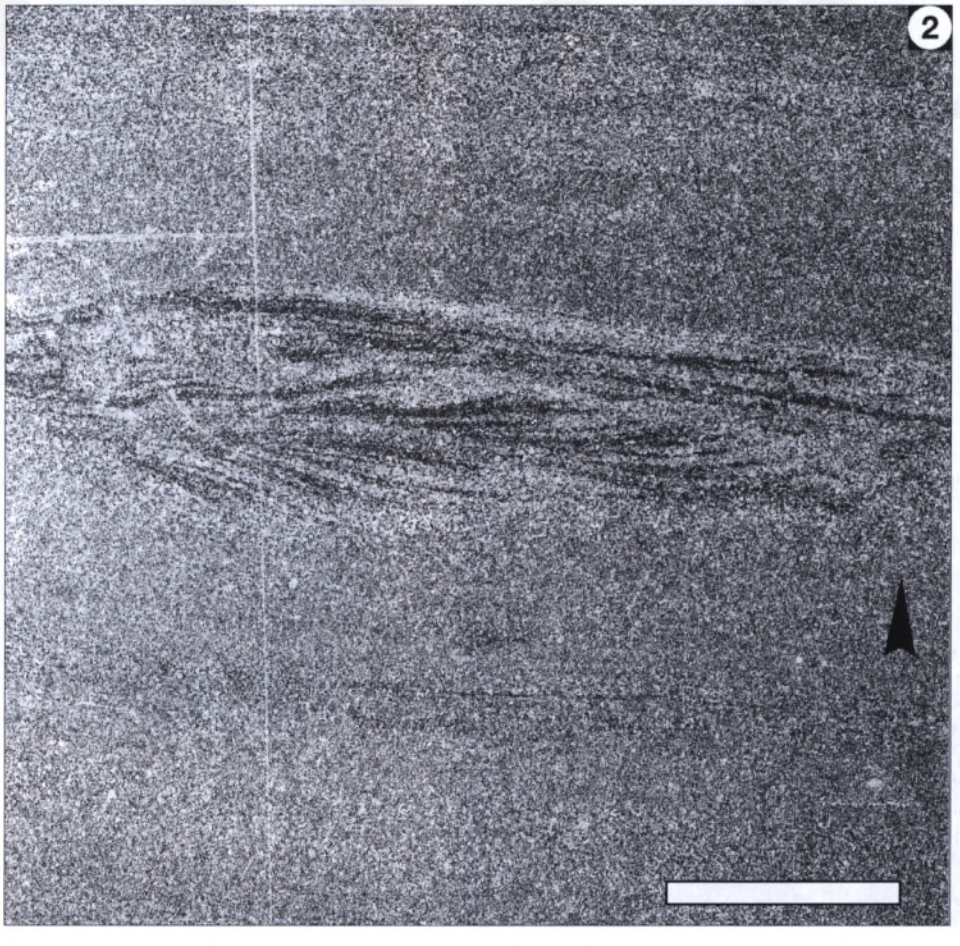

2

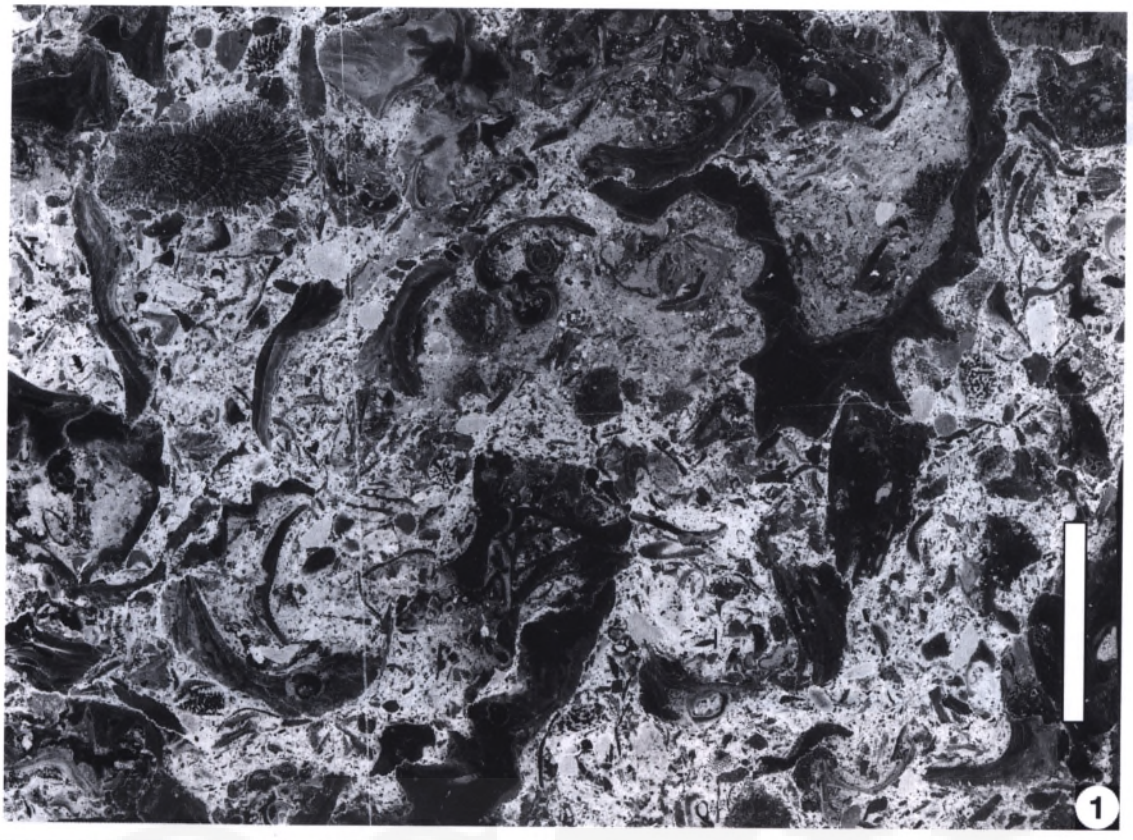
Plate 6

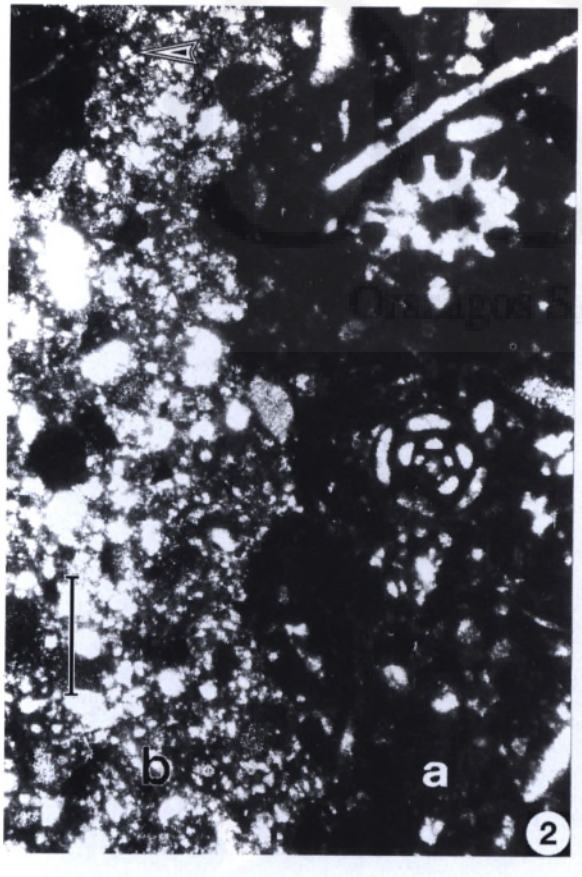
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Lopha* beds with various shells, shell debris and microcolonies.**
Rhomberg quarry.
Micrograph, negative print; scale = 1 cm.

Fig. 2: **Bed No. 11 with wackestone (a) and grainstone (b) textures.**
Rhomberg quarry.
Micrograph; scale = 2 mm.

Fig. 3: ***Choffatella* sp.**
Sandy upper Schrattenkalk beds, Gottesackerwände.
Micrograph; scale = 0,2 mm.




b
a

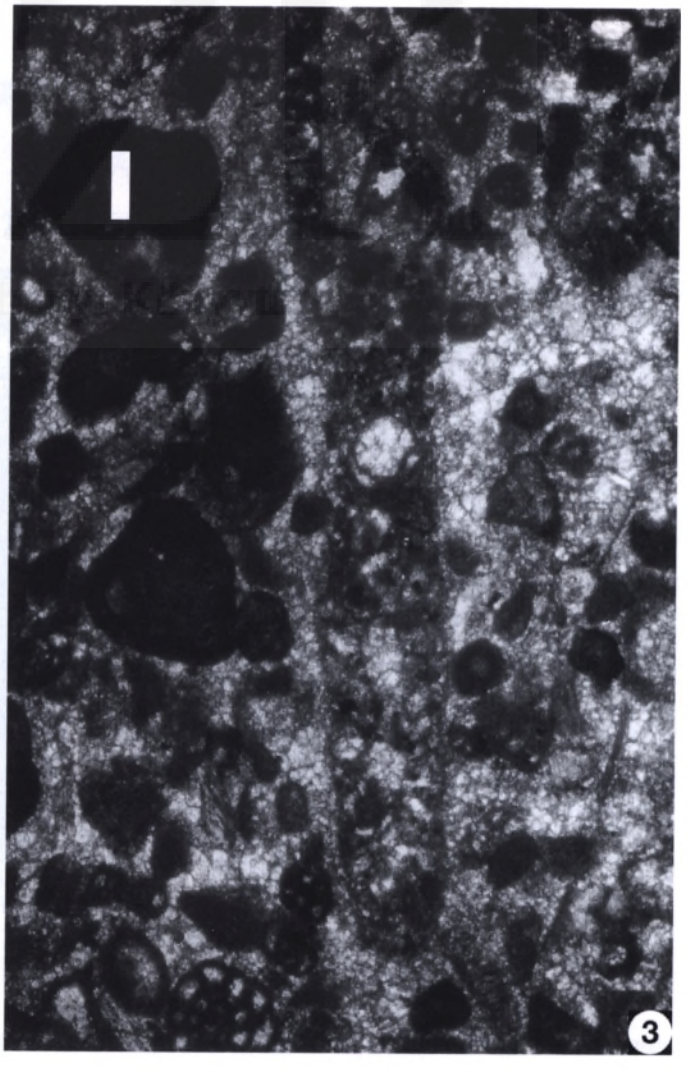


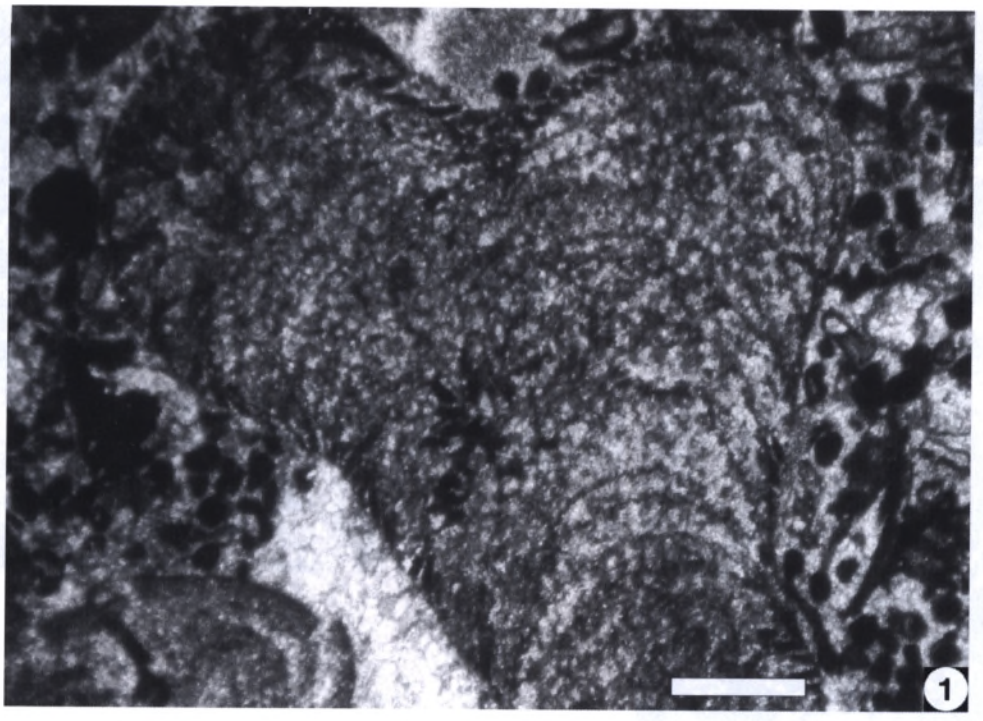
Plate 7

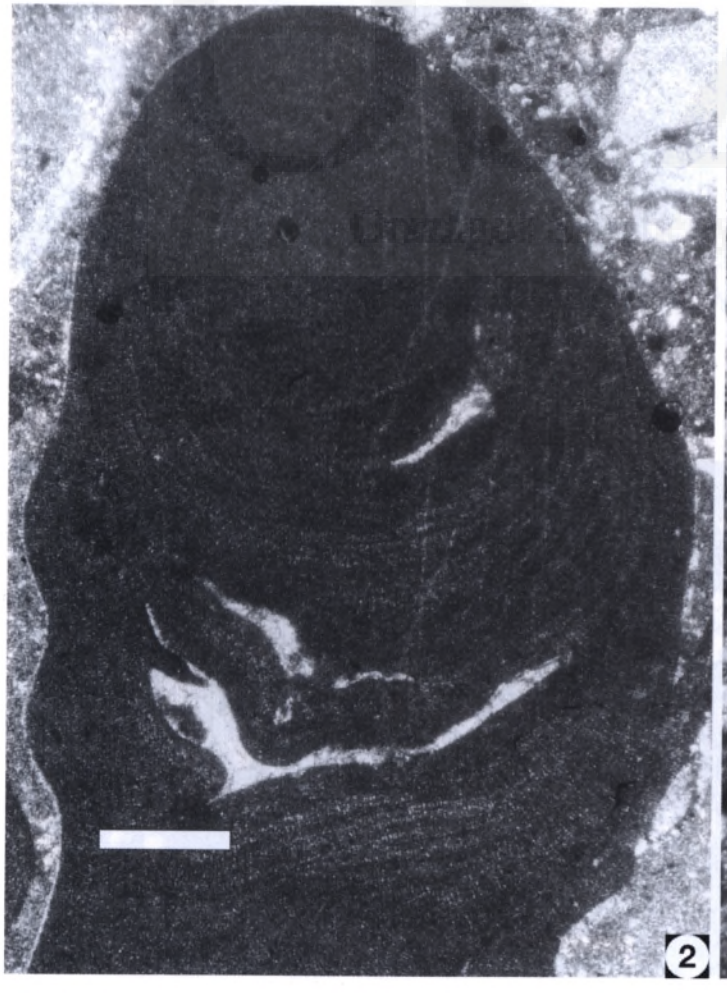
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Sphinctozoid sponge from sponge coral biofacies.**
Gottesackerwände.
Micrograph; scale = 2 mm.

Fig. 2: ***Archaeolithothamnium* sp.,**
Gottesackerwände.
Micrograph; scale = 1 mm.

Fig. 3: ***Ethelia alba* from sponge-coral biofacies.**
Gottesackerwände.
Micrograph; scale = 0,1 mm.





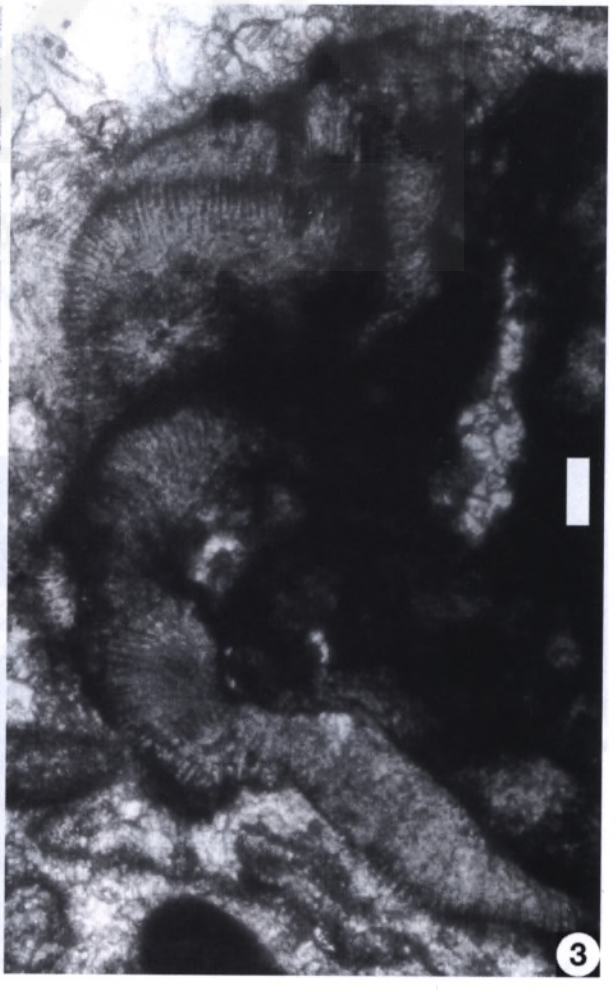


Plate 8

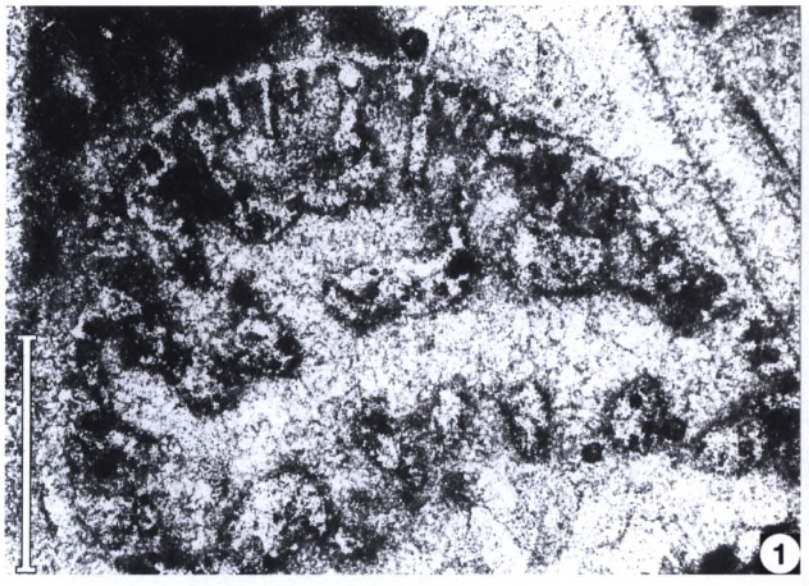
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

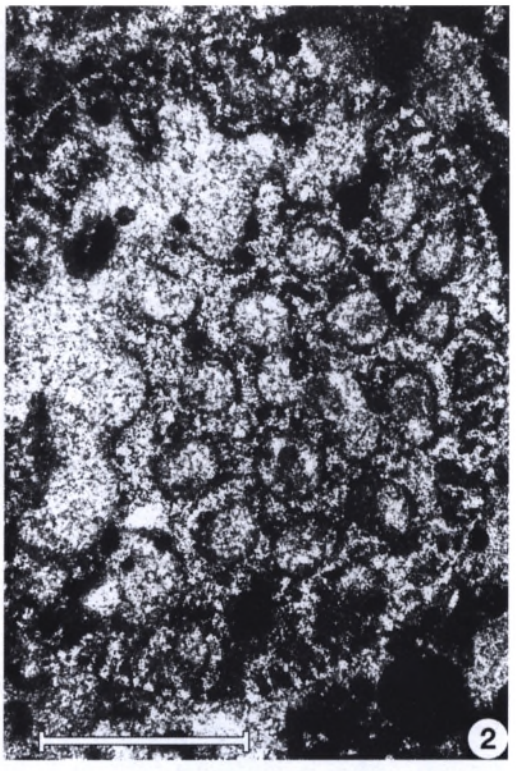
Figs. 1,2: ***Coscinophragma* sp.**
Road-cut between Furx and Laterns.
Micrograph; scale = 5 mm.

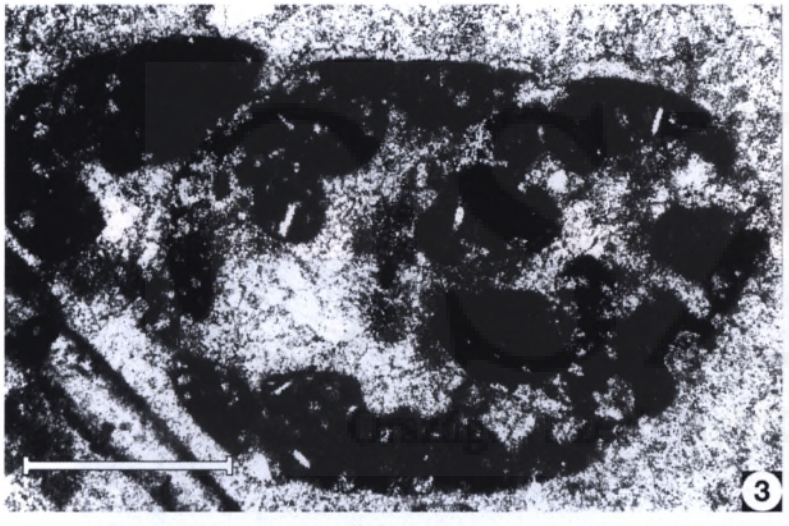
Fig. 3: **Rheophax sp. with diagenetic feldspar crystals.**
Road-cut between Furx and Laterns.
Scale = 5 mm.

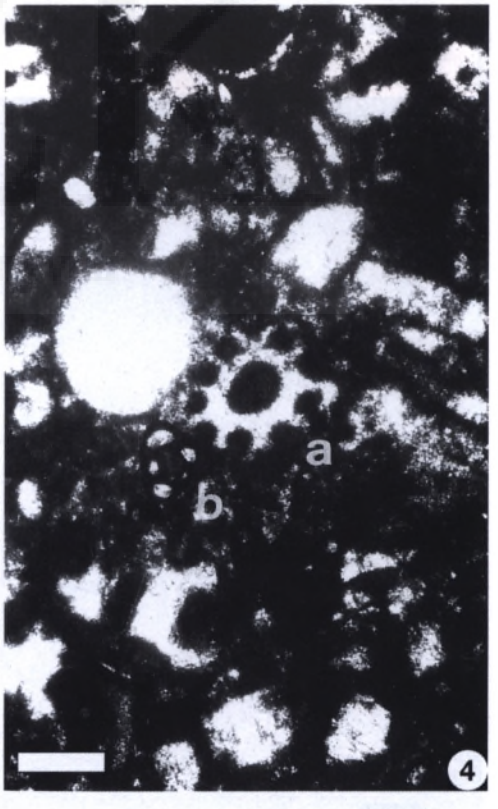
Fig. 4: ***Acicularia* sp. (a) and Miliolina sp.**
Contact of the Schrattenkalk and Garschella Formations.
Rhomberg quarry, Unterklien.
Scale = 5 mm.

Fig. 5: ***Orbitolinopsis* sp. (a) and Miliolina sp.**
Contact of the Schrattenkalk and Garschella Formations.
Rhomberg quarry, Unterkline.
Sclae = 5 mm.








a
b

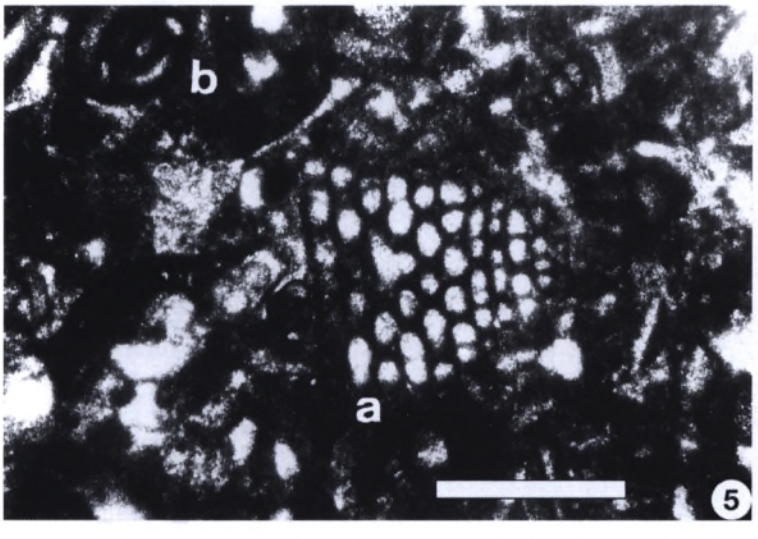
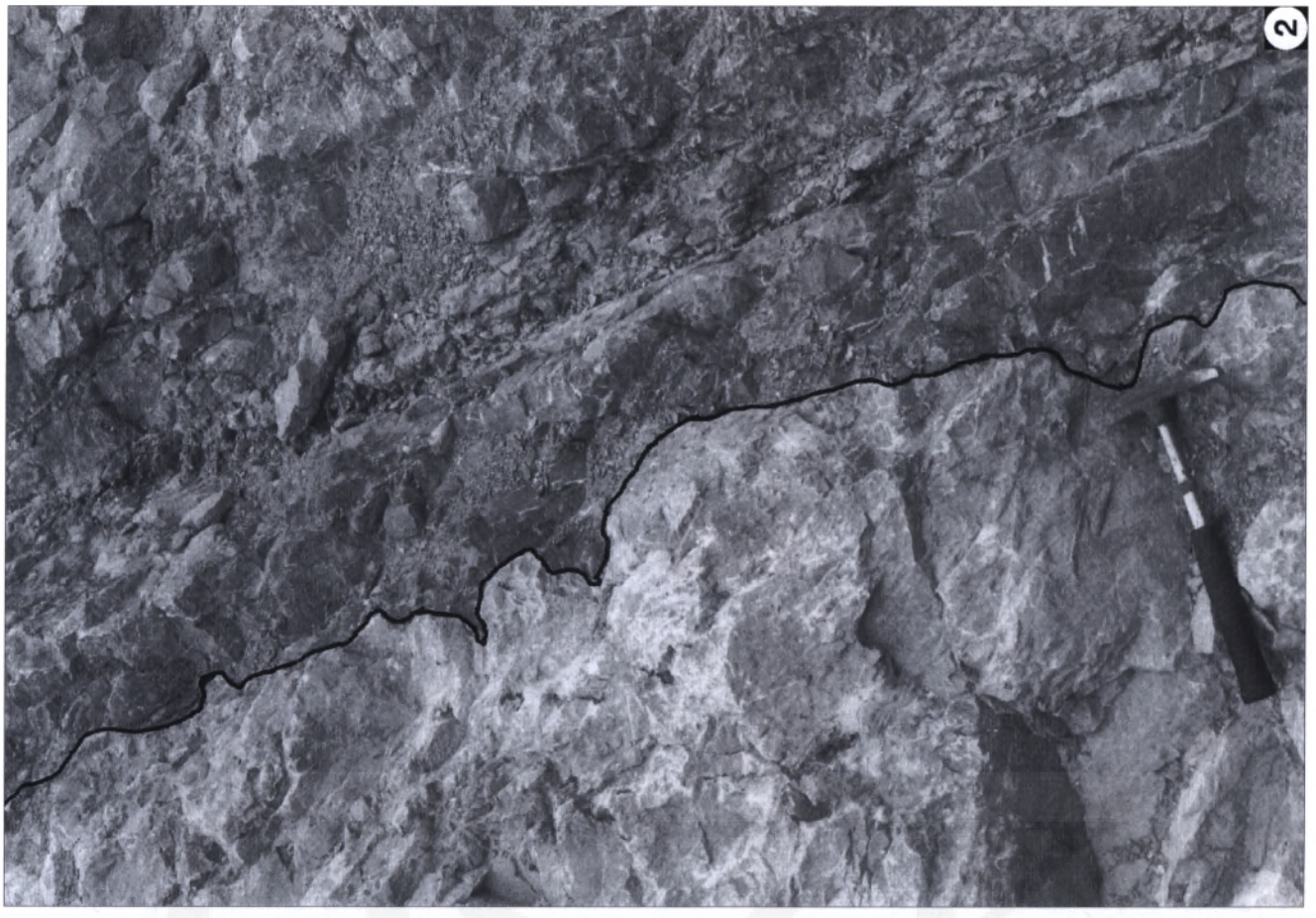

b
a

Plate 9

Fig. 1: **Erosional contact**
between Szársomlyó Limestone Formation (Jurassic) and Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry, Nagyharsány.

Fig. 2: **Detail of the contact**
from the previous photograph.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár


2

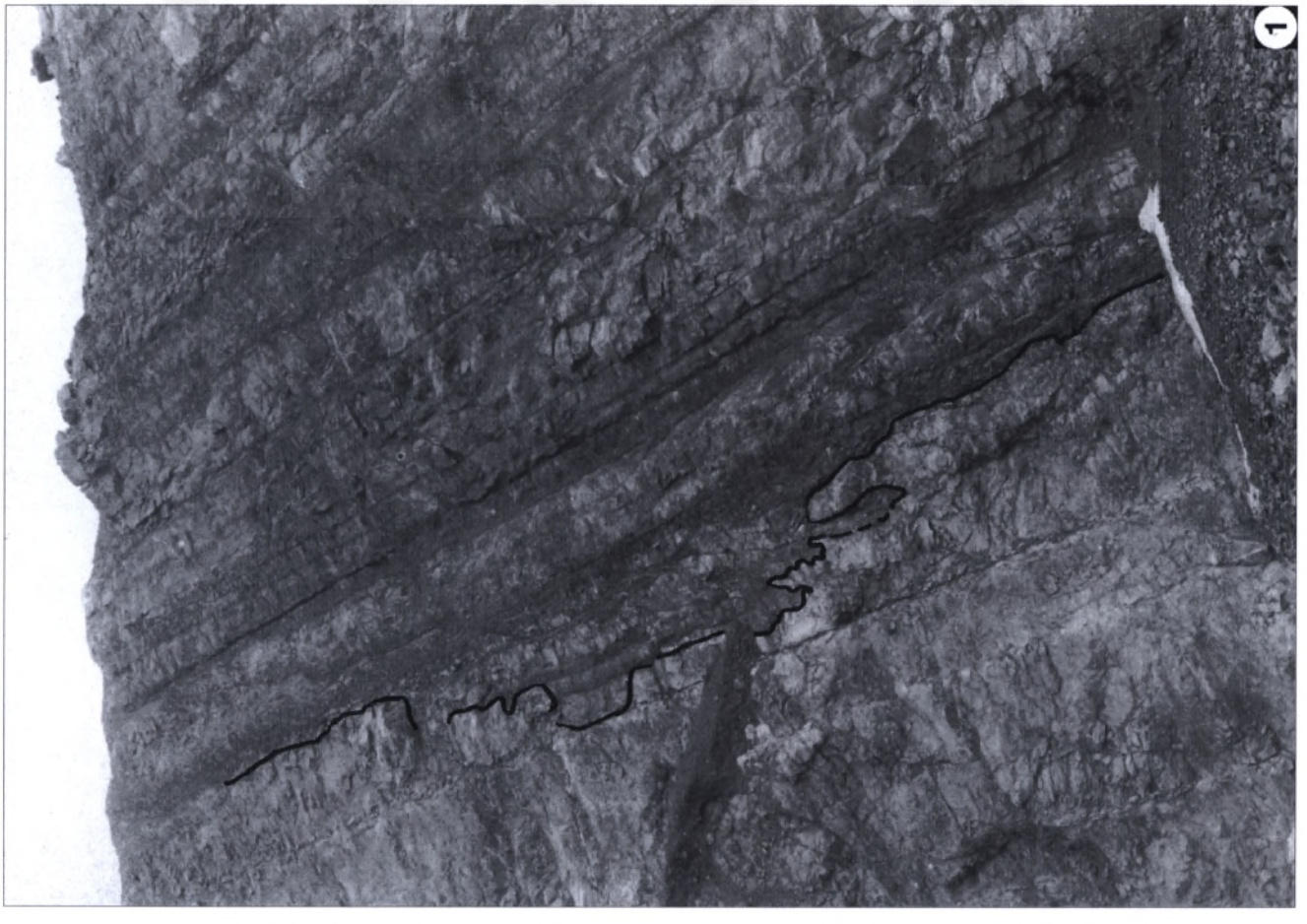
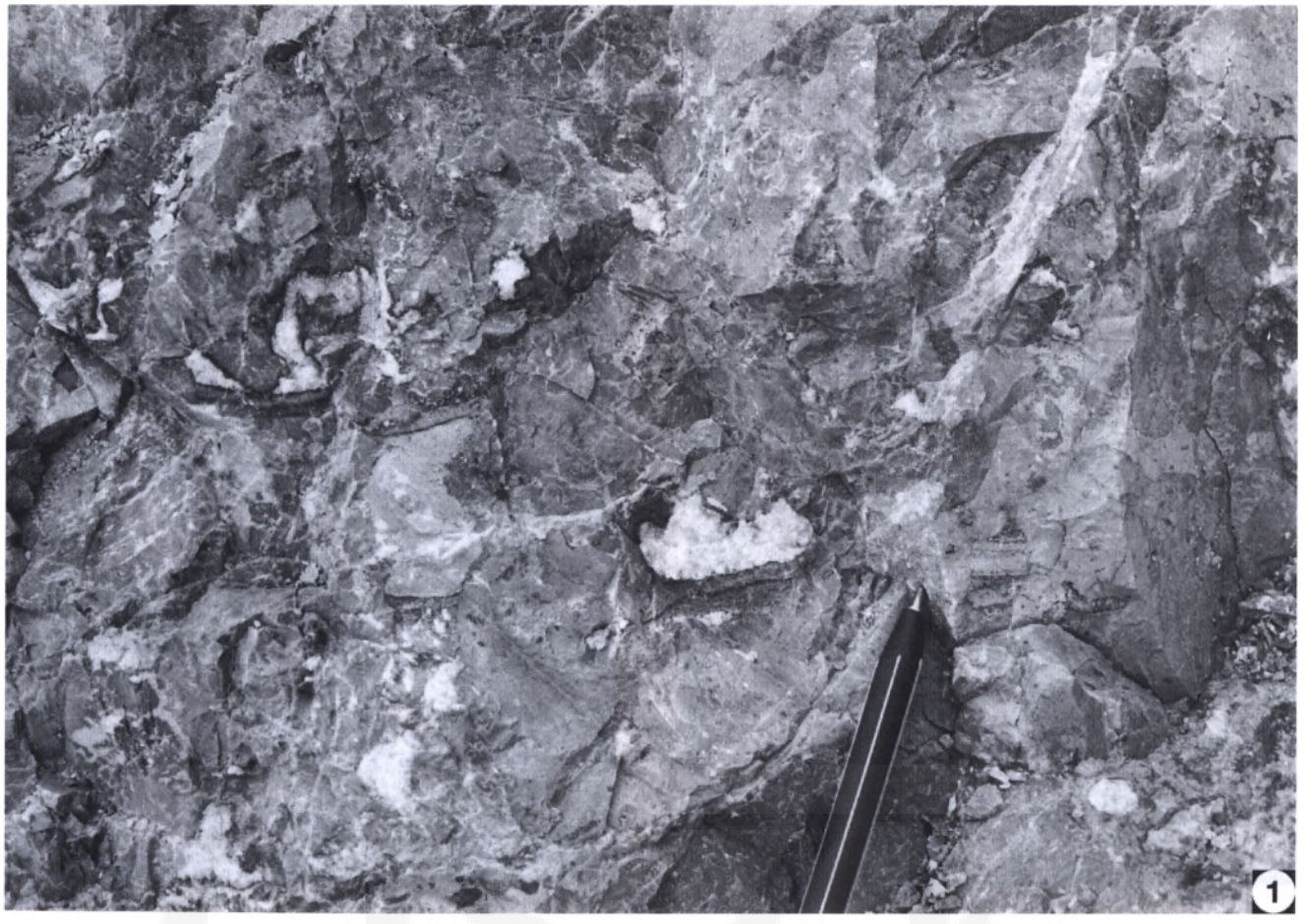

1

Plate 10

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Calcitic infillings in Stromatactis type (?) holes.**
Note dark grey colour of the wall of the holes and rhythmic laminae at the base.
Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

Fig. 2: **Radical change in colour (darkness) along internal erosional contact.**
Lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.


1

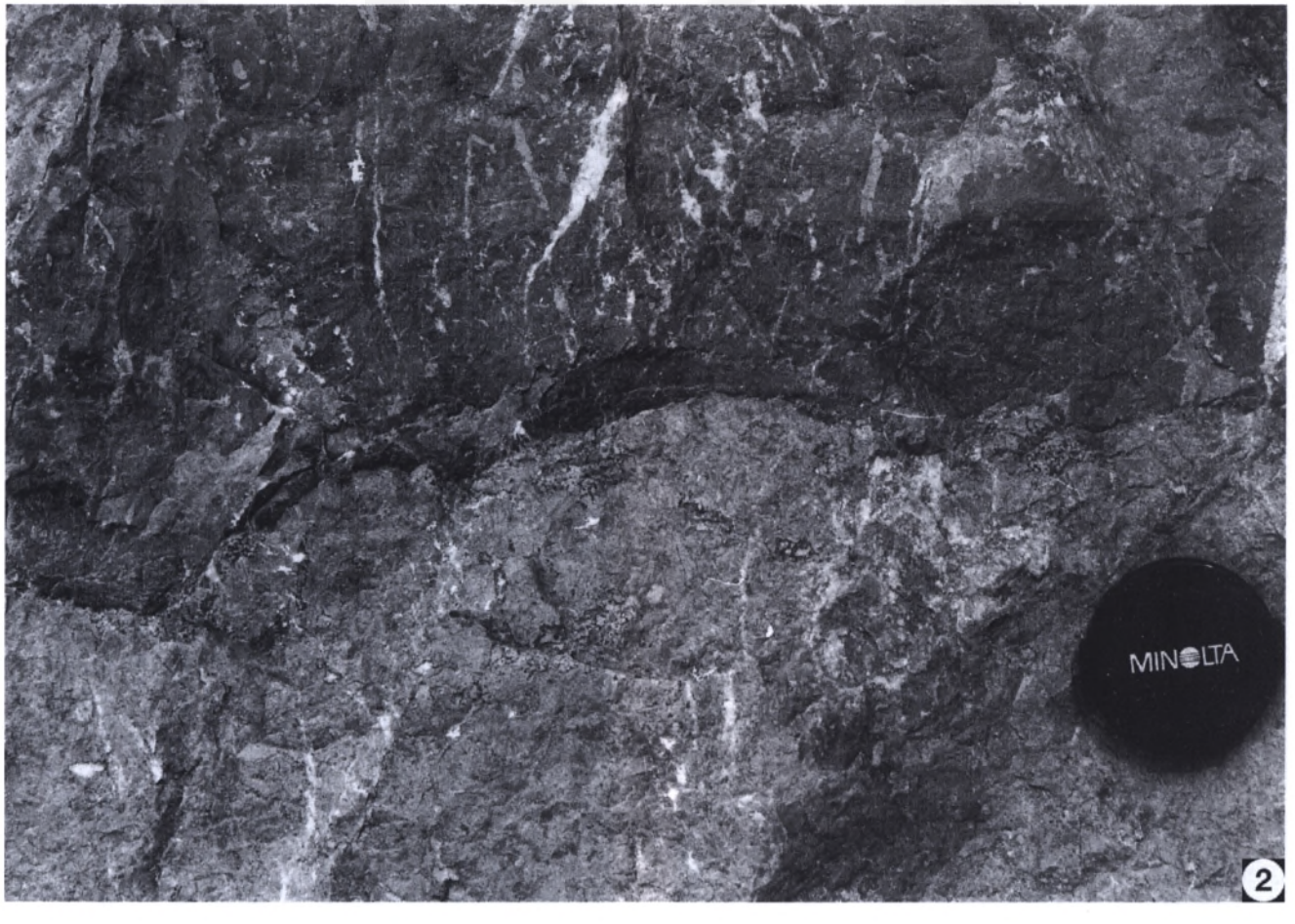

MINOLTA
2

Plate 11

Fig. 1: **Large scale synsedimentary breccia.**
Lower member (base of bed 20) of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

Fig. 2: **"Black pebbles".**
Lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

Fig. 3: **Root-like features.**
Lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

Fig. 4: **Sharp contact of pale-grey (above) and grey limestone (below).**
Lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár

3
MINOLTA

4

1

2

Plate 12

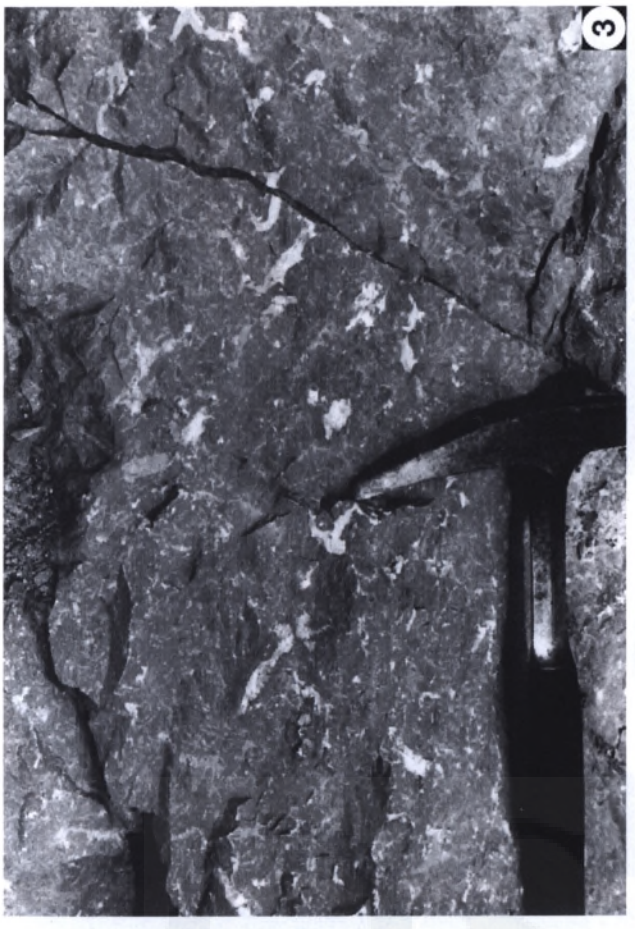
Fig. 1: **Breccia, cemented by clayey mudstone (in the middle of the photograph) and Stromatactis (above).**
Lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

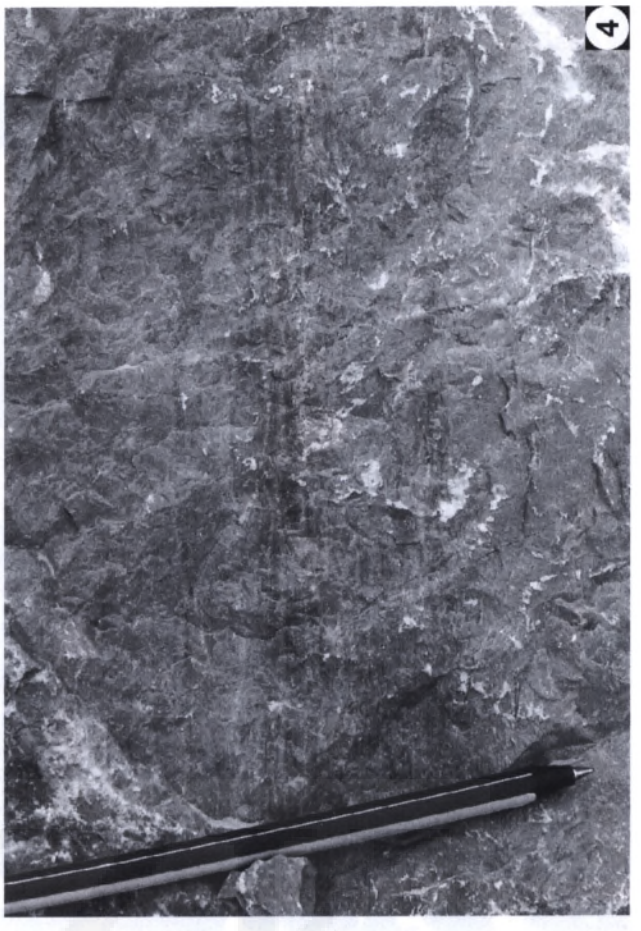
Fig. 2: **Rounded and elongated holes filled by violet marl and calcareous marl.**
Bed No. 19, lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

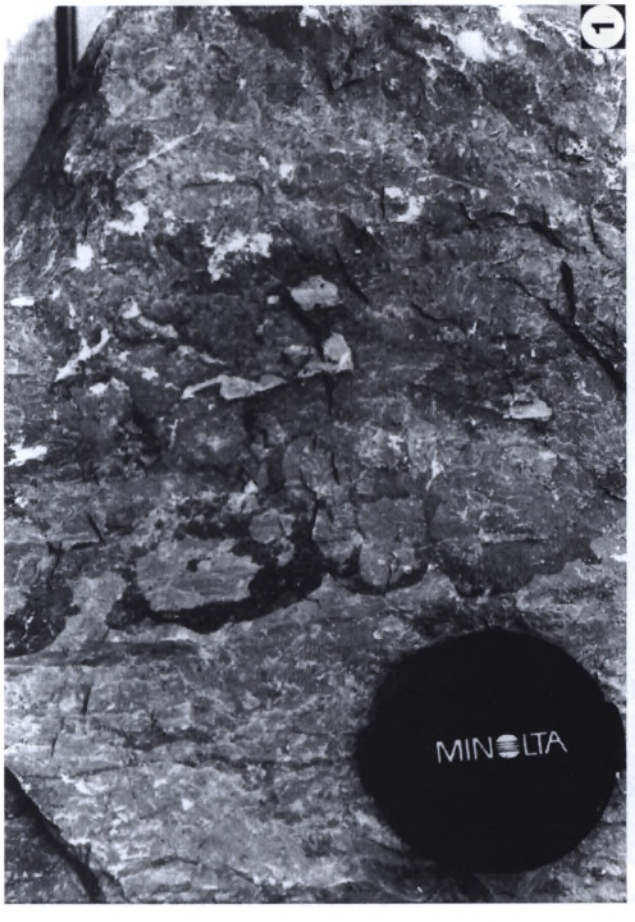
Fig. 3: **Unidentified formless yellowish white mudstone infillings (root structure?).**
Bed No. 23 of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

Fig. 4: **Algal mat laminae.**
Lower member of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár


3


4


1
MINOLTA

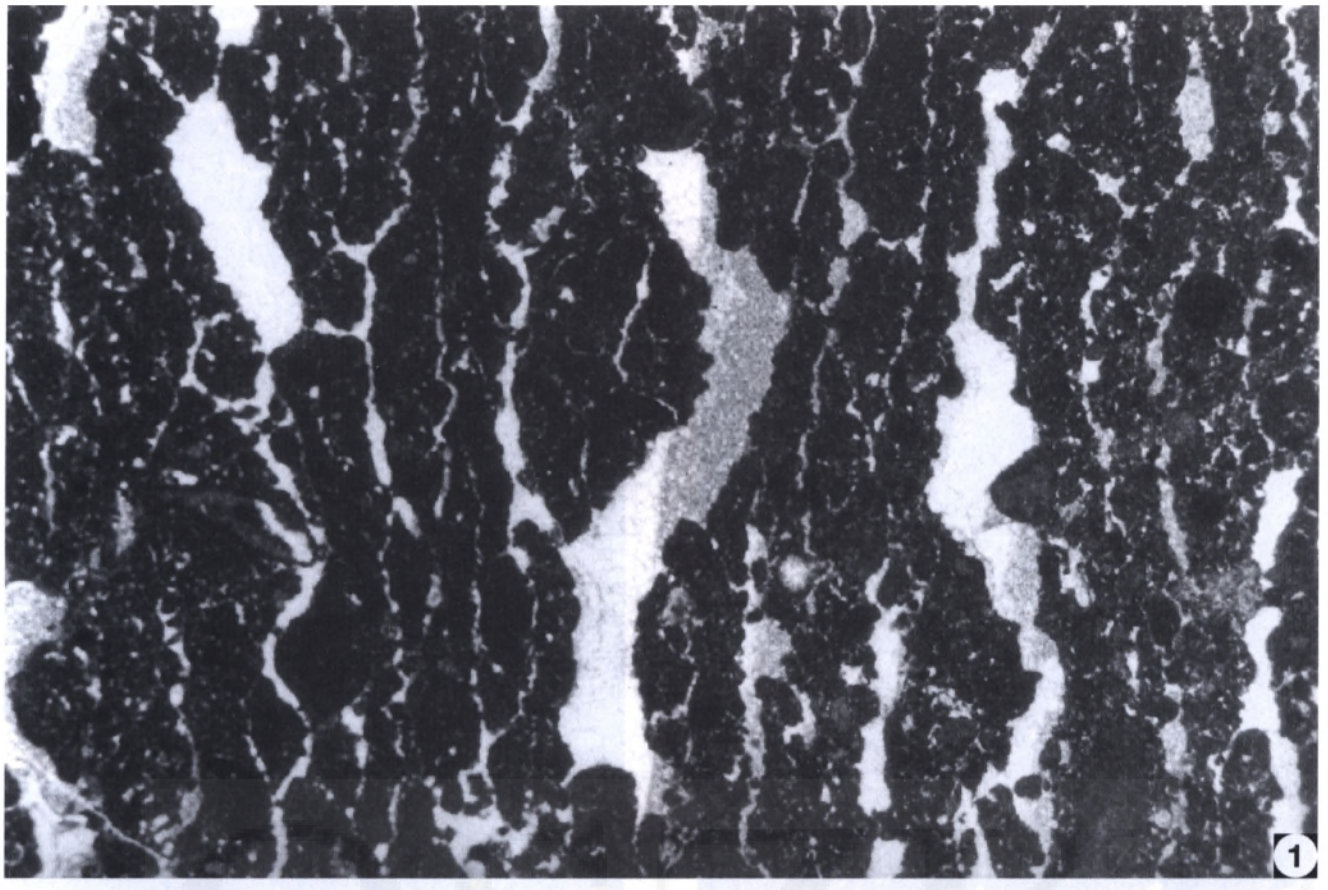
2

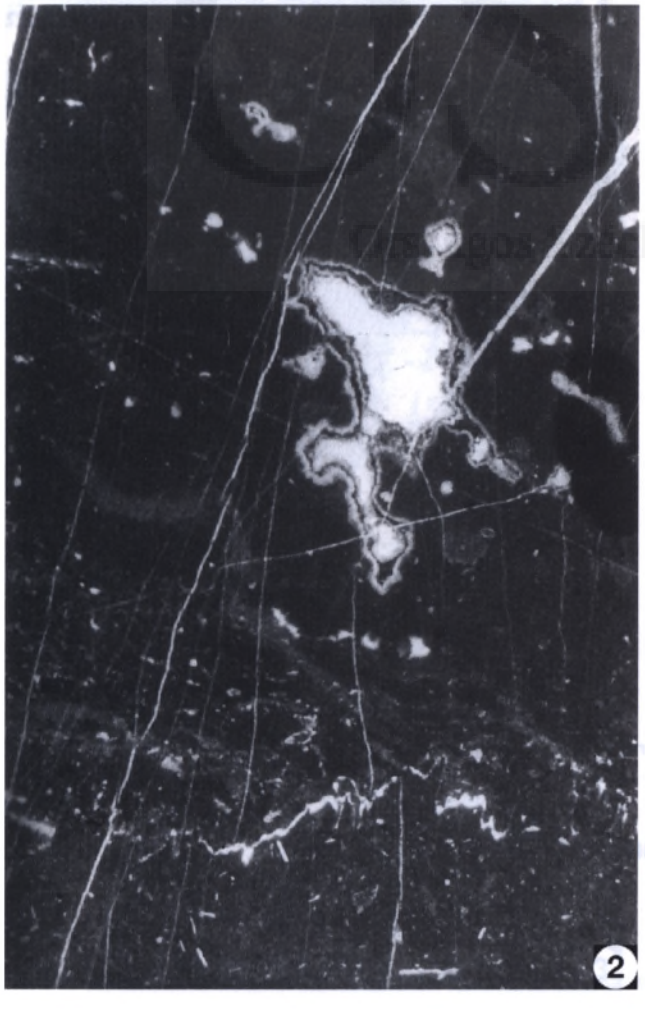
Plate 13

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Figs. 1,3: **Micrographs of laminoid fenestral fabric with vadose silt.**
Lower member of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
41×.

Fig. 2: **Stromatactis with infilling of several generations and stylolitic structure in the silty part of the limestone.**
Lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
30×.


1


2

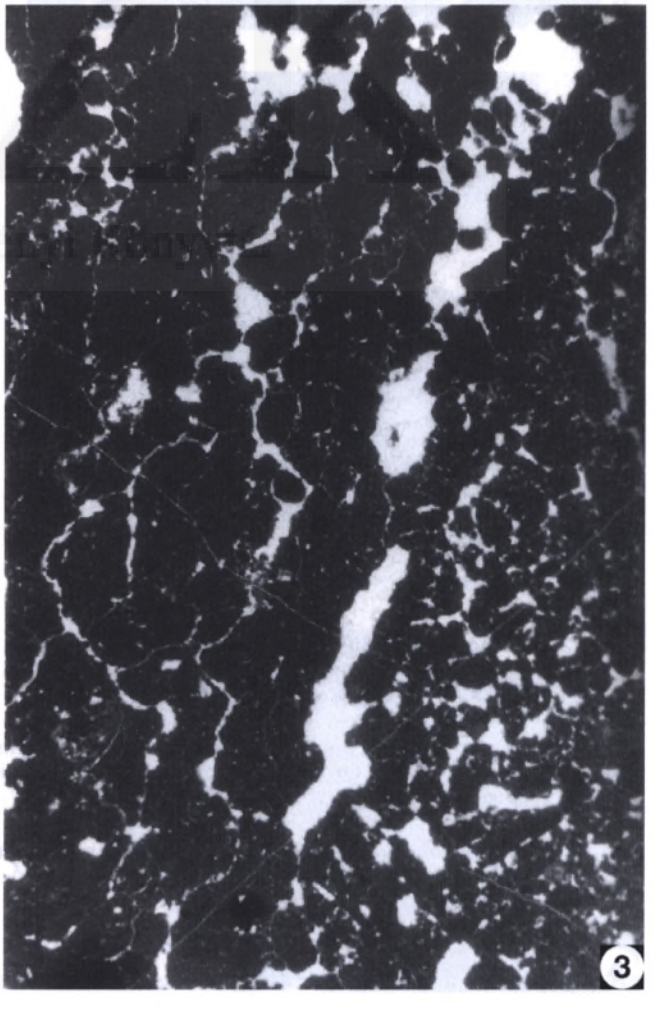

3

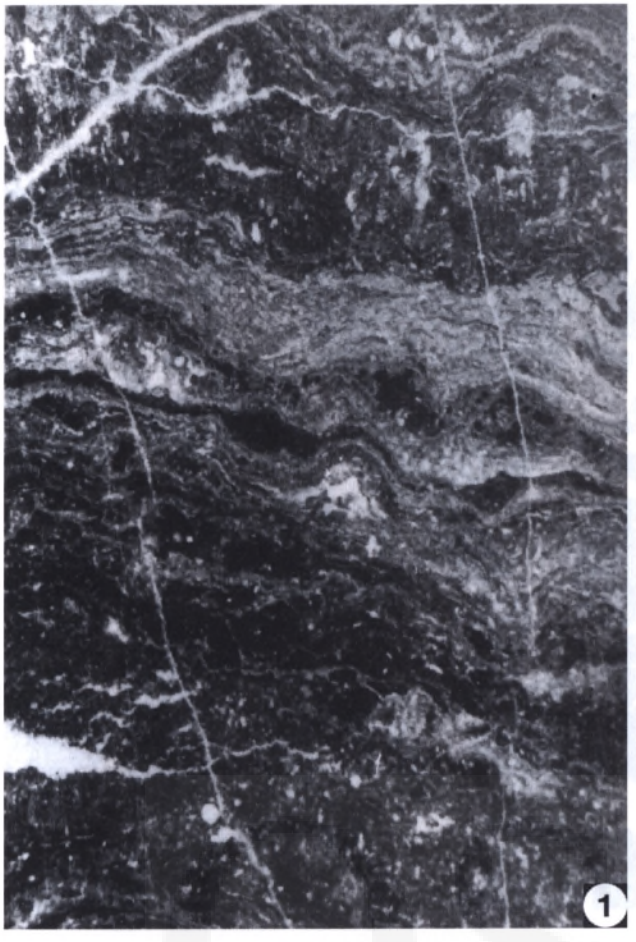
Plate 14

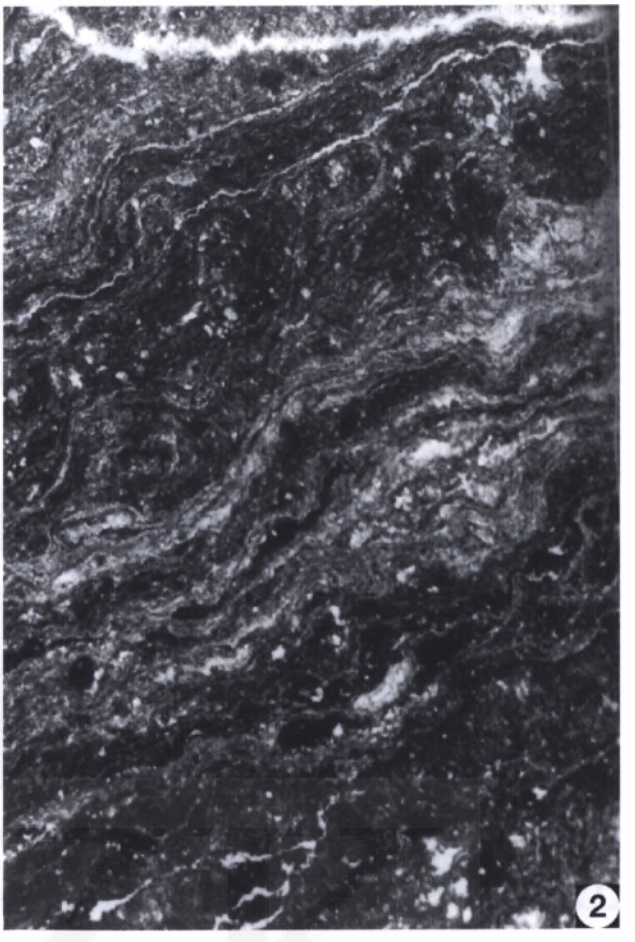
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

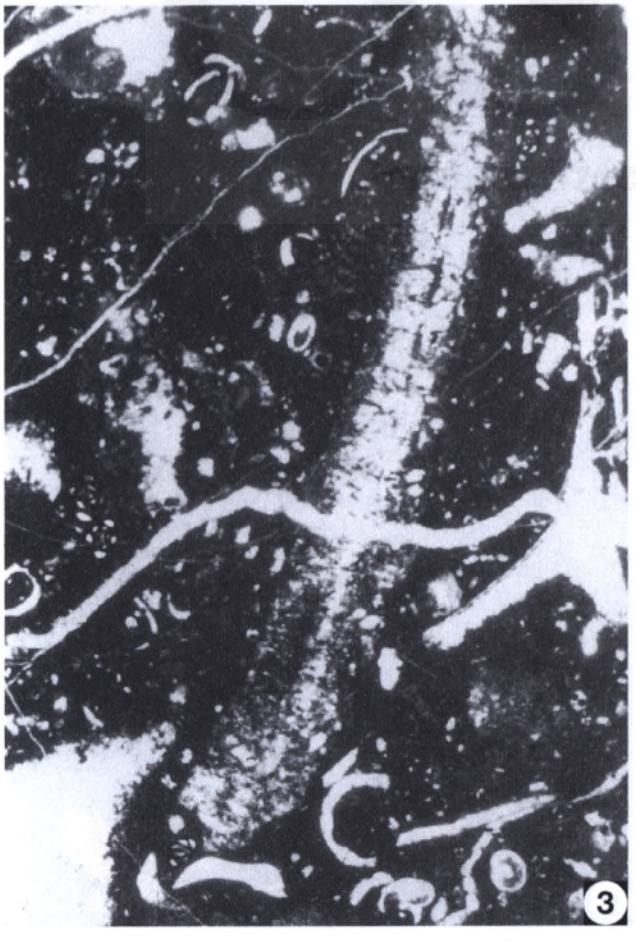
Figs. 1,2: **Micrographs of an algal mat intercalation.**
Lower member of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
30×.

Fig. 3: **In part micritized bivalve shell fragment with forams and other bioclasts.**
Lower member of the Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
30×.

Fig. 4: **Oriented bivalve shells with two generation cavity infillings below of them.**
Lower member of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
34×.


1


2


3

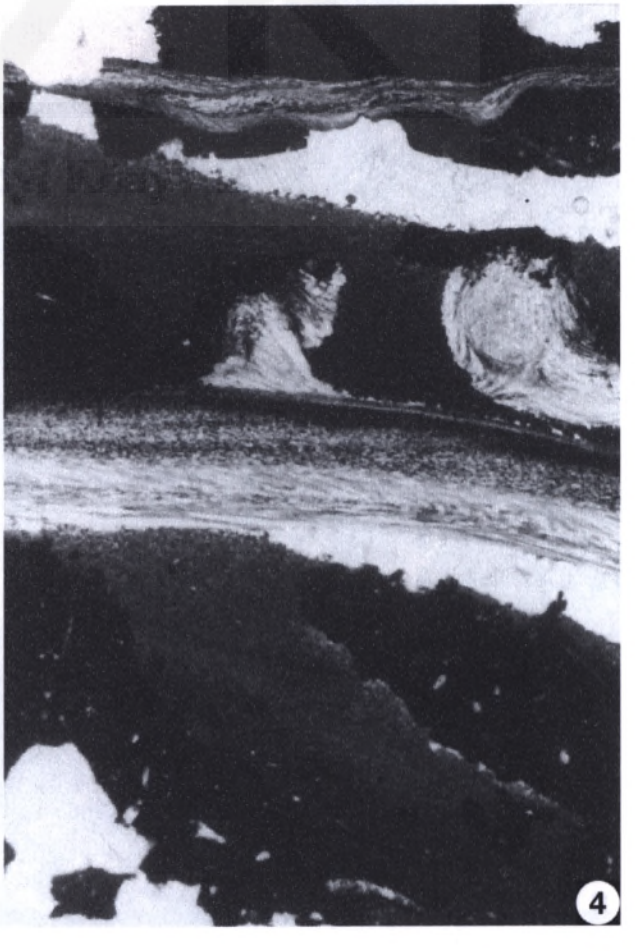

4

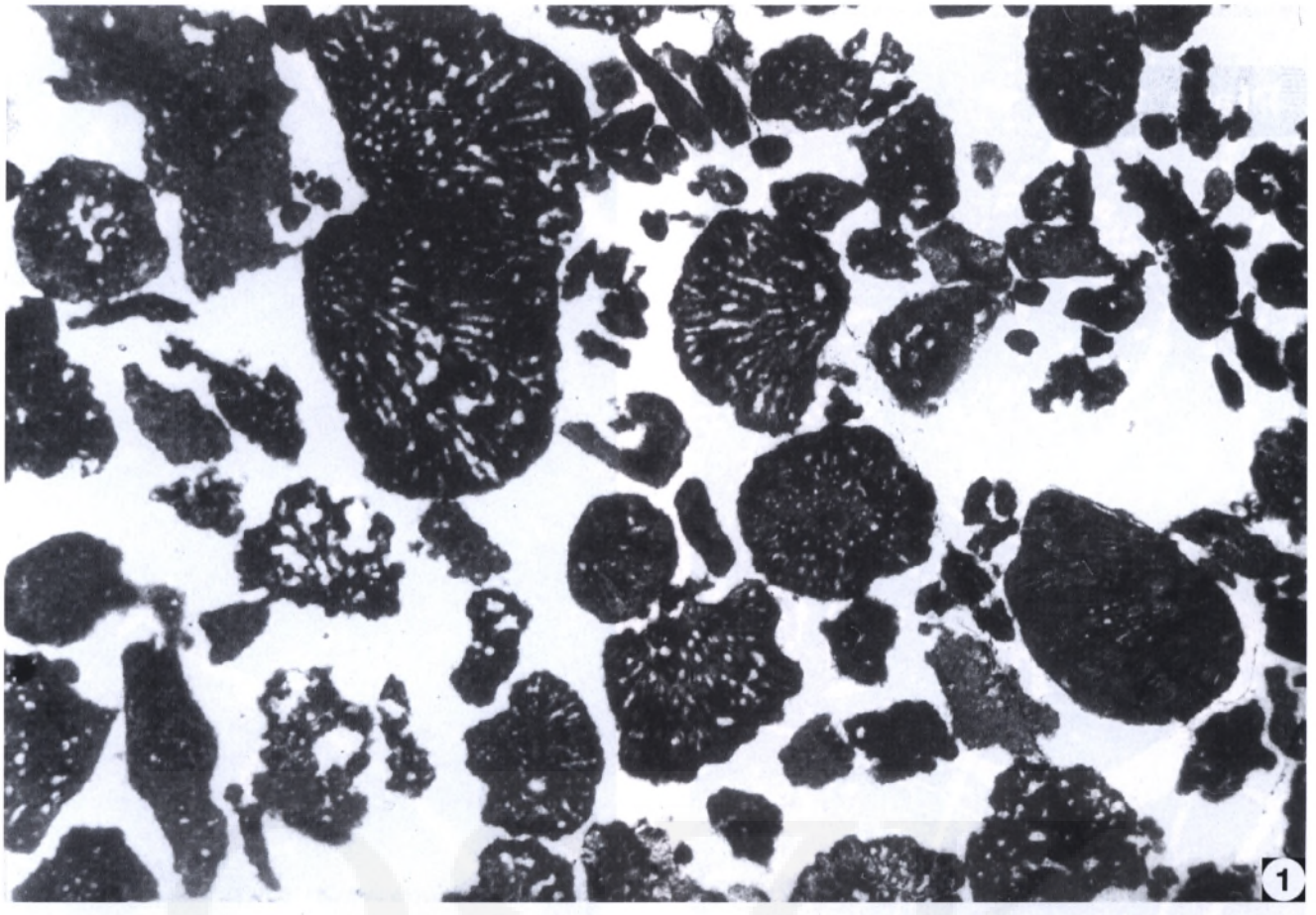
Plate 15

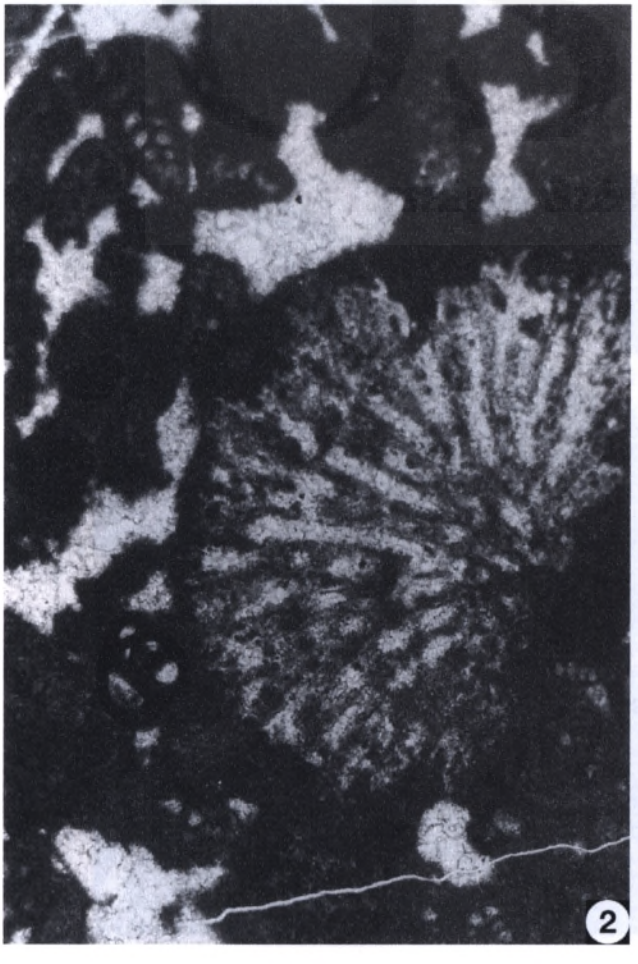
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Cayeuxia* grainstone.**
Lower member of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
41×.

Fig. 2: ***Cayeuxia* sp. with Miliolids and other foraminifers.**
Lower member of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
86×.

Fig. 3: **Characean wackestone.**
Basal beds of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
41×.


1


2

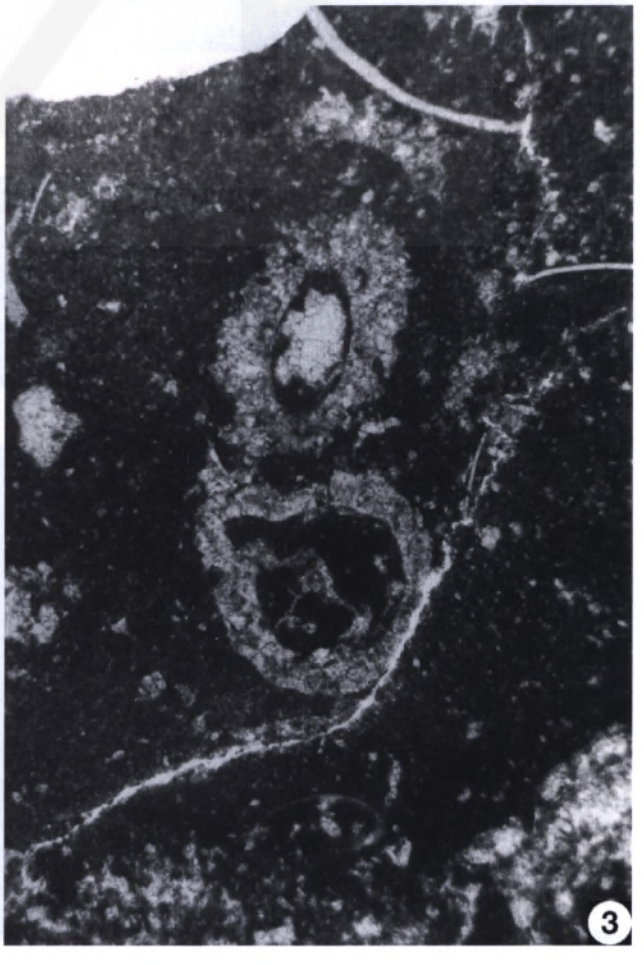

3

Plate 16

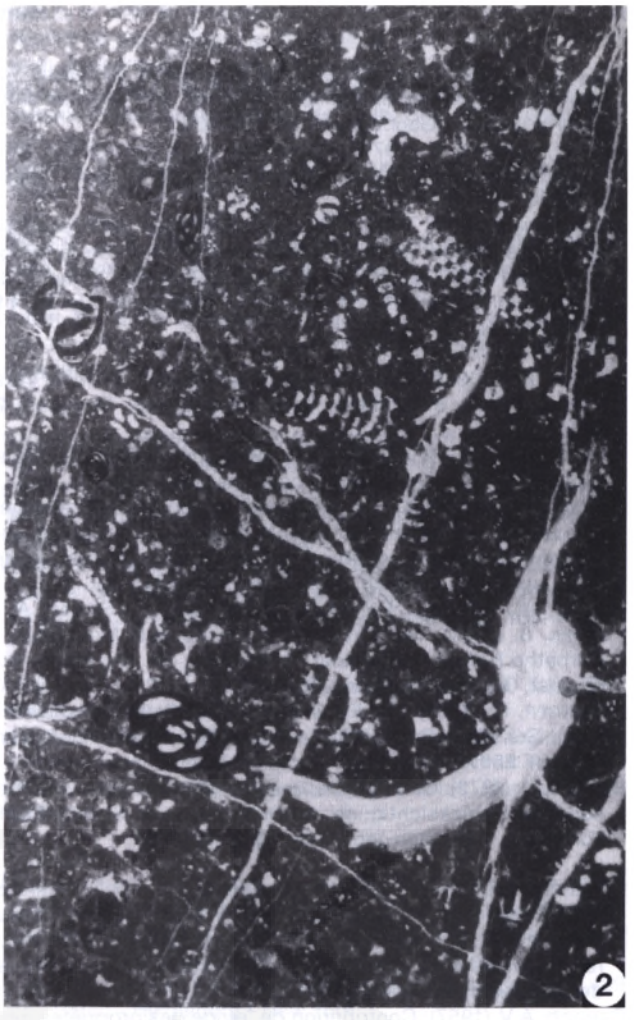
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

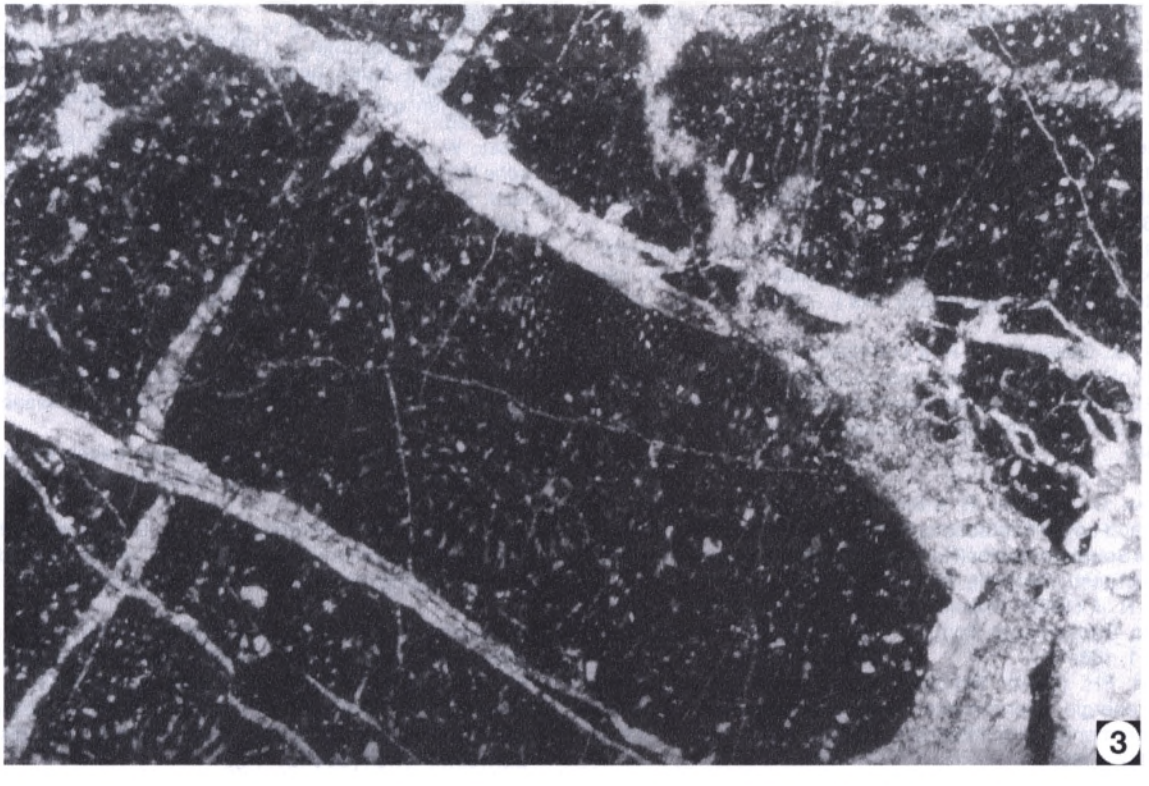
Fig. 1: **Miliolidae wackestone with *Ovalveolina* (?) sp.**
Member 2 of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
86×.

Fig. 2: **Foraminifera and Dasycladales packstone with other biogenic fragments.**
Member 2 of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
86×.

Fig. 3: **Orbitolinid packstone.**
Micrograph from member 3 of Nagyharsány Limestone Formation.
Harsány-hegy quarry.
86×.

1


2


3

References

ARNAUD, H. (1981): De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barremo-Bedoulien des Alpes occidentales entre Isére et Buech. – Geol. Alpine, **12**, 314–804.

ARNAUD-VANNEAU, A. (1979): Repartition de la microfauna dans les differents paleomilieux urgoniens. – Geobios, Mem. spec., 3, 255–275.

ARNAUD-VANNEAU, A. (1980): Micropaleontologie, paleoecologie et sedimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Téthys: L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). – Mem.Geol. Alpine, **11**, 1–874, Grenoble.

BARTHEL, K.W. (1974): Black pebbles, fossil recent, on a near coral island. – Proc. Soc. Intern. Coral. Reef Symp., Brisbane, **2**, 395–399.

BERCZI-MAKK, A. (1986): Mesozoic formation types of the Great Hungaran Plain. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **29**, 261–282.

BETTENSTAEDT, F. (1985): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. – Z. deutsch. Geol. Ges., **109**, Hannover.

BLEAHU, M., LUPU, M., PATRULIUS, D., BORDEA, S., STEFAN, A. & PANIN, S. (1981): The Structure of the Apuseni Mountains. – Carpatho Balkan. Geological Association, XII. Congress, Bucharest, Guide to Excursion B3, 1–107.

BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen Osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh–Aptian. – Mitt. Geol. Inst. ETH, NF **259** A, Zürich.

BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg– und Schrattenkalk Formation. – Eclogae geol. Helv., **65**/2, 425–483.

CANEROT, J., COGNY, P., GARCIA–HERNANDEZ, M., LOPEZ GARRIDO, A.C., PEYBERNES, B., REY, J. & VERA, J.A. (1982): Les principaux événements sur diverse plates–formes eocretacees des bordures mesogeenne et atlantique de la Péninsule Iberique. – Cuadernos Geologia Iberica, **8**, 831–845.

CAROZZI, A.V. (1957): Contribution de 'etude des propriétes géometriques des oolithes. – L'exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. – Inst. Nat. Geneve Bull., **58**, 1–52.

CAROZZI, A.V. (1969): Microscopic Sedimentary Petrography. – 485 p., New York (Wiley).

CONRAD, M.A. (1969): Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genéve. – Eclogae Geol.Helv., **62**, 1–79.

COTILION, P., FERRY, S., BUSNARDO, R., LAFARGE, D., RENAUD, B. (1979): Synthese stratigraphique et paleogeographique sur les facies urgoniens du Sud de l'Ardeche et du Nord du Gard. – Geobios, Mém. spéc., **3**, 121–139.

CSÁSZÁR, G. (1989): Transgressive Urgonian sequence with black "pebbles" from the Villány Mountains, Hungary. – Acta Geologica, **32**, 1–2, 3–29.

CSÁSZÁR, G. & FARKAS, L., (1984): Ujabb bauxitszintre utaló indikációk a Villányi–hegységben. (Indication relating to new bauxite horizons in the Villány Mts.). – MÁFI Évi Jel., **1982**, 237–244.

CSÁSZÁR, G., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H. (1990): The Schrattenkalk of Vorarlberg: An example of Urgonian Sedimentation. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. – Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen, 377–401.

DRAGASTAN, O., PURECEL, R. & BRUSTUR, I. (1986): The Upper Jurassic and Lower Cretaceous Formations from the Bihor Mts. – Central Southern Sector (Northern Apuseni). – Analele Universitarii Bucuresti, Geologie, **35**, 1–14.

DUNHAM, R. J. (1962): Classification of Carbonate Rocks according to Depositional Texture. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **1**, 108–121.

DURINGER, PH. (1984): Tempetes et tsunamis: des depots de haute energie intermittente dans le Muschelkalk supérieur (Trias germanique) de l'Est de la France. – Bull. Soc. Fr., Paris, **7-6**, 1117–1185.

DURINGER, PH. (1987): Une megasequence d'emersion: la Lettenkohle Trias Est de la France. Mise en évidence de marée par l'imbrication bipolaire de plaques de dessication. – Geol. Rdsch., **76**/2, 579–597.

FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Eclogae Geol. Helv., **72**/3, 675–714.

FÖLLMI, K.B. (1986): Die Garschella– und Seewerkalk–Formation (Aptian–Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Diss. ETH., Zürich.

FÖLLMI, K.B. (1990): Mid–Cretaceous Platform Drowning, Current-Induced Condensation and Phosphogenesis, and Pelagic Sedimentation along the Eastern Helvetic Shelf (Northern Tethyan Margin). – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. – Prc. 3rd International Cretaceous Symposium Tübingen, 585–606, Stuttgart.

FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. (1978): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – Eclogae Geol. Helv., **80**, 141–191.

FUCHS, W. (1971): Eine alpine Foraminiferenfauna des tiefen Mittel–Barreme aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems. – Abh. Geol. B.-A., **27**, Wien.

FUNK, H., BRIEGEL, U. (1979): Le facies Urgonien des nappes helvtiques en Suisse Orientale. – Geobios, Mem. Spec., **3**, 159–168.

FUNK, H.P. (1983): Mesozoische Subsidenzgeschichte im helvetischen Schelf der Ostschweiz. – Eclogae Geol. Helv., **78**, Basel.

FÜLÖP, J. (1966): A Villány–hegység krétaidőszaki képződményei. (Cretaceous formations of the Villány Mountains). – Geol. Hung. Ser. Geol., Budapest, 15.

GUEMBEL, K.W.V. (1861): Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – XX + 950 pp., Gotha.

HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thiersee SE Land 2). – Mitt. Bayer. Geol. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **22**, 117–135, München.

HAGN, H, (1989): über einige bedeutsame Kreide– und Alttertiärgerölle aus der Faltenmolasse des Allgäus. – Geologica Bavarica, **94**, 5–47, München.

HEIM, A., & BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. Schweiz. naturforsch. Ges., **68**, 155–220.

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O. (1967): Geologische Karte des Walgaus 1 : 25.000. – Geol.B. –A., Wien.

HUSEN, D. VAN (1975): Ein Unterkreide–Vorkommen in den östlichen Karawanken. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, Wien.

INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983): Beach environment. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., & MOORE, C.J.: Carbonate depositional environments, 211–265, Tulsa, Oklahoma (AAPG).

KILIAN, W. (1912): Sur une carte de répartition du Faciés "Urgonien" dans le Sud–Est de la France. – Assoc. fr. Avanc. Sci. Nimes, 361–375.

LAMMERER, B. (1988): Thrust regime and transpression regime tectonics in the Tauern window. – Geol. Rundsch., **77**, 143–156, Stuttgart.

LIENERT, O.G. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalks im Säntisgebirge, unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden. – Dissertation, ETH Zürich.

OBERHAUSER, R. (1965): Zur Geologie der West–Ostalpen-Grenzzone. – In: OBERHAUSER, R. (1969): Aufnahmsbericht Blatt Dornbirn 111. – Verh. Geol. BA. Wien, **1969**/3, A41–A43.

OBERHAUSER, R. (1986) (Ed.): Exkursionsführer. 4. Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn. – Wien (Geol.B. –A.).

OBERHAUSER, R. (1982): Geol. Karte von Österreich 1 : 25.000, Blatt 110 St.Gallen Süd u. 111 Dornbirn Süd. – Geol. B.-A., Wien.

OUWEHAND, P.J. (1987): Die Garschella–Formation („Helvetischer Gault", Aptian–Cenomanian) der Churfirsten–Alvier Region (Ostschweiz). Sedimentologie, Phosphoritgenese, Stratigraphie. – Ph. D. Thesis, ETH Zürich.

PASCAL, A. (1982): Sedimentologie de l'Urgonien Basco–Cantabrique: caractérisation des principaux motifs sédimentaires composant les systémes biosédimentaires. Région clef de Rancales–Soba–Valnera (Province de Santander). – Cuadernos Geologia Iberica, **8**, 85–97.

PATRULIUS, D., POPA, E. & POPESCU, I. (1966): Seriile mezozoic autohtone si pinza de decolare transsilvana in imprejurimile Comanei (Munti Persani). – An. Com. Geol. (Inst.Geol.), **35**, 397–444.

PURSER, B.H. (1969): Synsedimentary marine lithification of Middle Jurassic Limestones in the Paris Basin. – Sedimentology, **12**, 205–230.

RAKUSZ, Gy. (1937): Adatok a Harsány–hegy bauxitszintjének ismeretéhez. (Data on the bauxite horizon of the Harsány–hegy). – MÁFI Évi Jel., 1923–32, 215–233.

RAT, P. & PASCAL, A. (1979): De l'étage au systéme biosédimentaire urgonien. – Geobios, Mem.spec, 3, 385–399.

REITNER, F. (1984).: Mikrofazielle, palökologische und paläogeographische Analyse ausgewählter Vorkommen flachmariner Karbonate im Basko–Kantabrischen Strike Slip Fault–Bekken–System (Nordspanien) an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide. – Diss. Geowiss. Fak. Univ. Tübingen, 211 S., Tübingen.

SCHLAGINTWEIT (1987): Allochthone Urgonkalke aus Konglomeraten der basalen Gosau von Oberwössen (Chiemgau). – Mitt. Bayer. Geol. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **27**, 145–158, München.

SALOMON, D. (1987): Geologisch–paläontologische Untersuchungen der helvetischen Kreide im nördlichen Bereich der Gottesackerwände (Allgäu/Vorarlberg), unter besonderer Berücksichtung der Biostratigraphie, Sedimentologie und Fazies. – Diss. FU Berlin.

SALOMON, D. (1990): Paleoecology and enviromental analysis of the Lower Cretaceous shallow marine Drusberg and Schrattenkalk facies of the Gottesacker area (Allgäu) Vorarlberg. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Createcous of the Western Tethys. – Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen.

SANDSBERG, P.A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and of ancient non–skeletal carbonate mineralogy. – Sedimentology, **22**, 497–537, Amsterdam.

SCHOLZ, H. (1979): Paläontologie, Aufbau und Verbreitung der Bioherme und Boistrome im Allgäuer Schrattenkalk (Helvetikum, Unterkreide). – Diss., TU München, 133 S.

SCHOLZ, H. (1984): Bioherme und Biostrome im Allgäuer Schrattenkalk (Helvetikum, Unterkreide). – Jb. Geol. B.-A., Wien, **127**, 471–499.

STRASSER, A. (1984): Black–pebble occurence and genesis in Holoene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). – Journ. Sediment. Petrol., **54**, 1097–1109.

STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983): Black pebbles of the Purbekkian (Swiss and French Jura): Lithology, geochemistry and origin. – Eclogae Geol. Helv., **76**, 551–580, Basel.

STUDER, B. (1834): Bemerkungen zu einem Durchschnitte durch die Luzerner Alpen. – N. Jb. Min. Geogn. Geol. Petrefaktenkunde, **5**.

TOLLMANN, A. (1980): Geology and tectonics of the Eastern Alps (Middle section). – Abh. Geol. B. –A., Wien, **4**, 197–255.

TURNSEK, D. & MASS, J.P. (1973): The Lower Cretaceous Hydrozoa and Chaetetidae from Provence (South–Eastern France). – Razprave, **16**, 219–244, Ljubjana.

TRÜMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae Geol. Helv., **62**, 105–142.

VACEK, M. (1879): Über Vorarlberger Kreide. – Jb. k.k. geol. Reichanst., **29**, 659–758, Wien.

VELIC, I., TISLJAR, J. & SOKAC, B. (1979): Stratigraphy and depositional environments of the Lower Cretaceous in the Karst region of the Outer Dinarides (Yugoslavia). – Geobios, Mem. spec., **3**, 245–252.

WILDI, W., FUNK, H.P., LOUP, B., AMATO, E. & HUGGENBERGER, P. (1989): Mesozoic subsidence history of the European marginal shelfes of the Alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). – Eclogae Geol. Helv., **82**/3, 817–840, Basel.

WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in geologic history. – 409 pp., Berlin – Heidelberg – New York.

WYSSLING, G. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., Wien, **127**, 701–706.

WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentgeologie und Paläogeographie. – Jb. Geol. B.-A., Wien, **129**, 161–265.

ZACHER, W. (1973): Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu–Vorarlberg). – Geotekt. Forsch., **44**, 1–74.

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 209–224	Wien, November 1994	2. rész	pp. 209–224	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Korrelation der Molluskenfaunen des Urgons von Ungarn (Villány- und Mecsek-Gebirge) und Österreich (Vorarlberg)

Von LENKE CZABALAY*)

Mit 2 Abbildungen und 5 Tafeln

Österreich
Ungarn
Vorarlberg
Villány-Gebirge
Mecsek-Gebirge
Urgon
Unterkreide
Schrattenkalk
Nagyharsány-Kalkstein
Magyaregregy-Konglomerat
Pachyodonten
Faunenprovinzen

IUGS UNESCO 262

"Tethyan Cretaceous Correlation"

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 111, 112, 141

Inhalt

Zusammenfassung 209
Összefoglalás 210
Abstract 210
1. Einleitung 210
2. Charakterisierung der Mollusken-Assoziationen und Faunenzonen 212
2.1. Schrattenkalk-Formation 212
2.2. Nagyharsány-Kalk-Formation 212
2.3. Magyaregregy-Konglomerat-Formation 212
3. Biostratigraphische Auswertung und Korrelation der Faunenzonen des Urgons 213
3.1. Schrattenkalk-Formation 213
3.2. Nagyharsány-Kalk-Formation 213
3.3. Magyaregregy-Konglomerat-Formation 213
4. Schlußfolgerungen 214
Dank 214
Tafeln 1–5 214
Literatur 224

Zusammenfassung

Die Muschel- und Schneckenfaunen der Urgon-Faziesentwicklungen der Schrattenkalk-Formation Vorarlbergs (Ober-Barréme/Unter-Apt), der Nagyharsány-Kalk-Formation des Villány-Gebirges (Valangien-Alb) und der Magyaregregy-Konglomerat-Formation des Mecsek-Gebirges in Südungarn (Hauterive–Unter-Apt) werden im Hinblick auf ihre Faunen(sub)provinz-Zugehörigkeit vergleichend diskutiert.

Der Schrattenkalk gehört der *Toucasia lonsdalei-Aetostrea couloni*-Faunenzone an und somit der Westeuropäischen Faunen-Subprovinz.

Die Nagyharsány-Kalk-Formation ist im liegenden Anteil in Süß/Brackwasserfazies entwickelt. Im mittleren Abschnitt können zwei Faunenzonen unterschieden werden, nämlich jene mit *Agriopleura marticensis* und *Caprina douvillei* sowie mit *Requienia* ex gr. *tortilis* und *Toucasia carinata*. Der hangende Anteil wird durch die Faunenzone mit *Eoradiolites murgensis* und *Chondrodonta munsoni* repräsentiert. Diese Faunenassoziationen sind für die Balkanische Faunen-Subprovinz charakteristisch.

Die durch Umlagerung transportierter Komponenten verursachte Mischfauna der Magyaregregy-Konglomerat-Formation kann zwei Faunenzonen zugeordnet werden, nämlich der Megadiceras-Heterodiceras-Faunenzone sowie jener mit *Toucasia lonsdalei* und *Toucasia carinata*. Enge faunistische Beziehungen mit der Apulischen Faunenprovinz sind augenfällig.

*) Anschrift der Verfasserin: Dr. LENKE CZABALAY, Ungarische Geologische Landesanstalt, Stefánia út 14, H-1142 Budapest, Ungarn.

Correlation of the Urgonian Molluscan Faunas of Hungary (Villány and Mecsek Mountains) and Austria (Vorarlberg)

Abstract

Bivalve und gastropod faunas from Urgonian facies were studied at various localities and through time, i.e. in Vorarlberg (Schrattenkalk: Upper Barremian–Lower Aptian), and in Hungary in the Villány Mountains (Nagyharsány Limestone Formation: Lower Barremian–Lower Albian), and in the Mecsek Mountains (Magyaregregy Conglomerate Formation: Upper Hauterivian–Lower Aptian).

Based on the Pachyodonta-*Ostrea-Chondrodonta-Nerinea* Fauna, faunal zones were identified within the Urgonian sedimentary sequence. These were correlated with the fauna of Western Europe, with the Balkan subprovince and with the Apulian faunal province. Faunas from other zoogeographic subprovinces were also included in the analysis, in order to find out resemblances, deviations or age identities.

1) The Upper Barremian–Lower Aptian (Schrattenkalk) *Toucasia lonsdalei-Aetostrea couloni* faunal zone can be correlated with faunas from deposits of similar age and facies in the West European zoogeographic subprovince. The Schrattenkalk belongs to the Helvetic Zone of the Alps from Switzerland through Vorarlberg (Austria) to the Allgäu (Germany). Its fauna is identical with those from SE France (Orgon, Vercors, Marseille, Toulon) and Northern Spain (Pyrenees, Basco Cantabrian Ranges). In spite of the different Pachyodonta fauna, it can be compared with coeval faunas occurring in the Carpathians (Manin Zone, High Tatras) and the Balkan zoogeographic subprovinces (Bulgaria, Romania, Serbia).
2) In the Valanginian-Albian Nagyharsány Limestone Formation sedimentary sequence the first Pachyodonts appear in the Barremian. In the lower freshwater-brackishwater part the age of these members could be identified on the basis of the rich algal assemblages (I. Bodrogi, 1989). In the middle part of the Nagyharsány Limestone Formation two faunal zones can be identified, namely the *Agriopleura marticensis-Caprina douvillei* Zone (Upper Barremian–Lower Aptian) and the *Requienia* ex gr. *tortilis-Toucasia carinata* Zone (Upper Aptian). The upper part is represented by only one faunal zone: *Eoradiolites murgensis-Chondrodonta munsoni* (Albian). Faunistical correlations are to be searched for in the Carpathian area, towards the S–SW. The fauna of the Nagyharsány Limestone Formation represents the Balkan subprovince within the European faunal province. This fauna includes many features of the Apulian faunal province. Considering the age, this fauna can be well correlated with the Carpathian (Upper Barremian–Lower Aptian) and the Apulian (Upper Aptian–Albian) zones.
3) The relatively rich Pachyodonta fauna of the Hauterivian–Aptian (Magyaregregy Conglomerate Formation) was reworked after the denudation of the former small reefs around volcanoes. Therefore the common occurence of faunal elements is in some cases not corresponding to the same age. The *Megadiceras-Heterodiceras* faunal zone corresponds to the Hauterivian stage, wheras the *Toucasia lonsdalei-Toucasia carinata* faunal zone represents the Aptian.

Faunistical correlations are to be searched for towards the S–SW. The fauna is very close to the Apulian ones in Slovenia and Italy.

A villányi, mecseki és vorarlbergi (Ny-Ausztria) molluszka fauna összehasonlító értékelése

Összefoglalás

A szerző az urgon kagyló- és csigafaunát a felső-barrémi–alsó-apti (Schrattenkalk–Mittagspitz, Vorarlberg), a valangini–albai (Nagyharsányi Mészkő Formáció, Villányi-hegység) és a hauterivi–alsó-apti (Magyaregregyi Konglomerátum Formáció, Mecsek hegység) emeletekből vizsgálta.

A Pachyodonta–Ostrea–Chondrodonta–Nerinea fauna alapján az urgon üledéksszletben faunazónákat állított fel és ezeket a nyugateurópai és más szubfaunaprovinciák faunáival korrelálta.

1) A felső-barrémi–alsó-apti (Schrattenkalk–Mittagspitz) *Toucasia lonsdalei–Aetostrea couloni* faunazóna két szubzónára, az *Aetostrea couloni–Arcostrea rectangularis* és *Toucasia lonsdalei–Toucasia carinata* szubzónákra tagolható. A faunazóna korban jól azonosítható az európai faunaprovincián belül a nyugateurópai provincia faunáival, mint K-Svájc (Helvéti zóna), NSZK (Allgäu), DNy-Svájc (Genf környéke), DK Franciaország.
   A Kárpátok területén Szlovákia, Románia, Ukraijna, Lengyelország és Balkán (K-Szerbia, Bulgária) az urgon üledékeiben Pachyodonták, korallok, Hydrozoák, algák fordulnak elő, de ezek a faunák az ún. balkáni szubprovinciába tartoznak.
2) A Nagyharsányi Mészkő Formáció (Villányi-hegység) üledéksszletében az első Pachyodonták a barrémiben jelennek meg. Az alsó szakaszon édes és csökkentsósvízi üledékek vannak, melyek korát az algák alapján lehetett megállapítani. A Nagyharsányi Mészkő Formáció középső szakaszán két faunazóna van: *Agriopleura marticensis–Caprina douvillei* (felső-barrémi–alsó-apti); *Requienia* ex gr. *tortilis–Toucasia carinata* (felső-apti). A felső szakaszon az *Eoradiolites murgensis–Chondrodonta munsoni* faunazóna került elkülönítésre.
   A faunisztikai kapcsolatokat a kárpáti területen és D–DNy-i irányban kell keresni. A Nagyharsányi Mészkő Formáció az európai faunaprovincián belül a balkáni szubprovinciába tartozik. A faunában az apuliai faunaprovincia sok jellemvonása is megállapítható volt. Ezt a faunát korban jól lehet azonosítani a kárpáti (felső-barrémi–alsó-apti) és az apuliai (felső-apti–albai) faunákkal.
3) A Magyaregregyi Konglomerátum (hauterivi–alsó-apti) viszonylag gazdag Pachyodonta faunája az egykori kis zátonyokból vulkáni tevékenység folytán lepusztult és újból áthalmozódott, így sok esetben a faunaelemek nem egy emeletből származnak.
   A *Heterodiceras–Megadiceras* faunazóna a felső-hauterivi emeletet, míg a *Toucasia lonsdalei–Toucasia carinata–Aetostrea couloni* faunazóna a barrémi, esetleg alsó-apti emeletet képviseli.

A faunisztikai kapcsolatok D–DNY-i irányúak, a fauna igen közel áll az apuliai faunákhoz (Jugoszlávia, Olaszország).

1. Einleitung

Im Rahmen des IGCP-Projekts 262 „Tethyan Cretaceous Correlation" wurden auch die Muschel- und Schneckenfaunen der ungarischen Urgon-Vorkommen studiert, insbesondere jene der Zirc-Kalk-Formation des Bakony-Gebirges und der Környe-Kalk-Formation im Vorland des Vértes-Gebirges (L. Czabalay, 1984, 1989). Weiters wurden auch die Pachyodontenfaunen der Nagyharsány-Kalk-Formation des Villány-Gebirges sowie der Magyaregregy-Konglomerat-Formation des Mecsek-Gebirges bearbeitet (L. Czabalay, 1970, 1989), die insbesondere in vorliegender Arbeit zusammenfassend dargestellt und vergleichend diskutiert werden. Die bilaterale österreichisch-ungarische geologische Zusammenarbeit ermöglichte das Vergleichsstudium musealen Materials in den Sammlungen der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn (coll. S. Fussenegger & Arnold Heim) sowie eines von G. Császár insbesondere im Schrattenkalk Vorarlbergs neu aufgesammelten Materials. Die topographische Situation der studierten Lokalitäten mit Pachyodontenfaunen ist in Abb. 1 zu ersehen.

Die paläontologische Untersuchung der Pachyodontenfaunen der Profile Nagyharsány 1, des Steinbruchs von

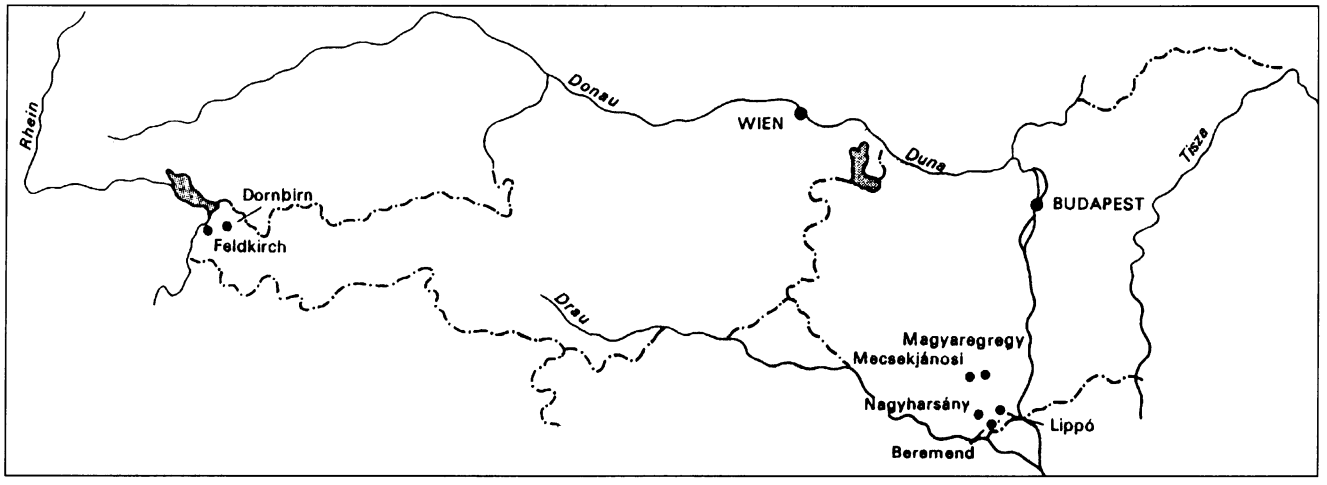


Abb. 1.
Lokalitäten der untersuchten Pachyodontenfaunen im Urgon Österreichs und Ungarns.

Beremend, ferner der Bohrung Lippó-1. ermöglichte die Beschreibung einer bisher unbekannten Fauna (L. CZABALAY, 1989). Durch eine Charakterisierung, eine ökologische Auswertung der Faunenassoziationen und durch die Bestimmung von Faunenzonen konnte die Fauna von Villány mit der anderer Gebiete korreliert und ihre Faunenprovinz-Zugehörigkeit geklärt werden.

Die von K. HOFMANN & E. VADÁSZ (1912) beschriebene Pachyodontenfauna aus der Magyaregregy-Konglomerat-Formation des Mecsek-Gebirges wurde von L. CZABALAY (1970) revidiert. Im Zusammenhang mit den damaligen Untersuchungen hat die stratigraphische Auswertung wahrscheinlich gemacht, daß die Faunenelemente nicht aus der gleichen Stufe stammen. Aus den Trachydolerit-Konglomeratschichten sammelte G. CSÁSZÁR horizontiert Molluskenmaterial, welches zur Klärung der stratigraphischen Fragen beitragen könnte. Bedauerlicherweise ist der Erhaltungszustand des neu aufgesammelten Materials sehr schlecht; es wurden hauptsächlich Bruchstücke gefunden, die nur teilweise artlich bestimmt werden konnten. Die in der Fauna häufigen *Megadiceras-Heterodiceras*-Arten schließen ein Alter jünger als Hauterive aus. *Toucasia carinata* (MATHERON) und *Toucasia lonsdalei* (D'ORBIGNY) deuten schon auf jüngeres Alter, nämlich Barreme–Apt hin. Vulkanische Vorgänge können Fossilumlagerung bewirkt haben.

Die Zielsetzung dieser Arbeit ist, durch Untersuchungen an Pachyodonten des ungarischen und österreichischen Urgons dessen Faunen-Assoziationen zu charakterisieren sowie ökologisch und biostratigraphisch auszuwerten und die Zugehörigkeit zu bestimmten Faunenzonen zu erfassen. Ferner soll versucht werden diese mit den Faunen anderer Gebiete zu

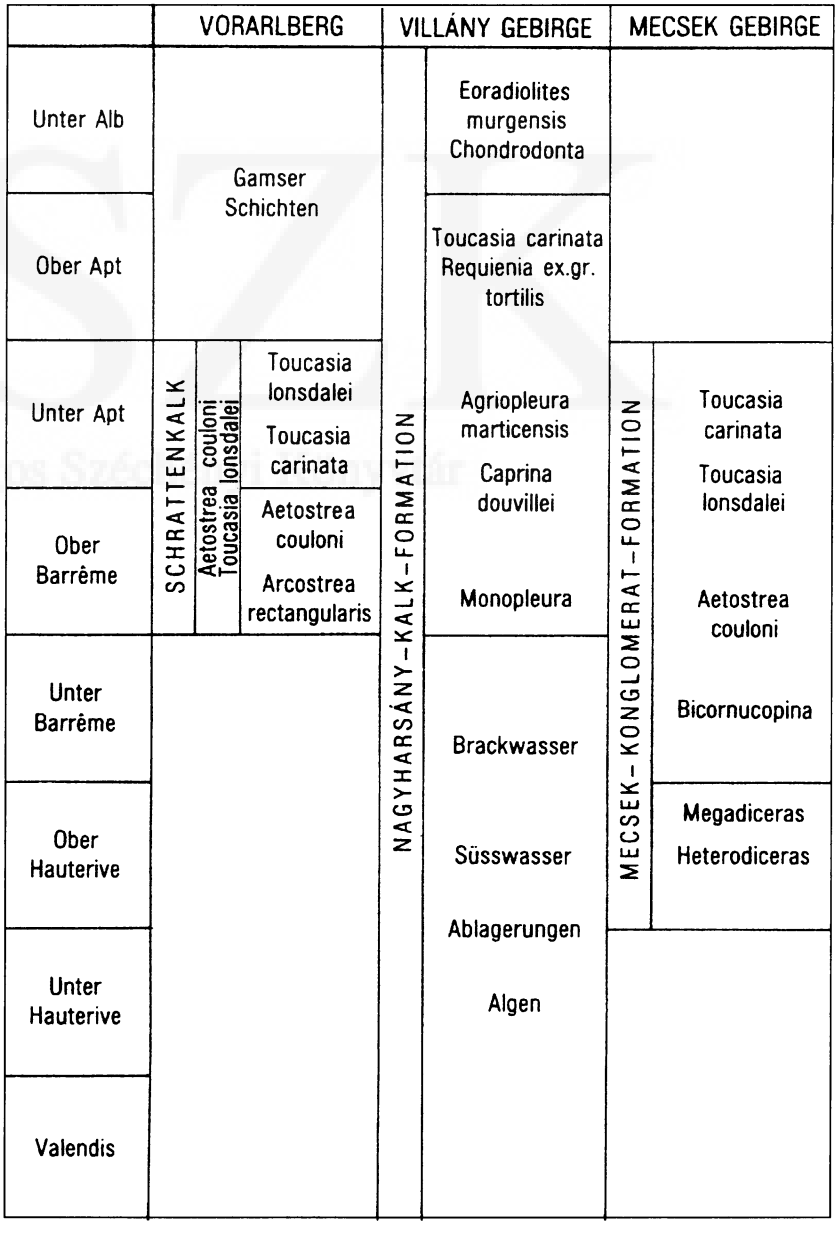


Abb. 2.
Korrelation der Faunenzonen des Urgons in Österreich und Ungarn.

korrelieren. Durch eine Analyse der faunistischen Beziehungen war auch die in der Faunenprovinz eingenommene Stellung besser abzuschätzen und es konnten auch die vielseitigen faunistischen Zusammenhänge und die Charakterzüge von mehreren Faunen-Subprovinzen geklärt werden.

Aufgrund der paläontologischen Untersuchung der Pachyodontenfauna der obigen drei Formationen und ihrer ökologischen und stratigraphischen Auswertungsergebnisse kam es zum Vergleich, zur zeitlichen Korrelation, ferner zur Klärung der Faunenprovinz-Stellung dieser Fauna (Abb. 2).

Die Originale bzw. Dünnschliffe zu den auf Tafel 1–5 abgebildeten Figuren werden soweit sie Material aus Südungarn betreffen in den Sammlungen der Ungarischen Geologischen Landesanstalt (MÁFI) in Budapest unter den in den Tafel-Erläuterungen angegebenen Inventarisierungsnummern aufbewahrt; das Material aus Vorarlberg befindet sich in den Sammlungen der Vorarlberger Naturschau (coll. S. FUSSENEGGER & Arnold HEIM) in Dornbirn.

2. Charakterisierung der Mollusken-Assoziationen und Faunenzonen

2.1. Schrattenkalk-Formation

In Vorarlberg wurden außer Molluskenfaunen der beiden Profile des Rhomberg Steinbruchs und anderer Proben aus dem Profil von Unterklien auch jene aus älteren Aufsammlungen aus dem Schrattenkalk von dort und anderswo von S. FUSSENEGGER und Arnold HEIM revidiert.

Aufgrund der Molluskenfauna in den beiden Profilen des Rhomberg-Steinbruchs wurden mehrere Faunen-Assoziationen bestimmt und in die von G. CSÁSZÁR (1985, S. 22) aufgenommenen Profile eingetragen.

Das Profil repräsentiert eine überkippte Schichtfolge; in der Arbeit von L. CZABALAY (1989, Text-Fig. 2) wurde es in normaler aufrechter Lagerung dargestellt.

Für den Schrattenkalk ist ein wechselnder Anteil an Hydrozoen - Korallen - Stromatoporen - Orbitolinen - Pachyodonten-Ostreen-Nerineen- und Echinoiden-Faunen-Assoziationen kennzeichnend. In den erwähnten sieben Faunen-Assoziationen dominieren zum Teil die Mollusken. Mergel-Zwischenlagen sind recht häufig, in denen die Echinoiden-, Brachiopoden- und Orbitolinen-Faunen in den Vordergrund treten. In den Kalken sind Pachyodonten-Stromatoporen-Hydrozoen-Korallen-Faunen häufig.

In der Sedimentfolge des Schrattenkalks alternieren Biostrome mit eher seltenen Biohermen. Die Intensität der Wasserbewegung wird periodisch stärker. Begleitend sind Algenanreicherungen sowie benthonische Mikrofaunen charakteristisch (I. BODROGI, 1989).

Für die Molluskenfauna sind im oberen Teil großwüchsige Toucasien-Requienien-Arten, stellenweise eine Vergesellschaftung von Agriopleuren-Arten mit großwüchsigen Schnecken (*Nerinea, Leviathania, Harpagodes*) kennzeichnend. Die Muschelarten sind fast ausnahmslos vom endobiotischen, zementierten Typ, während die großwüchsigen Schnecken in den littoralen Zonen des Schelfs meist unter den Pflanzen lebten.

Im unteren Abschnitt des Schrattenkalks sind Ostreen-Assoziationen charakteristisch; stellenweise bauen sie ganze Bänke auf (z.B. *Arctostrea, Aetostrea*). *Arctostrea rectangularis* (ROEMER) lebte endobiotisch periodisch auf dem Meeresboden oder auf der Schale eines anderen Individuums mit Hilfe von Byssus-Fäden angeheftet. Die Ostreen lebten in den littoralen Zonen auf sandigem, schlammigem Boden. Sie werden durch die Art *Aetostrea couloni* (D'ORBIGNY) abgelöst, eine ebenso endobiotische Art, die aber ihre riesige Schale permanent befestigt und zementiert hat. Hier ist bereits eine Verstärkung der Wasserbewegung bemerkbar.

Der Salzgehalt des Wassers war normal; die Wasser-Temperatur lag um 18–20°C. Die Wassertiefe dürfte etwa 10–15 m betragen haben. Es kann eher von gemäßigten Klimaverhältnissen als von subtropischen gesprochen werden. Dies wird auch von den Faunenelementen angezeigt, die großteils in der ganzen Tethys vorkommen, zu einem kleineren Teil aber gerade für dieses Gebiet charakteristisch sind.

Die Sedimente des Schrattenkalks gehören einer einzigen Faunenzone an, nämlich der *Aetostrea couloni-Toucasia lonsdalei*-Faunenzone. Innerhalb dieser Zone können zwei Subzonen unterschieden werden, eine untere *Aetostrea couloni-Arctostrea rectangularis*-Subzone und eine obere *Toucasia lonsdalei-Toucasia carinata*-Subzone.

2.2. Nagyharsány-Kalk-Formation

In der Schichtfolge dominieren die kleinwüchsigen *Requienia, Agriopleura, Caprina* und die großwüchsigen *Toucasia*-Arten. Es alternieren hier die für das back-reef kennzeichnenden und in kleinerem Masse die für das fore-reef charakteristischen Faunen-Assoziationen. Für das back-reef sind die Toucasien-Caprinen-Assoziationen mit kleinwüchsigen, außerordentlich dünnschaligen Requienien charakteristisch. Am Plateaurand lebten großwüchsige Toucasien-Agriopleuren-Assoziationen, die im oberen Abschnitt der Schichtfolge beobachtbar sind. Im mittleren Abschnitt kommt *Uchauxia forbesiana* (D'ORBIGNY) in großer Individuenzahl vor; dies weist auf einen stärkeren lagunären Einfluß hin, der in geringerem Ausmaß im größten Teil der Schichtfolge beobachtet werden kann.

In der Fauna dominieren die ubiquistischen Faunenelemente, die für die europäische Faunenprovinz kennzeichnend sind. *Requienia* ex gr. *tortilis* ist sehr häufig. Die stark entwickelten Exemplare dieser Art kommen im oberen Abschnitt der Schichtfolge vergleichsweise häufig vor. Im unteren Abschnitt treten auch einige *Monopleura*-Arten auf.

Im mittleren Abschnitt der Nagyharsány-Kalk-Formation wurden zwei Faunenzonen unterschieden, nämlich die *Agriopleura marticensis-Caprina douvillei*-Zone (Ober-Barreme–Unter-Apt) und die *Requienia* ex gr. *tortilis-Toucasia carinata*-Zone (Ober-Apt); siehe Abb. 2.

Im oberen Abschnitt der Schichtfolge des Steinbruchs bei Beremend erscheinen *Eoradiolites murgensis* TORRE und Chondrodonten-Arten; diese sind schon stratigraphisch jünger als in der Sedimentfolge des Steinbruchs Nagyharsany-1.

In der Bohrung Lippó-1 – die eine tektonisch stark abgesenkte Schichtfolge repräsentiert – findet man im unteren Abschnitt die jüngsten albischen Chondrodonten-Toucasien Assoziationen. Dies stellt eine inverse Schichtfolge dar, wobei die Faunen des Barreme im oberen Anteil liegen. Die inverse Schichtfolge wurde durch mikropaläontologische Untersuchungen bestätigt (I.BODROGI, 1989).

2.3. Magyaregregy-Konglomerat-Formation

Im Mecsek-Gebirge alternieren die Konglomeratschichten mit Trachydolerit-Tuffschichten. Die umgelagerten

Fossilien bauen die Konglomerat-Bänke auf. Diese Schichtfolge kann nur schwierig horizontiert aufgesammelt werden, weshalb eine Altersunterscheidung der Faunen nicht eindeutig durchgeführt werden kann.

In der relativ reichen Pachyodontenfauna kommen ausser *Diceras*-Arten (*Megadiceras, Heterodiceras*) auch Taxa von *Bicornucopina vor, die schon den Ichtyosarcolites*-Arten sehr nahe stehen. Daneben finden sich auch großwüchsige Arten, nämlich *Toucasia lonsdalei* (D'ORBIGNY) und *Toucasia carinata* (MATHERON) gemeinsam mit Korallen- und Nerineen Bruchstücken. Aus der Zusammensetzung der Faunen ergibt sich, daß hier Faunen verschiedenen Alters, teils gemeinsam, teils gesondert, vorkommen.

Es kann davon ausgegangen werden, daß als Folge vulkanischer Tätigkeit die atollartig angeordneten Bioherme/Biostrome zerstört wurden und so das Material mehrmals umgelagert wurde, um schließlich am Fuße eines Schelfabhanges in einem Bereich tieferen Wassers sedimentiert zu werden. Dies könnte erklären, daß vom Hauterive bis ins Apt reichende stratigraphische „Mischfaunen" auftreten. Weiters fand eine Mischung dieser Seichtwasser-Faunenelemente mit pelagischen Elementen, wie z.B. mit Ammoniten, statt (G. CSÁSZÁR, 1992).

3. Biostratigraphische Auswertung und Korrelation der Faunenzonen des Urgons

3.1. Schrattenkalk-Formation

Die Verbreitung einzelner Pachyodonten-Arten des Schrattenkalks ist auf den Zeitraum Oberes Barreme–Unteres Apt beschränkt, wie z.B. *Requienia ammonea* GOLDFUSS, *Agriopleura blumenbachi* (STUDER), *Toucasia lonsdalei* (D'ORBIGNY) aber auch andere Molluskenarten wie *Aetostrea couloni* (D'ORBIGNY) oder auch die Schnecken-Taxa *Harpagodes pelagi* (BRONGNIART), *Leviathania munieri* (CHOFFAT) belegen. *Agriopleura marticensis* (D'ORBIGNY) und *Toucasia carinata* MATHERON erscheinen im unteren Apt, doch treten sie auch im oberen Alb auf.

Die Fauna des Schrattenkalks wird der westeuropäischen Subprovinz zugerechnet. Faunenzonen und Subzonen lassen sich unverändert in die Helvetische Decke der Ostschweiz verfolgen (H. FUNK & U. BRIEGEL, 1979, S. 161; D. BOLLINGER, 1988). Im unteren Abschnitt des Schrattenkalks findet man hier ebenso die Ostreen-Subzone (*Arctostrea rectangularis-Aetostrea couloni*). Im oberen Drittel des unteren Abschnittes erscheinen die Requienien und Toucasien-Arten. Die Orbitolinen-führenden Schichten des oberen Schrattenkalks deuten auf eine warme Fluktuation hin. Auch in NE Richtung, ins Allgäu, setzt sich der Schrattenkalk mit sehr ähnlichen Faunen-Assoziationen wie im westlichen Teil Vorarlbergs (Rhomberg-Steinbruch) fort.

Auch in SW-Richtung, in der Umgebung von Genf, findet man gleichaltrige Pachyodonten-Nerineen-Orbitolinen-Faunen-Assoziationen (M. CONRAD, 1969). In Frankreich (Dauphinée-Becken) kann man ebenfalls ähnliche Faunen in den Urgon-Kalken des oberen Barreme/unteren Apt beobachten. Daran schließt das Randgebiet de Cévenole an (L. CZABALAY, 1989, Text-Fig. 10).

In der Provence (Toulon, Marseille) gibt es im oberen Barreme charakteristische Pachyodonten- und Nerineen-führende Urgon-Kalksteine, die von Orbitolinenmergeln des unteren-Apt (Bedoule) abgelöst werden. Bei La Fare (Mt. Ventoux) hat die gesamte Folge nur Bedoule-Alter (A. ARNAUD-VANNEAU et al., 1982, S. 9).

Eine weitere, zur westeuropäischen Subprovinz gehörende Urgon-Fauna mit Requienien- und Agriopleuren-Arten, die denen des unteren Schrattenkalks entsprechen, ist aus West-Sardinien (J.P. MASSE & J.P. ALLEMANN, 1982, S. 21) bekannt.

Im Karstgebiet des Friaul (Slowenien) enthalten die Urgon-Kalke eine reiche Requienien-Fauna (Ober-Barreme–Unter-Apt) mit für die Apulische Faunenprovinz kennenzeichenden *Caprotina*- und *Monopleura*-Arten (I. VELIC et al., 1979, S. 247). Damit ist diese Fauna vom Schrattenkalk in der Zusammensetzung stark verschieden, jedoch mit diesem altersgleich.

Die im Gebiet der Karpaten (Slowakei, Rumänien, Ukraine), der Hohen Tatra (Polen) und der Dinariden (Serbien, Bulgarien) vorkommenden Urgon-Sedimente mit Pachyodonten-Nerineen-Algen-Assoziationen gehören bereits zur Balkanischen Subprovinz.

3.2 Nagyharsány-Kalk-Formation

Im unteren Abschnitt der Nagyharsány-Kalk-Formation befindet sich ein Süßwasser-Brackwasser-Bereich (G. CSÁSZÁR, 1989). Die ersten Pachyodonten gehören zur Gattung *Monopleura* mit für die Barreme-Stufe kennzeichnenden Arten. Eine Untersuchung der chronostratigraphischen Verbreitung der im mittleren Abschnitt gefundenen Faunenelemente ergab, daß sie sich teilweise auf das Ober-Barreme-Unter-Apt, teils auch auf das Ober-Apt und sogar in das Alb erstrecken, worauf z.B. *Toucasia carinata* (MATHERON) hinweist. *Caprina douvillei* (PAQUIER) ist auf das Apt beschränkt. Eine nahe Verwandte der *Requienia* ex gr. *tortilis* wurde von B.T. JANIN (1979, S. 51, aus den ukrainischen Karpaten/Mármaros), aus dem Unterapt beschrieben. G. MINELLI (1983, S. 208) hat *Requienia tortilis* von der Umgebung des Monte D'Ocre, aus dem unteren Alb angegeben. Die Variabilität der Arten dieser Gruppe ist ausserordentlich hoch, was wohl auf ökologische Faktoren zurückzuführen ist.

Die faunistischen Beziehungen sind teils in den karpatischen Gebieten, teils aber auch in S–SW Richtung zu suchen. Die Faunenzonen können mit den Apt-Faunen der slowenischen Apt-Bildungen (PLENIČAR, 1907, S. 15) und des Monte D'Ocre in Nord-Italien korreliert werden. Im Villány-Gebirge kommen Caprinen- und Praecaprinen-Arten sporadisch vor, während sie in Slowenien gesteinbildend auftreten können. Individuen einer kleinwüchsigen *Requienia*-Art treten hingegen massenhaft auf. Diese Requienien-Arten (*Requienia scalaris* MATHERON, *Requienia tortilis* MAINELLI) können als charakterische Taxa der Apt-Alb Bildungen des NE-karpatischen und norditalienischen Urgons angesehen werden.

In der Fauna von Villány fehlen die *Matheronia*-Arten. Die Fauna der Nagyharsány-Kalk-Formation gehört zur Balkanischen Subprovinz der Europäischen Faunenprovinz, mit relativ zahlreichen Anklängen an die Apulische Faunenprovinz. Das Alter der Pachyodonten-Fauna ist Barreme-Unteralb.

3.3. Magyaregregy-Konglomerat-Formation

Die *Megadiceras-Heterodiceras*-Assoziation ist ins obere Hauterive zu stellen. Die Toucasien- und *Bicornucopina*-Faunen-Assoziationen können dem Barreme zugeordnet werden.

Die faunistischen Beziehungen sind wahrscheinlich in S–SW-Richtung, d.h. in „Jugoslawien" und Italien zu suchen; die Fauna kann mit jener der Apulischen Faunenprovinz und der Balkanischen Subprovinz verglichen werden.

4. Schlußfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit werden die Muschel- und Schneckenfaunen folgender Urgon-Entwicklungen untersucht: Schrattenkalk-Formation Vorarlbergs (Ober-Barreme–Unter-Apt), Nagyharsány-Kalk-Formation des Villány-Gebirges (Valangin-Alb) sowie der Magyaregregy-Konglomerat-Formation des Mecsek-Gebirges in Südungarn (Hauterive–Unter-Apt).

Basierend auf den Pachyodonten-Ostreen-Chondrodonten-Nerineen-Faunenverteilungen wurden folgende Faunenzonen unterschieden, die mit den Faunen des Urgons der westeuropäischen Faunen-Subprovinzen verglichen werden:

Die *Toucasia lonsdalei-Aetostrea couloni*-Faunenzone des Oberen Barreme–Unteren Apt der Schrattenkalk bzw. Mittagspitz-Formation wurde in zwei Subzonen gegliedert, nämlich jene die durch *Aetostrea couloni* und *Arcostrea rectangularis* charakterisiert wird sowie jene der *Toucasia lonsdalei* und *Toucasia carinata*. Diese Faunenzone kann mit den synchronen Faunen der Westeuropäischen Faunen-Subprovinz der Helvetischen Decke in der Ostschweiz, des Allgäu, der Umgebung von Genf, SE-Frankreichs (Orgon, Vercors), Südfrankreichs (Provence: Marseille, Toulon) und Nordspaniens (Basco-Cantabrisches Gebirge) verglichen werden.

In den Karpaten (Slowakei, Ukraine, Rumänien), der Hohen Tatra (Polen) und am Balkan (Ost-Serbien, Bulgarien) kommt auch eine Urgonentwicklung mit Pachyodonten-Algen-Orbitolinen-Hydrozoen und Korallen vor, die aber der Balkanischen Faunen-Subprovinz zuzurechnen ist.

In der Nagyharsány-Kalk-Formation treten die Pachyodonten erstmals im Barreme auf. Im liegenden Süß/Brackwasser-Anteil konnte das Alter mit Hilfe von Algen-Assoziationen festgelegt werden. Im mittleren Abschnitt der Nagyharsány-Kalkstein-Formation wurden zwei Faunenzonen unterschieden, nämlich jene mit *Agriopleura marticensis* und *Caprina douvillei* (Oberes Barreme–Unteres Apt) sowie jene mit *Requienia* ex gr. *tortilis* und *Toucasia carinata* (Ober-Apt). Den hangenden Anteil der Nagyharsány-Kalkstein-Formation repräsentiert die Faunenzone mit *Eoradiolites murgensis* und *Chondrodonta munsoni* (Alb).

Faunistische Anknüpfungspunkte sind in den Karpaten sowie im Süden bis Südwesten zu suchen. Innerhalb der Europäischen Faunenprovinz gehört die Fauna der Nagyharsány-Kalk-Formation zur Balkanischen Faunen-Subprovinz; enge faunistische Beziehungen sind mit der Apulischen Faunenprovinz gegeben. Altersmäßig ist eine gute Korrelation mit den karpatischen Faunen, die Ober-Barreme–Unter-Apt-Alter zeigen und den apulischen Ober-Apt–Alb-Faunen möglich.

Die relativ artenreiche Pachyodontenfaunen-Assoziation der Magyaregregy-Konglomerat-Formation verdankt nach G. Császár (1992) ihre Entstehung der Denudation atollartiger Bioherme/Biostrome sowie Umlagerung in tiefere Wasserbereiche und bedingt dadurch eine Mischung von Faunen sowohl verschiedenen Alters als auch verschiedener Lebensräume. Die Atolle umgaben vulkanische Strukturen. Die *Megadiceras-Heterodiceras*-Faunenzone zeigt Ober-Hauterive-Alter an, während die Faunen-Assoziation mit *Toucasia lonsdalei* und *Toucasia carinata* das Apt repräsentiert. Faunistische Beziehungen bestehen in S–SW-Richtung, wobei enge Verbindungen mit der Apulischen Faunenprovinz in „Jugoslawien" und Italien augenfällig sind.

Dank

Die Geländearbeiten in Vorarlberg sowie die musealen Studien in der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn wurden im Rahmen der protokollarischen Zusammenarbeit zwischen der GBA in Wien und dem MÁFI in Budapest ermöglicht.

Herrn Dir. i.R. Dr. Walter Krieg wird für die Möglichkeit gedankt, in der Vorarlberger Naturschau, Dornbirn das Muschel- und Schneckenmaterial aus dem Urgon Vorarlbergs studieren zu dürfen.

Tafel 1

Nagyharsány-Kalk-Formation, Südungarn

Fig. 1: ***Chondrodonta* sp.**
Beremend-Steinbruch, unterer Abschnitt; 2× vergr.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.293.

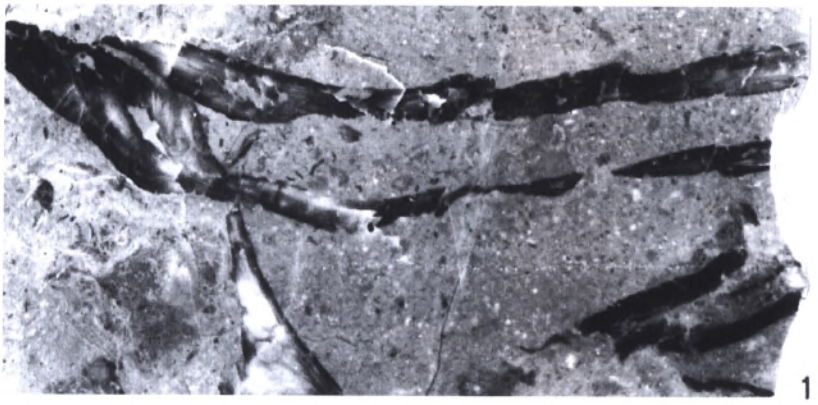
Fig. 2: ***Caprina douvillei* Paquier.**
Beremend-Steinbruch, unterer Abschnitt; 2.5× vergr.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.292.

Fig. 3: ***Caprina douvillei* Paquier.**
Nagyharsány Profil-1, Schicht-No. 23; 2.5× vergr.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.294.

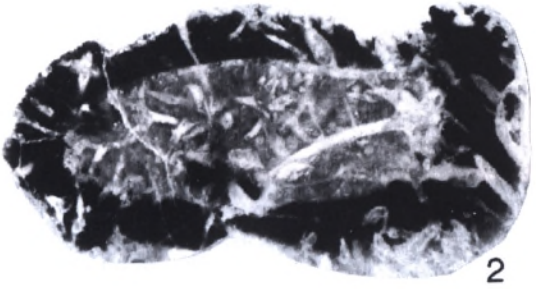
Fig. 4,6: ***Toucasia carinata* Matheron.**
Nagyharsány Profil-1, Schicht-No. 65; nat. Größe.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.296.

Fig. 5. ***Praecaprina* sp.**
Beremend-Steinbruch, unterer Abschnitt; 2.5× vergr.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.295

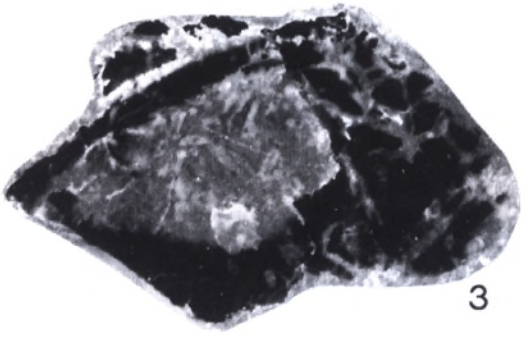
Fig. 7: ***Toucasia carinata* Matheron.**
Nagyharsány Profil, Schicht-No. 69.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.297.



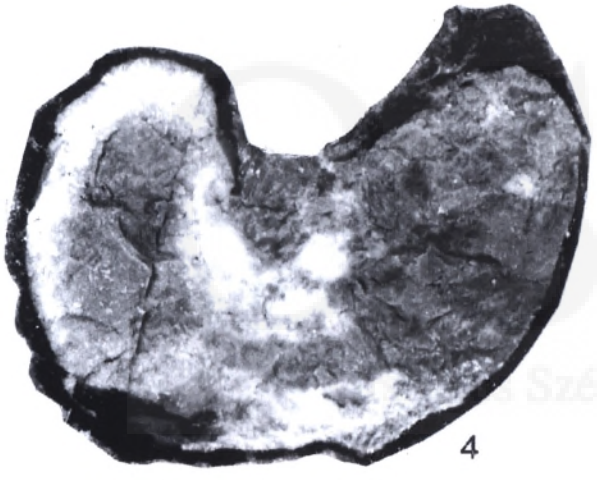
1



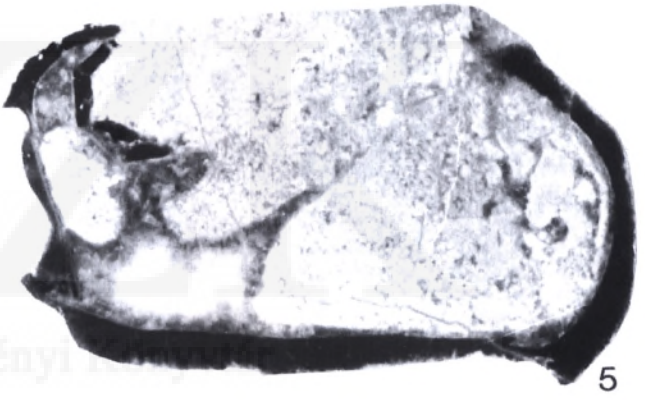
2



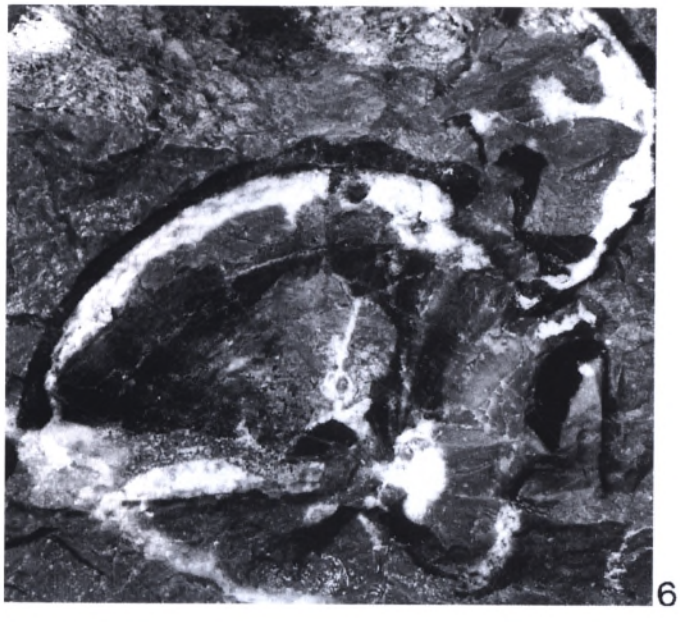
3



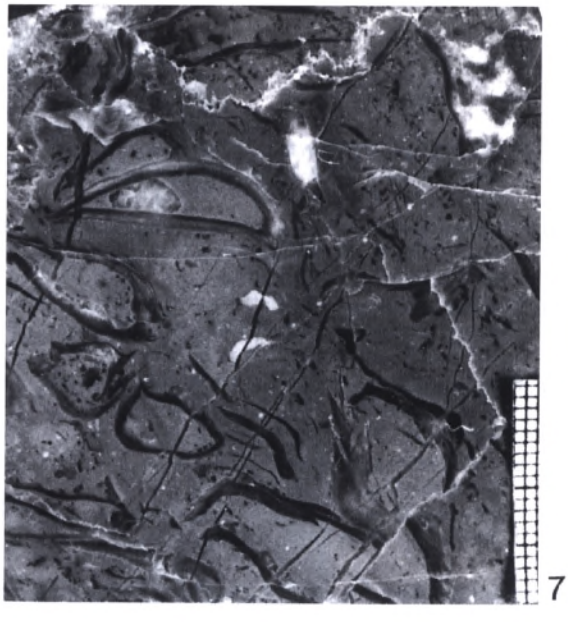
4



5



6



7

Tafel 2

Nagyharsány-Kalk-Formation, Südungarn

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

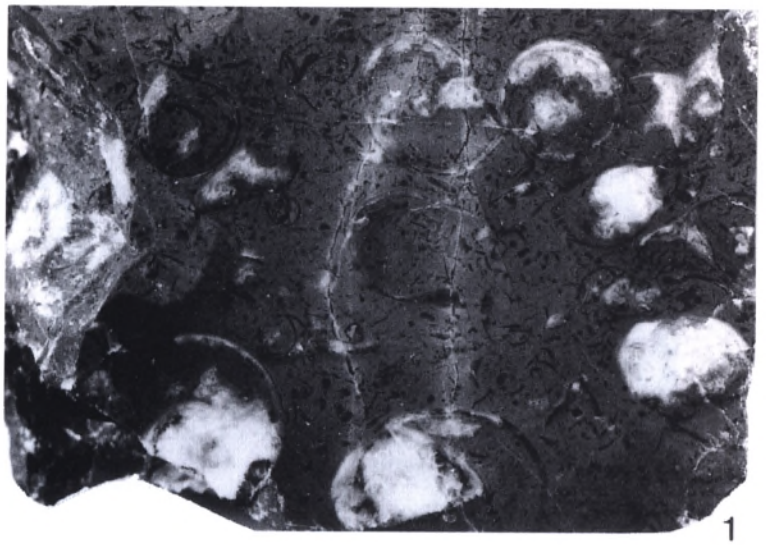
Fig. 1: ***Plesioptyxis prefleuriaui*** (D'ORB.).
Nagyharsány Profil-1, Schicht-No. 38; nat. Größe.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.298.

Fig. 2: ***Agriopleura marticensis*** **(D'ORB.) und** ***Toucasia carinata*** **MATHERON.**
Nagyharsány Profil-1, Schicht-No. 39; nat. Größe.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.299.

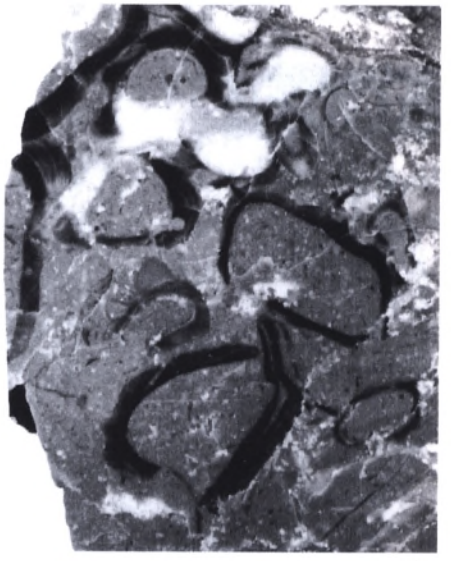
Fig. 3: ***Requienia*** **ex gr.** ***tortilis.***
Nagyharsány Profil-1, Schicht-No. 65/1; nat. Größe.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.300.

Fig. 4: ***Agriopleura marticensis*** **(D'ORB.) und** ***Agriopleura darderi*** ***ASTRE.***
Nagyharsány Profil-1; nat. Größe.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.301.

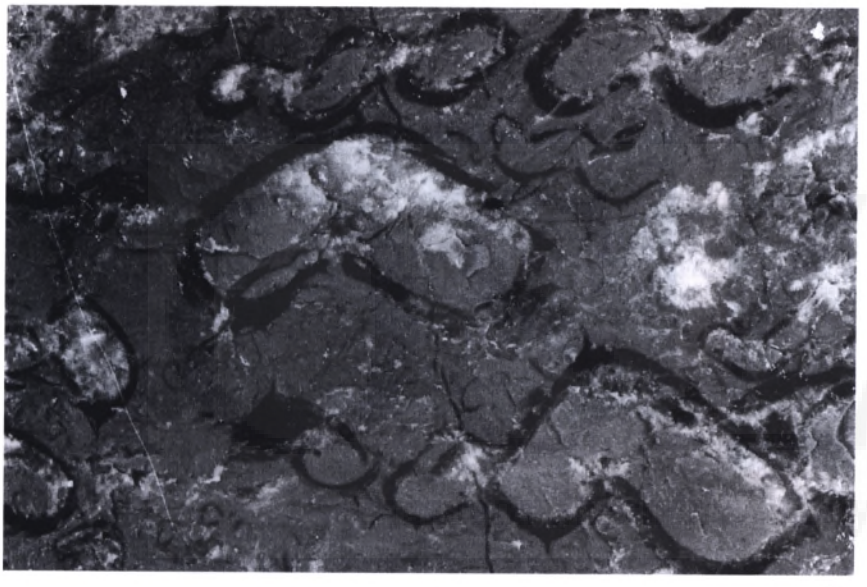
Fig. 5: ***Requienia*** **ex gr.** ***tortilis.***
Monopleura **sp.**
Beremend-Steinbruch, unterer Abschnitt.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.302.



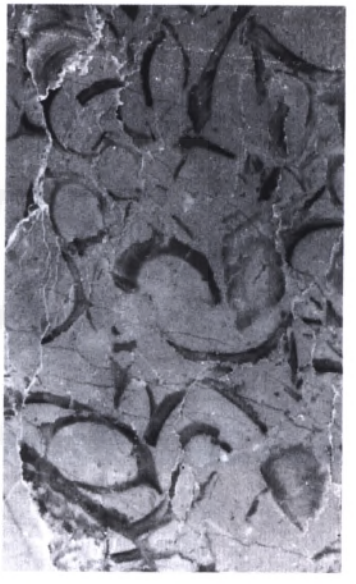
1



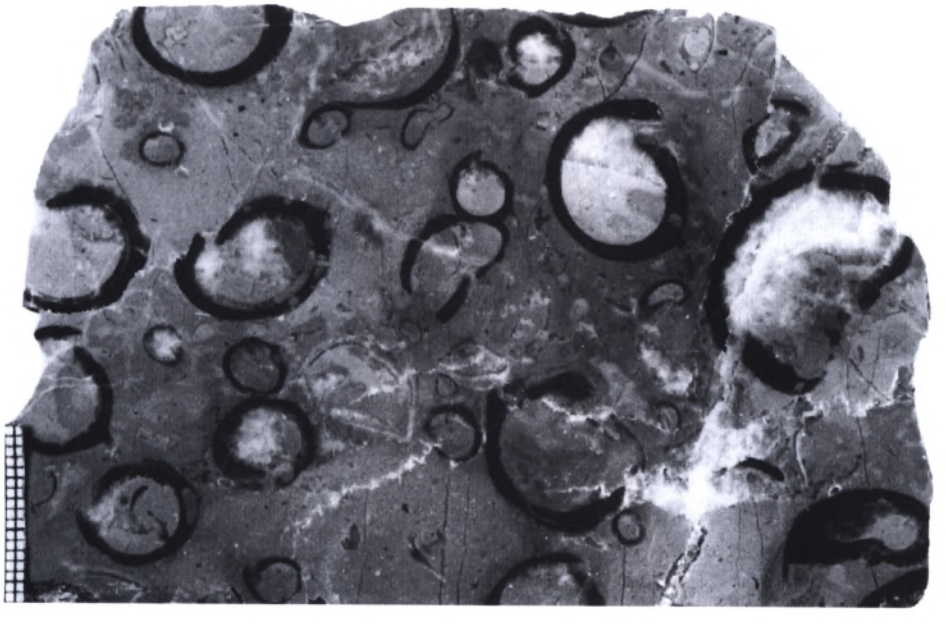
2



3



4



5

Tafel 3

Nagyharsány-Kalk-Formation, Südungarn.
Bohrung Lippó 1; 1921, 7–1922 m.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Plesioptyxis*** sp., ***Eoradiolites murgensis*** **TORRE und** ***Toucasia carinata*** **MATHERON.**
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.303.

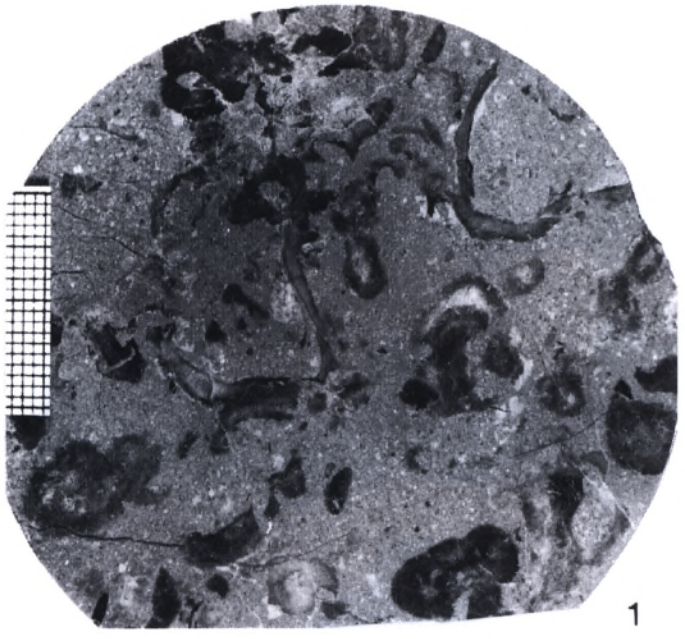
Fig. 2: ***Plesioptyxis fleuiaui*** **(D'ORB.) und** ***Toucasia carinata*** **MATHERON.**
2× vergr.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.304.

Fig. 3: ***Plesioptyxis*** **sp.**
2× vergr.
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.305.

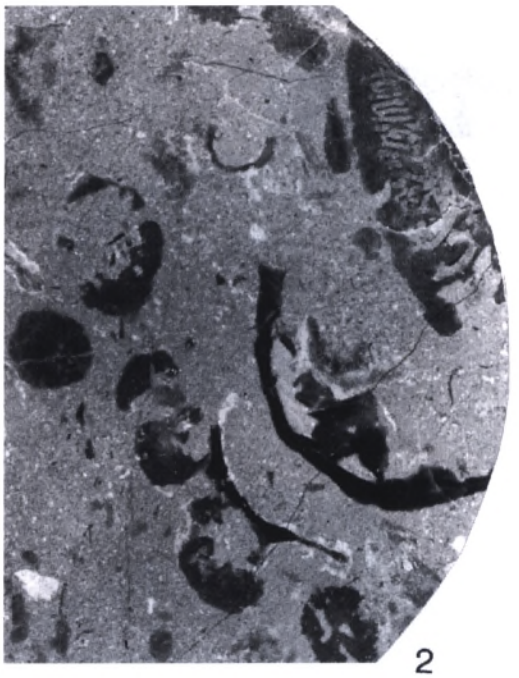
Fig. 4: ***Favia*** **sp.**
2× vergr.
MÁFI, Inv.-Nr. K.306.

Fig. 5: ***Favia*** **sp. und** ***Astrocoenia*** **sp.**
MÁFI, Inv.Nr. K 14.307.

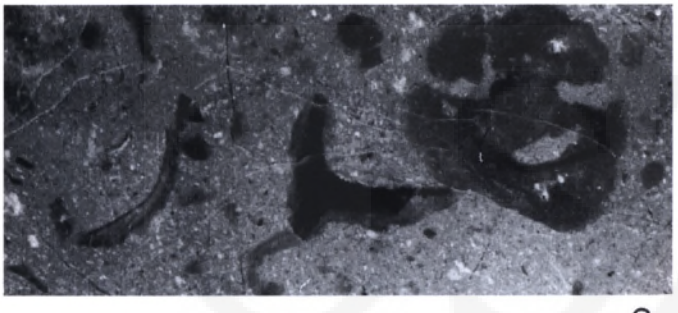
Fig. 6: ***Astrocoenia*** **sp.,** ***Plesioptyxis*** **sp. und** ***Toucasia carinata*** **MATHERON.**
MÁFI, Inv.-Nr. K 14.308.



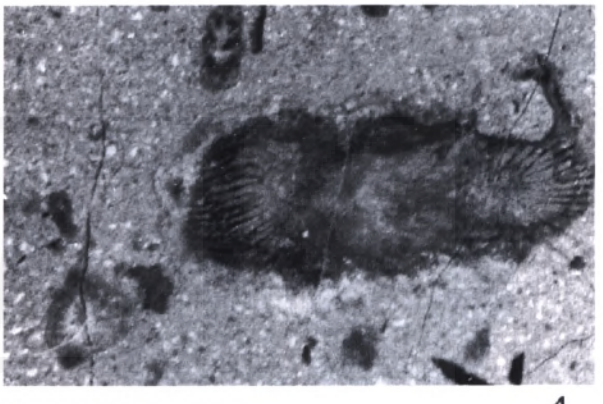
1



2

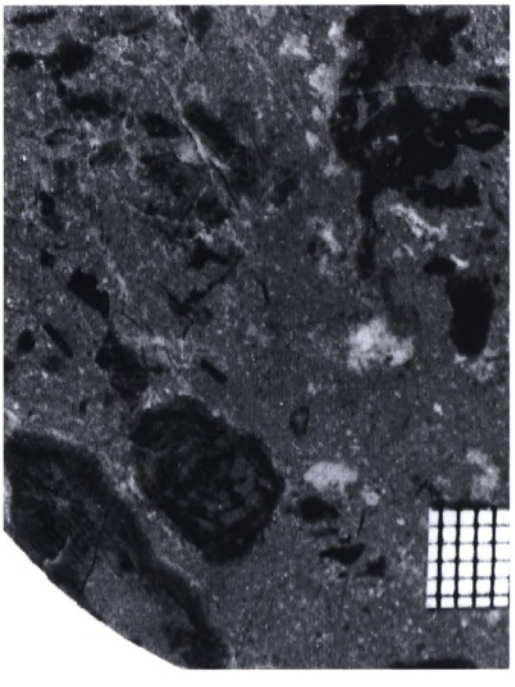


3

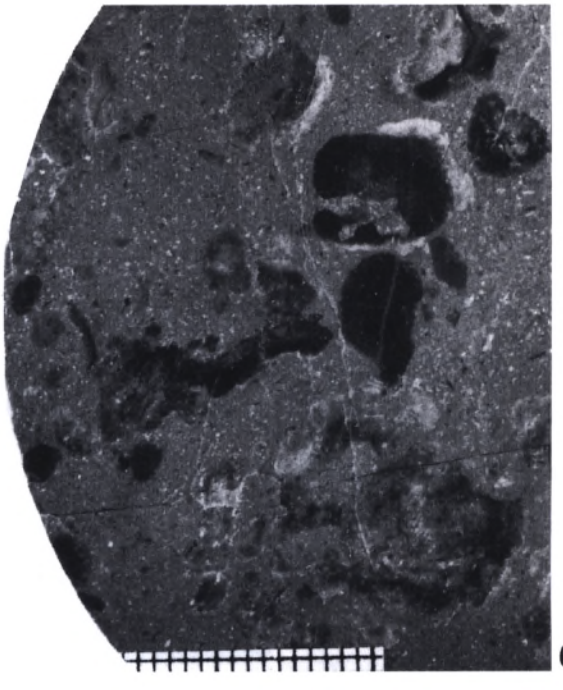


4

Országos Széchényi Könyvtár



5



6

Tafel 4

Schrattenkalk, Klien (Vorarlberg)

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Arcostrea rectangularis*** **(ROEMER).**
Nat. Größe.

Fig. 2: ***Requienia ammonia scalaris*** **MATHERON.**
Nat. Größe.

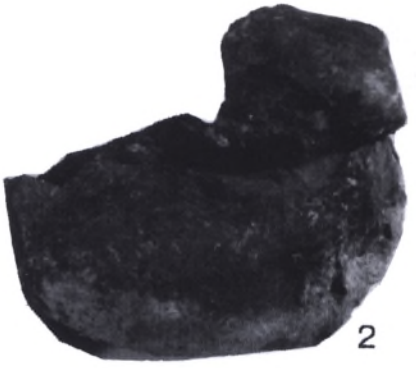
Fig. 3: ***Requienia ammonia scalaris*** **MATHERON.**
Juvenile Formen; 2x vergr.

Fig. 4: ***Leviathania munieri*** (CHOFFAT).
Nat. Größe.

Fig. 5: ***Harpagodes pelagi*** (BRONGNIART).
Nat. Größe.

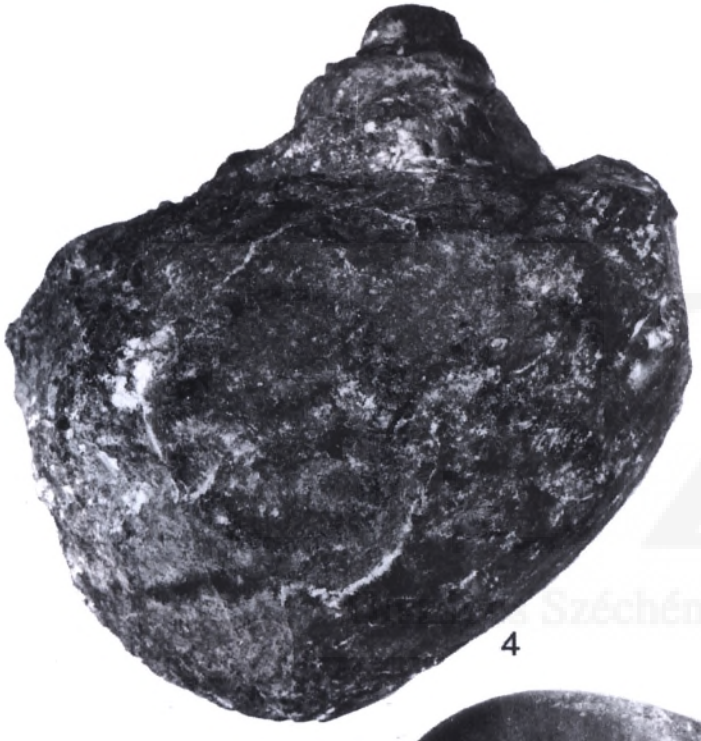
Fig. 6: ***Toucasia lonsdalei*** **(D'ORB.).**
Nat. Größe.

1



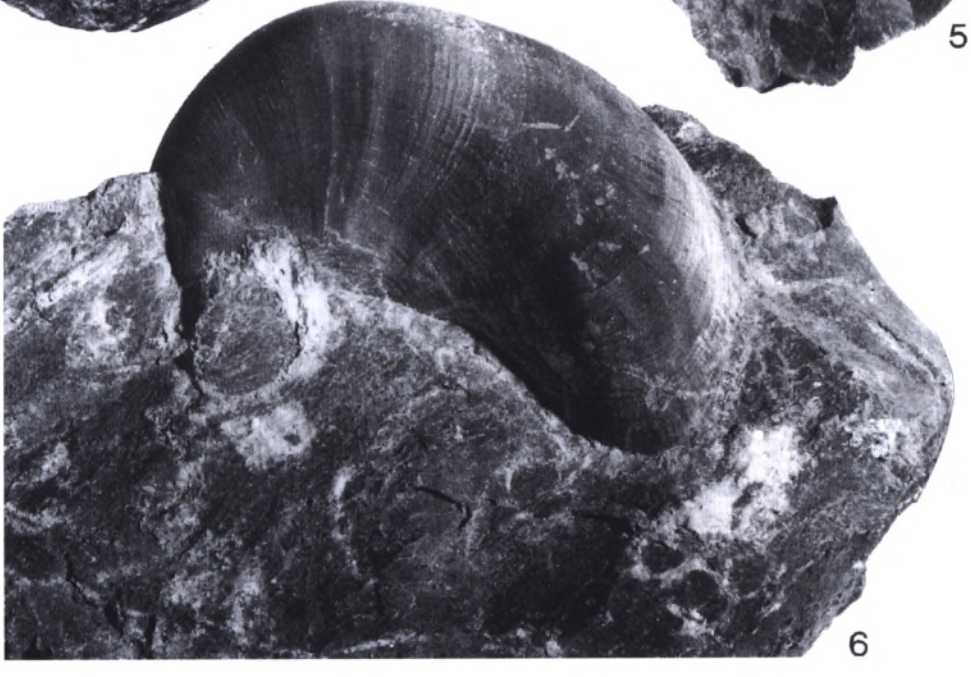
2

3



4

5



6

Tafel 5

Schrattenkalk, Vorarlberg

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Ampullina coquandiana* (D'ORB).**
Schrattenkalk, Klien.
Nat. Größe.

Fig. 2: ***Chlamys rhodani*** (P. & C.).
Schrattenkalk, Schwarzenberg bei Hohenems.
Nat. Größe.

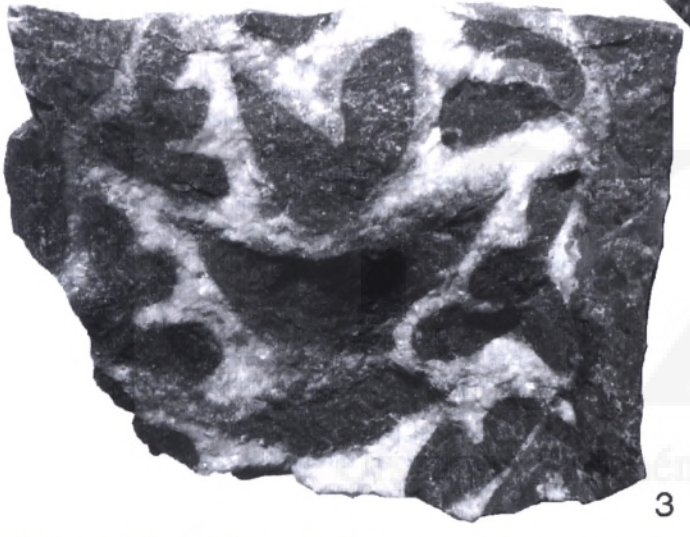
Fig. 3: ***Adiozptyxis coquandiana* (D'ORB).**
Schrattenkalk, Klien.
Nat. Größe.

Fig. 4,5: ***Agriopleura blumenbachi* (STUDER).**
Berglein bei Hof.
Nat. Größe.

Fig. 6: ***Aetostrea couloni* (D'ORB).**
Schrattenkalk, Unterklien (Photo: G. CSÁSZÁR).

1

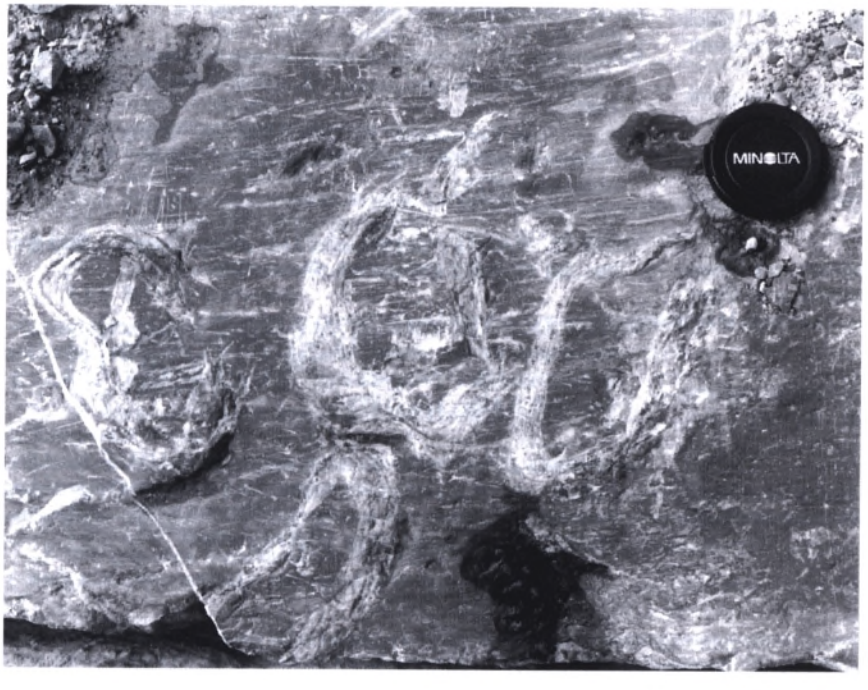
2



3

4

5



6

Literatur

ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., COTILLON, P., FERRY, S. & MASSE, J.P.: Plates-formes carbonatées Périvocontiennes au Crétacé inférieur/France Sud-Est. – Cretaceous Research, **3**, 3–18, 9 Abb., Amsterdam 1982.

ASTRE, G.: Les faunes de Pachyodontes de la Province Catalane entre Ségre et Fraser. – 1–54, 8 Taf., Paris (ed. Baduyau et cie) 1932.

ATANASOVA-DELSCHEVA, M.: Note sur le complexe Urgonien en Bulgarie. – Spisanie na Bjulg. geol. Druschestvo, **23**, 86–91, Sofia 1961.

BODROGI, I.: Foraminiferen, Kalkalgen und die Biostratigraphie des Schrattenkalks von Vorarlberg (Österreich). – In: WIEDMANN, J. (Hrsg.): Cretaceous of the Western Tethys. – Proc. 3rd Internat. Cretaceous Symposium Tübingen 1987, 403–429, Stuttgart 1989.

BORDEA, S. & ISTOCESCU, D.: Contributii is studiul stratigrafial cretacului (Neocomian, Turonian) din partes vestica a muntilor Padurea Craiuli. – Dari de Seoma Sedintelor, **55**, 49–58, Bucarest 1970.

BOLLINGER, D.: Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfes während des Barremian und Früh-Aptian (Drusberg-, Mittagspitz-, Schrattenkalk-Formation). – Diss. Univ. Zürich 1988.

CONRAD, M.: Les calcaires Urgoniens dans la région entourant Genéve,- Eclogae geol. Helv., **62**, 1–79, 25 Abb, 7 Taf, 1 Tab., Genéve 1969.

CZABALAY, L.: Mecseki Kréta Pachyodonták. – M. All. Földt. Int. Evi Jel. 1968 évröl, 185–211, 5 Abb., 4 Taf., 1 Tab., Budapest 1970.

CZABALAY, L.: Die paläoökologische, biostratigraphische und paläogeographische Auswertung der Mollusken-Fauna der Zirc-Kalk-Formation. – Schriftenr. erdwiss. Komiss. Akad. Wiss. Wien, **7**, 119–147, 5 Abb., 5 Taf., Wien 1984.

CZABALAY, L.: Korrelation der Pachyodonten-Faunenzonen des Urgons der westlichen Tethys. – In: WIEDMANN, J. (Hrsg): Cretaceous of the Western Tethys. – Proc. 3 rd. International Cretaceous Symposium Tübingen 1987, 431–451, 11 Text-Figs., Stuttgart 1989.

CSÁSZÁR, G.: Jelentés két vorarlbergi Schrattenkalk szelvény terepi-és anyagvizsgálatáról. – Unveröff. Ber., 1–50, 10 Abb., 4 Taf., Arch. Ung. Geol. Landesanst., Budapest 1985.

CSÁSZÁR, G.: Dunántuli-Középhegység középsö kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképzödéssel. – Geol. Hung. ser. Geol., **23**, 1–207, 60 Abb., 43 Taf., Budapest 1986.

CSÁSZÁR, G.: Transgressive Urgonian sequence with black "pebbles" from the Villány Mountains, Hungary. – Acta Geol. Hung., **32**, 3–29, Budapest 1989.

CSÁSZÁR, G.: Lower Cretaceous Urgonian facies in the Tisza unit, Hungary. – Acta Geol. Hung., **35**, 263–285, Budapest 1992.

FUNK, H. & BRIEGEL, U.: Le facies urgonien des Nappes Helvétiques en Suisse orientale. – Géobios, Mém. spéc., **3**, 159–168, 6 Abb., Lyon 1979.

GARCÍA HERNANDEZ, M.: Les facies urgoniens pendant la sédimentation barremo-albienne dans la Sierras de Cazorla et du Segura (Zone-Prébétique, SE de l'Espagne). – Géobios, Mém. spéc., **3**, 57–69, 5 Abb., 2 Taf., Lyon 1979.

HOFMANN, K. & VADÁSZ, E.: A Mecsek hegység középsö-neokom rétegeinek kagylói. – M. All. Földt. Int. Evk., **20**, 191–226, 2 Taf., 5 Text-Figs., Budapest 1912.

ISTOCESCU, D.: Stratigrafia si fauna depozitelor cretacice din zone virciorog-copacei (Munti-Apuseni). – Dari seama ale sedintelor, **54**, 161–164, Bucarest 1966/67.

JANIN, B.T. & TSCHERNOV, V.T.: Rudisti Requienia i Matheronia iz urgonskin otloshenij Ukrenskin Karpat. – Paleont. Sbor., **16**, 49–55, 2 Taf., Lvov, 1979.

JANKICEVIC, J.: Baremski i Aptski kat iz srednim gelovima Karpato-Balkanid istoschne Srbija sa posebnim osvropotom na urgonske razvite. – Geol. An. Balk. Polust., **42**, 103–194, 31 Abb., Beograd 1978.

LEFELD, J.: Stratigrafia i paleogeografia dolnej kredy wiechowej Tatr. – Stud. Geol. Pol., **24**, 1–115, 12 Abb., 18 Taf., 1 Tab., Warsowie 1968.

LEFELD, J., SAPUNOV, I., TCHOUMOTCHENKO, P., BAKALOVA, D. & DODEKOVA, L.: Upper-Jurassic–Lowermost-Cretaceous sequences in the Carpathians (Poland) and in the Balkanids (Bulgaria). A comparison. – Geol. Balk., **16**/6, 87–97, 4 Abb., Sofia 1986.

LUPERTO SINNI, E. & MASSE, J.P.: Données nouvelles sur la stratigraphie des calcaires de plate-forme du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale). – Riv. Ital. Palaeont. Strat., **92**/1, 33–66, 8 Taf., Roma 1986.

MINELLI, M.: Nuove Rudiste del Cretacico inferiore medio di monte La Costa (S. Polo Matese, Campobasso). – Boll. Soc. Palaeont. Ital., **22**/3, 189–208, 5 Taf., 5 Abb., Modena 1983.

MASSE, J.P.: Paléobiographie des Rudistes du domaine périméditerranéenne a l'Aptien inférieur. – Bull. Soc. géol. France, **8/1**, H. 5, 715–721, Paris 1985.

MASSE, J.P. & ALLEMANN, J.: Relations entre les séries carbonatés de plate-forme provencale et sarde au Crétacé inférieur. – Cretaceous Research, **3**, 19–33,4 Abb., Amsterdam 1982.

PAQUIER, V.: Sur l'âge et la faune des calcaires a Rudistes de la Dobrogea. – Bull. Soc. géol. France, **4**/1, 473–474, Paris 1901.

PARONA, C.F.: Saggio per uno studio sulle Caprinidi dei calcari Scogliera. – Mém. R. Accad. Lincei, **7**, 1–30, Roma 1908.

PEYBERNES, B.: L'Urgonien de Hongrie. – Géobios, Mém. spéc., **3**, 231–243, 4 Abb., 2 Taf., Lyon 1979.

PEYBERNES, B.: Evolution spatio-temporelle des plate-formes carbonatées et des bassins terrigenes dans le Crétacé inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles. – Cretaceous Research, **3**, 57–68, 5 Abb., Amsterdam 1982.

PSELLINCEV, V.F.: Rudisti mezozoja gornovo Krima. – Ak. Nauk SSSR Geologicseszkij Muzej im A. P. Karpinszkovo, 1–178 S., 43 Taf., Moskau 1959.

RAT, P.: Les pays basco-cantabrique (Espagne). – Publ. Univ. Dijon, **18**, 1–525, 8 Taf., 2 Karten, Dijon 1959.

RENGARTEN, V.P.: Rudisztovie fauni melovih otlozseniji Zakavkaza. – Trudi Insztituta geol. nauk., **18**, ser 5, 1–92, 16 Taf., Moskau 1950.

REY, J.: Les formations bioconstruites du Crétacé inférieur d'Estremadura (Portugal). – Géobios Mém. spéc., **3**, 89–99, 4 Abb., Lyon 1979.

TORRE, D.: Rudiste presenoniana delle Murge Baresi. – Paleont. Ital., **59**, 63–83, 1 Abb., 2 Taf., Roma 1965.

VELIC, I., TISLJAR, J., SOKAC, B.: Stratigraphy and depositional environments of the Lower Cretaceous in the Karst Region of the outer Dinarides (Yugoslavia). – Géobios Mém. spéc., **3**, 245–252, 3 Abb., Lyon 1979.

WIEDMANN, J., REITHNER, J. & SCHWENTKE, W.: Plattentektonik, Fazies- und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär. – Zitteliana, **10**, 207–244, 18 Abb., 1 Tab., München 1983.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 225–283	Wien, November 1994	2. rész	pp. 225–283	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Vergleichende Untersuchung der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen der Urgon-Entwicklung des Schrattenkalks in Vorarlberg (Österreich) und der Nagyharsány Kalkstein Formation des Villány-Gebirges (Ungarn)

Von ILONA BODROGI, JÓZSEF BÓNA & HARALD LOBITZER*)

Mit 12 Abbildungen, 2 Tabellen und 17 Tafeln

Österreich
Ungarn
Vorarlberg
Villány-Gebirge
Urgon
Helvetikum
Schrattenkalk
Nagyharsány-Kalkstein
Bisse-Mergel
Harsányhegy-Bauxit
Szársomlyó-Kalkstein
Foraminiferen
Kalkalgen
Palynomorphen

IUGS UNESCO 262

"Tethyan Cretaceous Correlation"

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 111

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Inhalt

Zusammenfassung ... 226
Összefoglalás ... 226
Abstract ... 226
1. Einleitung ... 227
2. Nagyharsány-Kalk-Formation ... 227
2.1. Erforschungsgeschichte ... 227
2.2. Der geologische Rahmen ... 228
2.3. Litho- und biostratigraphischer Rahmen ... 229
2.3.1. Das Liegende der Nagyharsány-Kalk-Formation ... 229
2.3.2. Bauxit des Harsány-hegy ... 229
2.3.3. Das Hangende der Nagyharsány-Kalk-Formation ... 229
2.3.4. Rote Spaltenfüllungen am Tenkes-hegy ... 230
2.4. Die bearbeiteten Profile ... 231
2.4.1. Stratotyp-Profil des Steinbruchs Nagyharsány ... 231
2.4.2. Bohrung Nagyharsány 1 ... 236
2.4.2.1. Palynomorphen aus dem Bisse-Mergel der Bohrung Nagyharsány 1 (J. BÓNA) ... 236
2.4.3. Bauxiterkundungsprofile I,N,R,Z, ... 243
2.4.4. Bohrung Nagykozár NK 2 ... 244
2.4.5. Profil Nagyharsány H ... 244
2.5. Korrelation der Profile der Nagyharsány-Kalk-Formation ... 238
3. Schrattenkalk-Formation ... 238
3.1. Das Profil des Rhomberg-Steinbruchs bei Unterklien, Probenserie 1 ... 240
3.2. Rhomberg-Steinbruch, Probenserie 2 ... 243
3.2.1. Drusbergschichten ... 243
3.2.2. Schrattenkalk-Formation ... 243
3.3. Stratigraphie der Schrattenkalk-Profile von Unterklien ... 245
4. Korrelation der Schrattenkalk- und Nagyharsány-Kalk-Profile ... 245

*) Anschriften der Verfasser: Dr. ILONA BODROGI, Ungarisches Geologisches Institut, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Ungarn; Dr. JÓZSEF BÓNA, Gorkij u. 37, H-7300 Komló, Ungarn; Dr. HARALD LOBITZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich.

5. Vergleich der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen des Schrattenkalks mit dem Nagyharsány-Kalk 245
5.1. Foraminiferen-Assoziationen 245
5.2. Foraminiferen- und Kalkalgen-Provinzen 247
6. Schlußfolgerungen 247
Dank 248
Tafeln 1–17 248
Literatur 282

Zusammenfassung

Der erste Teil der Arbeit behandelt die Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen des unteren und mittleren Abschnitts des Harsányhegy Stratotyp-Profils der Nagyharsány-Kalk-Formation. Der bis jetzt studierte Anteil des Nagyharsány-Kalks umfaßt stratigraphisch einen Zeitabschnitt von der Berrias/Valendis-Grenze bis ins Oberapt (Gargas). Er überlagert mit einer Schichtlücke den Szársomlyó-Kalk des Untertithons bis Unterberrias, der im Hangenden ein markantes Paläokarst-Relief entwickelte, das seinerseits von Harsányhegy-Bauxit ausgefüllt wird. Der Nagyharsány-Kalk wird in der Bohrung Nagyharsány 1 von einer tektonisch ausgewalzten Schuppe aus Bisse-Mergel des Oberalb überlagert.

Der bislang untersuchte Abschnitt des Stratotyp-Profils des Nagyharsány-Kalks kann in fünf litho- und biostratigraphische Einheiten unterteilt werden, die zyklisch gebankte stellenweise feingeschichtete limnische, brackische und marine Karbonate umfassen. Es können Characeenkalke, intertidale Birdseyekalke (Loferite), Tempestite und vollmarine Kalke mit charakteristischen Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen unterschieden werden.

Im zweiten Teil der Arbeit wird aufgrund eines Vergleichs der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen versucht, den Schrattenkalk Vorarlbergs mit dem Oberbarreme/Unterapt-Anteil des Nagyharsány-Kalks zu korrelieren.

Wichtig ist das Auftreten von *Praealveolina* nov.sp. an der Grenze Bedoule/Gargas und der Erstnachweis von *Cylindroporella? lyrata* MASSE & L.-S. im Schrattenkalk Vorarlbergs.

Az urgon fáciesű Schrattenkalk (unterklieni kőfejtő, Vorarlberg, Ausztria) és a Nagyharsányi Mészkő Formáció (Harsány-hegy, Villányi-hegység, Magyarország) összehasonlító vizsgálata foraminifera- és mészalgatársulásaik alapján

Összefoglalás

A tanulmány első része a Nagyharsányi Mészkő Formáció harsányhegyi sztratotípus szelvénye alsó- és középső szakaszának, referencia szelvényeinek, valamint a Nagyharsány 1. sz. fúrásnak rétegtanilag a berriasi/valangini határképződményektől a felső-aptiig (gargasi) terjedő rétegsora foraminifera és mészalga vizsgálatával foglalkozik. A Nagyharsányi Mészkő a Harsány-hegyen diszkordánsan települ a kora-titon mikrofaunatartalmú Szársomlyói Mészkő felső tagozatára, melynek markáns karsztos üregeit a Harsányhegyi Bauxit tölti ki. A Nagyharsányi Mészkő fedője a tektonikailag kihengerelt felső-albai (vraconi) Bissei Márga Formáció, melyet egy pikkelyroncsban a Nagyharsány 1. sz. fúrás tár fel.

A Nagyharsányi Mészkő sztratotípus szelvényének eddig vizsgált szakasza öt lito- és biosztratigráfiai egységre tagolható, melyek ciklikus kifejlődésű édes- és brakkvízi-, valamint tengeri üledékeket foglalnak magukba; többek közt charás mészköveket, intertidális birdseye-loferiteket, tempestiteket és foraminiferás, mészalgás tengeri mészköveket.

A tanulmány második részében a foraminifera-fauna és mészalga-társulás új eredményeit tárgyaljuk, valamint kísérletet teszünk a Schrattenkalk és a Nagyharsányi Mészkő felső-barrémi–alsó-apti (bedouli) szakaszának (*Palorbitolina lenticularis*–zóna) korrelációjára.

Fontos új adat a *Praealveolina* nov. sp. első azonosítása a bedouli/gargasi határon, valamint a *Cylindroporella ? lyrata* MASSE & L.-S. első azonosítása a vorarlbergi Schrattenkalkban.

A Comparative study of the Foraminifera and Calcareaous Algae Assemblages of the Urgonian Schrattenkalk Formation in Vorarlberg (Austria) and the Nagyharsány Limestone Formation of the Villány Mountains (Hungary)

Abstract

The first part of the study deals with the foraminifera and calcareous algae assemblages encountered in the lower and middle parts of the Harsányhegy superficial stratotype profile of the Nagyharsány Limestone Formation, in the reference profiles and in the sequence of borehole Nagyharsány 1, stratigraphically ranging from the Berriasian/Valanginian boundary formations to the Upper Aptian (Gargasian). The Nagyharsány Limestone is deposited, in Harsányhegy with unconformity on the upper member of the Szársomlyó Limestone having lower Tithonian to lower Berriasian microfaunal content. The cavities in the sharp karst surface of this member are filled with Harsányhegy Bauxite. The overlying of the Nagyharsány Limestone is represented by the tectonically rolled-out Upper Albian (Vraconian) Bisse Marl exposed in an imbrication within the borehole Nagyharsány 1.

The part of stratotype profile of the Nagyharsány Limestone studied hitherto can be divided into five lithostratigraphic and biostratigraphic units that include occasionally fine-bedded limnic and brackish deposits of cyclic development, and marine limestones. In the sequence *Chara*-bearing limestones, intertidal birdseye loferites, tempestites as well as limestones containing typical marine foraminiferal and calcareous algae assemblages can be distinguished.

In the second part of the paper the new results from the study of microfauna and microflora are discussed and efforts are made to correlate the Schrattenkalk with the Upper Barremian–Lower Aptian (Bedoulian) part of the Nagyharsány Limestone (*Palorbitolina lenticularis* zone).

Of some importance is the occurence of *Archalveolina* nov.sp. by the Bedoulian/Gargasian boundary and the first identification of *Cylindroporella? lyrata* MASSE & L.-S. in the Schrattenkalk of Vorarlberg.

1. Einleitung

Unter der Federführung von G. CSÁSZÁR (MÁFI Budapest) wurde im Jahre 1986 eine vergleichende Bearbeitung der Urgon-Entwicklung Süd-Transdanubiens mit jener von Vorarlberg begonnen. Ein Teil der Geländearbeiten konnte im Rahmen der bilateralen geowissenschaftlichen Zusammenarbeit zwischen dem MÁFI in Budapest und der GBA in Wien durchgeführt werden. In der Folge wurden die Arbeiten in das IGCP-Projekt 262 „Tethyan Cretaceous Correlation" eingebunden sowie später auch in das IGCP-Projekt 287 „Tethyan Bauxites".

Hinsichtlich der beiden Schrattenkalk-Profile von Unterklien („Rhomberg 1" und „Rhomberg 2") konnten wir uns auf die akribisch dokumentierten Profilaufnahmen von G. CSÁSZÁR (dokumentiert in CSÁSZÁR et al., 1989, 1994) stützen, wobei von unserer Seite eine Analyse der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen – insbesondere in stratigraphischer Hinsicht – angestrebt wurde. Das Schattenkalk-Gesamtprofil ist aus zwei Teilprofilen zusammengesetzt. Der größte Teil des Schrattenkalks ist im Rhomberg-Steinbruch aufgeschlossen ("Rhomberg 2" bzw. „Steinbruch Rhomberg 2"), während der hangende Anteil (aufgrund der inversen Lagerung) in einem Kliff zwischen dem SW-Eck des Steinbruchs und dem Garten des nächstgelegenen Bauernhauses gut zugänglich ist (im Text bzw. in den Graphiken als „Rhomberg 1" bzw. „Steinbruch Rhomberg 1" bezeichnet); siehe auch Kapitel 3.

Auch bei der Bearbeitung der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen der Stratotypus-Profile der Nagyharsány-Kalk-Formation Süd-Transdanubiens konnten wir uns anfangs auf die Profil-Dokumentation von G. CSÁSZÁR stützen; die lithofaziellen Einheiten wurden jedoch in weiterer Folge von uns modifiziert (siehe Kap. 2.4.). Unsere Untersuchungen erbrachten neue Ergebnisse insbesondere in stratigraphischer Hinsicht. So zeigte sich, daß der liegende Abschnitt des Nagyharsány-Profils stratigraphisch wesentlich älter ist als bisher angenommen, nämlich Berrias–Valendis–Hauterive und nur der mittlere Profilanteil altersmäßig mit dem Schrattenkalk von Unterklien (Barreme–Bedoul) parallelisiert werden kann. Der hangende Anteil des bis jetzt bearbeiteten Anteils des Harsányhegy-Profils gehört bereits dem Gargas an und in der Bohrung Lippó 2, die im Vorland des Villány-Gebirges abgeteuft wurde, konnte bereits Alb-Alter durch Orbitolinen-Taxa nachgewiesen werden.

Die Dünnschliffe zu den Tafel-Originalen sind in den Sammlungen des MÁFI Budapest unter folgenden Acquisitionsnummern verwahrt: Rhomberg-Steinbruch, Probenserie 1 (K.14130–K.14162); Rhomberg-Steinbruch, Probenserie 2 (K.14069–K.14129); Stratotyp-Profil Nagyharsány 1 (K.14188–K.14321); Nagyharsány-Profil H (K. 14163–K.14176).

2. Nagyharsány-Kalk-Formation

2.1. Erforschungsgeschichte

K. PETERS (1863) war der erste, der sich mit den Urgon-Kalken von Süd-Transdanubien auseinandersetzte. Der Kalk von Beremend wurde von ihm bereits als unterkretazisch erkannt.

L. LÓCZY jun. (1912, 1913, 1915) nahm für die Schichtfolge des Harsány-hegy eine kontinuierliche Sedimentation vom liegenden *Diceras*-führenden Oberjura-Kalk in die Unterkreide an. Auf ihn geht die Untergliederung der klassischen Unterkreidebildungen des Harsány-hegy zurück, nämlich

- eine liegende dunkelgraue Kalksteinfolge, mehr oder weniger massig, Foraminiferen- und Valletien-führend; typisch ausgebildet z.B. am Harsány-hegy, in Beremend und Puszta-Tapolca;
- die hangende Entwicklung des Tenkes-hegy, die bereits als Urgonentwicklung angesehen wird: Weißer Requienien- und Orbitolinen-führender Kalk mit *Requienia ammonea, Agria blumenbachi, Nerinea, Sphaerulites* sowie Brachiopoden- und Korallenbruchstücken.

LÓCZY nimmt eine Verlandungsperiode ab dem Apt an.

Mit den im Jahre 1930 entdeckten Bauxitvorkommen des Harsány-hegy an der Jura/Kreide-Grenze, die während des 2. Weltkrieges auch abgebaut wurden, beschäftigt sich erstmals K. TELEGDI-ROTH (1937). Gy. RAKUSZ (1937) kartierte das Gebiet des Harsány-hegy schließlich im Detail. Auch er unterteilte die Kalksteinfolge in zwei lithostratigraphische Einheiten und stellt zwischen dem Malm- und dem Unterkreide-Kalk eine Diskordanz fest, wobei in den Karsthohlräumen des Oberjura-Kalksteins Bauxit eingelagert ist. Er hält den Bauxit für berriasisch und hält in Anlehnung an LÓCZY die Unterkreide-Kalkfolge für eine südeuropäische Urgonentwicklung von Valendis–Hauterive-Alter.

L. STRAUSZ (1941) berichtet über einen gelben Foraminiferen-führenden Tonmergel beim Alten Jägerhaus von Bisse, den er ins Barréme stellt (Bisse-Mergel Formation); dieser falschen stratigraphischen Einstufung schließt sich auch J. NOSZKY jun. (1957) an.

Gy. RAKUSZ & L. STRAUSZ (1953) veröffentlichen den ersten Überblick über die „Geologie des Villány-Gebirges". Sie betonen die Armut des Unterkreide-Kalksteins an stratigraphisch brauchbaren Fossilien und stellen diesen in den Bereich Valendis/Hauterive und Barréme.

J. NOSZKY jun. (1957) stellt den Bauxit des Harsányhegy ins Untervalendis und bringt die Bauxitbildung mit der Hils-Orogenesephase in Verbindung. Außerdem beschreibt er eine Pachyodontenfauna sowie die ersten Orbitolinen, insbesondere *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), aus den Unterkreidekalken. J. NOSZKY jun. (1959) ordnet den Requienienkalk dem Apt zu und den braungrauen, bituminösen Orbitolinenkalk stellt er ins Alb.

E. VADÁSZ (1934, 1935, 1936, 1946, 1951) und E. VADÁSZ & J. FÜLÖP (1959) waren überwiegend mit der Bauxitgeologie des Harsány-hegy befaßt und ziehen Vergleiche mit ausländischen Bauxitvorkommen; sie erachten den Bauxit des Harsány-hegy – bisherige stratigraphische Erkentnisse nicht berücksichtigend – als dem Barreme zugehörig.

In der monographischen Darstellung der „Kreidebildungen des Villány-Gebirges" durch J. FÜLÖP (1966) wird schließlich der liegende Malmkalkstein ins Untertithon, der Bauxit in die Festlandperiode zwischen Valendis und Hauterive gestellt, und der hangende Pachyodontenkalk der Harsánhegy-Schuppe in den Bereich Barreme bis Unterapt. Die Bisse-Mergel werden aufgrund von Ammonitenbestimmungen dem Mittelalb zugerechnet. K. MÉHES (in FÜLÖP, 1966) befaßt sich detailliert mit den Foraminiferen-Assoziationen des Nagyharsány Kalks, insbesondere auch mit den *Orbitolina*- und *Orbitolinopsis*- Arten. Aufgrund der Foraminferenfauna der Bisse Mergel werden diese von M. SIDÓ (in FÜLÖP, 1966) für Alb gehalten.

B. PEYBERNES (1979) und P. PEYBERNES & M.A. CONRAD (1979) sind ebenso mit stratigraphischen Fragen unter Zuhilfenahme der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen befaßt. Den Bauxit stellen sie in die Festlandsperiode zwischen dem Tithon und Unterbarreme; darüber folgt

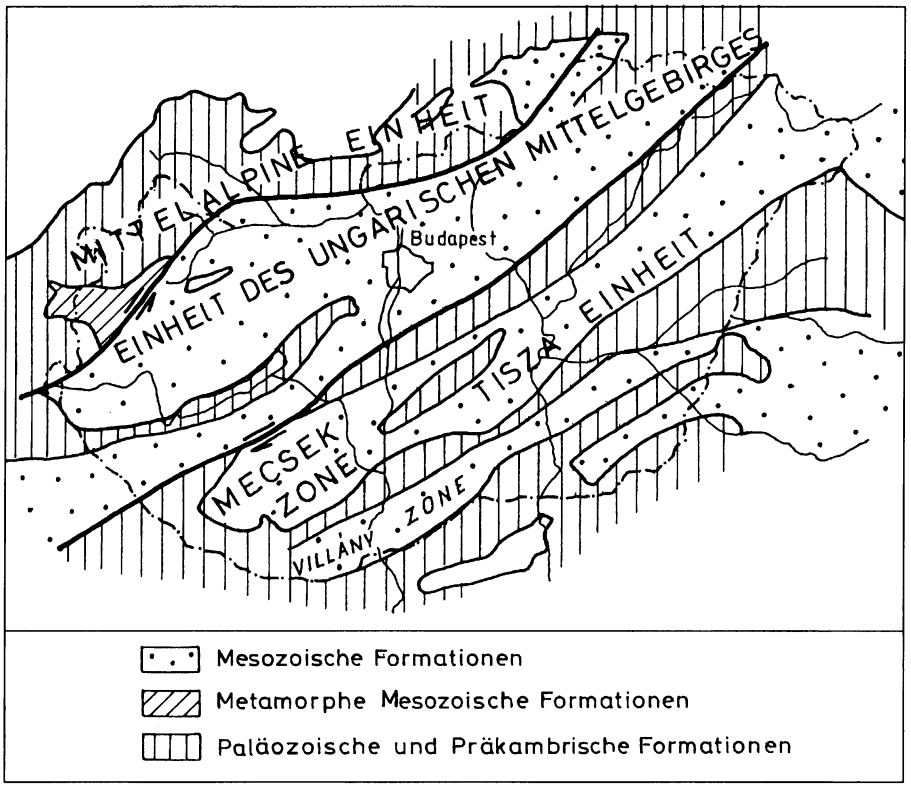


Abb. 1
Lage der ungarischen Vorkommen von Urgon-Entwicklung, insbesondere jener in der Villány- und der Mecsek-Zone.
Nach CSÁSZÁR (1989).

die Nagyharsány-Kalk-Formation von Barreme–Unterapt-Alter.

E. DUDICH & A. MINDSZENTY (1984) sowie B. D'ARGENIO & A. MINDSZENTY (1987) zählen den Harsány-hegy Bauxit aufgrund einer vergleichenden geochemischen, petrologischen und palinspastischen Analyse zu den Bauxiten vom Europäischen Typ.

Seit 1987 ist die Mittelgebirgsabteilung der Ungarischen Geologischen Landesanstalt (MÁFI) intensiv mit geologischen und biostratigraphischen Fragen des Villány-Gebirges befaßt [BODROGI (1989), BODROGI et al. (1991 a,b, 1992), CSÁSZÁR et al. (1988 a,b, 1989, 1994), CZABALAY (1994), u.a.].

2.2. Der geologische Rahmen

Die letzte monographische Darstellung des Villány-Gebirges (Abb. 1, 2) geht auf J. FÜLÖP (1966) zurück.

Inzwischen sind insbesondere von einer Arbeitsgruppe am MÁFI (diverse Arbeiten von G. CSÁSZÁR, I. BODROGI, u.a.) zahlreiche neue Ergebnisse bekannt gemacht worden.

Das Villány-Gebirge gehört der nach diesem benannten Großstruktur an, deren mesozoische Schichtfolgen

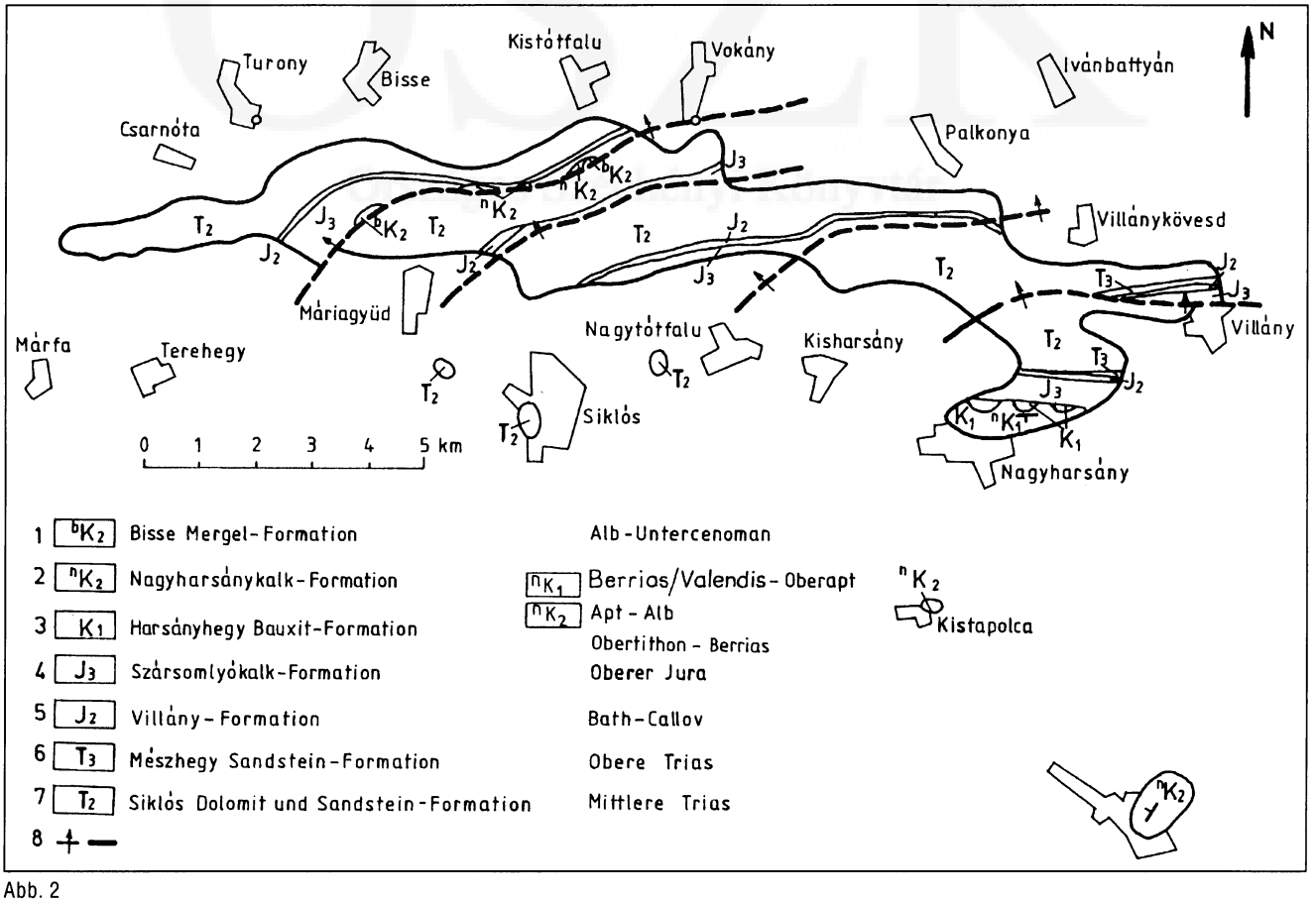


Abb. 2
Schematische geologische Karte der mesozoischen Formationen des Villány-Gebirges (verändert nach FÜLÖP 1966).

(Abb. 2) bis in das Apuseni-Gebirge in Siebenbürgen verfolgt werden können (P. ROZLOZSNIK, 1936; K. TELEGDI-ROTH, 1937; G. RAKUSZ, 1937; J. FÜLÖP, 1966; D. PATRULIUS & E. AVRAM, 1976).

Der Harsány-hegy zeigt an dessen Flanke und im Plateaubereich die besten Aufschlußverhältnisse, wobei die Nagyharsány-Kalk-Formation etwa 200 m mächtig ist und der südlichsten Schuppe des Villány-Gebirges angehört (L. LÓCZY, 1912; Gy. RAKUSZ, 1937; G. RAKUSZ & L. STRAUSZ, 1953; J. FÜLÖP, 1966).

Das Liegende der Nagyharsány-Kalk-Formation bildet die Szársomlyó-Kalk-Formation des Oxford–Unterberrias. Sie wird in drei Members unterteilt, wobei das hangende Member etwa 120 m mächtig ist und am Harsányhegy eine Lombardien-dominierte Mikrofazies aufweist und aufgrund von *Cadosina malmica* (BORZA) dem Untertithon angehört (mündl. Mitt. István NAGY, 1988). Der Nachweis von *Cadosina radiata* VOGLER durch J. KNAUER (1986) bestätigt ebenso diese Einstufung. In der Bohrung Nagykozár NK 2 ist aufgrund von Foraminiferen und Calpionelliden bereits ein Unterberrias-Alter für den hangenden Szársomlyó-Kalk nachgewiesen.

Das Hangende der Nagyharsány-Kalk-Formation, die Bisse-Mergel-Formation, ist nur selten und meist geringmächtig aufgeschlossen. Obertags ist nur ein Aufschluß am Tenkes-hegy bekannt, wo die Bisse-Mergel mit Penakkordanz dem Nagyharsány-Kalk auflagern (J. FÜLÖP, 1966). Die Bisse-Mergel werden jedoch in mehreren Kernbohrungen angetroffen, so etwa im Donau/Theiss-Zwischenstromland (A. BÉRCZI-MAKK, 1986), in den Bohrungen von Nagybaracska im südöstlichen Vorland des Villány-Gebirges (CSÁSZÁR, FRIEDEL-MATYÓK & KOVÁCS-BODROGI, 1983) sowie in der Bohrung Nagyharsány-1, wo er lediglich eine Mächtigkeit von 1,5 m erreicht und aufgrund der Foraminiferenfauna der *Rotalipora appenninica*-Zone sowie auch aufgrund der Palynomorphen dem Oberalb (Vracon) zugeordnet werden kann (siehe diese Arbeit).

2.3. Litho- und biostratigraphischer Rahmen

2.3.1. Das Liegende der Nagyharsány-Kalk-Formation

Die Szársomlyó-Kalk-Formation unterlagert mit deutlich ausgeprägter Schichtlücke, die mancherorts durch Bauxithorizonte unterstrichen wird, die Nagyharsány-Kalk-Formation (Abb. 3). Die Foraminiferen und Kalkalgen des Szársomlyó-Kalks werden zur Zeit von BODROGI einer detaillierten Bearbeitung unterzogen, ebenso die begleitenden Biota.

Im Schliffmaterial des hangenden Szársomlyó-Kalks des Harsány-hegy-Stratotyp-Profils konnte die Foraminifere *Neotrocholina valdensis* REICHEL sowie *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI beobachtet werden.

Das Schliffmaterial (coll. S. NAGY) zeigt folgende Foraminiferen-Assoziation: *Trocholina* gr. *alpina* (LEUPOLD), *Trocholina* sp., *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA, *Pseudoeggerella* sp., *Verneuilina* sp. An Algen wurden beobachtet: *Pycnoporidium* cf. *lobatum* YABE & TOYOMA, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Clypeina* sp., *Salpingoporella* cf. *annulata* CAROZZI. Weiters: *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI sowie an Begleitfauna Bryozoen, Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Echinodermaten, Spongien und Sclerospongien.

In den Schliffen der Bauxiterkundungsprofile N und R zeigen sich resedimentierte Klasten mit Lombardien sowie im Profil R (Probe 8) auch mit *Bositra buchi*. Der Szársomlyó-Kalk des Profils Z führt *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI und Fragmente von *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) sowie von Dasycladaceen. Das resedimentierte Material stammt wohl zum Teil aus dem Dogger. Nach BODROGI & KNAUER (1992) weist der Szársomlyó-Kalk weitaus überwiegend tithonisches Alter auf. Jedoch konnte im Profil IA im Liegenden der Bauxitlinse IX die für Berrias charakteristische Foraminifere *Protopeneroplis* cf. *trochangulata* SEPTF. nachgewiesen werden. Das Auftreten von *Protopeneroplis trochangulata* SEPTF. bestätigt auch für den hangenden Anteil des Szársomlyó-Kalks der Bohrung Nagykozár 2 unteres Berriasalter.

Von faziellem Interesse ist der erste Nachweis einer *Tubiphytes morronensis*-führenden Fazies im Oberjura des Villány-Gebirges.

2.3.2. Bauxit des Harsány-hegy

Aufgrund des biostratigraphisch festgestellten untertithonischen bis unterberriasischen Alters des Bauxit-Liegenden, des Szársomlyó-Kalks (J.FÜLÖP, 1966; I.NAGY, 1988, diese Arbeit) sowie des diskordant überlagernden Nagyharsány-Kalks, der wie unsere Untersuchungen zeigen, im liegenden Anteil ein Alter von Ober-Berrias–Valendis aufweist, kann als sehr wahrscheinlicher Zeitabschnitt der Bauxitbildung unteres oder mittleres Berrias angesehen werden. Ein direkter biostratigraphischer Nachweis des Alters des Bauxits des Harsány-hegy ist allerdings bislang nicht gelungen.

2.3.3. Das Hangende der Nagyharsány-Kalk-Formation

Die Bisse-Mergel-Formation bildet die konkordante Überlagerung der Nagyharsány-Kalk-Formation. Obertags waren die Bisse-Mergel lediglich am Tenkes-hegy bei der Lokalität Altes Jägerhaus in 18–20 m Mächtigkeit aufgeschlossen (L. STRAUSZ, 1941; J. FÜLÖP, 1966); zur Zeit sind lediglich die hangenden zwei Meter zugänglich. Kernbohrungen treffen jedoch die Bisse-Mergel z.T. in erheblichen Mächtigkeiten an. So etwa sind sie laut J. FÜLÖP (1966) in der Bohrung Vokány V4 etwa 54 m mächtig. In den Bohrungen Vokány V2 und V3 sind die Bisse-Mergel 20 m durchteuft worden, was unter Berücksichtigung der Schichtneigung einer Mächtigkeit von etwa 45 m entspricht. In der Bohrung Nagyharsány 1 sind die Bisse-Mergel in einer tektonisch ausgewalzten Schuppe angefahren worden, so etwa in der Kernstrecke von 24,6–26,10 m, d.h. in einer Mächtigkeit von lediglich 1,5 m.

Die Bisse-Mergel-Formation lieferte eine stratigraphisch aussagekräftige Makro- und Mikrofauna sowie Palynoflora. So berichtet J. FÜLÖP (1966) über eine Ammoniten-Assoziation des Mittelalb in den liegenden Bisse-Mergeln der Bohrung Vokány V4 mit *Kossmatella agassiziana* PICTET.

Bisse-Mergel der Bohrung Nagyharsány 1

In der Bohrung Nagyharsány 1, Teufe 24,6–26,10 m, lieferten die Bisse-Mergel eine stratigraphisch aussagekräftige Mikrofauna und -flora, die klar dem Oberalb (Vracon) zuordenbar ist. Aufgrund der Foraminiferen-Assoziation ist eine Zuordnung in die Intervallzone der *Rotalipora appenninica* möglich. Die Nannoflora erweist sich als der *Eiffellithus turriseiffeli*-Zone zugehörig und die Palynomorphen sind klar der Palynozone des *Crassipollis deakae* zuordenbar.

An Foraminiferen sind bestimmbar: *Hedbergella planispira* (TAPPAN) und *Rotalipora* ex gr. *appenninica* (RENZ).

M. GÁL (1986) konnte das Oberalb-Alter (Vracon) der Bisse-Mergel aufgrund des Nannoplankton-Spektrums

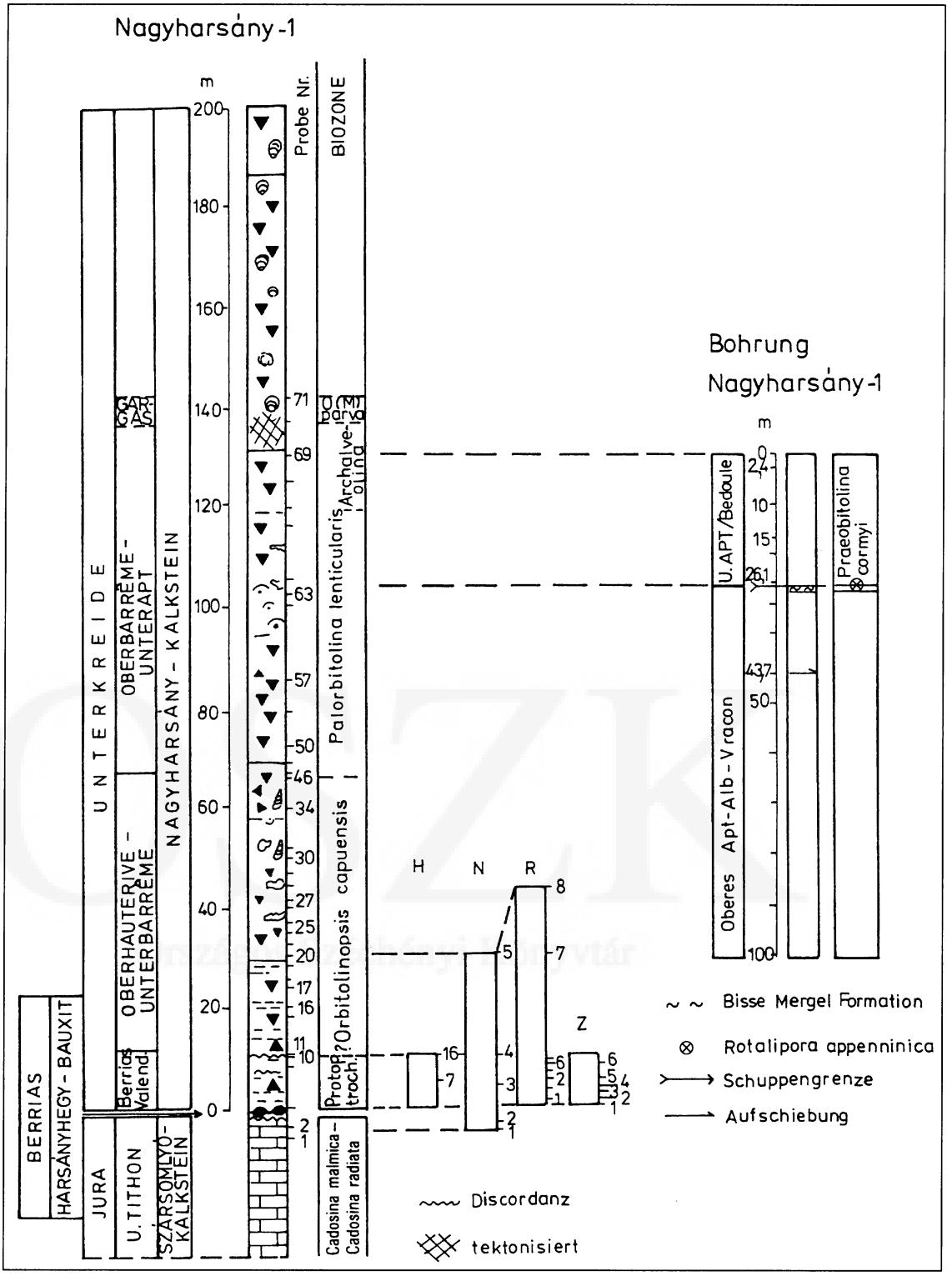


Abb. 3
Korrelation der Profile der Nagyharsány-Kalk-Formation des Stratotyp-Profils mit der Bohrung Nagyharsány-1.
Die Profile N, R und Z wurden an bauxitführenden Abschnitten des Nagyharsány-Berges aufgenommen.

bestätigen; er konnte folgende Taxa determinieren: Eiffellithus turriseiffeli (DEFFLANDRE in DEFFLANDRE & FERT, 1954; REINHARDT, 1965), *Braarudosphaera africana* STRADNER (1961), *Helicolithus trabeculatus* (GORKA, 1957; VERBEEK, 1977).

Weitere charakteristische Mikrofossilien sind ferner folgende Taxa: *Stomiosphaera (S.) sphaerica* (KAUFMANN), *Pithonella ovalis* KAUFMANN, *Bonettocardiella* aff. *conoidea* BONET.
Auch die Rotalge *Paraphyllum primaevum* (LEMOINE) konnte nachgewiesen werden.

Die hangenden zwei Meter der Bisse-Mergel-Formation des Tenkes-hegy wurden im Rahmen der Arbeiten für das IGCP-Projekt 58 „Mid Cretaceous Events" hinsichtlich der planktonischen Foraminiferen-Assoziation bearbeitet, die eindeutig der Intervallzone der *Rotalipora ticinensis* (CARON, 1985), d.h. dem Oberalb s.str., zuordenbar ist. Folgende Taxa sind bestimmbar: *Hedbergella planispira* (TAPPAN), *Hedbergella delrioensis* CARSEY, *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), *Rotalipora subticinensis* (GANDOLFI), *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI), *Praeglobotruncana stephani* GANDOLFI, *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMMER.

2.3.4. Rote Spaltenfüllungen am Tenkes-hegy

J. FÜLÖP (1966) erwähnt am Tenkes-hegy in der Nähe des alten Jägerhauses rote neptunische Spalten, die mit

der austrischen tektonischen Phase in Verbindung gebracht werden. Die Spalten durchschlagen den Nagyharsány- und den Szársomlyo-Kalk, wobei drei spaltenfüllende Sedimentgenerationen unterschieden werden können, nämlich:

- Klasten von Bisse-Mergeln, wobei die Foraminiferen-Assoziation darauf hinweist, daß es sich nur um deren jüngsten Anteil des Oberalb (Vracon) handelt, mit *Rotalipora appenninica* (RENZ), (Morphotyp: *Rotalipora evoluta* SIGAL), *Favusella washitensis* (CARSEY), *Hedbergella planispira* (TAPPAN) und *Hedbergella delrioensis* (CARSEY).
- Klasten von Crinoiden-führendem Kalk und Sandstein mit einer Mikrofauna des Oberapt bis Alb mit *Glomospira urgoniana* ARN.-VANN., *Arenobulimina* sp., *Textularia*, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Sabaudia capitata* ARN.-VANN., *Coskinolinella* ex gr. *navarroensis-santanderensis*. Weiters finden sich noch häufig Crinoidenreste sowie selten Fragmente von Spongien und Radiolarien. Dieser Gesteinstyp ist obertags nirgendwo anstehend anzutreffen, wurde jedoch in der Bohrung Nagyharsány-1 von 44,5–60,9 m durchteuft.
- Intraklasten von Nagyharsány-Kalk des Oberapt bis Mittelalb mit *Orbitolina (Mesorbitolina)* gr. *texana* (ROEMER), *Quinqueloculina robusta* NEAGU und Miliolina.

2.4. Die bearbeiteten Profile

Das von uns untersuchte Probenmaterial entstammt sowohl den Obertagsaufschlüssen des Stratotyp-Profils Nagyharsány 1 und des Referenzprofils Nagyharsány H im Steinbruch des Zementwerkes und dessen unmittelbarer Umgebung am Harsány-hegy. Weiteres Probenmaterial wurde ferner aus den Bauxitforschungs-Profilen I,N,R und Z am Harsány-hegy untersucht sowie aus der Referenzbohrung Nagyharsány-1 (Abb. 3–8). Ergänzend dazu wurde eine kleine Dünnschliff-Suite aus der Bohrung Nagykozár NK-2 (Teufe 579,6–663,8 m) untersucht, die den Liegendanteil des Nagyharsány-Kalks aufschließt (Schliffe coll. Frau E. RÁLISCH-FELGENHAUER). Hinsichtlich der Dasycladaceen des Nagyharsány-Kalks wurden auch Dünnschliffe der Kernbohrung Lippó 2 untersucht.

Die Bisse-Mergel-Formation wurde sowohl am Obertagsaufschluß des Tenkes-hegy beprobt, als auch Bohrgut der Bohrung Nagyharsány-1 untersucht.

Insgesamt wurden etwa 200 Dünnschliffe (ältere Aufsammlungen sowie eigenes Material) bearbeitet sowie 20 Schlämmproben.

2.4.1. Stratotyp-Profil des Steinbruchs Nagyharsány

Die Nagyharsány-Kalk-Formation des Steinbruchs Nagyharsány am Harsány-hegy wird als Stratotyp-Profil angesehen und von uns in fünf lithobiostratigraphische Einheiten untergliedert (Abb. 3,4). G. CSÁSZÁR (1989) unterschied vier biostratigraphische Einheiten. Unsere parastratigraphische Gliederung beruht überwiegend auf einer Neubearbeitung der Foraminiferen-Assoziationen und der Kalkalgen (Dasycladaceen); siehe Tafeln 1–4, 6–8, 10.

Vom Liegenden zum Hangenden werden von uns die folgenden fünf Einheiten I bis V (Abb. 4) unterschieden:

Einheit I: Überlagerung des Bauxits des Harsány-hegy (Schichtglieder 3–11)

Mächtigkeit: 10,5 m. Über dem Szársomlyó-Kalk bzw. einer durch Bauxithorizonte unterstrichenen Verlandungsperiode folgt diskordant eine zyklische Entwicklung von Süßwasser/Brackwasser/Marin (Untereinheit I/1), die im Hangenden von einer ausschließlich marinen Entwicklung (Untereinheit I/2) abgelöst wird.

- **Liegende Einheit I/1: Überlagerung des Bauxits des Harsány-hegy**
  Die liegende Untereinheit I/1 (Schichtglieder 3–8) ist etwa 5,5 m mächtig und zeigt dünnbankige Kalke mit bunten Zwischenlagen von Ton bzw. Tonmergel; reduzierte Lofer-Zyklen sind charakteristisch. Im Übergangsbereich zur Untereinheit I/2 sind fenestrale Birdseye-Gefüge sowie Tempestitlagen charakteristisch. Die liegende Süßwasserentwicklung führt Characeen-Gyrogonite sowie selten Massenanhäufungen von *Porochara*-Thalli. Zwischenlagen zeigen deutlichen Brackwasser-Einfluß mit Kleinmiliolinen und Ostrakoden. Die kleinwüchsigen und stratigraphisch nicht aussagekräftigen Foraminiferen zeigen lediglich Taxa die gegen Salinitätsschwankungen widerstandsfähig sind, wie *Pseudotriloculina* und *Istriloculina*. In den Schichten 5–8 überwiegt bereits der vollmarine Einfluß, was durch das Vorkommen folgender Foraminiferen-Taxa untermauert wird: *Bolivinopsis* sp., *Spirillina* sp., *Glomospirella* sp., *Dorothia* sp., *Nautiloculina* sp.
- **Untereinheit I/2: Clypeinen-Salpingoporellen-führende Bauxitüberlagerung. Schichtglieder 9–11**
  Im Stratotypprofil Nagyharsány 1 ist diese Einheit lediglich 5 m mächtig; dieser Profilabschnitt ist gut mit dem Referenzprofil Nagyharsány H im Steinbruch des Zementwerkes Nagyharsány korrelierbar.
  Von besonderer Bedeutung im Hinblick auf eine stratigraphische Aussage erweist sich eine arten- und individuenreiche Kalkalgen-Assoziation, die im Stratotypprofil Nagyharsány 1 (Proben 9–11 bzw. 88/NB) folgende Taxa umfaßt: *Clypeina* ? *solkani* RADOIČIĆ & CONRAD, *Salpingoporella* cf. *hispanica* CONRAD & GRABNER, *Salpingoporella* cf. *katzeri* CONRAD & RADOIČIĆ, *Salpingoporella annulata* CAROZZI.
  Neuerdings wurde im Bauxitforschungsprofil I (Abb. 6) in der Probe I 3/4 die Foraminifere *Protopeneroplis trochangulata* SEPTF. nachgewiesen, die als Leitform für das Berrias angesehen werden kann.

Einheit II

Die hangend auf Einheit I folgende Einheit II setzt sich ebenfalls aus zwei Untereinheiten mit einer Mächtigkeit von 44,3 m zusammen, nämlich die Untereinheiten II/1 und II/2, die die Schichtglieder 12–31 umfassen.

- **Untereinheit II/1: Birdseyemikrit mit Foraminiferen, Ostrakoden und Bivalven (Schichtglieder 12–17)**
  Lediglich das Schichtglied 15 lieferte eine stratigraphisch verwertbare Foraminiferen-Faunula mit *Verneuilina* cf. *polonica* CUSHMAN & GLAZEWSKY, *Pseudotextularia* ? *salvensis* CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI, *Debarina* aff. *hahounerensis* FOURCADE, RAO. & VILA (det. A. ARNAUD-VANNEAU, 1989). Letzteres Taxon ermöglicht eine Alterseinstufung in Oberhauterive-Unterbarreme. Vermutlich handelt es sich um eine Tempestit-Lage, wofür auch zahlreicher Lamellibranchiatenbruch sprechen könnte. Stylolithen sind häufig. Im Grenzbereich zwischen den Schichtgliedern 16 und 17 ist eine 5 cm mächtige rote Kalzit-Einschaltung auffällig.
- **Untereinheit II/2: Dickbankiger Kalk mit Foraminiferen, Ostrakoden, Gastropoden und Rudisten (Schichtglieder 18–31)**
  Dieser gut gebankte, häufig (bio)mikritische Kalk zeigt 1–2 cm dicke fossilsterile pelitische Zwischenlagen und ist mikrofaziell sehr divers entwickelt. Die Dasy-

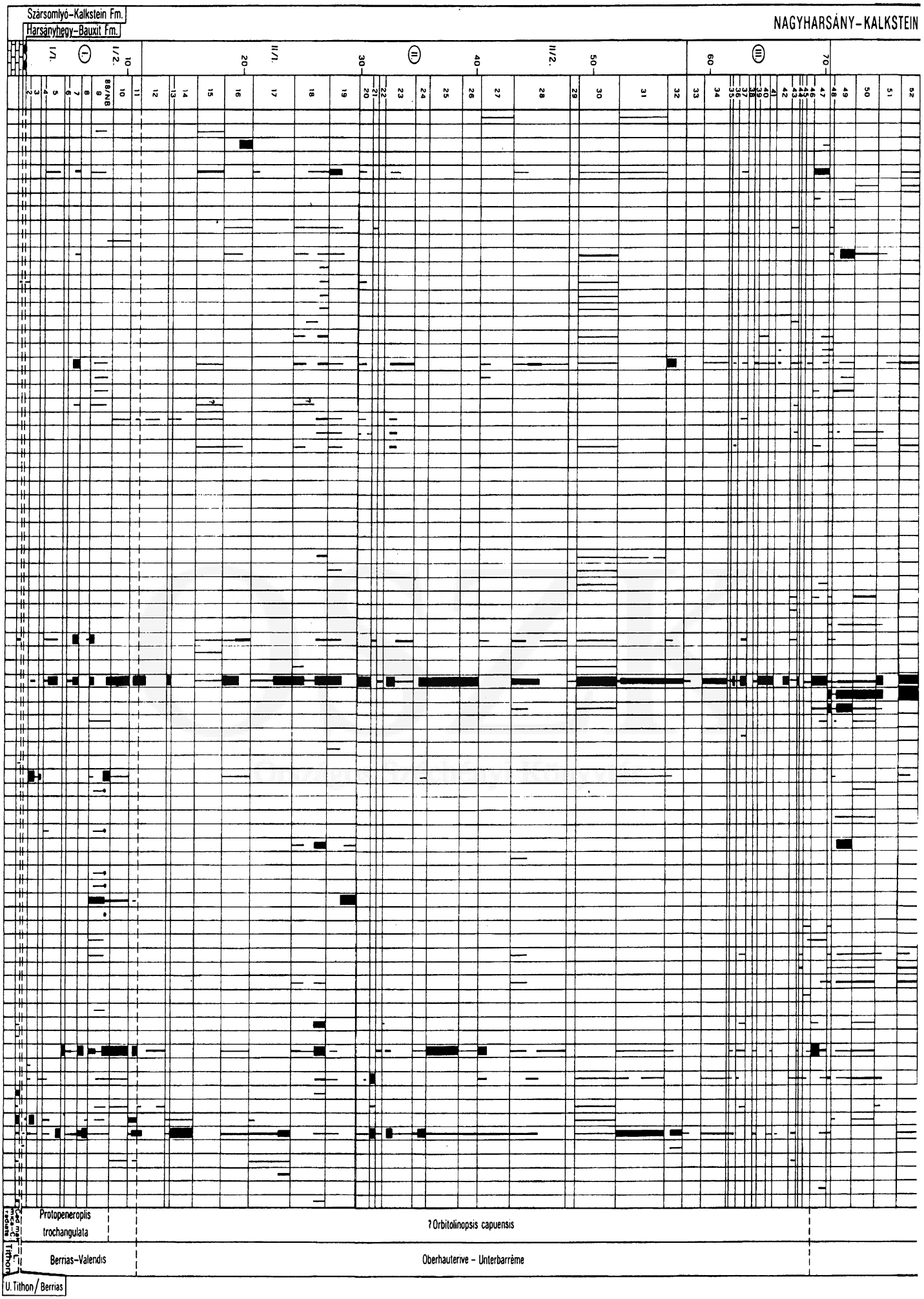


Abb. 4: Verteilung der Biogene und Stratigraphie der Nagyharsány-Kalk-Formation im Stratotyp-Profil am Harsány-hegy, Villány-Gebirge.

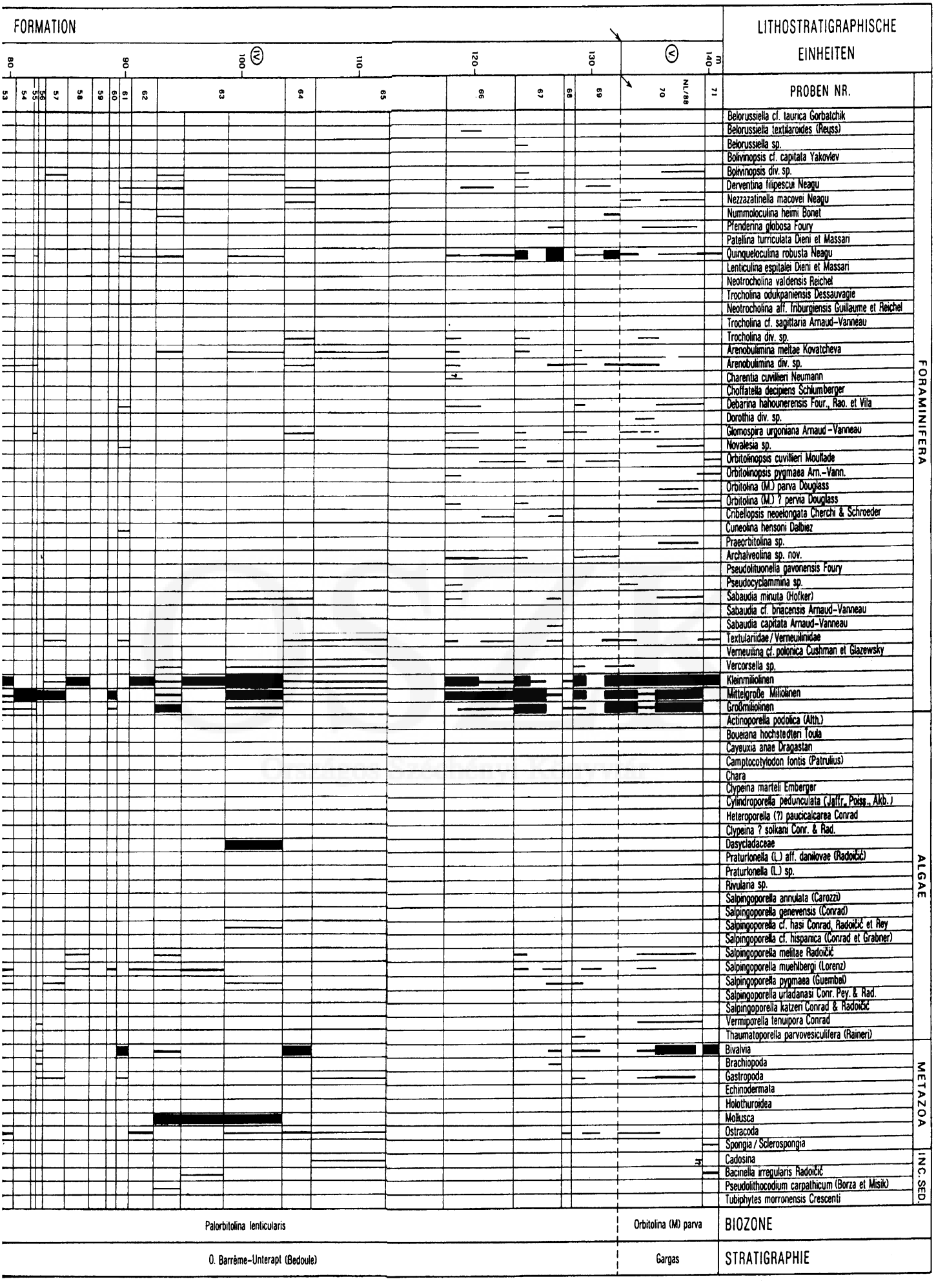
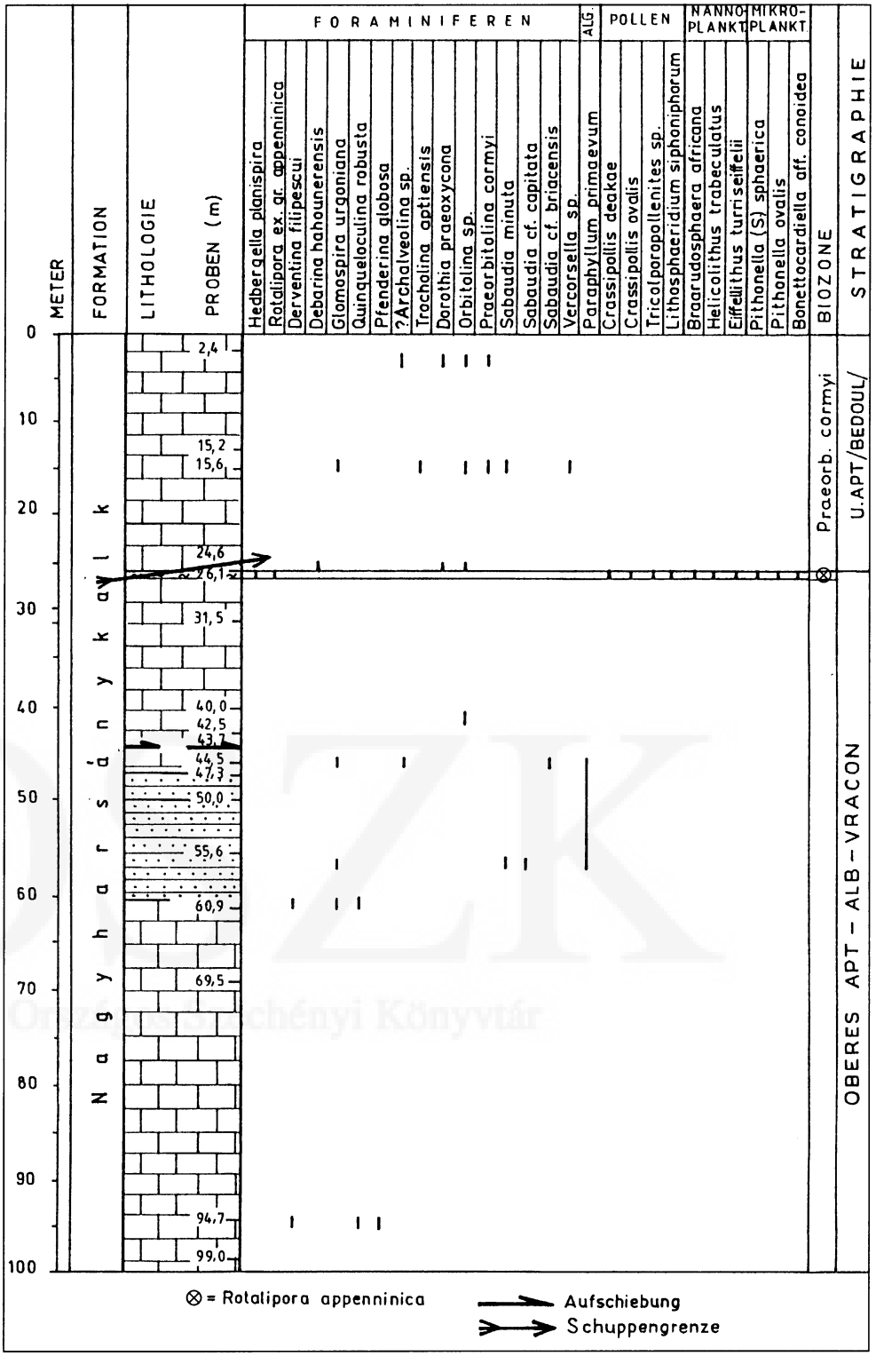

FORMATION
LITHOSTRATIGRAPHISCHE EINHEITEN
PROBEN NR.
80
90
100
(IV)
110
120
130
(V)
140
m
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
NL/88
71
Belorussiella cf. taurica Gorbatchik
Belorussiella textilaroides (Reuss)
Belorussiella sp.
Bolivinopsis cf. capitata Yakovlev
Bolivinopsis div. sp.
Derventina filipescui Neagu
Nezzazatinella macovei Neagu
Nummoloculina heimi Bonet
Pfenderina globosa Foury
Patellina turriculata Dieni et Massari
Quinqueloculina robusta Neagu
Lenticulina espitalei Dieni et Massari
Neotrocholina valdensis Reichel
Trocholina odukpaniensis Dessauvagie
Neotrocholina aff. friburgiensis Guillaume et Reichel
Trocholina cf. sagittaria Arnaud-Vanneau
Trocholina div. sp.
Arenobulimina meltae Kovatcheva
Arenobulimina div. sp.
Charentia cuvillieri Neumann
Choffatella decipiens Schlumberger
Debarina hahounerensis Four., Rao. et Vila
Dorothia div. sp.
Glomospira urgoniana Arnaud-Vanneau
Novalesia sp.
Orbitolinopsis cuvillieri Moullade
Orbitolinopsis pygmaea Arn.-Vann.
Orbitolina (M.) parva Douglass
Orbitolina (M.) ? pervia Douglass
Cribellopsis neoelongata Cherchi & Schroeder
Cuneolina hensoni Dalbiez
Praeorbitolina sp.
Archaiveolina sp. nov.
Pseudolituonella gavonensis Foury
Pseudocyclammina sp.
Sabaudia minuta (Hofker)
Sabaudia cf. briacensis Arnaud-Vanneau
Sabaudia capitata Arnaud-Vanneau
Textulariidae / Verneuilinidae
Verneuilina cf. polonica Cushman et Glazewsky
Vercorsella sp.
Kleinmiliolinen
Mittelgroße Miliolinen
Großmiliolinen
Actinoporella podolica (Alth.)
Boueinana hochstedteri Toula
Cayeuxia anae Dragastan
Camptocotylodon fontis (Patrulius)
Chara
Clypeina marteli Emberger
Cylindroporella pedunculata (Jaffr., Poiss., Akb.)
Heteroporella (?) paucicalcarea Conrad
Clypeina ? solkani Conr. & Rad.
Dasycladaceae
Praturlonella (L.) aff. danilovae (Radoičić)
Praturlonella (L.) sp.
Rivularia sp.
Salpingoporella annulata (Carozzi)
Salpingoporella genevensis (Conrad)
Salpingoporella cf. hasi Conrad, Radoičić et Rey
Salpingoporella cf. hispanica (Conrad et Grabner)
Salpingoporella melitae Radoičić
Salpingoporella muehlbergi (Lorenz)
Salpingoporella pygmaea (Guembel)
Salpingoporella urladanasi Conr. Pey. & Rad.
Salpingoporella katzeri Conrad & Radoičić
Vermiporella tenuipora Conrad
Thaumatoporella parvovesiculifera (Raineri)
Bivalvia
Brachiopoda
Gastropoda
Echinodermata
Holothuroidea
Mollusca
Ostracoda
Spongia / Sclerospongia
Cadosina
Bacinella irregularis Radoičić
Pseudolithocodium carpathicum (Borza et Misik)
Tubiphytes morronensis Crescenti
FORAMINIFERA
ALGAE
METAZOA
INC. SED.
Palorbitolina lenticularis
Orbitolina (M) parva
BIOZONE
O. Barrême-Unterapt (Bedoule)
Gargas
STRATIGRAPHIE

Abb. 5.
Mikrofauna und Mikroflora des Nagyharsány-Kalks der Bohrung Nagyharsány-1.



cladaceen-Flora und Foraminiferen-Fauna zeigt Ober Hauterive – Unter Barreme-Alter. Es liegt der Verdacht nahe, daß zwischen Einheit I und Einheit II eine bedeutende Schichtlücke vorliegt, die sich zwar lithologisch nicht ausdrückt, jedoch biostratigraphisch (zumindest) das untere und mittlere Hauterive (eventuell sogar ein Teil des Ober Hauterive) fehlt.

Das Schichtglied 18 zeigt folgende Flora und Fauna:

Dasycladaceen: *Clypeina* ? *solkani* CONRAD & RADOIČIĆ, *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella* cf. *genevensis* (CONRAD), *Praturlonella* (*Likanella*) aff. *danilovae* (RADOIČIĆ), *Salpingoporella* aff. *katzeri* CONRAD & RADOIČIĆ, *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ. Die Foraminiferenfauna des Schichtglieds 18 ist insbesondere deshalb bemerkenswert, da sie eine Vergesellschaftung repräsentiert, die den Grenzbereich oberes Hauterive/unteres Barreme anzeigt: *Pfenderina globosa* FOURY, *Trocholina odukpaniensis* DESSAUVAGIE, *Pseudolituonella* cf. *gavonensis* FOURY, *Lenticulina espitalei* DIENI & MASSARI, *Belorussiella* cf. *taurica* GORBATCHIK, *Erlandia* ? *conradi* ARNAUD-VANNEAU, *Debarina* aff. *hahounerensis* FOURCADE, RAO. & VILA, weiters das Mikroproblematikum *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ.

An Makrofaunenelementen dominieren kleinwüchsige Rudisten und Gastropoden.

Im basalen Anteil des Schichtglieds 19 enthält der Kalk massenhaft Kleinmiliolinen sowie folgende Foraminiferenfaunula: *Quinqueloculina robusta* NEAGU, *Pseudolituonella* cf. *gavonensis* FOURY, weiters *Bolivinopsis* sp., *Arenobulimina* sp., *Novalesia* sp., *Dorothia* sp., *Gaudryina* sp., Textulariidae. Kalkalgen: „*Cayeuxia*" *anae* DRAGASTAN. Im hangenden Bereich des Schichtglieds 19 finden sich Süßwasserfazies anzeigende Kalkalgen, nämlich *Rivularia* sp. und *Salpingoporella pygmaea* GUEMBEL; letztere bevorzugt ebenso limnische Ablagerungsbereiche.

Einheit III: Kalk, dünnbankig, mit Foraminiferen und Salpingoporellen (Schichtglieder 32–46)

Diese Sequenz von etwa 10 m Mächtigkeit zeichnet sich durch eine Zyklik vom Loferer Typ aus, mit fenestralen Gefügen und Breccien in der Bank 32 sowie durch Tempestitlagen in den Schichtgliedern 32, 33, 36, 38, 40–43, 45 und 46; dazwischen normalmarine Lagen.

Mikrofaziell überwiegen Biomikrit, bioklastische mikritisch gebundene Breccien und Pelmikrite.

Die Makrofauna wird von Rudisten und Gastropoden dominiert.

MTA FKI Országos Széchényi Könyvtár

Die Foraminiferen-Assoziation zeigt in der Mehrheit Taxa, die bereits im oberen Abschnitt des Unter-Barreme einsetzen; hingegen setzt *Sabaudia capitata* ARNAUD-VANNEAU erst im oberen Barreme ein. Es dominieren die Kleinmiliolinen (mittelhäufig bis massenhaft), wesentlich seltener sind Großmiliolinen. Neben dem bereits erwähnten Taxon konnten folgende charakteristische Arten beobachtet werden: *Arenobulimina meltae* KOVATCHEVA, *Charenthia cuvillieri* NEUMANN, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOU. & VILA, *Glomospira urgoniana* ARNAUD-VANNEAU, *Nezzazatinella macovei* NEAGU, *Trocholina sagittaria* ARNAUD-VANNEAU, *Sabaudia minuta* (HOFKER).

An Kalkalgen konnte ebenso eine stratigraphisch aussagekräftige Assoziation beobachtet werden, die folgende Taxa umfaßt: *Cylindroporella pedunculata* (JAFFREZO, POISSON & AKBULUT), *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, *Salpingoporella urladanasi* (CONRAD, RADOIČIĆ & REY), *Actinoporella podolica* (ALTH.), *„Cayeuxia" anae* DRAGASTAN, *Orthonella* sp. Wichtig ist das Vorkommen von *S. urladanasi* und *C. pedunculata*, die beide erst ab oberem Barreme auftreten; die anderen Taxa setzen bereits früher ein. Die Einheit III kann daher biostratigraphisch dem oberen Barreme zugeordnet werden.

Einheit IV: Dickbankiger bis massiger Kalk mit *Orbitolinopsis* und Salpingoporellen

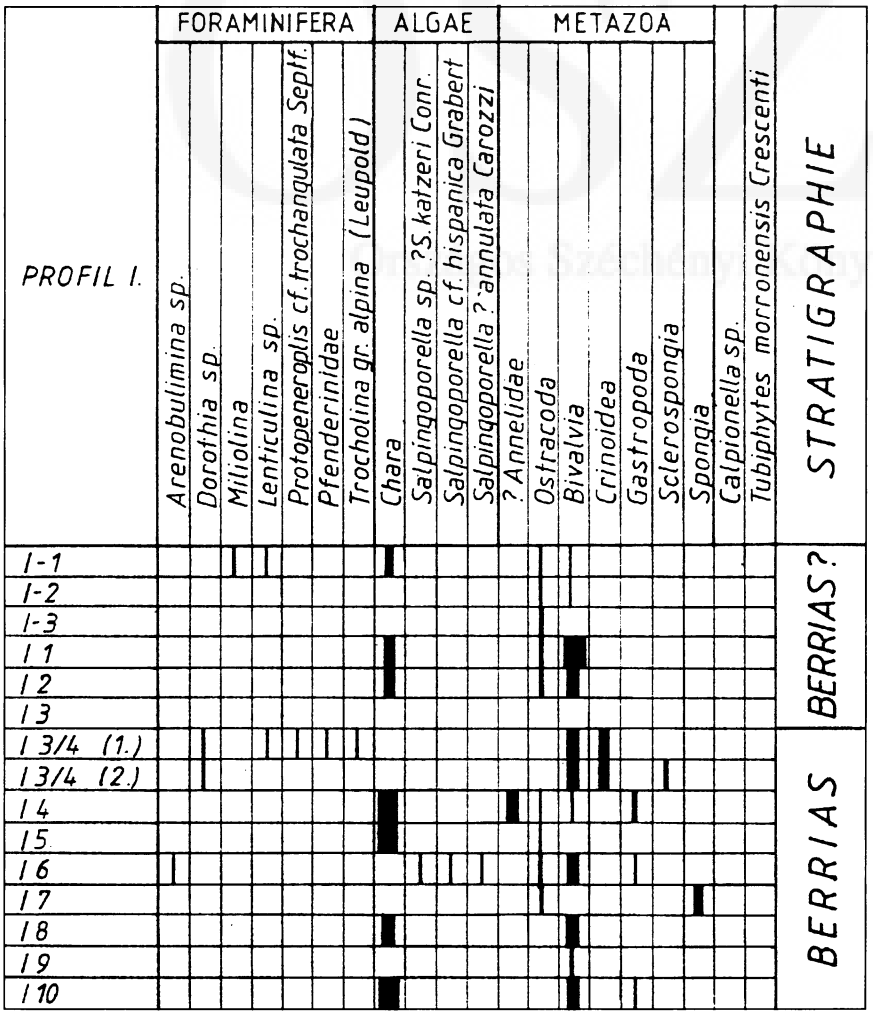
Die 63,2 m mächtige karbonatische Folge umfaßt die Schichtglieder 47–68. Die Bankmächtigkeiten schwanken zwischen 1 und 11 m, im liegenden Abschnitt finden sich Zwischenlagen im 0,5 m-Bereich. Es handelt sich überwiegend um mittelgraue feinkörnige bzw. mikritische bioklastische Kalke, die durch eine stratigraphisch wertvolle sowie arten- und individuenreiche Foraminiferenfauna und Kalkalgenflora charakterisiert sind.

An charakteristischen Foraminiferen konnten bestimmt werden: *Cribellopsis neoelongata* CHERCHI & SCHROEDER, *Orbitolinopsis* cf. *cuvillieri* MOULLADE, *Orbitolinopsis* sp., *Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOU. & VILA, *Cuneolina hensoni* DALBIEZ, *Archalveolina* nov. sp., *Derventina filipescui* NEAGU, *Vercorsella* cf. *arenata* ARNAUD-VANNEAU, *Nezzazatinella macovei* NEAGU, *Andersenia rumana* NEAGU, *Sabaudia capitata* ARNAUD-VANNEAU. Weiters treten an Begleitformen auf: *Quinqueloculina robusta* NEAGU (häufig), klein- und mittelwüchsige Miliolinen (massenhaft), *Quinqueloculina danubiana* NEAGU, *Erlandia* ? *conradi* ARNAUD-VANNEAU, *Melathrokerion* sp., *Glomospira urgoniana* ARNAUD-VANNEAU.

Alle angeführten charakteristischen Foraminiferen reichen stratigraphisch über das Oberbarreme hinaus. Die beiden erstgenannten Taxa sind charakteristische Formen des Oberbarreme/Unterapt, die anderen reichen auch ins Oberapt.

Das biostratigraphische Alter der Einheit IV kann somit als Oberbarreme–Unterapt (Bedoule) angesehen werden.

Für diese stratigraphische Einstufung spricht auch die Kalkalgen-Assoziation mit *Actinoporella podolica* (ALTH.), *Cylindroporella pedunculata* (JAFFREZO, POISSON & AKBULUT), *Heteroporella* ? *paucicalcarea* CONRAD, *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, *Salpingoporella urladanasi* (CONRAD, RADOIČIĆ & REY), *Vermiporella tenuipora* CONRAD, Permocalculus sp. Weiters können die Mikroproblematika *Pseudolithocodium carpathicum* MIŠIK & BORZA und *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ beobachtet werden.



Einheit V: Kalk mit Orbitolinen und Salpingoporellen

Aus dieser 5,6 m mächtigen Hangendserie, die die Schichtglieder 69–71 umfaßt, wurden von uns bislang nur einige wenige Dünnschliffe ausgewertet. Die Einheit V ist im südlichsten Bereich des Nagyharsány Steinbruchs aufgeschlossen und wird durch stark tektonisierte bzw. brekziierte Kalke repräsentiert. Der hangendste Abschnitt, der in den kleinen außer Betrieb befindlichen Steinbrüchen am südlichen Bergfuß des Harsány-hegy aufgeschlossen ist, ist noch nicht bearbeitet.

Biostratigraphisch kann diese Einheit aufgrund der Foraminiferen-Assoziation, insbesondere wegen des Vorkommens von *Orbitolina (Mesorbitolina) parva* DOUGLASS, in das Oberapt (Gargas) eingestuft werden. An weiteren typischen Foraminiferen sind zu beobachten: *Dobrogelina cartusiana* ARNAUD-VANNEAU, *Derventina filipescui*

Abb. 6
Verteilung der Biogene im Nagyharsány-Kalk des Bauxit-Erkundungsprofils I.

NEAGU, *Nezzazatinella macovei* NEAGU, *Debarina hahounerensis* FOURC., RAOU. & VILA, *Glomospira urgoniana* ARNAUD-VANNEAU, *Archalveolina* n.sp., ? *Montharmontia* sp., *Orbitolina (M.) ? pervia* DOUGLASS, *Orbitolinopsis pygmaea* ARNAUD-VANNEAU, *Orbitolinopsis* gr. *cuvillieri* MOULLADE, *Dobrogelina* ? *angulata* CALVEZ. An Kalkalgen wurden bislang lediglich *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ) und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI) identifiziert.

2.4.2. Bohrung Nagyharsány 1

In der Kernbohrung Nagyharsány 1 (Abb. 3, 5) wurde eine 100 m mächtige Unterkreide-Schichtfolge erbohrt, wobei bei 26,10 m eine Schuppengrenze und bei 43,7 m Teufe eine Überschiebungslinie die Normalsequenz unterbricht. Die Foraminiferen und Kalkalgen werden auf den Tafeln 3 und 8 dokumentiert.

Der „untere Urgonkalkstein" von Oberapt/Alb-Alter wurde von 26,1–100 m angefahren. Schliffe bei 94,7 m zeigen folgende charakteristische Foraminiferen: *Derventina filipescui* NEAGU, *Quinqueloculina robusta* NEAGU, und *Glomospira urgoniana* ARNAUD-VANNEAU. Im Bereich zwischen 40,0 und 60,9 m wurden außer den soeben angeführten Taxa identifiziert: *Archalveolina* sp., *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Sabaudia* cf. *capitata* ARN.-VANN., *Sabaudia* cf. *briacensis* ARN.-VANN. sowie die Rotalge *Paraphyllum primaevum* (LEMOINE).

Von 24,60–26,10 m wurde die Bisse-Mergel-Formation von Oberalb (Vracon)-Alter durchteuft.

Die Nagyharsány-Kalk-Formation des „oberen Urgonkalks" von Unterapt (Bedoule)-Alter erschließt die Kernstrecke 0,0–24,6 m. Daraus stammt folgende charakteristische Foraminiferen-Assoziation: *Neotrocholina paucigranulata* MOULL., *Dictyoconus* sp., *Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER, *Debarina hahounerensis* RAOU., FOURC. & VILA, *Trocholina aptiensis* (IOVCHEVA), *Trocholina* sp.nov., *Dorothia praeoxycona* MOULL., *Sabaudia capitata* ARN.-VANN.

2.4.2.1. Palynomorphen aus dem Bisse-Mergel der Bohrung Nagyharsány 1

Aus der Bohrung Nagyharsány 1 gelangten 14 Proben zur palynologischen Untersuchung, wobei nur drei Proben aus mergeligen Bereichen relativ schlecht erhaltenes und verschieden-diverses Palynomorphen-Material enthielten, nämlich aus den Bisse-Mergeln der Teufe 26,10 m. Hingegen stammen die Proben aus Teufen von 46,20–47 m und 50 m (Taf. 9, Abb. 5) von einem Crinoiden-führenden sandigen Kalk.

Die Proben wurden mit Flußsäure und Salzsäure aufbereitet. Die Palynomorphen wurden in einer auf 1,98 spez. Gewicht eingestellten Zinkchloridlösung angereichert, dekantiert, in glyzerinhaltiger Gelatine eingebettet und unter dem Lichtmikroskop untersucht.

Außer den Pollen und Sporen fanden sich in den drei fossilführenden Proben zahlreiches Mikroplankton sowie Mikrofossilien mariner Herkunft. Die hangende Kernstrekke (26,10 m) führt das Mikroplankton-Taxon *Lithosphaeridium siphoniphorum*, das vom Alb bis Cenoman reicht. An stratigraphisch wertvollen Angiospermenpollen konnten Arten von *Tricolporopollenites* und von *Crassipollis* nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist insbesondere der Nachweis von *Crassipollis ovalis*, die auf das Mittelalb beschränkt ist sowie von *Crassipollis deakae*, die von Mittelalb bis Untercenoman reicht. Die hangende Kernstrecke kann demnach als Mittelalb eingestuft werden.

In der Folge werden die Palynomorphen-Assoziationen der drei Mikrofloren-führenden Proben dokumentiert (siehe auch Taf. 9):

Bohrung Nagyharsány 1, 26,10 m

Trilites (Bikollisporites) toratus toratus JUHÁSZ, *Cicatricosisporites* fsp., *Tricolporopollenites* fsp., *Dinoflagellata* indet., cf. *Vinculisporites* fsp., *Classopollis* fsp., *Hystrichosporis* fsp., Mikroforaminifera, *Hystrichosphaeridium* sp., *Cyclonephelium* sp., *Triletes* indet., *Hystrichosphaeridium* indet., *Inaperturopollenites* fsp., *Crassipollis* fsp., *Crassipollis deakae* GÓCZAN & JUHÁSZ, *Crassipollis ovalis* GÓCZAN & JUHÁSZ, *Leiotrilete1 fsp., Callialasporites* fsp., *Trilites* fsp., *Cicatricosisporites* fsp. *tetrad, Cicatricosisporites baconicus* DEÁK, *Fueloepisporites crassus* JUHÁSZ, *Lithosphaeridium siphoniphorum* (COOKSON & EISENACK) DAWEY & WILLIAMS), *Goniaulax* sp., *Baltisphaeridium hirsutum* (EISENACK) DOWNIE & SARJEANT.

Bohrung Nagyharsány 1, 46,20–47,20 m

Appendicicosporites fsp., *Leiotriletes* fsp., *Hystrichosphaeridium stellatum* MAIER, Mikroforaminifera (keine Index-Formen), *Goniaulax* sp., *Ischyosporites* fsp., Dinoflagellata indet., *Gleicheniidites compositus* (BOLCH) DEÁK, *Cicatricosisporites* fsp., *Hystrichosphaera cingulata* (O. WETZEL) DEFLANDRE, *Hystrichosphaeridium* sp., Hystrichosphaeridae indet., *Trilites (Bikollisporites) toratus toratus* JUHÁSZ, Trilites sp.

Bohrung Nagyharsány 1, 50,00 m

Appendicisporites stylosus (THIERG.) DEÁK, *Hystrichosphaera cingulata* (O. WETZEL) DEFLANDRE, *Fueloepisporites crassus* JUHÁSZ, *Gleicheniidites* fsp., *Hystrichosphaeridium stellatum* MAIER, *Trilites (Bikollisporites) toratus toratus* JUHÁSZ, *Trilites* fsp., *Vadaszisporites pseudofaveolatus* (DEÁK) DEÁK & COMBAZ, *Classopollis* fsp., Mikroforaminiferen, Hystrichosphaeridae indet.

2.4.3. Bauxiterkundungsprofile I,N,R,Z

Profil I

Das Profil (Abb. 6) schließt den liegenden Anteil der Nagyharsány-Kalk-Formation auf und entspricht der Einheit I/1 des Stratotyp-Profils. Die Sedimente sind stark tektonisiert und als Folge dessen ist die Erhaltung der Biota schlecht.

Im Profil wechsellagern *Porochara*-führende Süßwasserkalke mit Salpingoporellen- und Foraminiferen-führenden marinen Fazies. Von besonderem Interesse ist der Fund von *Protopeneroplis* cf. *trochangulata* SEPTFONTAINE, allerdings in ziemlich schlechter Erhaltung. Damit ist der biostratigraphische Nachweis des Berrias-Alters des unmittelbar den Bauxit überlagernden Nagyharsány-Kalks erbracht (Abb. 6).

Profil N

Die beiden Proben N-1 und N-2 aus dem Liegenden sind noch zum Szársomlyó Kalk zu stellen (Abb. 7).

Die Probe N-5 gehört dem Nagyharsány-Kalk an und weist eine Foraminiferenfaunula von einigem stratigraphischen Wert auf, mit *Orbitolinopsis* ? *capuensis* (DE CASTRO), *Haplophragmoides joukowskyi* CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI, *Pseudolituonella gavonensis* FOURY, *Pseudotextulariella* cf. *salevensis* CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI, *Cuneolina compasuri* SART. & CRESC., *Citaella* ? *favrei* CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI; weiters folgende Kalkalgen: *Clypeina* ? *solkani* CONRAD & RAD., *Salpingoporella* cf. *hispanica* CONRAD & GRABNER, *Salpingoporella genevensis-melitae*.

Das stratigraphische Alter dieser Assoziation ist sehr wahrscheinlich Hauterive. Für diese Einstufung wurde neben *Orbitolinopsis ? capuensis* (DE CASTRO) auch *Cuneolina compasuri* SART. & CRESC. herangezogen, die nach VELIČ (1988) eine Reichweite Valendis–Hauterive aufweist (Tafeln 3 und 6).

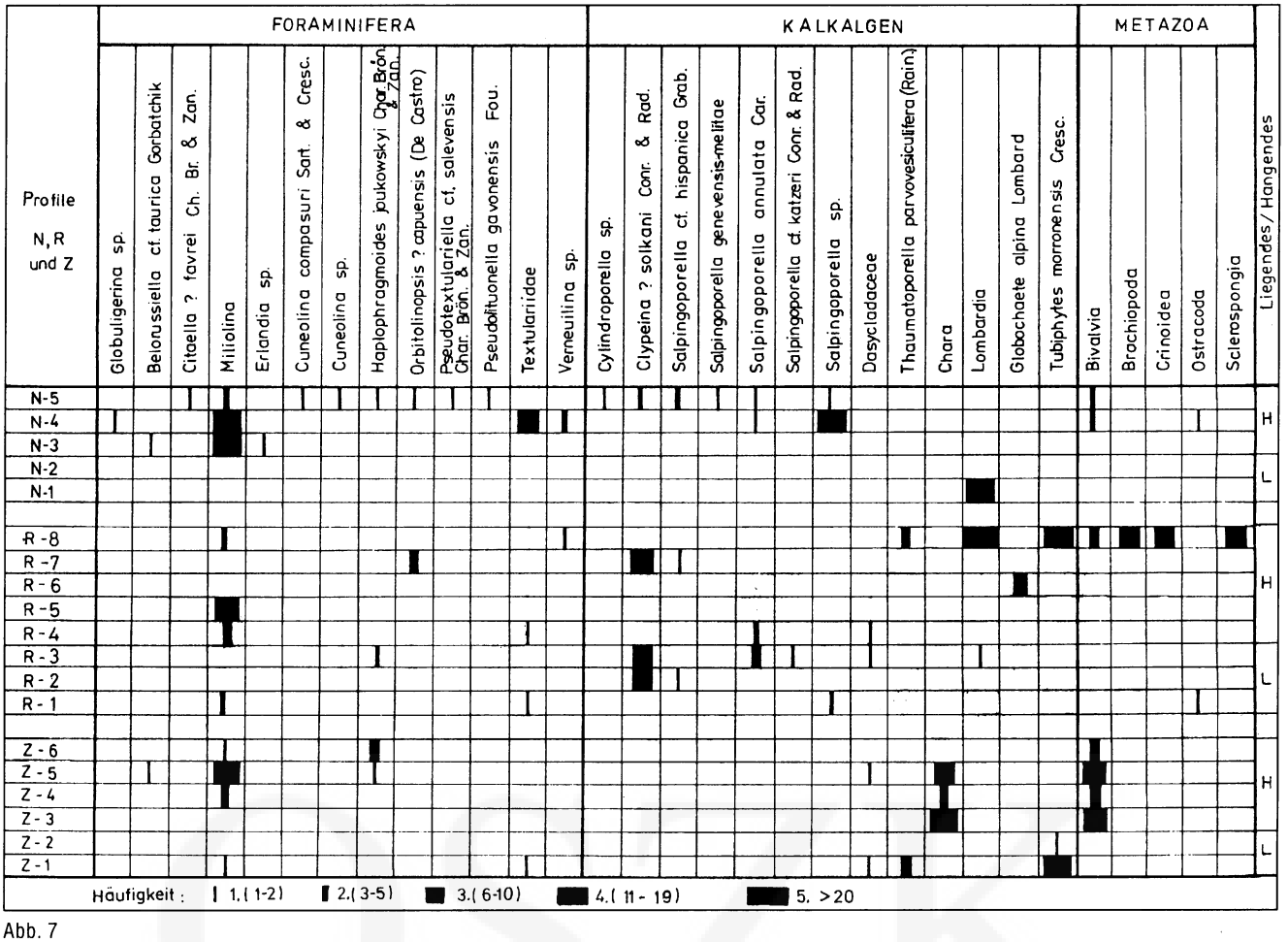


Abb. 7
Verteilung der Biogene im Nagyharsány-Kalk der Bauxit-Erkundungsprofile N, R und Z, aufgenommen an Bauxit-führenden Profil-Abschnitten des Harsány-hegy.

Profil R

Der Dünnschliff aus der liegenden Schichte R-1 zeigt Lombardien-führenden Szársomlyó-Kalk. Die Proben R-2 bis R-4 zeigen eine Dasycladaceen-Vergesellschaftung des Valendis mit *Clypeina ? solkani* CONR. & RAD., *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Salpingoporella* cf. *katzeri* CONR. & RAD. Die hangend folgenden Proben R-5 und R-6 sind fossilarm und ohne charakteristische Biota. Die Probe R-7 hingegen zeigt bereits eine Mikrofaunen und -floren-Vergesellschaftung des Hauterive, u.a. mit *Haplophragmoides joukowskyi* CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI, *Orbitolinopsis ? capuensis* (DE CASTRO) und *Clypeina ? solkani* CONR. & RAD. Siehe Tafeln 6 und 10 sowie Abb. 7.

Profil Z

Das Bauxitforschungs-Profil Z (Abb. 7) schließt die basalen Anteile des Nagyharsány-Kalks auf. Die liegendste Bank mit der Probe Z-1 führt *Tubiphytes morronensis* CRESC. Die Proben Z-3, Z-4 und Z-5 führen die Süßwasseralge *Porochara*; in Probe Z-6 ist schließlich die charakteristische Foraminifere *Haplophragmoides joukowskyi* CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI zu beobachten. Altersmäßig kann dieses Kurzprofil in das Berrias/Valendis gestellt werden.

2.4.4. Bohrung Nagykozár NK2

Die Kernbohrung Nagykozár NK2 hat in einer Teufe von 579,6–663,8 m die liegende Szársomlyó-Kalk-Formation angetroffen. Von uns wurden einige wenige Dünnschliffe der Kernstrecke bei 618,5 m studiert, die im Vergleich zum überwiegenden Material relativ geringer tektonisiert sowie weniger verkieselt sind. Die Biointrasparite zeigen zahlreiche resedimentierte Klasten, die faziell deutlich aus Bereichen vergleichsweise tieferen Wassers stammen; es konnten beobachten werden: *Saccocoma, Globochaete alpina* LOMBARD, *Calpionella* sp., ? *Crassicollaria* sp. Das stratigraphische Alter dieser Klasten ist mit Hilfe von Calpionellen (KNAUER, 1992) dem Frühen Berrias zuordenbar.

Im nicht-resedimentierten Biosparit zeigt sich eine reiche Foraminiferen-Assoziation, die stratigraphisch dem untersten Berrias zugehört, u.a. mit *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE, *Dorothia* cf. *kummi* ZEDLER, *Neotrocholina valdensis* REICHEL, *Pseudonodosaria* sp., *Patellina* sp., *Turrispirillina* sp., *Verneuilina* sp., *Nubecularia reicheli* RAT, *Haplophragmoides* cf. *joukowskyi* CHAR., BRÖNN. & ZAN., *Reophax* sp., *Quinqueloculina* sp., *Lenticulina* sp., *Protoglobigerina* sp. An stratigraphisch nicht aussagekräftigen Dasycladaceen finden sich außerdem *Acicularia* sowie *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI). Weiters ist *Tubiphytes morronensis* CRESC. charakteristisch und an Metazoen Echinodermata, Bryozoa, Bivalven und Brachiopoden.

Bemerkenswert erscheint das Auftreten von *Protopeneroplis trochangulata* SEPTF. (Taf. 3, Fig. 5), die gemeinsam mit jenem im Bauxitforschungsprofil I den Erstfund im ungarischen Nagyharsány-Kalk darstellt.

2.4.5. Profil Nagyharsány H

Im Referenzprofil Nagyharsány H (Abb. 8) konnte im 2,5 m mächtigen Liegendabschnitt eine Dasycladaceen-

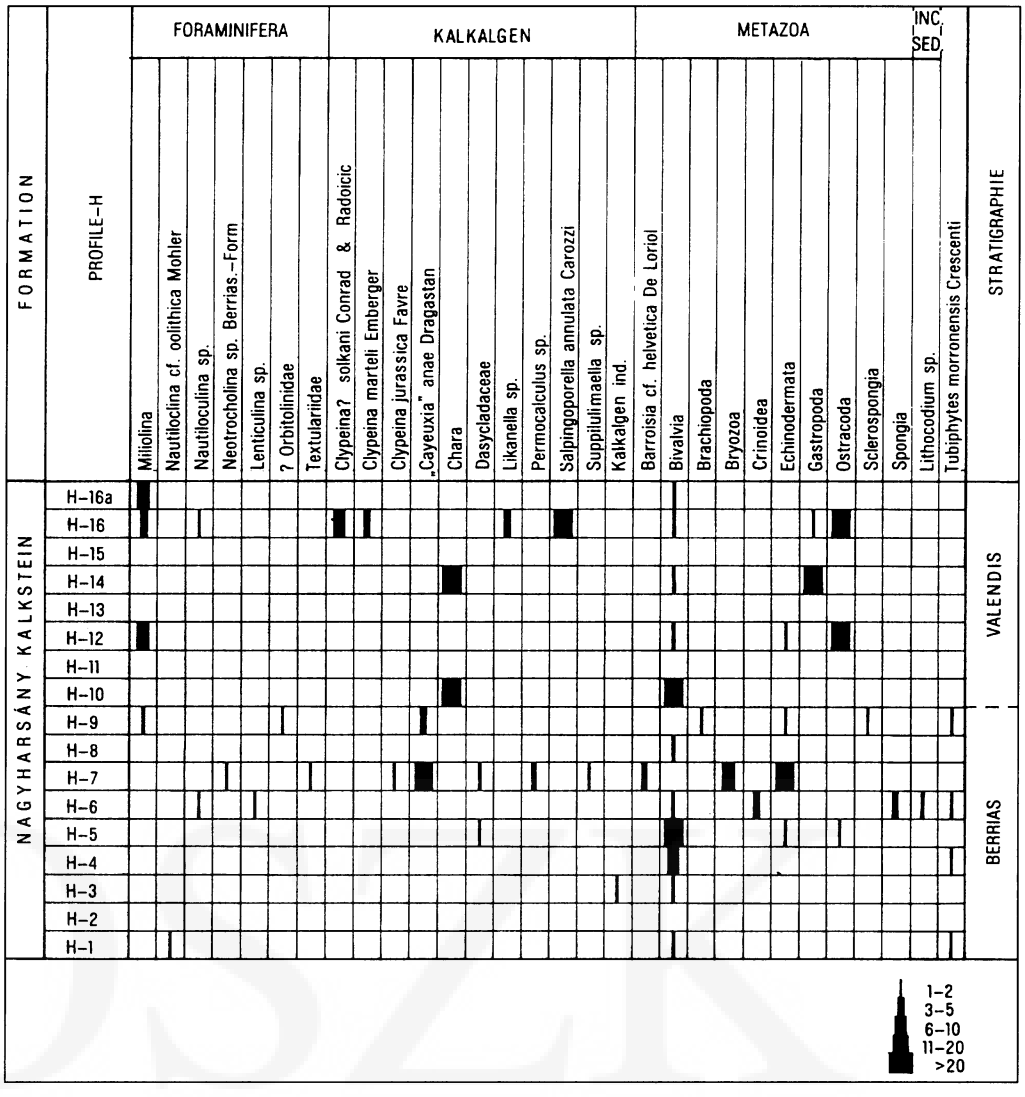


Abb. 8
Verteilung der Biogene im Nagyharsány-Kalk des Profils Nagyharsány H.

Assoziation und Begleit-Mikrofauna identifiziert werden, die für Unter- bis Mittel-Berrias-Alter spricht, mit *Clypeina jurassica* FAVRE, *Suppilulimaella* sp., *Permocalculus* sp., „*Cayeuxia*" *anae* DRAGASTAN, *Neotrocholina* sp., *Nautiloculina* sp., *Lenticulina* sp. sowie die Spongie *Barroisia* cf. *helvetica* DE LORIOL. Im 9,3 m mächtigen Hangendabschnitt zeigen die Biota Ober Berrias–Valendis-Alter, mit *Clypeina marteli* EMBERGER, *Clypeina ? solkani* CONRAD & RADOIČIĆ, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Likanella* sp., und *Nautiloculina* sp. (Tafeln 4–6).

Die Fossilassoziationen bestätigen die Annahme von LÓCZY (1912) und TELEGDI-ROTH (1937) sowie STRAUSZ (1941 ff.), daß die Überlagerung des Bauxits zumindest Valendis-Alter aufweist.

2.5. Korrelation der Profile der Nagyharsány-Kalk-Formation

In Abb. 3 wird die Korrelation eines Großteils der beschriebenen Profile dargestellt.

Der liegende Profilabschnitt, der dem Bereich Berrias–Valendis zuzurechnen ist, kann gut parallelisiert werden, wobei der Abschnitt unmittelbar über dem Bauxithorizont des Stratotyp-Profils Nagyharsány 1 (Einheit I/1) mit dem Profil H sowie mit den Bauxiterkundungsprofilen N (Proben N-3/4), R (Proben R-1 bis R-6) und dem gesamten Kurzprofil Z vergleichbar entwickelt ist. Von besonderem Interesse ist der Nachweis der Foraminifere *Protopeneroplis* cf. *trochangulata* SEPTF. im Profil I (Proben I-3/4) und in der Bohrung Nagykozár NK-2; damit wird der Nachweis der *Protopeneroplis trochangulata*-Zone erbracht.

Mit dem unteren Teil der Einheit II des Nagyharsány-Stratotyp-Profils, der Oberhauterive/Unterbarreme-Alter zeigt, kann Probe N-5 der Bauxiterkundungsbohrung N sowie auch die Proben R-7 und R-8 des Profils R parallelisiert werden. Sie sind der Foraminiferenzone der *Orbitolinopsis capuensis* zuordenbar.

Der „obere Urgonkalk" der Bohrung Nagyharsány 1 kann mit Einheit IV des Nagyharsány Typprofils parallelisiert werden, d.h. mit der Foraminiferenzone der *Palorbitolina lenticularis* (Subzone der *Praeorbitolina cormyi*, die für das Unterapt (Bedoule) charakteristisch ist).

In Abb. 9 wird eine zusammenfassende Darstellung der stratigraphischen Reichweite der wichtigsten Foraminiferen- und Kalkalgen-Taxa der Nagyharsány-Kalk-Formation gegeben.

3. Schrattenkalk-Formation

Die Zielsetzung dieser Arbeit ist auch eine eingehendere Dokumentation, Ergänzung und Revision der bereits im Ansatz bei I. BODROGI (1989) und G. CSÁSZÁR et al. (1994) beschriebenen Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen der beiden Schrattenkalk-Profile im Rhomberg-Steinbruch bei Unterklien (Taf. 12–17, Tab. 1) sowie insbesondere ein Vergleich mit den hier ausführlich dokumentierten Vergesellschaftungen der Nagyharsány Kalk Formation. Hinsichtlich der lithologischen bzw. mikrofaziellen Beschreibung der einzelnen Schichtglieder wird auf G. CSÁSZÁR et al. (1989, 1994) verwiesen. Besonders muß darauf hingewiesen werden, daß die Schichtfolge im Rhomberg-Steinbruch invers gelagert ist und die Proben-Numerierung vom Hangenden zum Liegenden erfolgte.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt wurde, setzt sich das hier dokumentierte Schrattenkalk-Profil aus zwei Teilstücken zusammen, wobei der wesentlich größere – und

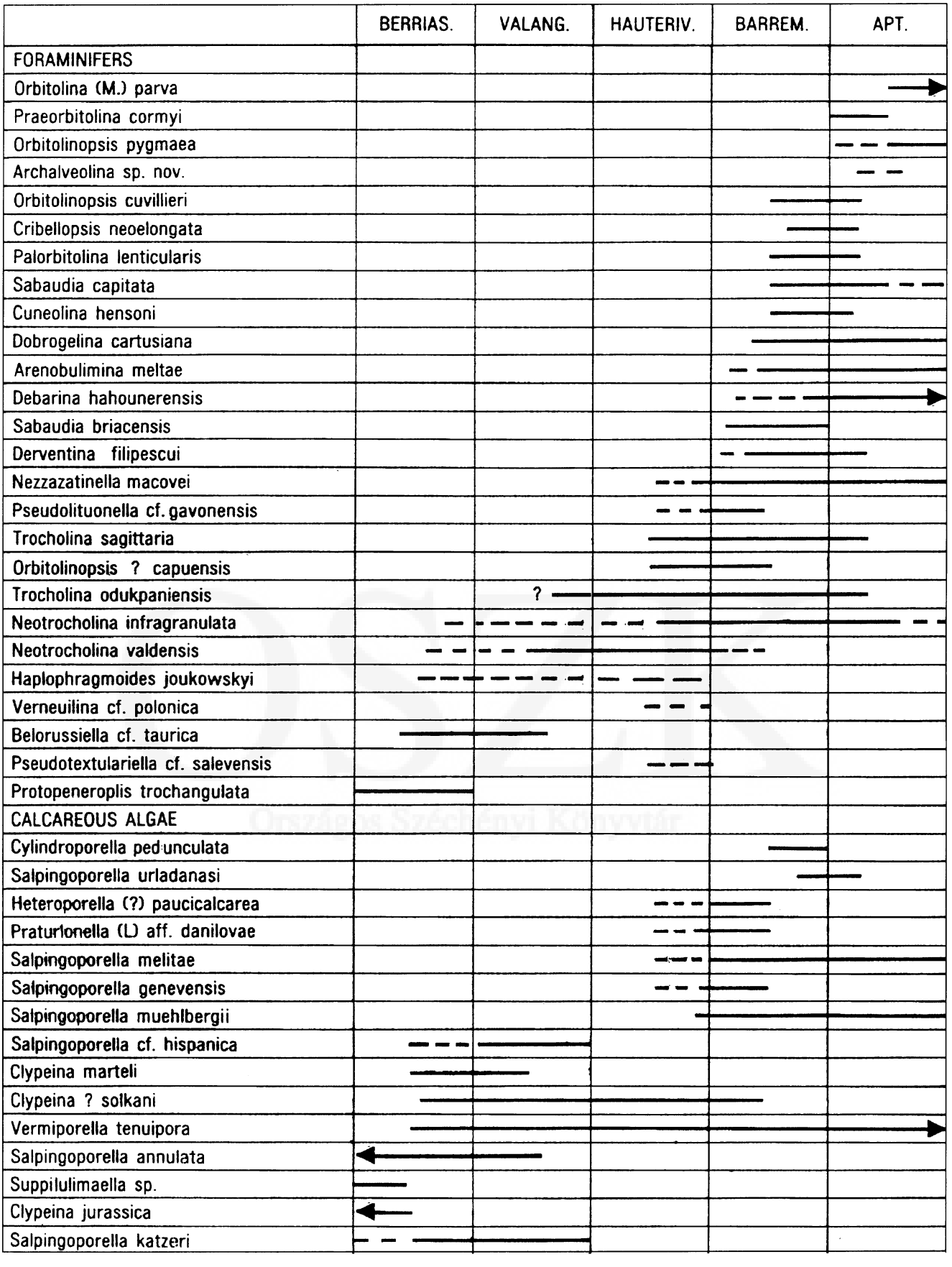


Abb. 9
Stratigraphische Reichweiten ausgewählter Foraminiferen- und Kalkalgen-Taxa der Nagyharsány-Kalk-Formation des klassischen Gebietes.
Nach ARNAUD-VANNEAU (1980, 1981, 1987), ARNAUD-VANNEAU & DARSAC (1984), CONRAD (1968, 1969, 1970), CONRAD & RADOIČIĆ (1978), PEYBERNES & CONRAD (1976, 1979), PEYBERNES (1979), BASSOULET, BERNIER, CONRAD et al. (1978), SCHROEDER (1968), SCHROEDER et al. (1974), SCHROEDER & NEUMANN (1985), MOULADE et al. (1985), SOKAČ & VELIČ (1978), TISLJAR, VELIČ & SOKAČ (1983), VELIČ (1988), CHIOCCHINI et al. (1988).

Országos Széchényi Könyvtár

Tabelle 1.
Verzeichnis der Foraminiferen-Taxa in den Profilen des Schrattenkalks und des Nagyharsány-Kalks.
R-1 = Rhomberg-Steinbruch, Probenserie 1; R-2 = Rhomberg-Steinbruch, Probenserie 2; N-1 = Stratotypprofil Nagyharsány 1; Sch. = Taxa auf Schrattenkalk beschränkt; N.M. = Taxa auf Nagyhársany-Kalk beschränkt; C = dem Schrattenkalk und Nagyharsány-Kalk gemeinsame Taxa.
+ = det. BODROGI; ⊕ = det. 1: MÉHES (in FÜLÖP, 1966); 2 : PEYBERNES & CONRAD (1979); 3: PEYBERNES (1979).

		R-1	R-2	N-1	Sch.	N.M.	C
	Plankton						
1	*Hedbergella planispira* (TAPPAN)	+					
	Kalkiges Benthos						
1	*Belorussiella textilarioides* (REUSS)	+	+	+			+
2	*Bolivinopsis* cf. *capitata* YAK.			+		+	
3	*Bolivinopsis* sp.		+	+			+
4	? *Cyclogyra* sp.	+	+		+		
5	*Dobrogelina carthusiana* ARN.-VANN.		+	+			+
6	*Derventina filipescui* NEAGU			+		+	
7	*Gavelinella barremiana* BETT.	+			+		
8	*Gavelinella* sp.	+			+		
9	Miliolina	+	+	+			+
10	*Meandrospira* sp.	+			+		
11	*Mayncina* cf. *termieri* HOTT.			+		+	
12	*Mayncina* cf. *bulgarica* (3)			+		+	
13	? *Montharmontia* sp.			+		+	
14	*Neotrocholina* aff. *aptiensis* IO.	+	+		+		
15	*Nezzazatinella* aff. *picardi* (HEN.)	+	+		+		
16	*Nezzazata macovei* NEAGU	+	+	+			+
17	*Lenticulina* sp.	+	+	+			+
18	*Pfenderina globosa* FOURY			+		+	
19	*Pfenderina* ? *aurelia* NEAGU			+		+	
20	*Pseudotriloculina* sp.	+	+	+			+
21	*Quinqueloculina* cf. *lirellangulata* LOEBLICH & TAPPAN	+	+		+		
22	*Quinqueloculina histri* NEAGU			+		+	
23	*Quinqueloculina robusta* NEAGU	+	+	+			+
24	*Sabaudia minuta* HOFKER		+	+			+
25	*Sabaudia capitata* ARN.-VANN.		+	+			+
26	*Sabaudia* cf. *briacensis* ARN.-VANN.			+		+	
27	*Sabaudia* sp.	+		+	+		+
28	*Spirillina* sp.	+	+	+			+
29	*Spiroloculina cretacea* REUSS		+		+		
30	*Trocholina friburgiensis* (GUILL. & REICHEL) (2, 3)	+	+	⊕	+		+
31	*Trocholina* aff. *friburgiensis* (GUILL. & REICHEL)	+					+
32	*Trocholina sagittaria* ARN.-VANN.			+		+	
33	*Trocholina paucigranulata* MOULLADE			+		+	
	Agglutiniertes Benthos						
34	*Andersenia rumana* NEAGU			+		+	
35	*Arenobulimina meltae* KOV.		+	+		+	+
36	*Arenobulimina* sp.	+	+	+			+
37	*Arenobulimina kochleata* ARN.-VANN.		+		+		
38	*Charenthia cuvillieri* NEUM.	+	+	+			+
39	*Cuneolina hensoni* DALBIEZ		+	+			+
40	*Cribellopsis neoelongata* (CHERCHI & SCHROEDER)	+		+			+
41	*Conorbina* sp.	+			+		
42	*Debarina hahounerensis* FOURCADE, RAOULT & VILLA	+	+	+			+
43	*Dorothia* sp.	+	+	+			+
44	*Erlandia* ? *conradi* ARN.-VANN.		+	+			+
45	*Glomospira urgoniana* ARN.-VANN.		+	+			+
46	*Glomospirella* sp.	+	+	+			+
47	*Massilina* sp.		+		+		
48	*Marssonella praeoxycona* MOULLADE		+		+		
49	*Marssonella* sp.	+	+	+			+
50	*Nautiloculina brönnimanni* ARN.-VANN. & PEYBERNES	+	+		+		
51	*Nautiloculina cretacea* PEYB. (2,3)	+	+	⊕			+
52	*Melathrokerion valserinennensis* BRÖNNIMANN & CONRAD		+		+		
53	*Nautiloculina* sp.		+	+			+
54	*Novalesia* sp.		+	+			+
55	*Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER	+	+	+			+
56	*Gaudryina tuchaensis* ANT.		+		+		
57	*Gaudryina pontica* PLOTNIKOVA		+		+		
58	*Falsurgonina* sp.	+	+		+		
59	*Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE	+	+	+			+
60	*Orbitolinopsis pygmea*			+		+	
61	*Orbitolinopsis buccifer* ARN.-VANN. & THI. (2)			⊕		+	
62	*Orbitolinopsis* sp.nov. 1		+		+		
63	*Orbitolinopsis* sp.nov. 2		+		+		
64	*Orbitolinopsis* sp.	+	+	+			+
65	*Orbitolinopsis cuvillieri-kiliani* (1,2,3)	+	+	⊕	+		+
66	*Paleodictyoconus reicheli* GUILL.	+			+		
67	*Paleodictyoconus berremianus* MOULLADE	+	+			+	
68	*Paleodictyoconus actinostoma* ARN.-VANN.	+			+		
69	*Paleodictyoconus* sp.	+		+	+		
70	*Palorbitolina lenticularis* BLUMENBACH (1,2,3)			⊕		+	
71	*Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH)	+	+		+		
72	*Palorbitolina lenticularis praecursor* (MONTANARI)	+	+			+	
73	*Palorbitolina* sp. 1	+			+		
74	*Palorbitolina* sp.	+			+		
75	*Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC.) (1)	+	+	⊕			+
76	*Paracoskinolina maynci* (CHEVALLIER) (2,3)	+	+	⊕			+
77	*Paracoskinolina* sp. (1)	+	+	⊕			+
78	*Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA	+	+		+		
79	*Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC	+	+		+		
80	*Pseudocyclammina allobrogica* ARN.-VANN.	+			+		
81	*Pseudocyclammina* sp.		+	+			+
82	*Pseudolituonella gavonensis* FOURY		+		+		
83	*Pseudocyclammina* cf. *gavonensis* FOURY			+		+	
84	*Praereticulinella cuvillieri* DELOFFRE & HAMAUI		+		+		
85	*Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER			+		+	
86	*Orbitolina (M.)* sp.			+		+	
87	*Praeorbitolina* sp.			+		+	
88	*Praealveolina* sp.nov.			+		+	
89	*Patellovalvulina* sp.			+		+	
90	*Archalveolina* sp.nov. (2,3)			⊕		+	
91	*"Reticulinella"* sp. (2,3)			⊕		+	
92	*Reophax* sp.			+		+	
93	*Spiroplectammina* sp.		+		+		
94	*Textularia* sp.	+	+	+			+
95	*Vercorsella* sp.	+	+	+			+
96	*Valvulammina* sp.	+	+				+

stratigraphisch ältere – Anteil im Rhomberg-Steinbruch hervorragend aufgeschlossen ist („Rhomberg-Steinbruch 2").

Ein Profil-Teilstück verläuft von der SW–Ecke des Steinbruchs bis in den Garten des ersten Bauernhauses (Probenserie 1).

Die beiden Profil-Teilstücke können mit dem charakteristischen *Lopha*-Biostrom gut parallelisiert werden.

3.1. Das Profil des Rhomberg-Steinbruchs bei Unterklien, Probenserie 1

Einheit I: Profilstrecke 0,0–17,5 m
Schichtglieder 29–34.

Unter den Foraminiferen dominieren folgende Orbitolinentaxa: *Orbitolinopsis* ex gr. *cuvillieri-kiliani*, *Orbitolinopsis* sp., *Paleodictyoconus* sp., *Palorbitolina* sp., *Palorbitolina lenticula-*

Tabelle 2.
Verzeichnis der Kalkalgen-Taxa in den Profilen des Schrattenkalks und des Nagyharsány-Kalks.
Erläuterung der Abkürzungen siehe Tab. 1.
⊕ = Taxa, die auf die Bohrung Lippó 1 beschränkt sind.

		R-1	R-2	N-1	Sch.	N.M.	C
1	*Acicularia* sp.	+					
2	*Actinoporella podolica* ALTH.	+		+			+
3	*Boueiana hochstetteri* TOULA	+	+	+			+
4	*Cylindroporella pedunculata* (JAFFREZO; POISSON & AKUBULUT)			+		+	
5	*Cylindroporella* cf. *elliptica* BAK. (2,3)			+		+	
6	*Cylindroporella* (?) *lyrata* MASSE & L.-S.	+			+		
7	*Cylindroporella* sp.	+		+			+
8	*Macroporella* cf. *embergeri* BOURULEC & DELOFFRE	+			+		
9	*Macroporella* sp.	+			+		
10	*Salpingoporella* aff. *muehlbergii* LORENZ	+			+		
11	*Salpingoporella muehlbergii* LORENZ	+	+	+			+
12	*Salpingoporella hasi* CONRAD RADOIČIĆ & REY	+	+		+		
13	*Salpingoporella urladanasi* CONRAD & RADOIČIĆ	+		+			+
14	*Salpingoporella melitae* RAD.	+		+			+
15	*Salpingoporella genevensis* (CONRAD) (2,3)			+		+	
16	*Salpingoporella* sp. 1	+			+		
17	*Salpingoporella* sp. 2	+			+		
18	*Salpingoporella* sp.	+	+	+			+
19	*Heteroporella* (?) *paucicalcarea* CONRAD	+	+	+			+
20	*Praturlonella (L.)* aff. *danilovae* (RADOIČIĆ)	+		+			+
21	*Permocalculus inopinatus* ELLIOTT	+			+		
22	*Permocalculus* cf. *irenea* ELLIOTT			+		+	
23	*Pseudactinoporella fragilis* CONR. (2,3)			+			+
24	*Diversocallis undulatus* DRAG.	+			+	⊕	+
25	*Ethelia alba* PFENDER	+			+	⊕	+
26	*Neomeris pfenderae* KON. & EPIS		+		+		
27	*Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYOMA	+	+		+	⊕	+
28	*„Cayeuxia" anae* DRAGASTAN			+		+	
29	*Solenopora* sp.			+		+	
30	*Sphaerocodium* sp.	+		+			+
31	*Russoella radoicici* BRATTOLO			+		+	
32	*Terquemella triangularis* MASSE			+		+	
33	*Vermiporella* (?) *tenuipora* CONRAD			+		+	

ris praecursor (MONTANARI), *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC).

Die Begleitassoziation zeigt folgende Zusammensetzung: *Glomospira/Glomospirella*, *Nezzazatinella macovei* NEAGU, *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Marssonella praeoxycona* MOULLADE, *Trocholina friburgiensis* (GUILLAUME & REICHEL), *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU, Textulariidae.

An Kalkalgen konnten identifiziert werden: *Diversocallis undulatus* DRAGASTAN, *Salpingoporella urladanasi* CONRAD & RADOIČIĆ, *Salpingoporella hasi* CONRAD, RADOIČIĆ & REY, *Salpingoporella* sp., *Sphaerocodium* sp.

Weiters finden sich Bruchstücke von Bivalven, untergeordnet auch von Echinodermaten, Kalkschwämmen, Gastropoden. Selten finden sich auch Acicularien und Holothurien-Sklerite.

Die Hangendgrenze von Einheit I wurde mit dem letzten Auftreten von *Trocholina friburgiensis* (GUILLAUME & REICHEL) gezogen.

Einheit II: Profilstrecke 17,5–55,0 m Schichtglieder 12–28

Die Obergrenze von Einheit II wurde mit dem Einsetzen von *Sabaudia capitata* ARNAUD-VANNEAU, gezogen. *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH), die nach ARNAUD-VANNEAU (1980) und BOLLINGER (1986) erst im frühen Apt einsetzt, tritt mit schlecht erhaltenen Exemplaren lediglich in den Orbitolinenschichten zwischen Schicht 20 und 15 auf.

Die Orbitolinen-Assoziation zeigt folgende Taxa: *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE, *Orbitolinopsis* gr. *cuvillieri-kiliani*, *Orbitolinopsis* sp., *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH), *Palorbitolina lenticularis praecursor* (MONTANARI), großwüchsige Orbitolinidae, *Paleodictyoconus barremianus* MOULLADE, *Paracoskinolina maynci* (CHEVALLIER), *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC), *Palorbitolina* sp., *Paleodictyoconus actinostoma* ARNAUD-VANNEAU, *Falsurgonina* ? sp. Weiters finden sich folgende agglutinierende Großforaminiferen: *Charenthia cuvillieri* NEUMANN, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA, *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Pseudocyclammina* sp., *Praereticulinella cuvillieri* DELOFFRE & HAMAUI, *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU, *Nautiloculina cretacea* PEYBERNES, *Melathrokerion valserinensis* BRÖNNIMANN & CONRAD, *Vercorsella* sp. Miliolinen sind massenhaft vertreten; sporadisch findet sich auch *Erlandia ? conradi* ARNAUD-VANNEAU.

Auch die Kalkalgen zeigen eine artenreiche Vergesellschaftung mit *Cylindroporella ? lyrata* MASSE & L.S., *Camptocotylodon fontis* ELLIOTT, *Macroporella* cf. *embergeri* BOURULEC & DELOFFRE, *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella* nov.sp.1, *Salpingoporella* nov.sp.2, *Praturlonella* (*L.*) aff. *danilovae* (RADOIČIĆ), *Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYOMA, *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, *Salpingoporella* sp., *Permocalculus inopinatus* ELLIOTT.

Weiters finden sich wie in Einheit I untergeordnet auch Fragmente von Kalkschwämmen, Korallen und Hydrozoen; außerdem Ostrakoden, *Cadosina*, Holothurien und Mikroproblematika wie *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ und *„Pseudostracoda"*.

Einheit III: Profilstrecke 55,0–77,5 m Schichtglieder 1–11

Nach wie vor dominieren die agglutinierenden Foraminiferen; die Milioliden stellen den größten Individuenreichtum. Gegen das Hangende zu nimmt die Formendiversität markant ab. Auffällig ist auch, daß in der Orbitolinen-Assoziation die großwüchsige *Palorbitolina lenticularis praecursor* (MONTANARI) vorherrscht und ab der Schicht 4 bis 1 die Kalkalgen überwiegen.

Außer dem erwähnten *Palorbitolina*-Taxon sind folgende Orbitolinen charakteristisch: *Cribellopsis neoelongata* (CHERCHI & SCHROEDER), *Falsurgonina* sp., *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC), *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH), *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE. An begleitenden Taxa können beobachtet werden: *Dobrogelina carthusiana* ARNAUD-VANNEAU, *Charenthia* sp., *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Quinqueloculina lirellangulata* LOEBLICH & TAPPAN, *Quinqueloculina robusta* NEAGU, *Arenobulimina* sp., *Lenticulina* sp. und *Erlandia ? conradi* ARNAUD-VANNEAU.

Die Algenflora ist ebenso relativ artenreich zusammengesetzt mit *Cylindroporella* sp., *Camptocotylodon fontis* PATRULIUS, *Permocalculus inopinatus* ELLIOTT, *Boueiana hochstetteri* TOULA, *Actinoporella podolica* ALTH., *Macroporella* cf. *embergeri* BOURULEC & DELOFFRE, *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella hasi* CONRAD, RAD. & REY., *Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ, *Salpingoporella urladanasi* CONRAD & RADOIČIĆ und *Salpingoporella* sp.

Bei der Begleitfauna dominieren die Bivalven; lediglich sporadisch finden sich Gastropoden, Kalkschwämme, Korallen (*Mezomorpha ornata* MORYCZOWA), Holothurien-Sklerite und Cadosinen.

Abb. 10
Litho- und Biofazies des Schrattenkalks des Rhomberg-Steinbruchs bei Unterklien, Probenserie 1.

3.2. Rhomberg-Steinbruch, Probenserie 2

Im Profil Rhomberg 2 – das ist der in Betrieb stehende Abbau – ist eine durchgehende Schichtfolge in inverser Lagerung von den Drusbergschichten über den Schrattenkalk in den Seewerkalk ausgezeichnet aufgeschlossen. Stratigraphisch reicht diese Schichtfolge vom Barreme bis in das Turon.

3.2.1. Drusbergschichten

Von 0,0–8,0 m sind die Drusbergschichten im Rhomberg-Steinbruch als stratigraphisch ältestes Schichtglied aufgeschlossen; sie umfassen die Proben 65–67. Es handelt sich um gut gebankte, dunkelgraue bioturbate, geflaserte Kalke bzw. Mergelkalke des Barreme.

Die Foraminiferenfauna ist arten- und individuenarm und beschränkt sich auf benthonische Formen; auffallend ist das wohl faziell bedingte Fehlen von planktonischen Foraminiferen, von Großforaminiferen wie Orbitolinen und von Kalkalgen. Außer benthonischen Foraminiferen finden sich untergeordnet noch Cadosinen, Globochaeten und Pieninen sowie Metazoen-Bruchstücke von Mollusken, Echiniden-Stacheln und Crinoiden-Detritus.

Unter den benthonischen Foraminiferen sind folgende charakteristische Taxa anzutreffen: *Debarina hahounerensis* FOURC., RAOU. & VILA, *Marssonella praeoxycona* MOULLADE, *Nezzazatinella macovei* NEAGU. Die Begleitfauna besteht aus Miliolinen, *Glomospira* sp., *Arenobulimina*? sp., *Dorothia* sp., *Spiroplectammina* sp., *Valvulammina* sp. und Textulariiden unter denen kleinwüchsige agglutinierende Formen überwiegen.

3.2.2. Schrattenkalk-Formation

Aus der Drusberg Formation entwickelt sich unter allmählicher Abnahme des flaserigen Gefüges und Auftreten hellerer Gesteinsfarbe die etwa 120 m mächtige Schrattenkalk-Formation. G. CSÁSZÁR (1986) gliederte den Schrattenkalk aufgrund der lithologischen Merkmale und der Makrofossilführung in sieben Einheiten, wobei die Mächtigkeiten der einzelnen Einheiten große Unterschiede zeigen. Wie in Abb. 11 dargestellt wird, kann diese Schichtfolge aufgrund der Foraminiferen-Assoziationen in drei biostratigraphische Einheiten untergliedert werden, wobei innerhalb dieser noch einige Horizonte charakterisiert werden können.

Einheit I: Profilstrecke von 8,0–44 m
Schichtglieder 45–64

Das Hauptcharakteristikum dieser liegenden Einheit I ist das Auftreten von Orbitolinen. In der ausschließlich aus benthischen Formen zusammengesetzten Foraminiferenfauna nimmt die Artenvielfalt gegen das Hangende zu, wobei die agglutinierenden Formen überwiegen. Hinsichtlich der Individuenzahl herrscht das kalkschalige Benthos, insbesondere die häufig bis gesteinsbildend auftretenden mittel- bis großwüchsigen Miliolinen, vor. Ab Schichtglied 59 tritt *Quinqueloculina robusta* NEAGU massenhaft auf. Die Orbitolinen finden sich im Schichtglied 61 nur sporadisch und schlecht erhalten mit mikritisierten Schalen. In der hangend folgenden Schicht 58 erscheint erstmals *Palorbitolina lenticularis praecursor* (MONTANARI); in Schicht 55 treten die ersten *Orbitolinopsis* sp. auf; die größte Häufigkeit erreichen die Orbitoliniden in Schicht 56.

An charakteristischen kalkschaligen Benthos-Taxa (Taf. 12) sind zu beobachten: *Belorussiella textilarioides* (REUSS), *Nezzazatinella macovei* NEAGU, *Cyclogyra*? sp., *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Sabaudia capitata* ARNAUD-VANNEAU, *Trocholina friburgiensis* (GUILLAUME & REICHEL). Das agglutinierende Benthos wird durch folgende Taxa repräsentiert: *Arenobulimina meltae* KOVATCHEVA, *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER, *Debarina hahounerensis* FOURC., RAOU. & VILA, *Gaudryina tuchaensis* ANTONOVA, *Gaudryina* aff. *pontica* PLOTNIKOVA, *Glomospira urgoniana* ARNAUD-VANNEAU, *Glomospirella* sp., *Marssonella praeoxycona* MOULLADE, *Nezzazatinella* aff. *picardi* (HENSON), *Placopsilina cenomana* (D'ORBIGNY), *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA, *Palorbitolina lenticularis praecursor* (MONTANARI), *Orbitolinopsis* sp., Orbitolinidae, *Valvulammina* sp. Die meisten Taxa sind individuenmäßig selten; mittlere Individuenanzahl wird lediglich von den Textulariidae (*Textularia, Spiroplectammina, Gaudryina, Dorothia*) sowie von den *Valvulammina* sp. und den Orbitolinidae erreicht. *Cuneolina hensoni* DALBIEZ tritt nur vereinzelt in Schicht 45 auf.

Kalkalgen treten erst etwa ab Mitte der Einheit I (Schichtglieder 55/56) bis ins Hangende auf, nämlich *Ethelia alba* PFENDER und *Acicularia* sp., erst ab Schicht 53 treten die ersten Salpingoporellen mit *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ) auf.

Beruhend auf den jeweiligen Verteilungsmustern der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen können drei Horizonte innerhalb Einheit II unterschieden werden:

- **Horizont II/1**
  Eine Miliolinen-Glomospiren-Valvulamminen-Textulariiden-Assoziation ohne Kalkalgen, repräsentiert in den Schichtgliedern 60–65. Orbitolinen treten vereinzelt in den Schichten 60–61 auf.
- **Horizont II/2**
  Eine Miliolinen-Sabaudien-Orbitolinen-Textulariiden-Assoziation mit Kalkalgen; Schichtglieder 53–60. Die Orbitoliniden sind lediglich in der Schicht 56 häufiger, dominiert von *Sabaudia minuta* (HOFKER); weiters sind folgende Foraminiferentaxa bemerkenswert: *Trocholina friburgiensis* (GUILLAUME & REICHEL), *Nezzazatinella macovei* NEAGU, *Nezzazatinella* aff. *picardi* (HENSON) und *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER. Hier treten auch die ersten Kalkalgen auf: *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella hasi* CONRAD, RADOIČIĆ & REY und *Ethelia alba* PFENDER. Weiters treten vereinzelt als hier bezeichnende Biota auf: *Pieninia oblonga* BORZA & MISIK, *Serpula, Spiroserpula* und Holothurien-Sklerite.
- **Horizont II/3**
  Eine Miliolinen-Trocholinen-Textulariiden-Assoziation mit wenigen Salpingoporellen-Fragmenten. Schichtglieder 45–52.
  Dieser Horizont entspricht den „Alectryonien-Schichten" mit *Lopha rectangularis*. In den Proben 48 und 49 konnte ferner die Spongie *Barroisia helvetica* (DE LORIOL) bestimmt werden.

Einheit II: Profilstrecke von 44,0–74,0 m
Schichtglieder 26–45

Einheit II kann als eine Orbitolinen-Miliolinen-Assoziation mit zahlreichem Detritus von Bivalven, Crinoiden und Bryozoen angesehen werden.

Unter der sehr arten- und individuenreichen benthischen Foraminiferenfauna dominieren hinsichtlich des Individuenreichtums die Miliolinen mit *Quinqueloculina robusta* NEAGU, *Quinqueloculina danubiana* NEAGU, *Quinqueloculina* sp., *Spiroloculina cretacea* REUSS und *Massilina* sp. An kalkschaligem Benthos war bestimmbar: *Meandrospira* sp., *Nezzazatinella* aff. *picardi* (HENSON), *Nezzazatinella macovei* NEAGU, *Neotrocholina* aff. *aptiensis* (IOVCHEVA), *Trocholina friburgiensis* (GUILLAUME & REICHEL), *Sabaudia minuta* (HOFKER). Orbitoliniden sind nur in der Probe 43 häufig anzutreffen. In der ältesten Schicht 45 der Einheit II tritt *Palorbitolina lenticularis praecursor* (MON-

Abb. 11.
Litho- und Biofazies des Schrattenkalks des Rhomberg-Steinbruchs bei Unterklien, Probenserie 2.

TANARI) gemeinsam mit *Orbitolinopsis cuvillieri* MOULLADE erstmals auf. In der jüngsten Schicht 26 ist *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH) häufig und *Choffatella decipiens* SCHLUMBERGER relativ häufig zu beobachten. Außer den bereits erwähnten Taxa sind noch folgende Orbitoliniden zu erwähnen: *Falsurgonina* sp., *Orbitolinopsis* sp., *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) und *Paleodictyoconus barremianus* MOULLADE. Weiters finden sich begleitend folgende agglutinierenden Foraminiferen: *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Melathrokerion valserinensis* BRÖNNIMANN & CONRAD, *Marssonella praeoxycona* MOULLADE, *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU, *Reophax, Pseudochoffatella* sp., *Placopsilina cenomana* (D'ORBIGNY), *Erlandia ? conradi* ARNAUD-VANNEAU.

In der ältesten Schicht von Einheit II sind die Kalkalgen in vereinzelten Exemplaren durch *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ) vertreten (Taf. 17, Fig. 8); im Schichtglied 39 tritt *Neomeris pfenderae* KON. & EPIS auf (Taf. 17, Fig. 6).

Weiters findet sich Detritus von Bivalven und Crinoiden, untergeordnet auch von Bryozoen, Echiniden, Gastropoden, Kalkschwämmen incl. Sphinctozoen, Brachiopoden und Korallen. Vereinzelt finden sich auch Ostrakoden, Cadosinen und *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ.

G. CSÁSZÁR (1986) hat die an Orbitolinen reichen Schichten 26–27 dieses Profils mit der Orbitolinen-Kalkmergelschicht 20 des Profils Rhomberg 1 korreliert. Nach den von uns durchgeführten Untersuchungen setzt *Palorbitolina lenticularis lenticularis* im Profil Rhomberg 1 in der Schicht 15 aus; die Orbitolinen-Schichten werden daher von den Schichtgliedern 15–20 repräsentiert.

Einheit III: Profilstrecke von 74,0–98,7 m
Schichtglieder 1–25

Die Untergrenze von Einheit III wurde mit dem Auftreten von *Orbitolinopsis* ex gr. *cuvillieri-kiliani* gezogen; die Obergrenze von Einheit III mit dem Einsetzen von *Orbitolinopsis* sp.nov.1 und *Orbitolinopsis* sp.nov.2 sowie von *Paracoskinolina maynci* (CHEVALLIER) und *Paracoskinolina* cf. *sunnilandensis* (MAYNC).

Die Zusammensetzung des Foraminiferen-Benthos ist in Einheit III sehr ähnlich jener von Einheit II, es treten aber folgende Taxa hinzu: *Pseudolituonella gavonensis* FOURY, *Pseudocyclammina hedbergi* MAYNC, *Pseudocyclammina* sp., *Derventina filipescui* NEAGU, *Sabaudia capitata* ARNAUD-VANNEAU sowie gelegentlich in gesteinsbildender Menge große Milioliden wie *Quinqueloculina robusta* NEAGU.

Die Kalkalgenflora setzt sich aus folgenden Taxa zusammen: *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ), *Salpingoporella urladanasi* CONRAD & RADOIČIĆ, *Salpingoporella* sp., *Heteroporella ? paucicalcarea* CONRAD, *Permocalculus inopinatus* ELLIOTT, *Boueiana hochstetteri* TOULA, *Pycnoporidium lobatum* YABE & TOYOMA.

Auch die Begleitfauna/flora ist jener von Einheit II sehr ähnlich. Im Schichtglied 1 konnte noch ein Fragment der Koralle *Mezomorpha ornata* MORYCZOWA bestimmt werden. Nachfolgend unterlagern tektonisch Grünsandsteine der Garschella-Formation sowie Seewerkalk.

3.3. Stratigraphie der Schrattenkalk-Profile von Unterklien

Die Stratigraphie der Profilabschnitte Rhomberg-Steinbruch Profil 1 und Profil 2 wird bereits bei BODROGI (1989) diskutiert; weiters kann auf CSÁSZÁR et al. (1989, 1994), verwiesen werden. Der liegendste Profilteil im Profil Rhomberg 2 gehört dem oberen Abschnitt der *Paleodictyoconus cuvillieri-barremianus*-Foraminiferenzone, d.h. dem Oberbarreme, an. Der überwiegende Teil des Profils gehört jedoch der *Palorbitolina lenticularis*-Zone des Oberbarreme an, wobei im oberen Abschnitt dieser Zone mit dem Auftreten von *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH) auf parastratigraphischer Basis mit gewissen Vorbehalten das obere Barreme und das untere Apt getrennt werden können. Der Biozonierung von MOULLADE et al. (1985) folgend, kann der Schrattenkalk von Unterklien im unteren Abschnitt der *Palorbitolina lenticularis*-Zone, nämlich der *Orbitolinopsis cuvillieri-kiliani*-Subzone zugeordnet werden. Die Subzonen der *Praeorbitolina cormyi* und der *Iraquia simplex* waren nicht nachweisbar.

Hinsichtlich der Dasycladaceen ist das Auftreten von *Cylindroporella ? lyrata* MASSE & L.S. an der Grenze des Barreme zum Apt von Wichtigkeit. Im unteren Apt setzen außerdem die brackwasserliebende *Salpingoporella urladanasi* sowie die beiden Foraminiferentaxa *Orbitolinopsis* nov. sp.1 und *Orbitolinopsis* nov.sp.2 ein.

4. Korrelation der Schrattenkalk- und Nagyharsány-Kalk-Profile

In Abb. 12 wird der Versuch einer Korrelation der Schrattenkalk-Profile Rhomberg 1 und 2 mit dem Nagyharsány-Kalk des Steinbruchs Nagyharsány 1 dargestellt. Mit etwa 80 m Mächtigkeit gehört der Großteil der Schrattenkalk-Schichtfolge der *Orbitolinopsis cuvillieri-kiliani*-Subzone der *Palorbitolina lenticularis*-Zone an (siehe auch Kap. 3.3.); es sind dies die Schichtglieder 1–34 des Profils Rhomberg 1 bzw. 1–58 des Profils Rhomberg 2. Im Stratotyp-Profil Nagyharsány 1 beträgt die Mächtigkeit des Anteils der *Palorbitolina lenticularis*-Zone etwa 70 m; es sind dies die Schichtglieder 46–70. Im hangenden Abschnitt, d.h. von Schicht 66 an, setzen *Orbitolinopsis cuvillieri* und *Archalveolina* nov.sp. ein. *Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER tritt nur in der Bohrung Nagyharsány 1 auf. *Archalveolina* konnte im Schrattenkalk nicht beobachtet werden, hingegen treten in Schicht 3 des Profils Rhomberg 1 *Praereticulinella cuvillieri* DELOFFRE & HAMAUI, eine Leitform des Bedoule sowie auch zwei neue *Orbitolinopsis* sp. auf.

5. Vergleich der Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen des Schrattenkalks und des Nagyharsány-Kalks

In der Folge wird die Verteilung der Foraminiferen und Kalkalgen des Barreme–Unterapt-Abschnittes (*Palorbitolina lenticularis*-Biozone) der Schrattenkalk-Profile des Rhomberg Steinbruchs (R-1 und R-2) mit dem Nagyharsány-Kalk des Stratotyp-Profils Nagyharsány-1 und der Bohrung Nagyharsány-1 verglichen. Hinsichtlich der Kalkalgen des Nagyharsány-Kalks wurde auch das Material der Bohrung Lippó-2 ergänzend einbezogen. Außerdem wurden veröffentlichte Daten von MÉHES (in FÜLÖP, 1966), PEYBERNES & CONRAD (1977, 1978) und PEYBERNES (1987) für den Faunen/Floren-Vergleich herangezogen.

5.1. Foraminiferen-Assoziationen

Eine Auflistung aller von uns für den faunistischen Vergleich herangezogenen Foraminiferentaxa wird in Tab. 1

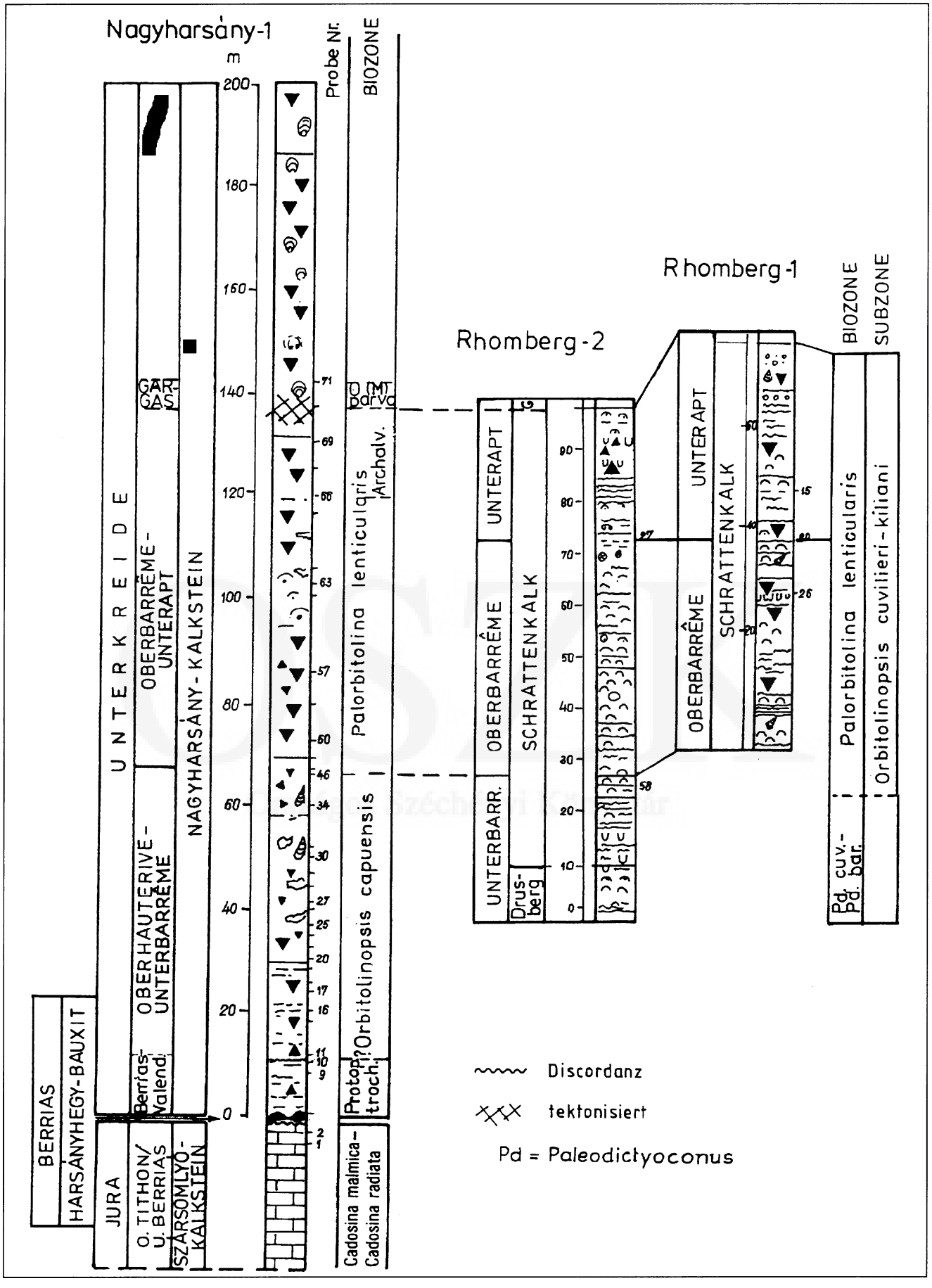


Abb. 12
Versuch einer stratigraphischen Korrelation der Profile Nagyharsány-1 mit dem Rhomberg Steinbruch.

gegeben. Insgesamt konnten im Schrattenkalk und im Nagyharsány-Kalk 98 Foraminiferentaxa bestimmt werden, davon 64 artlich und 34 lediglich generisch. Tab. 2 listet die im Schrattenkalk und Nagyharsány-Kalk gefundenen Kalkalgen auf.

Der Simpson-Koeffizient (S) charakterisiert die Similarität von Faunen, wobei C die Anzahl der beiden Faunen gemeinsamen Taxa (C_{ta}) bzw. Arten (C_{sp}) angibt und N_1 die Anzahl der Taxa (bzw. Arten: N_{sp}) der kleineren Fauna charakterisiert:

$$S=C/N_1$$

Die kleinere Fauna (N_1) wurde mit 60 Taxa bzw. 38 Arten im Nagyharsány-Kalk identifiziert, während die größere Fauna (N_2) mit 72 Taxa bzw. 44 Arten im Schrattenkalk auftritt. Die Anzahl an beiden Formationen gemeinsamen Taxa (C) ist 39, davon 23 gemeinsame Arten und 16 gemeinsam vorkommende Genera.

Daraus lassen sich folgende Simpson-Koeffizienten ableiten:

$$S_{ta} = 39/60 = 0{,}65\ \%$$

bzw.

$$S_{sp} = 23/38 = 0{,}60\ \%$$

Zur Charakterisierung der Faunen-Dissimilarität wird hingegen der Jaccard-Koeffizient (J) herangezogen, wobei die Abkürzungen jenen beim Simpson-Koeffizient erläuterten entsprechen:

$$J= C/N_1 +N_2 -C$$

Hinsichtlich der Taxa läßt sich daher ableiten:

$$J_{ta} = 39/60+72-39 = 0{,}42\ \%$$

Hinsichtlich der Dissimilarität der Arten gilt hingegen:

$$J_{sp}= 23/38+44-23 = 0{,}37\ \%.$$

Im Schrattenkalk sind die Mehrheit der Genera großwüchsig. Im Nagyharsány Kalkstein ist die Seltenheit von *Palorbitolina*, *Orbitolinopsis* und *Paracoskinolina* auffällig. *Palorbitolina lenticularis* wird bereits von NOSZKY (1956). MÉHES (in FÜLÖP, 1966) und PEYBERNES & CONRAD (1987) dokumentiert. Sehr charakteristisch erscheint am Ende des Bedoule das Auftreten von *Archalveolina* sp.nov. zu sein. Die neue *Archalveolina* wird als Vorläufer von *Archalveolina reicheli* (DE CASTRO) mit primitiver alveolarer Struktur angesehen.

5.2. Foraminiferen- und Kalkalgen-Provinzen

Vergleichende Untersuchungen der Foraminiferen- (Tab. 1) und Kalkalgen-Assoziationen (Tab. 2) des Nagyharsány-Kalks mit dem Schrattenkalk haben beträchtliche Unterschiede, aber auch viele Gemeinsamkeiten deutlich gemacht.

Der Schrattenkalk Vorarlbergs zeigt klare Anklänge an die *Valserina*-Faunenprovinz am Südrand Westeuropas. Davon zeugt eine charakteristische Foraminiferen-Assoziation mit *Valserina (M.) valserinensis*, *Praereticulina cuvillieri* und *Pfenderina globosa*. Hingegen dürfte der Liegendanteil der Nagyharsány- Kalk-Formation vermutlich der Faunenprovinz der *Orbitolinopsis capuensis* angehören, die sich am Südrand der Neotethys an die Dinariden und die Gargano-Plattform anschließt. Nach persönlicher Überprüfung durch P. DE CASTRO ist die in den Villany-Profilen R und N bestimmte *Orbitolinopsis ? capuensis* (DE CASTRO) *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO) zwar ähnlich, jedoch nicht damit identisch.

Im Laufe des Oberbarreme sind die Gemeinsamkeiten in der Foraminiferenfauna und Kalkalgenflora zwischen dem Schrattenkalk und dem Nagyharsány-Kalk stark ausgeprägt (siehe Tab. 1). BASSOULET et al. (1985) unterscheiden im Oberbarreme–Unterapt eine am Nordrand der Neotethys gelegene *Orbitolinopsis* gr. *cuvillieri-kiliani*-Provinz von einer am Südrand gelegenen *Salpingoporella dinarica*-Provinz sowie eine iberopyrenäische Subprovinz, die durch *„Iraquia simplex"* charakterisiert wird. Entgegen der Meinung von FÜLÖP (1966), der im Villány-Gebirge *Salpingoporella dinarica* anführt, dürfte dieses Taxon dort nicht vorkommen; die bei FÜLÖP abgebildete Dasycladacee wurde fehlbestimmt und repräsentiert *Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ). Auch CONRAD (1979) und BODROGI, CONRAD & LOBITZER (1993) erwähnen *Salpingoporella dinarica* nicht. Auch die Foraminiferen-Assoziationen des Villány-Gebirges zeigen im Oberbarreme–Unterapt deutliche Unterschiede von jenen des Neotethys-Südrandes.

Erst im Bedoule zeigen sich neben vielen Gemeinsamkeiten auch erhebliche Unterschiede in den Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen zwischen dem Schrattenkalk und dem Nagyharsány-Kalk. In dieser Zeitperiode wird der Nordostteil der Helvetischen Plattform vom nahen Kontinent mit detritischem Quarzsand überflutet, was sich auch im Auftreten des agglutinierenden Sandschaler-Taxons *Palorbitolina lenticularis lenticularis* (BLUMENBACH) wiederspiegelt.

6. Schlußfolgerungen

- Die Nagyharsány-Kalk-Formation weist einen stratigraphischen Umfang von Ober-Berrias/Valendis bis Mittel-Alb auf, während der Schrattenkalk von Barreme bis Unter Apt (Bedoule) reicht. Die Korrelationsmöglichkeit reicht daher von der *Palorbitolina lenticularis*-Zone bis zur *Praeorbitolina cormyi*-Subzone.
- Der Schrattenkalk Vorarlbergs und der jüngere Abschnitt des Nagyharsány-Kalks Ungarns sowie auch die äquivalenten Formationen in den Apuseni Bergen Rumäniens sind aufgrund ihrer Kalkalgen/Foraminiferen-Assoziationen dem Tethys-Nordrand zugehörig. Tethys-Südrandelemente – wie z.B. *Salpingoporella dinarica* RADOIČIĆ und *Orbitolinopsis capuensis* (DE CASTRO) fehlen in diesem Zeitabschnitt. Die bis dato veröffentlichten Angaben über *Salpingoporella dinarica* in den oben erwähnten Gebieten stellen wohl durchwegs Fehlbestimmungen dar. Wie jedoch BODROGI et al. (1993) bereits festhielten, zeigt der O-Berrias- bis U-Barreme-Abschnitt des Nagyharsány-Kalks Kalkalgen- und Foraminiferen-Assoziationen, die enge Beziehungen zwischen der Adriatischen Platte und dem Villány-Gebirge (Mecsek-Einheit) nahelegen.
- Der Schrattenkalk kann als eine regressive Schichtfolge aufgefaßt werden, während die Schichtfolge des Harsány-hegy eine transgressive Abfolge zeigt. In Vorarlberg wird die Urgonentwicklung durch massive kontinentale Quarzsandschüttungen noch in der austroalpinen tektonischen Phase im frühen Apt beendet. Am Harsány-hegy und dessen südöstlichem Vorraum (Bohrung Lippó 1) wird die Urgonentwicklung im mittleren Alb, d.h. in der Austrischen Phase, unter Heraushebung, die eine Verlandung und z.T. Überkippung bewirkte, beendet. In Vorarlberg erscheint gleichzeitig mit den Quarzschüttungen die Kalkalge *Cylindroporella ? lyrata* MASSE & L.S., die im Villány-Gebiet nicht vorkommt. Hingegen zeigt sich in den Apuseni-Bergen *Salpingoporella patruliusi* BUCUR (BUCUR, 1985), die dem vorerwähnten Taxon sehr nahestehen dürfte bzw. damit identisch sein könnte.
- Der Szársomlyó-Kalk reicht im Villány bis ins untere Berrias, wobei der hangende Anteil mit *Tubiphytes morro-*

nensis (Várhegy Member sensu BODROGI) enge Beziehungen zum südlichen und mittleren Banat sowie mit der südlichen Batschka zeigt (ČANOVIĆ & KEMENCI, 1988) sowie auch zu den Dinariden und zum Zentralappenin (CRESCENTI, 1969).

- Der Harsányhegy Bauxit des Villány-Gebietes dürfte während einer Verlandungsphase im Unter–Mittel-Berrias entstanden sein, wobei – ähnlich wie in den Apuseni-Bergen – als Muttergestein der Mecsekjános-Alkalibasalt bzw. dessen Tuffe angesehen werden.
- Der liegende Profilanteil (ab Ober Berrias–Unter Hauterive) des Harsány-hegy und von Padurea Craiului in Rumänien zeigt enge Beziehungen zur Dinarischen Kalkalgenprovinz (BODROGI, CONRAD & LOBITZER, 1993). Im höheren Profilabschnitt zeigt jedoch die Kalkalgenassoziation des Harsány-hegy mit den Tethys-Nordrandelementen *Salpingoporella urladanesi* CONRAD et al. sowie der Foraminifere *Sabaudia briacensis* ARNAUD-VANNEAU einen deutlich unterschiedlichen Charakter. Ob dies mit einer Änderung in der palinspastischen Position oder mit der Ausbildung einer Barriere zu tun hat, bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten.
- Persönlichen Diskussionen mit Z. BALLA (MÁFI) folgend, erachten wir das Villány-Gebiet – insbesondere auch die Urgonentwicklung – als tektonisch der Mecsek-Einheit zugehörig. Das Villány-Gebirge stellt eine eigenständige Faziesentwicklung innerhalb der Mecsek-Einheit dar, wobei der Harsány-hegy mit seinem Schuppenaufbau als eine Decke betrachtet wird, die der Mecsek-Einheit aufgeschoben ist.
- Trotz der augenfälligen Unterschiede zwischen der Mecsek- und Villány-Einheit zeigen sich doch einige wichtige Gemeinsamkeiten:

Ein Vorkommen von hangendem Szársomlyó-Kalk des Unter-Berrias wurde in der Bohrung Nagykozár 2 im Mecsek nachgewiesen. Gerölle dieses Schichtgliedes finden sich im miozänen Szászvár-Konglomerat.
Gesteine des Urgon finden sich lediglich in Form von Geröllen im Mecsek. Einerseits im Magyaregregy-Konglomerat des Valendis, in dem die charakteristische Faziesforaminifere *Trocholina campanella* ARN.-VANNEAU bestimmt werden konnte. Andererseits konnten in vulkanoklastischen Sedimenten des Vékeny-völgy Foraminiferen des Alb (*Coskinolinella* gr. *navarroensis-santanderensis*) identifiziert werden. In dieser Melange finden sich auch Klasten der Bissemergel mit *Favusella washitaensis* (CARSEY), *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER) und *Hedbergella planispira* (TAPPAN).

Dank

I.B. und H.L. danken den Direktoren der GBA in Wien und des MÁFI in Budapest, daß sie die Geländearbeiten in Österreich und Ungarn im Rahmen des bilateralen Zusammenarbeitsprogrammes ermöglichten.

Die IGCP-Projekte 262 „Tethyan Cretaceous Correlation" und 287 „Tethyan Bauxites" machten die erforderlichen Auslandsreisen, in deren Rahmen die Ergebnisse präsentiert und diskutiert werden konnten, möglich.

Unser Dank gilt auch W. KRIEG, Dir.i.R. der Vorarlberger Naturschau in Dornbirn, und der Betriebsleitung des „Rhomberg-Steinbruchs" in Dornbirn-Unterklien für zahlreiche Hilfestellungen. Für die Überprüfung von Fossilbestimmungen sowie Diskussion der Ergebnisse danken wir A. ARNAUD-VANNEAU (Grenoble), weiters M.A. CONRAD (Genf), P.DE CASTRO (Neapel), R. SCHRÖDER (Frankfurt), H. BOLLI und K. FÖLLMI (beide Zürich), sowie Z. BALLA, J. KNAUER, E. RÁLISCH-FELGENHAUER, Cs. PÉRO und Á. FEKETE (alle Budapest). Besonders danken möchten wir auch R. OBERHAUSER (Wien) und G. CSÁSZÁR (Budapest) für die kritische Durchsicht des Manukripts. Für die Anfertigung der Foraminiferen- und Dasycladaceen-Fotos wird Frau PELLÉRDY (MÁFI) gedankt.

Tafel 1

Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Praturlonella* (*Likanella*) sp.**
Subaxialschnitt.
Nagyharsány, Profil H, Dünnschliff H-16, 53× vergr.

Fig. 2: ***Salpingoporella annulata* CAROZZI.**
Axialschnitt.
Nagyharsány Profil H, Dünnschliff H-16, 136× vergr.

Fig. 3: ***Clypeina marteli* EMBERGER.**
Querschnitt.
Nagyharsány, Profil H, Dünnschliff H-16, 53× vergr.

Fig. 4: ***Salpingoporella annulata* CAROZZI.**
Axialschnitt.
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 9/b, 53× vergr.

Fig. 5: ***Orthonella* sp.**
Schrägschnitt.
Sammlung von Sándor NAGY, Dünnschliff NS-4,
36× vergr.

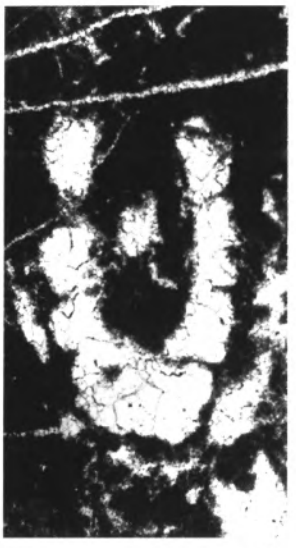
Fig. 6: ***Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ.**
Subaxialschnitt.
Profil Nagyharsány-1 Dünnschliff 52/a, 53× vergr.

Fig. 7: ***Salpingoporella melitae* RADOIČIĆ.**
Tangentialschnitt.
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 52/a, 53× vergr.

Fig. 8: ***Salpingoporella muehlbergii* (LORENZ).**
Tangentialschnitt.
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 52/a, 53× vergr.

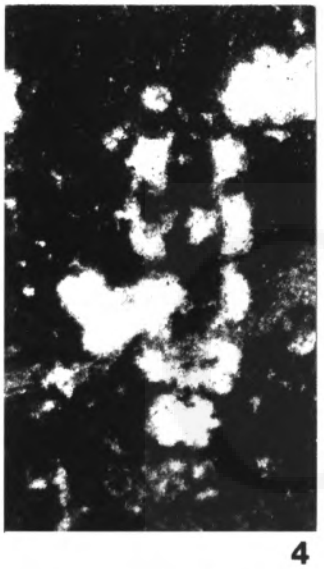
Fig. 9: ***Praturlonella* (*Likanella*) sp.**
Axialschnitt.
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 28, 53× vergr.

1

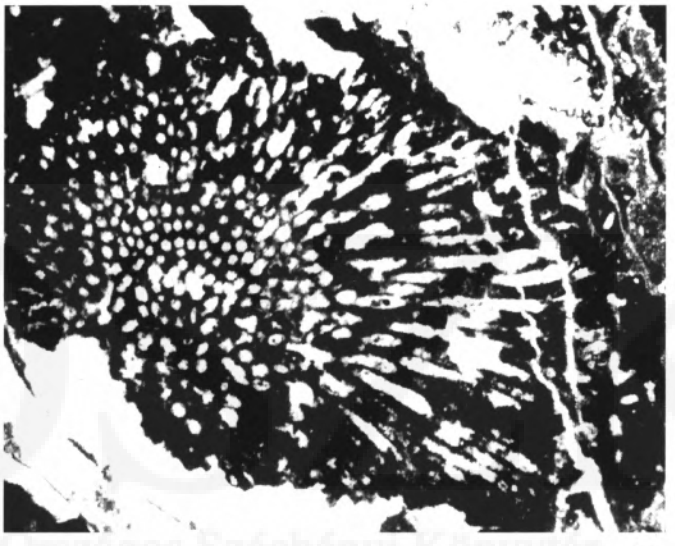


2

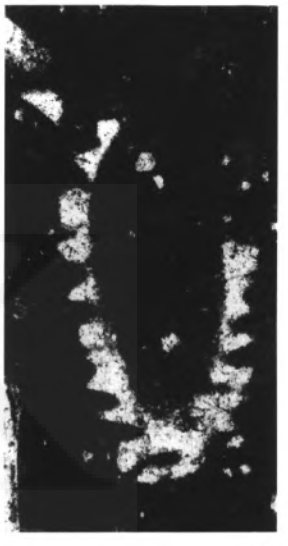
3



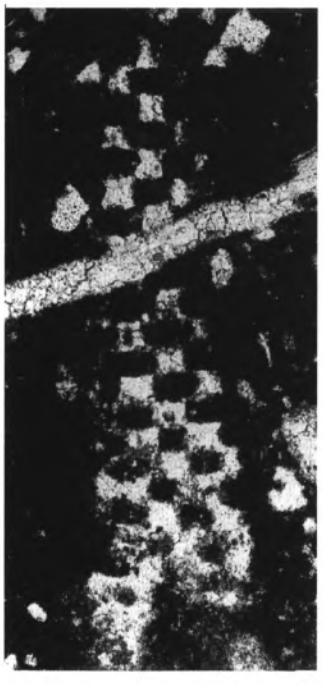
4



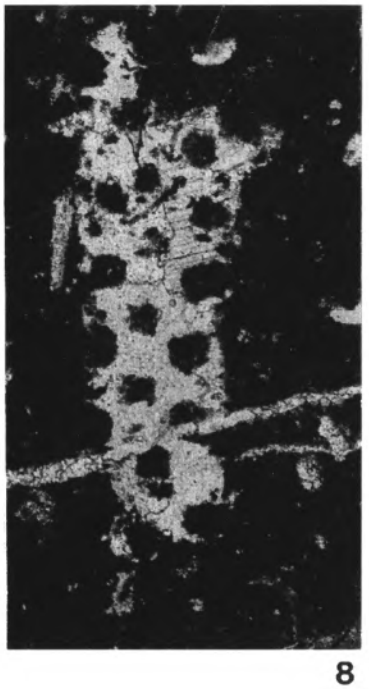
5



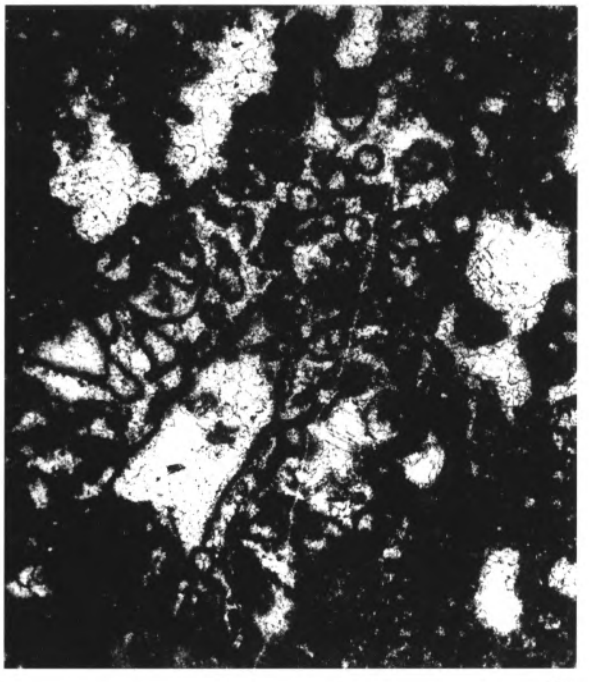
6



7



8



9

Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 2

Fig. 1: ***Neotrocholina valdensis* REICHEL.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 1, 136× vergr.

Fig. 2: ***Neotrocholina infragranulata* (NOTH).**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 30, 136 vergr.

Fig. 3: ***Trocholina* sp. 1.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 30, 136× vergr.

Fig. 4: ***Trocholina sagittaria* ARNAUD-VANNEAU.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 43, 82× vergr.

Fig. 5: ***Trocholina* sp.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 30, 106× vergr.

Fig. 6: ***Trocholina* ? sp.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 15, 136× vergr.

Fig. 7: ***Trocholina* sp. 3.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 70, 136× vergr.

Fig. 8: ***Trocholina* ? sp.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 15, 106× vergr.

Fig. 9: ***Pseudolituonella gavonensis* FOURY.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 19, 53× vergr.

Fig. 10: ***Trocholina odukpaniensis* DESSAUVAGIE.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 18, 53× vergr.

Fig. 11: ***Belorussiella* cf. *taurica* GORBATCHIK.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 27, 136× vergr.

Fig. 12: ***Trocholina* sp. 2.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 18, 136× vergr.

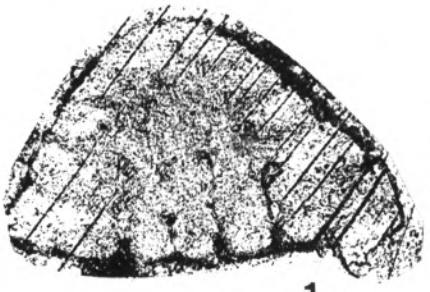
Fig. 13: ***Neotrocholina infragranulata paucigranulata* MOULLADE.**
Bohrung Nagyharsány-1, 31,50 m, 136× vergr.

Fig. 14: ***Trocholina* sp.**
Berriasisches Taxon.
Profil-H von Nagyharsány, Dünnschliff H-7, 136× vergr.

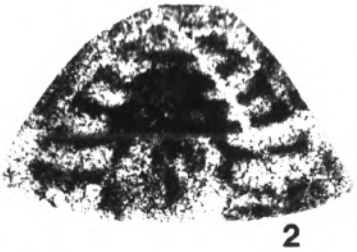
Fig. 15: ***Neotrocholina valdensis* REICHEL.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 18, 53× vergr.

Fig. 16: ***Trocholina* sp.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 18, 53× vergr.

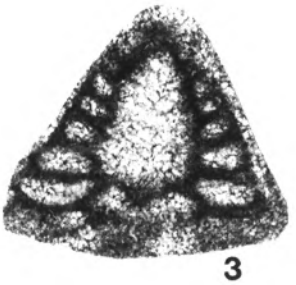
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár



1



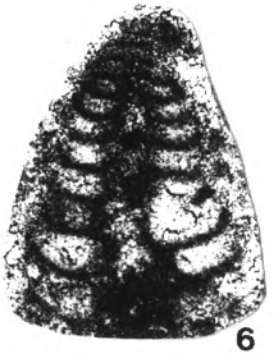
2



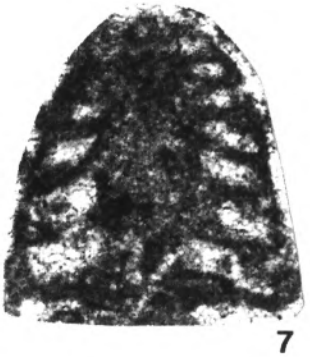
3

4

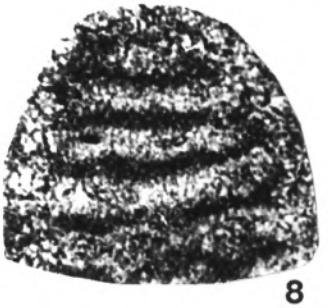
5



6

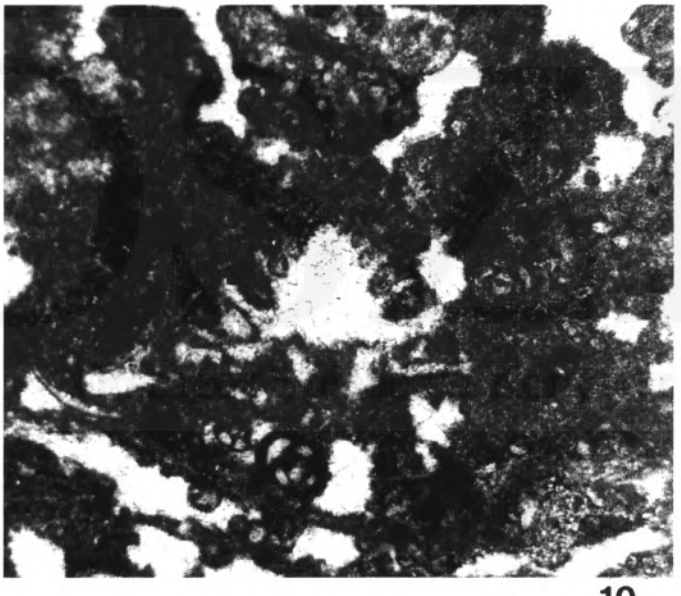


7



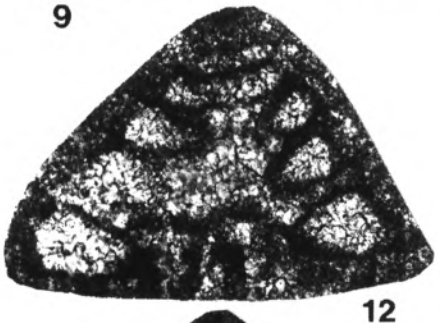
8

9

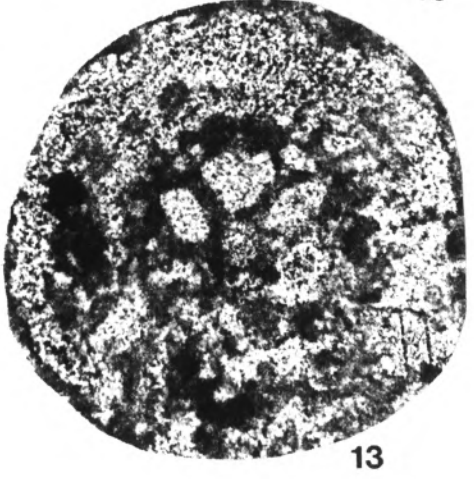


10

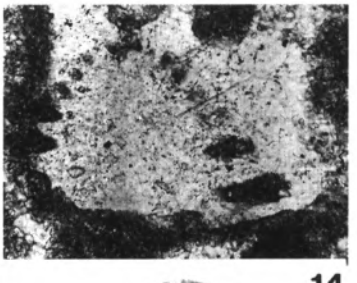
11



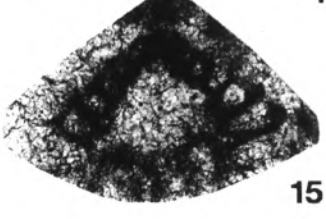
12



13



14



15

16

Tafel 3

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1–3: ***Archalveolina* n.sp.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1.
Fig. 1,2: Probe 67/a, 272× vergr.
Fig. 3: 80× vergr.

Fig. 4: ***Suppilulimaella* sp.**
Profil H, Nagyharsány, Probe H-7, 46× vergr.

Fig. 5: ***Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE.**
Bohrung Nagykozár 2, 618,2 m, 272× vergr.

Fig. 6: ***Clypeina* (?) *solkani* CONRAD & RADOIČIĆ.**
Bauxitprofil N, Probe N1, 136× vergr.

Fig. 7: ***Mayncina* cf. *bulgarica* LAUGH, PEYB. & REY.**
Bohrung Nagyharsány 1, 94,7 m, 136× vergr.

Fig. 8,9: ***Vercorsella* sp.**
Bohrung Nagyharsány 1, 94,70 m, 136× vergr.

Fig. 10: ***Belorussiella* cf. *taurica* GORBATCHIK.**
Bauxitprofil N, Probe 3, 53× vergr.

Fig. 11: ***Pfenderina globosa* FOURY.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Probe 18, 54× vergr.

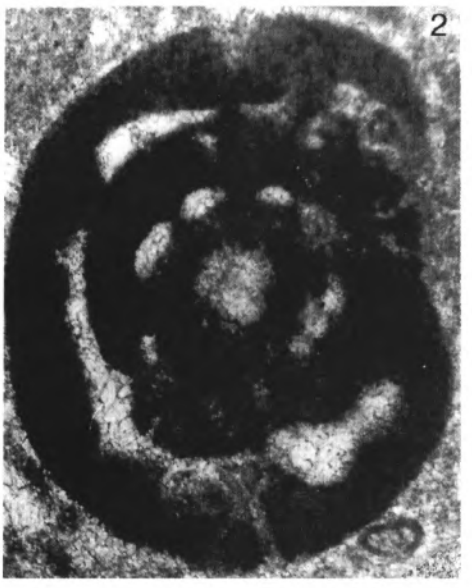
Fig. 12: ***Vermiporella tenuipora* CONRAD.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Probe 70/c, 136× vergr.

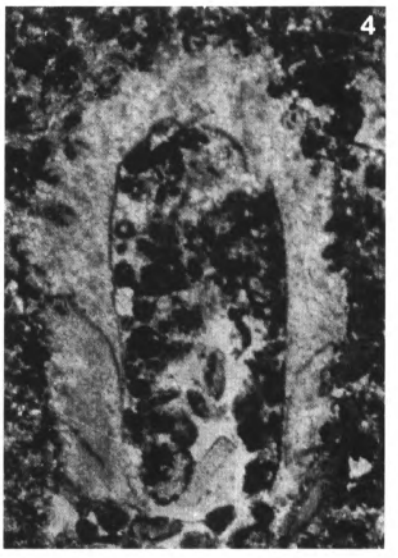
Fig. 13: ***Cadosina radiata* VOGLER.**
Bauxitprofil V, Probe V2, 194× vergr.

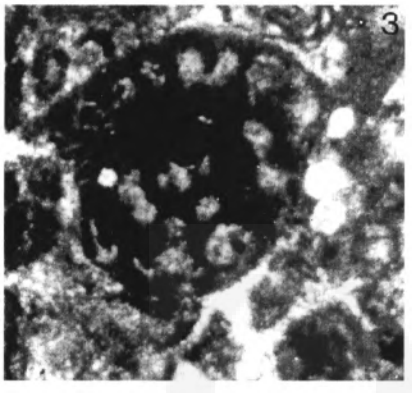
Fig. 14: ***Orbitolinopsis? capuensis* (DE CASTRO).**
Aquatorialschnitt.
Bauxitprofil N, Probe 5, 136× vergr.

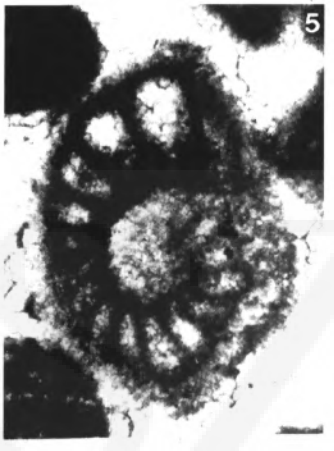
Fig. 15: ***Bolivinopsis capitata* YAKOVLEV.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Probe 69/a, 132× vergr.

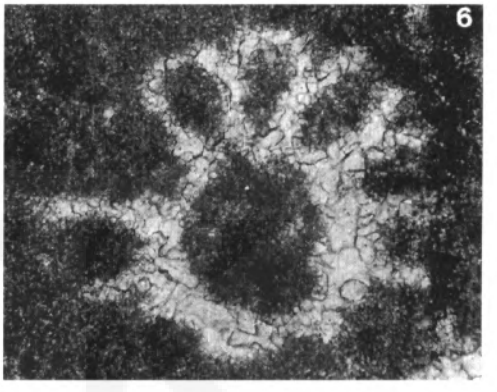
1


2


4


3

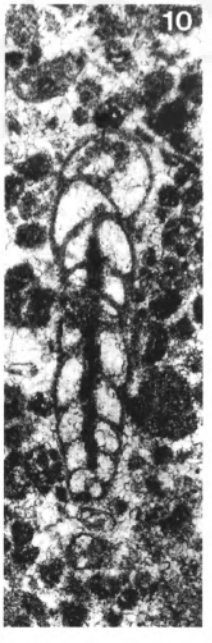

5

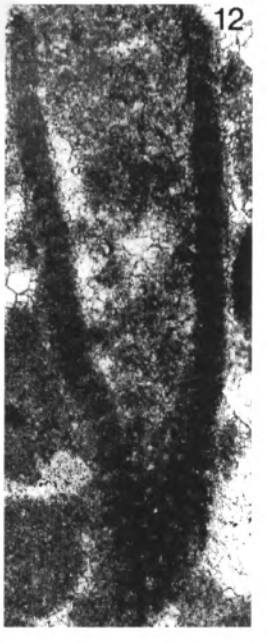

6

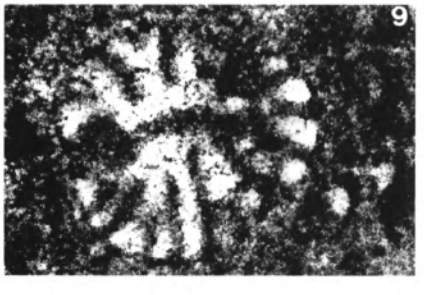
15

8

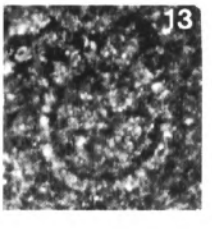
7

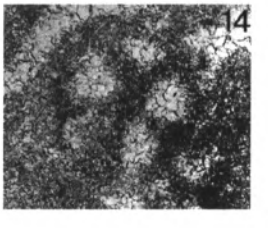

10


12


9

11


13


14

Tafel 4

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***„Cayeuxia anae"*** **DRAGASTAN.**
Profil H, Dünnschliff H7, 53× vergr.

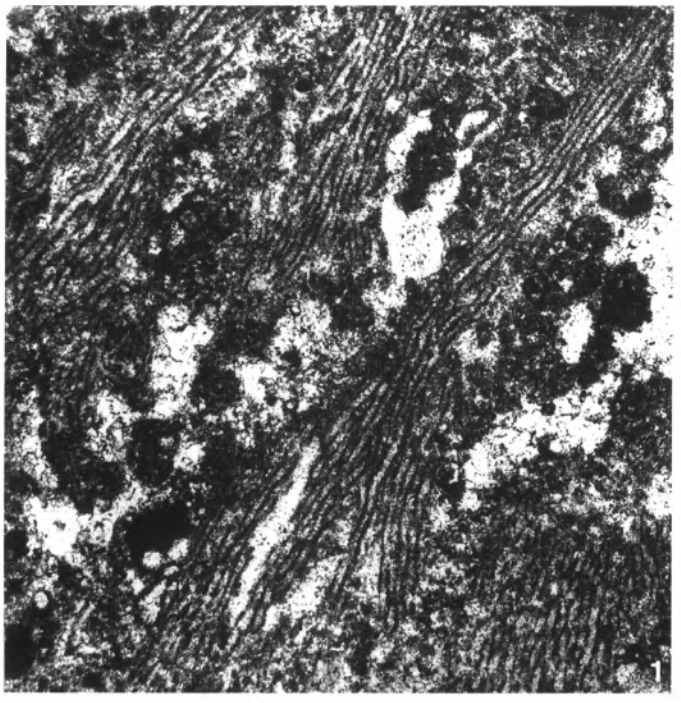
Fig. 2: ***Barroisia*** **cf.** ***helvetica*** **(DE LORIOL).**
Profil H, Dünnschliff H7, 53× vergr.

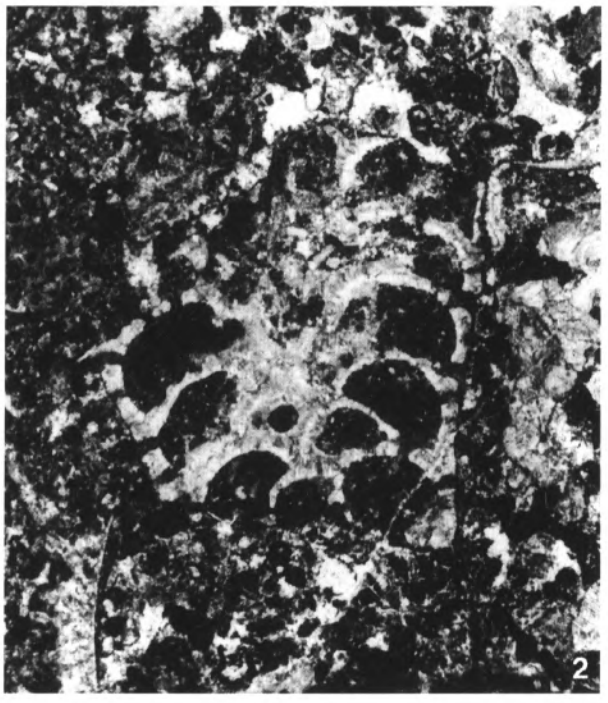
Fig. 3: ***Salpingoporella annulata*** **CAROZZI und** ***Clypeina*** **(?)** ***solkani*** **CONRAD & RADOIČIĆ.**
Profil H, Dünnschliff H16, 53× vergr.

Fig. 4: **Birdseyemikrit.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Dünnschliff 2, 20× vergr.

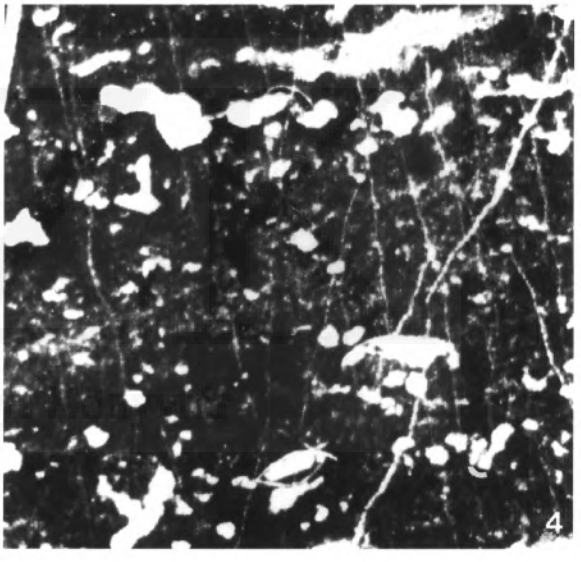
Fig. 5: ***Salpingoporella annulata*** **CAROZZI,.**
Axial- u. Tangentialschnitte.
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1,
Dünnschliff 9/a, 53× vergr.

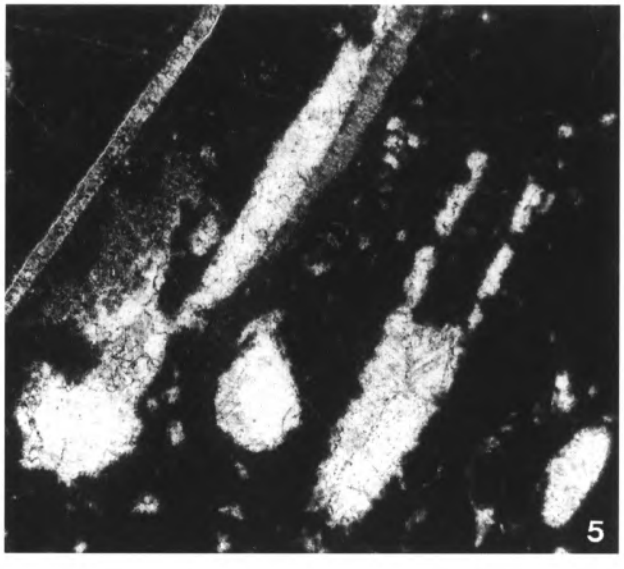
Fig. 6: **Birdseyemikrit mit** ***Pseudotriloculina*** **und Bivalven.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Dünnschliff 2, 53× vergr.

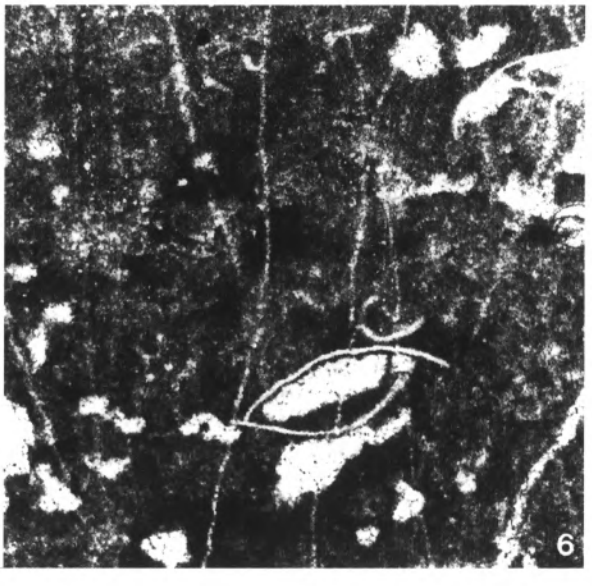

1


2

3


4


5


6

Tafel 5

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Porochara*-führender Mikrit**
aus dem Hangenden der Harsányhegy Bauxit Formation.
Profil H, Dünnschliff H14, 53× vergr.

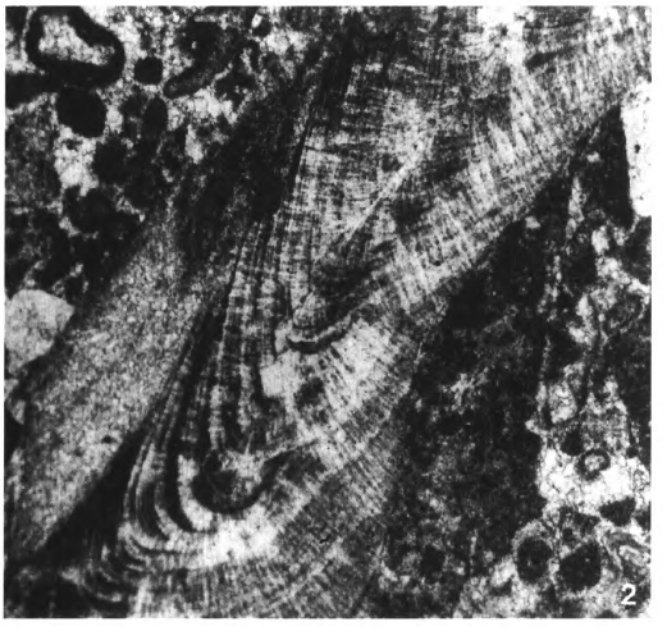
Fig. 2: ***Solenopora helvetojurassica* PETERHANS.**
Szársomyló-Kalk-Formation, leg. S. NAGY, Dünnschliff 1, 53× vergr.

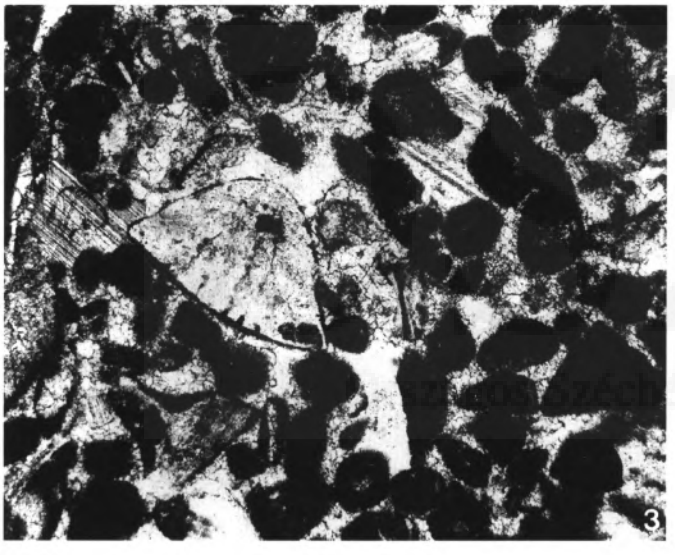
Fig. 3: ***Neotrocholina valdensis* REICHEL.**
Profil H, Dünnschliff H7, 53× vergr.

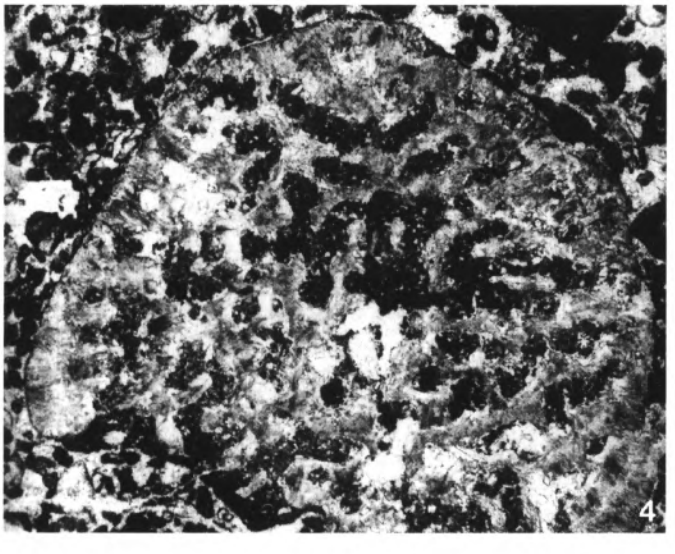
Fig. 4: ***Porochara*-Gyrogonit.**
Profil H, Dünnschliff H14, 136× vergr.

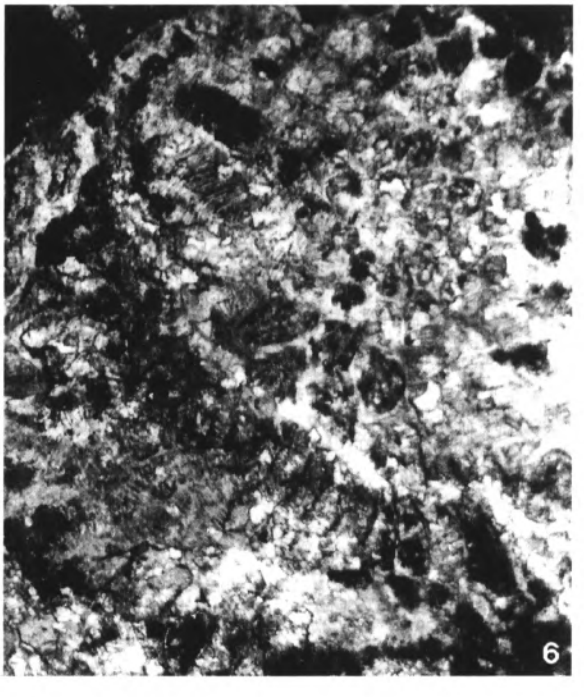
Fig. 5: ***Cladocoropsis mirabilis* FELIX.**
Szársomlyó-Kalk-Formation, leg. S. NAGY, Dünnschliff 4, 53× vergr.

Fig. 6: **Sclerospongie.**
Szársomlyó-Kalk-Formation, leg. S. NAGY, Dünnschliff 4, 53× vergr.









Tafel 6

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Salpingoporella hispanica*** **CONRAD & GRABNER.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Dünnschliff 9/a, 136× vergr.

Fig. 2: ***Salpingoporella hispanica*** **CONRAD & GRABNER.**
Profil N, Dünnschliff 5, 136× vergr.

Fig. 3: ***Clypeina*** **(?)** ***solkani*** **CONRAD & RADOIČIĆ.**
Profil N, Dünnschliff N 5, 136× vergr.

Fig. 4: ***Clypeina jurassica*** **FAVRE.**
Profil H, Dünnschliff 7, 40× vergr.

Fig. 5: ***Cuneolina*** **sp. oder** ***Pseudotextulariella*** **sp..**
Profil N, Dünnschliff 7, 136× vergr.

Fig. 6: ***Orbitolinopsis*** **?** ***capuensis*** **(DE CASTRO).**
Profil R, Dünnschliff 7, 136× vergr.

Fig. 7: ***Clypeina*** **(?)** ***solkani*** **CONRAD & RADOIČIĆ.**
Profil R, Dünnschliff R2, 136× vergr.

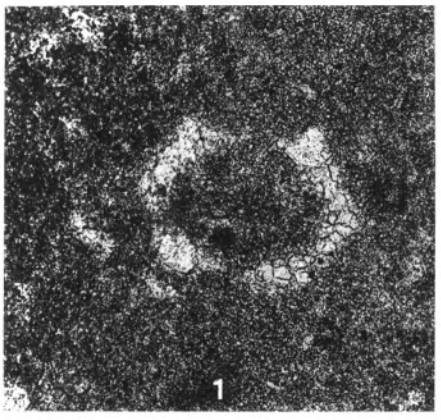
Fig. 8: ***Heteroporella*** **(?)** ***paucicalcarea*** **CONRAD & RADOIČIĆ.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Dünnschliff 49/1, 212× vergr.

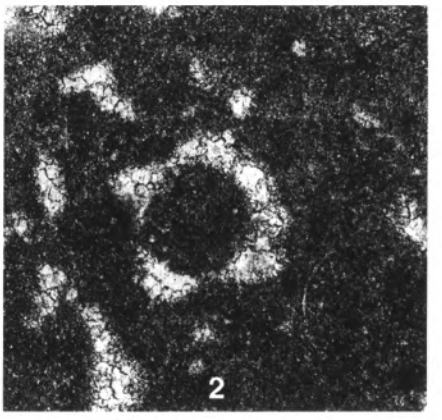
Fig. 9: ***Protopeneroplis trochangulata*** **SEPTFONTAINE.**
Profil I, Dünnschliff 3/4, 136× vergr.

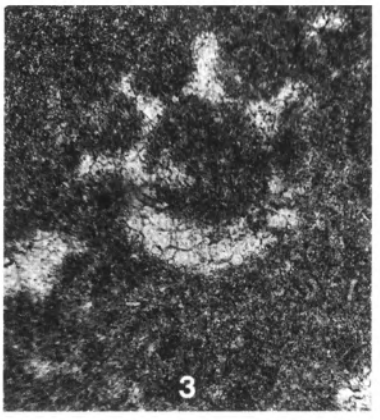
Fig. 10: ***Pseudotextulariella*** **cf.** ***salevensis*** **CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Dünnschliff 15, 136× vergr.

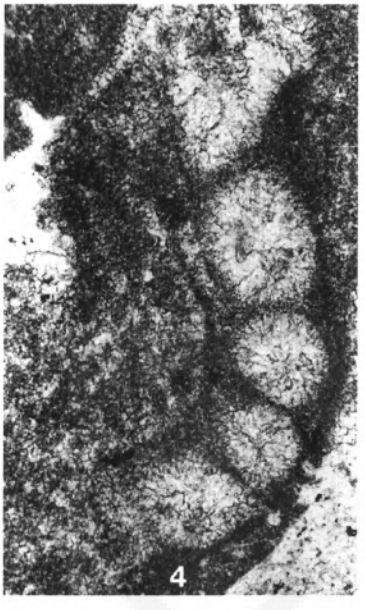
Fig. 11: ***Haplophragmoides*** **sp.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Dünnschliff 15, 136× vergr.

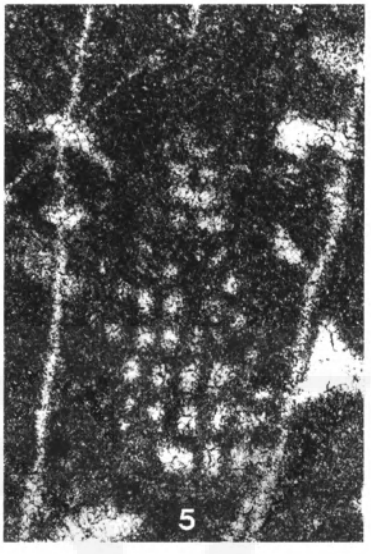
Fig. 12: ***Pseudotextulariella*** **cf.** ***salevensis*** **CHAR., BRÖNN. & ZANINETTI.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Dünnschliff 15, 136× vergr.

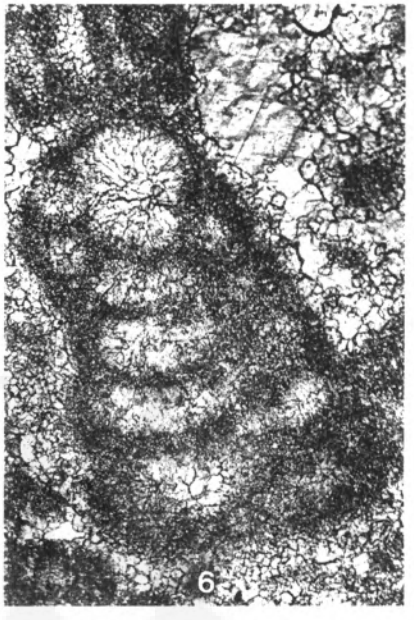

1

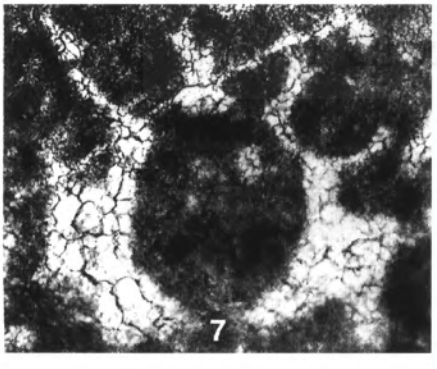

2


3

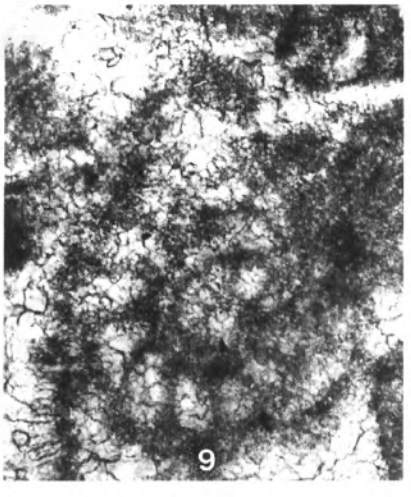

4

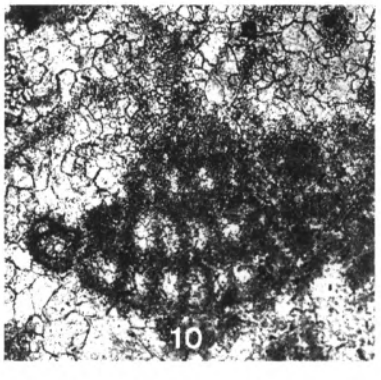

5

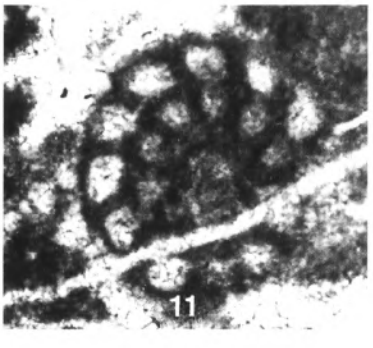

6

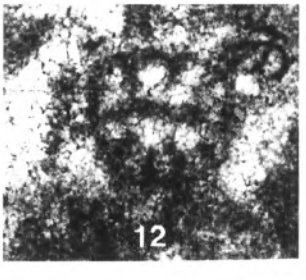

7

8


9


10


11


12

Tafel 7

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Patellovalvulina patruliusi*** **NEAGU.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 57/b, 53× vergr.

Fig. 2: ***Nummoloculina*** **sp.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 70/b, 136× vergr.

Fig. 3: ***Debarina hahounerensis*** **RAOU., FOURC. & VILA**
Stratotyp-Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 61, 136× vergr.

Fig. 4: ***Nezzazatinella macovei*** **NEAGU**
Stratotyp-Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 61, 53× vergr.

Fig. 5: ***Quinqueloculina*** **sp.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 61, 136× vergr.

Fig. 6: ***Textularia*** **sp. mit alveolarer Wandstruktur.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 61, 53× vergr.

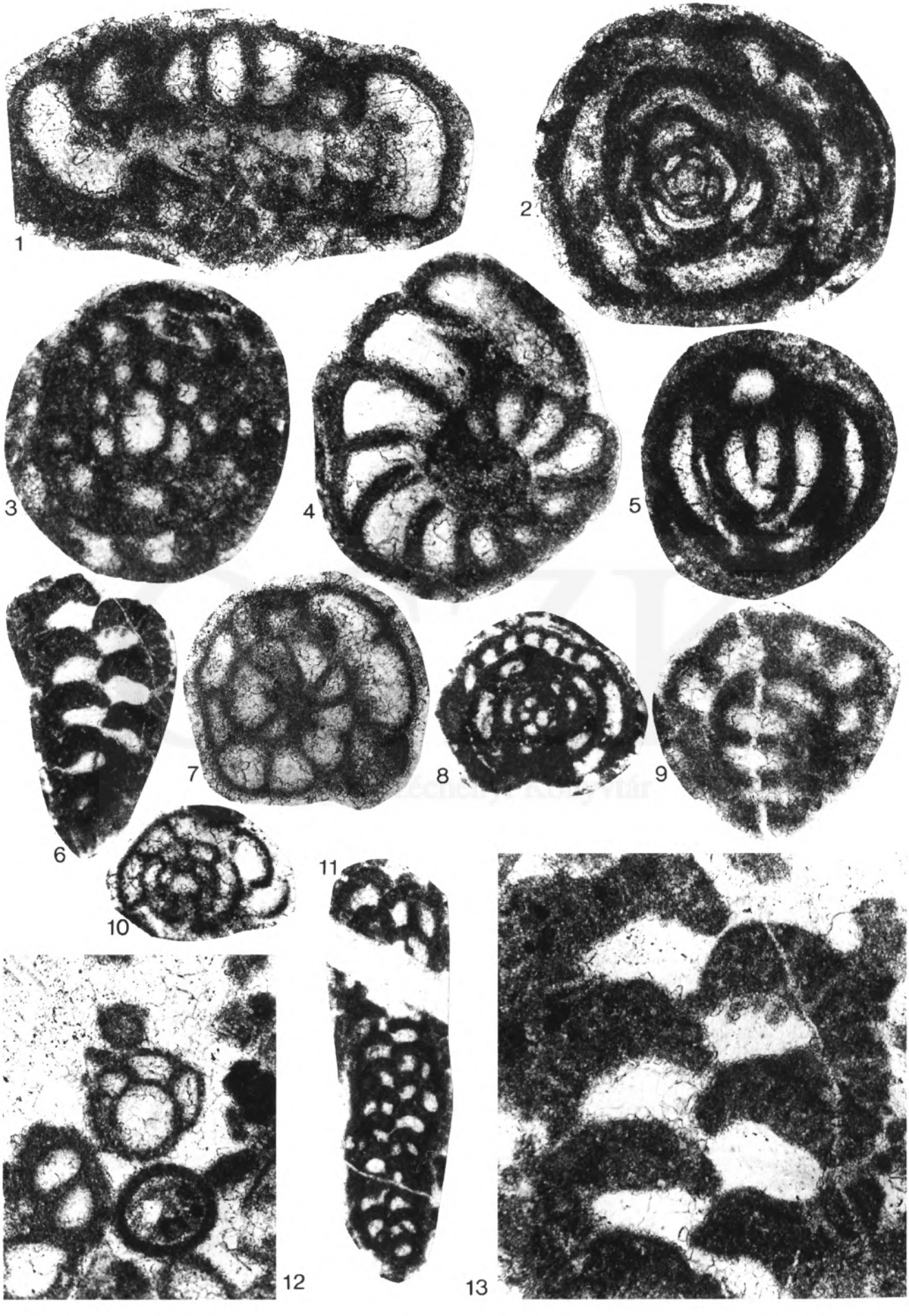
Fig. 7: **Rotaloide Kalkbenthos-Foraminifere**
Stratotyp-Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 57/b, 136× vergr.

Fig. 8–9: ***Debarina hahounerensis*** **RAOU., FOURC. & VILA.**
Fig. 8: Dünnschliff 61, 53× vergr.
Fig. 9: Dünnschliff 61, 136× vergr.

Fig. 10,12: **Rotaloide Kalkbenthos-Foraminifere.**
Fig. 10: Dünnschliff 61, 53× vergr.
Fig. 12: Dünnschliff 61, 136× vergr.

Fig. 11: ***Cuneolina hensoni*** **DALBIEZ**
Dünnschliff 61, 53× vergr.

Fig. 13: ***Textularia*** **sp.**
mit alveolarer Wandstruktur, identisch mit Fig. 6.
Dünnschliff 61, 136× vergr.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Tafel 8

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH).**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff K-275, aus der Kollektion von K. MÉHES (1966), 36× vergr.

Fig. 2: ***Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER.**
Bohrung Nagyharsány-1, 2,4 m, 136× vergr.

Fig. 3: ***Orbitolina (M.) parva* DOUGLASS.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff NL-1, 53× vergr.

Fig. 4: ***Orbitolina (M.) parva* DOUGLASS.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff NL-1, 53× vergr.

Fig. 5: ***Cribellopsis* sp.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 67/c, 53× vergr.

Fig. 6: ***Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH).**
Embryonaler Apparat von Fig. 1.
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff K-275, 136× vergr.

Fig. 7: ***Sabaudia minuta* (HOFKER).**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 67/c, 136× vergr.

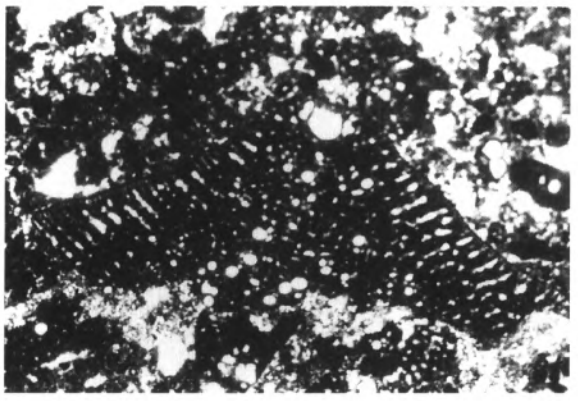
Fig. 8: ***Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER.**
Bohrung Nagyharsány-1, 2,40 m, 53× vergr.

Fig. 9: ***Orbitolinopsis* cf. *cuvillieri* MOULLADE.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 67/c, 53× vergr.

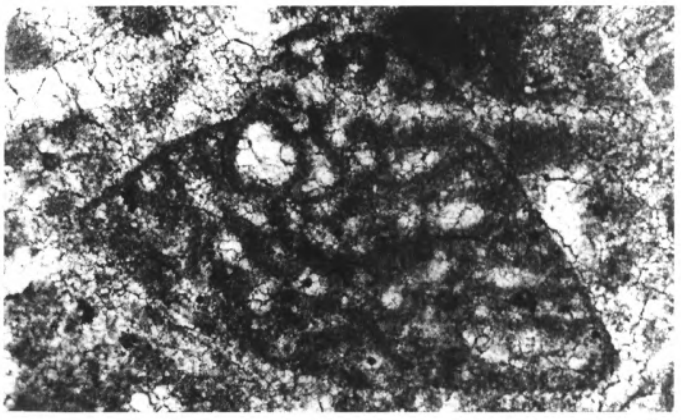
Fig. 10: ***Orbitolina (M.)* sp., Schrägschnitt.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff III/6, 53× vergr.

Fig. 11: ***Orbitolinopsis* cf. *cuvillieri* MOULLADE.**
Profil Nagyharsány-1, Dünnschliff 67/c, 53× vergr.

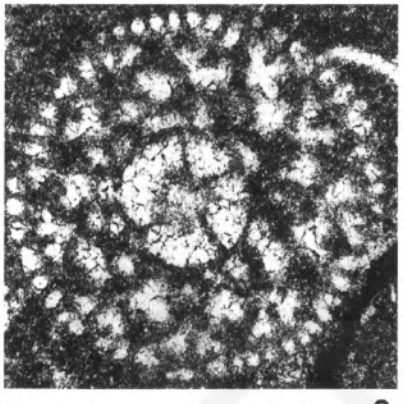
Fig. 12: ***Vercorsella* sp.**
Basisschnitt.
Bohrung Nagyharsány-1, 94,70 m, 136× vergr.



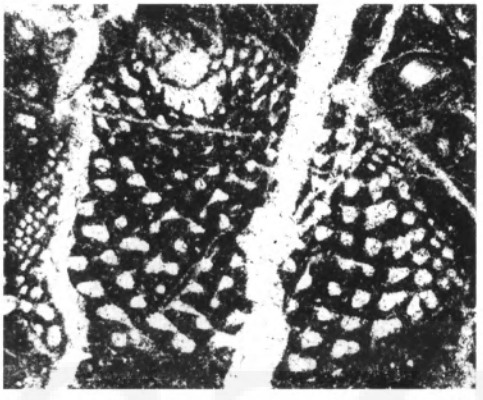
1



2

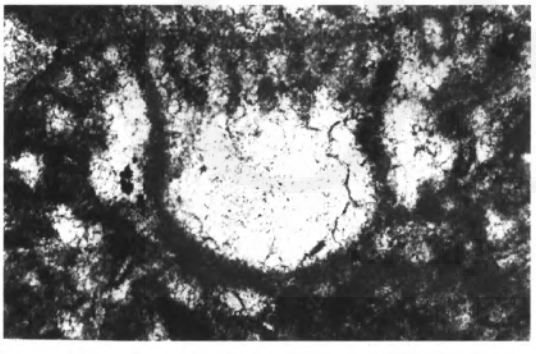


3

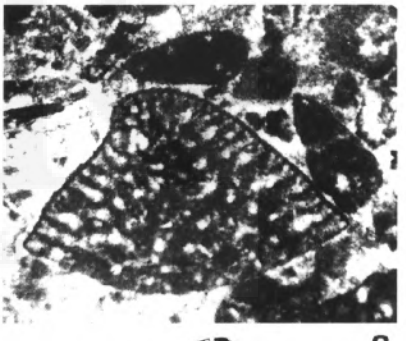


4

5

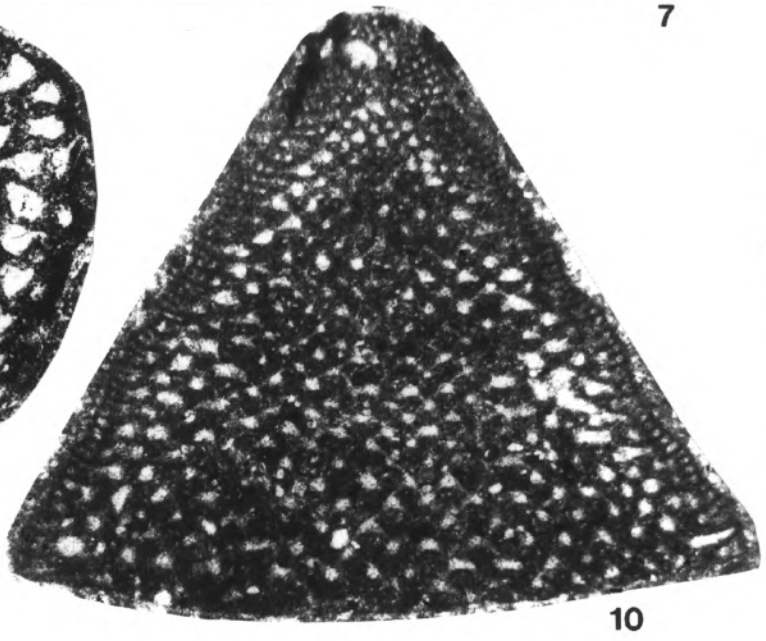


7

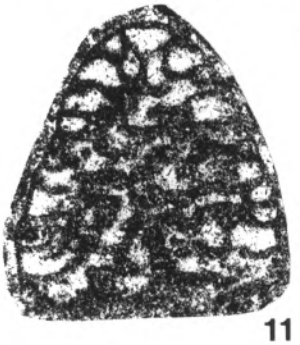


8

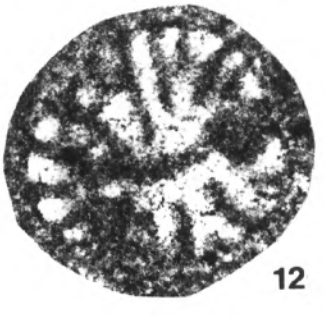
9



10



11



12

Tafel 9

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1,3: ***Lithosphaeridium siphoniphorum*** **(COOKSON & EISENACK) DAWEY & WILLIAMS.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10 m).

Fig. 2: ***Baltisphaeridium hirsutum*** **(EISENACK) DOWNIE & SARJEANT.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10 m).

Fig. 4: ***Goniaulax*** **sp.**
Bohrung Nagyharsány 1 (46,20 m).

Fig. 5–7: ***Tricolporopollenites*** **fsp.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10 m).

Fig. 8–9: ***Callialasporites*** **fsp.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10 m).

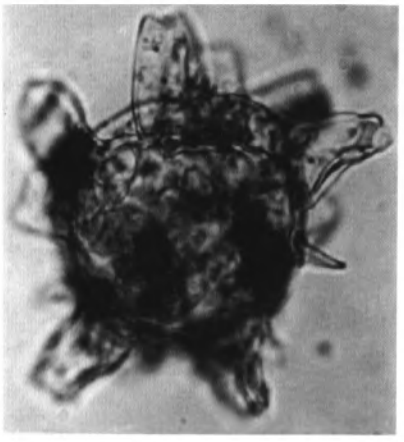
Fig. 10: ***Crassipollis ovalis*** **GÓCZAN & JUHÁSZ.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10 m).

Fig. 11–13: ***Crassipollis deakae*** **GÓCZAN & JUHÁSZ.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10 m).

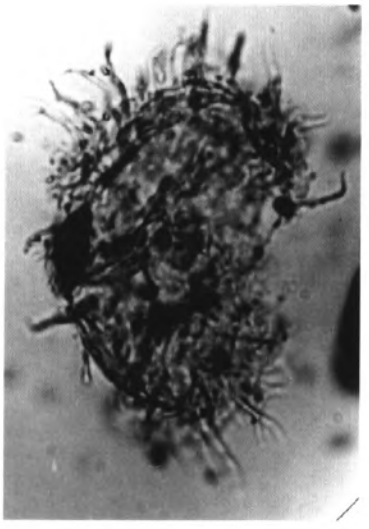
Fig. 14–15: ***Tricolporopollenites*** **fsp.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10 m).

Fig. 16–17: ***Classopollis*** **fsp.**
Bohrung Nagyharsány 1 (26,10; 50,00 m).

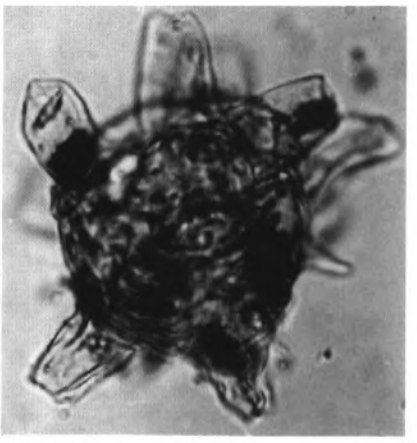
Fotos: J. BÓNA.



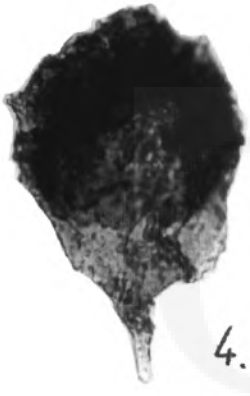
1.



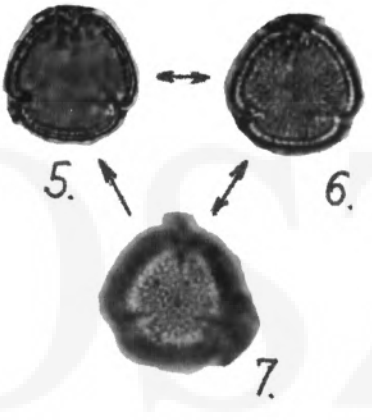
2.



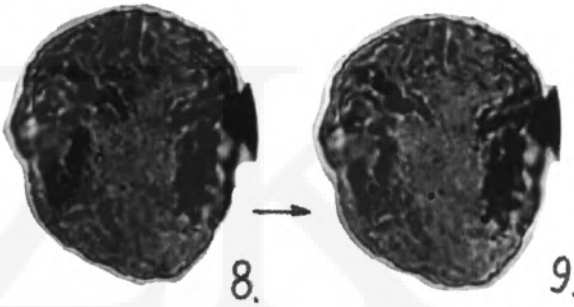
3.



4.



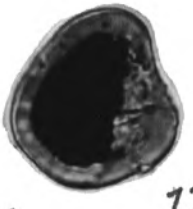
5. 6. 7.



8. 9.

10.

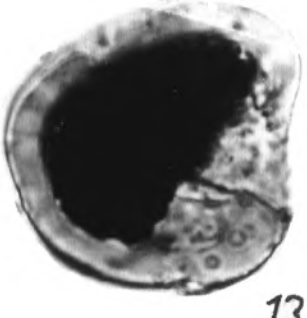
11.



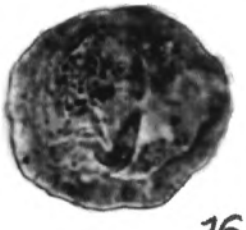
12.

14.

15.



13.



16.

17.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 10

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1,3: ***Cylindroporella pedunculata* (JAFFREZO, DELOFFRE & AKBULUT).**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Probe 50, 60× vergr.

Fig. 2: ***Porochara*-Stamm mit Gyrogonit.**
Bauxitprofil H, Probe H 14, 31× vergr.

Fig. 4–7: ***Clypeina* (?) *solkani* CONRAD & RADOIČIĆ.**
Fig. 4–6: Bauxitprofil R, Probe R-2.
Fig. 5,7: Bauxitprofil R, Probe R3.
Fig. 4,5,7: 136× vergr.
Fig. 6: 204× vergr.

Fig. 8: ***Salpingoporella urladanasi* CONRAD, PEYBERNES & RADOIČIĆ.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Probe 46, 54× vergr.

Fig. 9: ***Salpingoporella katzeri* CONRAD & RADOIČIĆ.**
Stratotyp-Profil Nagyharsány 1, Probe 9/b, 53× vergr.

Fig. 10: ***Cylindroporella* sp.**
Bauxitprofil N, Probe N5, 136× vergr.

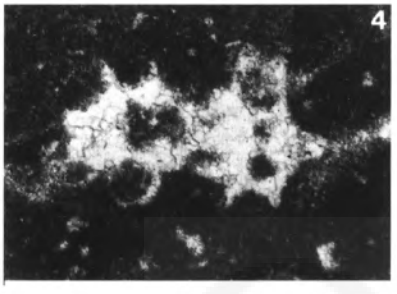
Fig. 11: ***Porochara* Gyrogonit.**
Bauxitprofil X-3/a, Probe X-28, 53× vergr.

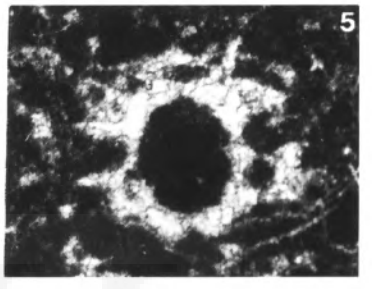
Fig. 12: ***Acicularia elongata* CAROZZI.**
Geländeanriß Kistótfalu, Probe 49–4–12, 136× vergr.

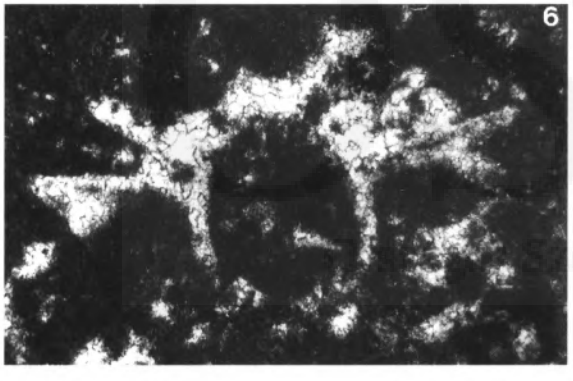
1

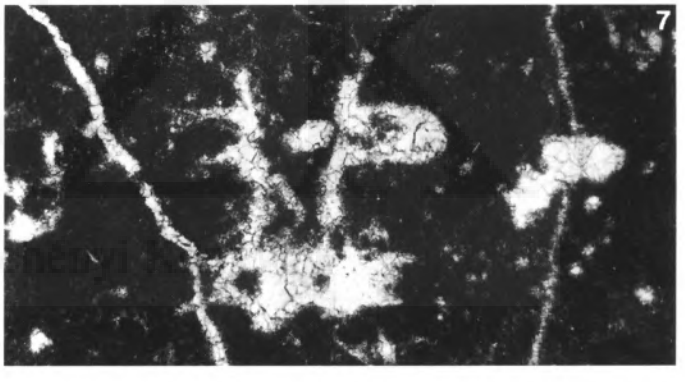
2

3

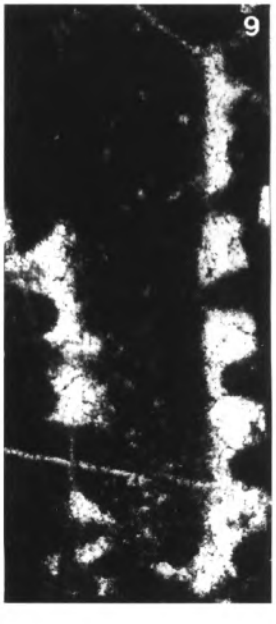

4


5

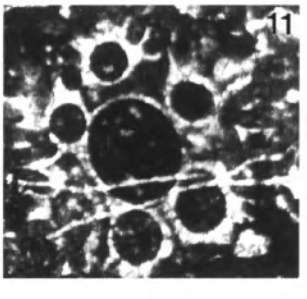

6

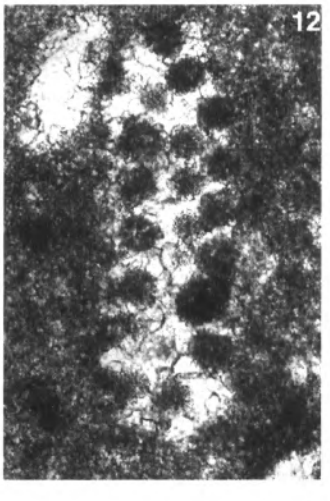

7

8


9

10


11


12

Tafel 11

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1–3: ***Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI).**
Profil Bisse, Tenkes-hegy, Umgebung altes Jägerhaus, 1,20 m, REM Aufnahmen.
Fig. 1: 200× vergr.
Fig. 2–3: 300× vergr.

Fig. 4: ***Orbitolina (M.)* gr. *texana* (ROEMER).**
Embryonalapparat.
Aus roter Spaltenfüllung, Bisse, Tenkes-hegy; in der Nähe des altes Jägerhauses.
Dünnschliff, 53× vergr.

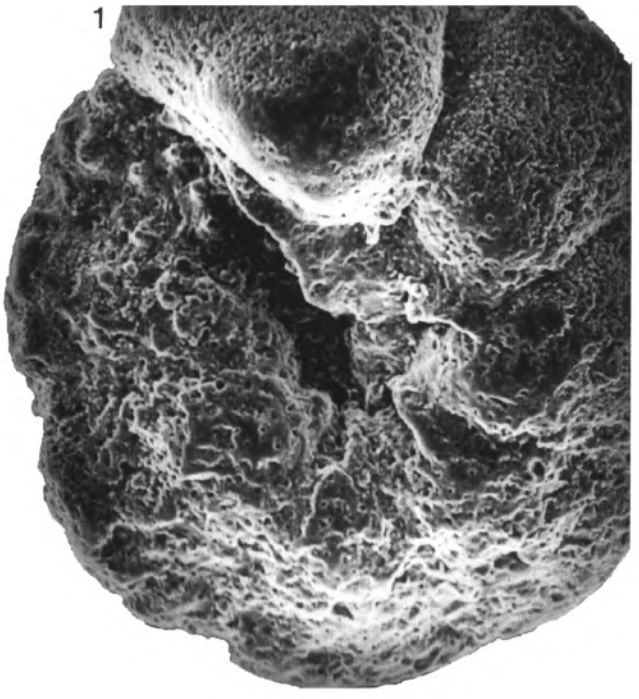
Fig. 5: **Crinoidenkalk-Extraklasten und Bisse-Mergel-Extraklasten (planktonische Foraminiferen führend) mit *Hedbergella planispira* (TAPPAN) und *Hedbergella* sp.**
Aus roter Spaltenfüllung, Bisse, Tenkes-hegy; in der Nähe des altes Jägerhauses, 31× vergr.

Fig. 6: ***Rotalipora appenninica* (RENZ), *Stomiosphaera sphaerica* (KAUFMANN) und Calcisphaeren.**
Bisse Mergel Fm. der Bohrung Nagyharsány 1; 24,6 m; 204× vergr.

Fig. 7: ***Favusella washitensis* (CARSEY).**
Aus roter Spaltenfüllung, Bisse, Tenkes-hegy, Umgebung altes Jägerhaus; 53× vergr.

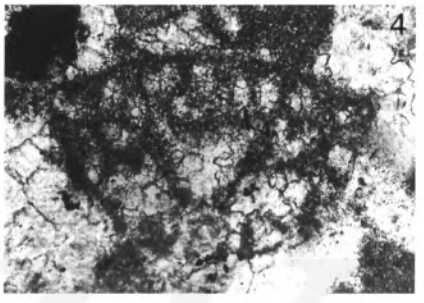
Fig. 8: ***Orbitolina (M.)* gr. *texana* (ROEMER).**
Schrägschnitt.
Bisse, Tenkes-hegy, Umgebung altes Jägerhaus; 53× vergr.

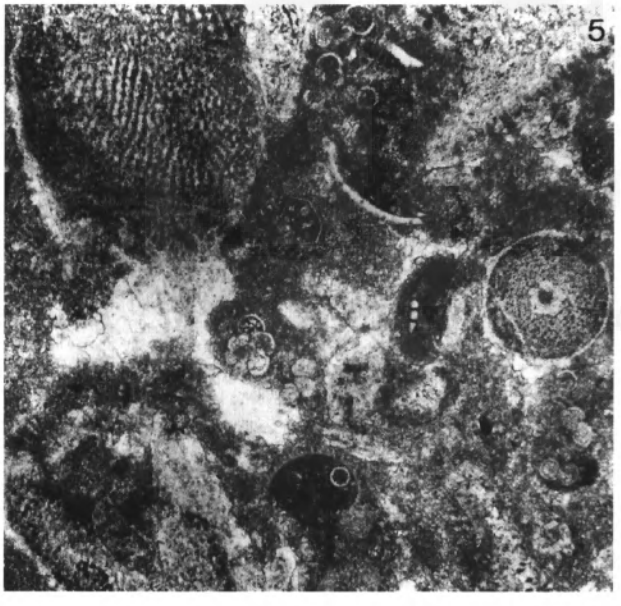
Fig. 9: ***Rotalipora appenninica* (RENZ) – pyritisiert (Morphotyp *Rotalipora evoluta* (SIGAL).**
Bisse, Tenkes-hegy, Umgebung altes Jägerhaus; rote Spaltenfüllung; 200× vergr.

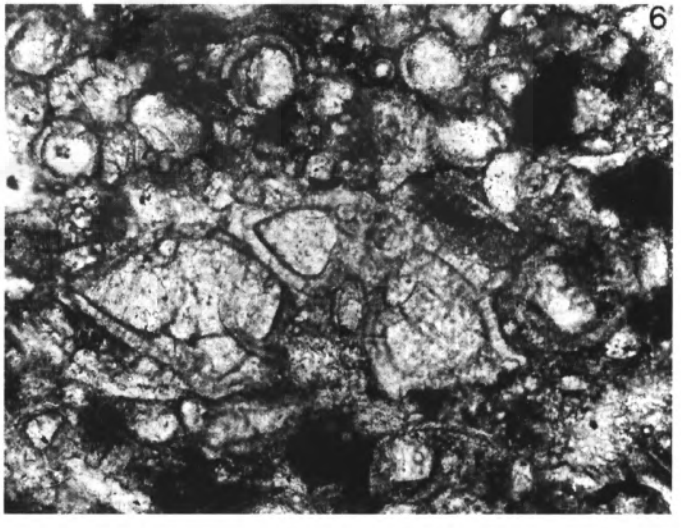

1

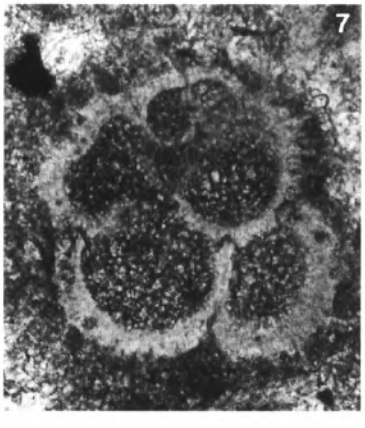
2

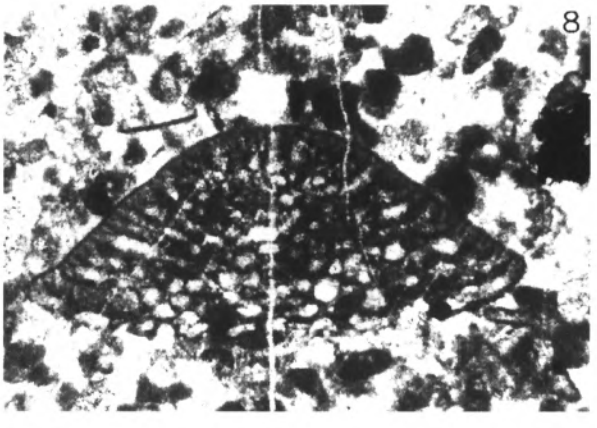
3

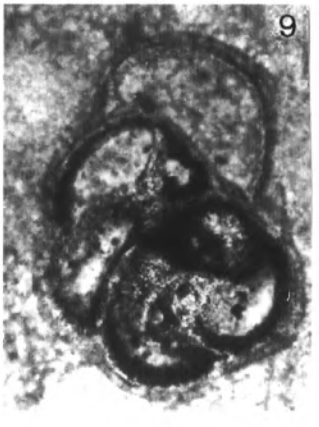

4


5


6


7


8


9

Tafel 12

Fig. 1: ***Belorussiella textilarioides*** **(Reuss).**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 60, 136× vergr.

Fig. 2: ***Gaudryina tuchaensis*** **Antonova.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 136× vergr.

Fig. 3: ***Marssonella praeoxycona*** **Moullade.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 136× vergr.

Fig. 4: ***Lenticulina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 54, 53× vergr.

Fig. 5: ***Gaudryina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 60, 136× vergr.

Fig. 6: ***Gaudryina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 53, 136× vergr.

Fig. 7: ***Arenobulimina cochleata*** **Arnaud-Vanneau.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 45, 136× vergr.

Fig. 8: ***Sabaudia capitata*** **Arnaud-Vanneau.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 8, 53× vergr.

Fig. 9: ***Sabaudia minuta*** **(Hofker).**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 40× vergr.

Fig. 10: ***Glomospira urgoniana*** **Arnaud-Vanneau.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 136× vergr.

Fig. 11: ***Bolivinopsis*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 60, 136× vergr.

Fig. 12: ***Neotrocholina*** **aff.** ***infragranulata*** **(Noth).**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 53, 53× vergr.

Fig. 13: ***Lenticulina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 38, 53× vergr.

Fig. 14: ***Neotrocholina friburgiensis*** **Arnaud-Vanneau.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 3, 53× vergr.

Fig. 15: ***Neotrocholina*** **cf.** ***aptiensis*** **(Iovcheva).**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 39, 40× vergr.

Fig. 16: ***Erlandia ? conradi*** **Arnaud-Vanneau.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 9, 40× vergr.

Fig. 17: ***Pseudocyclammina hedbergi*** **Maync.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 13, 60× vergr.

Fig. 18: ***Gavelinella*** **? sp.**
Pyritausfüllung.
Scanningaufnahme, Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 1, 200× vergr.

Fig. 19: ***Arenobulimina*** **sp.**
Unterklien, Steinbruch Rhomberg 1, Dünnschliff 19, 136× vergr.

Fig. 20: ***Choffatella decipiens*** **Schlumberger.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 27, 53× vergr.

Fig. 21: ***Arenobulimina meltae*** **Kovatcheva.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 136× vergr.

Fig. 22: **Miliolina.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 34, 53× vergr.

Fig. 23: ***Conorboides*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 136× vergr.

Fig. 24: ***Gaudryina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 136× vergr.

Fig. 25: ***Quinqueloculina robusta*** **Neagu.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 12, 53× vergr.

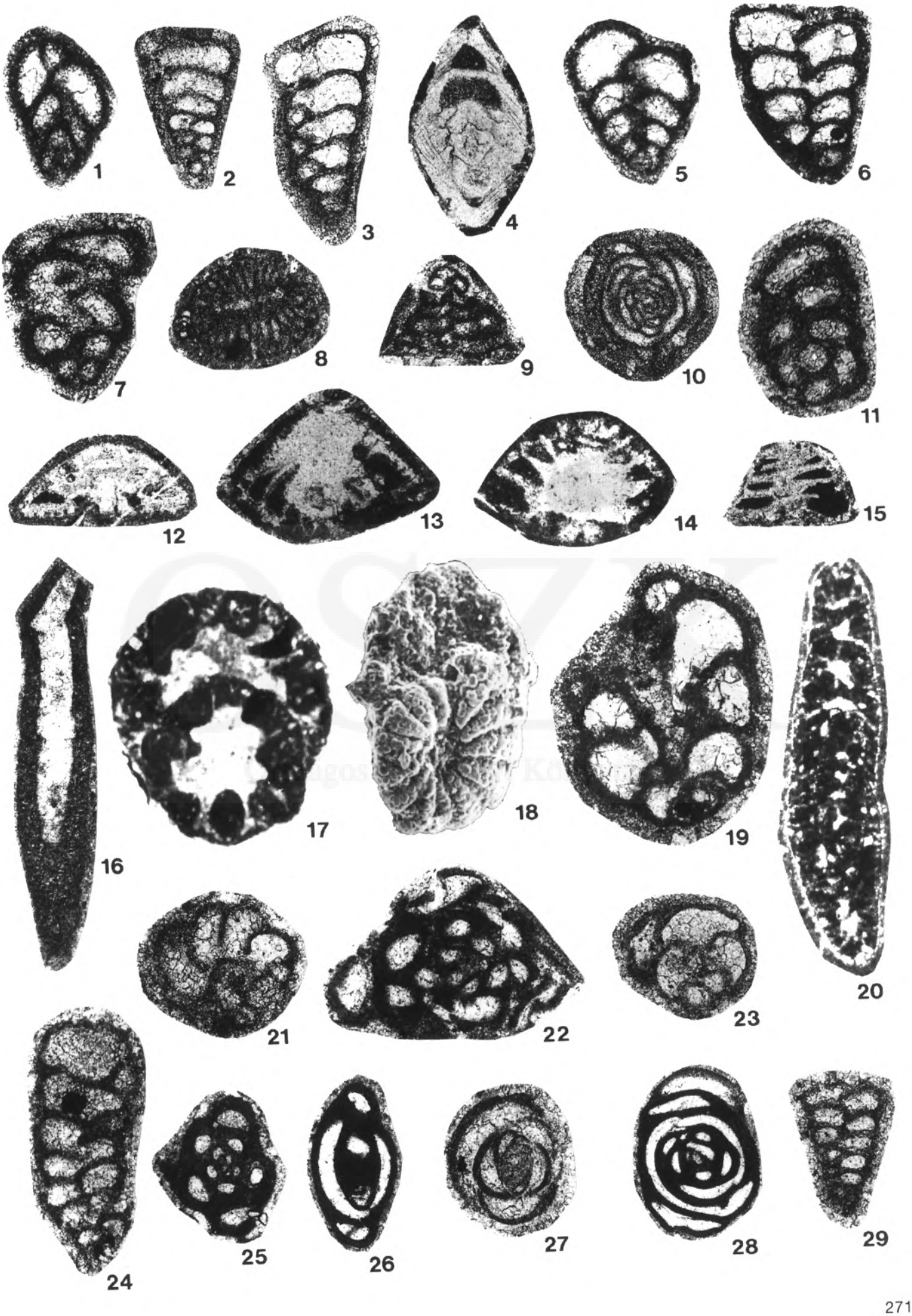
Fig. 26: ***Quinqueloculina*** **cf.** ***robusta*** **Neagu.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 12, 53× vergr.

Fig. 27: ***Triloculina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 58, 136× vergr.

Fig. 28: ***Nummoloculina*** **heimi Bonet**
Dünnschliff 9, 53× vergr.

Fig. 29: **Textulariidae.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 62, 53× vergr.

MTA Földtudományi Központ Geológiai Intézet Országos Széchényi Könyvtár


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29

Tafel 13

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Pseudocyclammina hedbergi*** **MAYNC.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 4, 53× vergr.

Fig. 2: ***Pseudocyclammina allobrogica*** **ARNAUD-VANNEAU.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 22, 53× vergr.

Fig. 3: ***Praereticulinella cuvillieri*** **DELOFFRE & HAMAUI.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 13, 80× vergr.

Fig. 4: ***Dobrogelina ? carthusiana*** **ARNAUD-VANNEAU.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 6, 136× vergr.

Fig. 5: ***Melathrokerion valserinensis*** **BRÖNNIMANN & CONRAD.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 27, 53× vergr.

Fig. 6: ***Quinqueloculina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 1/a, 53× vergr.

Fig. 7: ***Quinqueloculina robusta*** **NEAGU.**
Unterklien, Rhomberg Steinbruch, Profil 2, Dünnschliff 34, 54× vergr.

Fig. 8: ***Quinqueloculina*** **(?)** ***lirellangulata*** **LOEBLICH & TAPPAN.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 4, 136× vergr.

Fig. 9: ***Charenthia cuvillieri*** **NEUMANN.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 15, 53× vergr.

Fig. 10: ***Nautiloculina cretacea*** **PEYBERNES.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 22, 53× vergr.

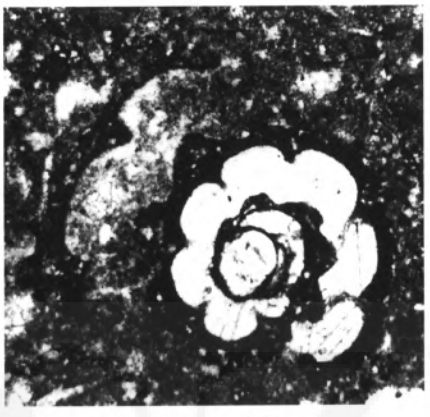
Fig. 11: ***Charenthia cuvillieri*** **NEUMANN.**
Rhomberg Steinbruch, Profil 1, Dünnschliff 16, 53× vergr.

1

2

3

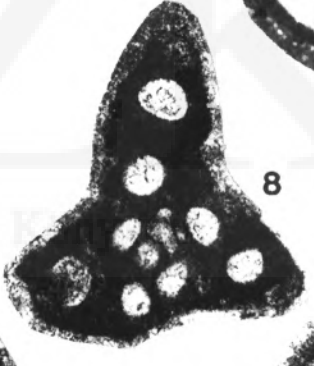
4



5

6

7



8

9

10

11

Tafel 14

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Cribellopsis neoelongata*** **(CHERCHI & SCHROEDER).**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 3, 80× vergr.

Fig. 2: ***Orbitolinopsis*** **nov.sp.1 (aff.** ***Paracoskinolina queroensis*** **CANEROT & PEYBERNES).**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 12, 80× vergr.

Fig. 3: ***Paracoskinolina sunnilandensis*** **(MAYNC).**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 24, 82× vergr.

Fig. 4: ***Falsurgonina*** **? sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 9, 136× vergr.

Fig. 5: ***Orbitolinopsis*** **nov. sp. 2.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 9, 80× vergr.

Fig. 6: ***Orbitolinopsis*** **sp..**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 24, 212× vergr.

Fig. 7: ***Cribellopsis neoelongata*** **(CHERCHI & SCHROEDER) Basisschnitt.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 27, 53× vergr.

Fig. 8: ***Paleodictyoconus*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 34, 53× vergr.

Fig. 9: **Orbitolinidae.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 24, 50× vergr.

1
2
3
4
5
6
7
8
9

Tafel 15

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Paleodictyoconus actinostoma*** **ARNAUD-VANNEAU.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 27, 53× vergr.

Fig. 2: ***Palorbitolina*** **sp.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 27, 53× vergr.

Fig. 3: ***Palorbitolina lenticularis*** **(BLUMENBACH).**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 16, 53× vergr.

Fig. 4: ***Palorbitolina lenticularis praecursor*** **(MONTANARI).**
Basisschnitt.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 33, 80× vergr.

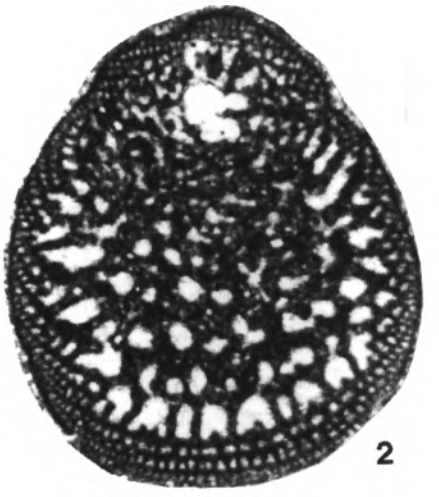
Fig. 5: ***Palorbitolina lenticularis lenticularis*** **(BLUMENBACH).**
Subaxialschnitt.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 17, 53× vergr.

Fig. 6: ***Palorbitolina lenticularis lenticularis*** **(BLUMENBACH).**
Subaxialschnitt.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 17, 53× vergr.

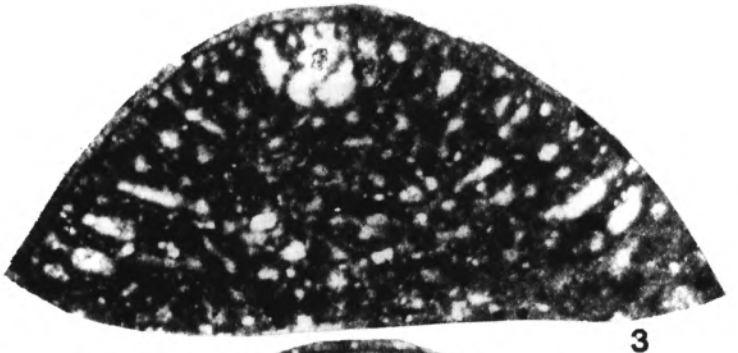
Fig. 7: ***Palorbitolina lenticularis lenticularis*** **(BLUMENBACH).**
Subaxialer Schrägschnitt.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 16, 53× vergr.

Fig. 8: ***Palorbitolina lenticularis lenticularis*** **(BLUMENBACH).**
Subaxialer Schrägschnitt.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 1, 36× vergr.

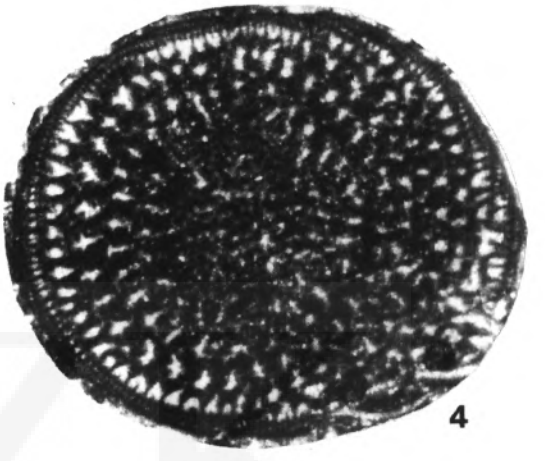
1



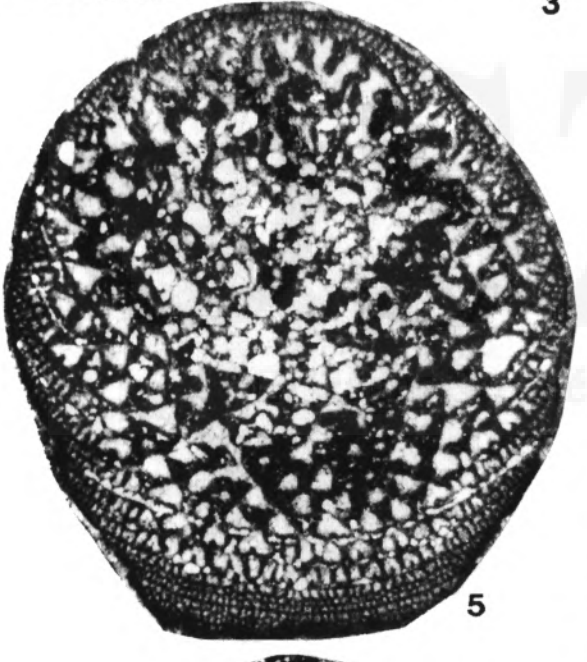
2



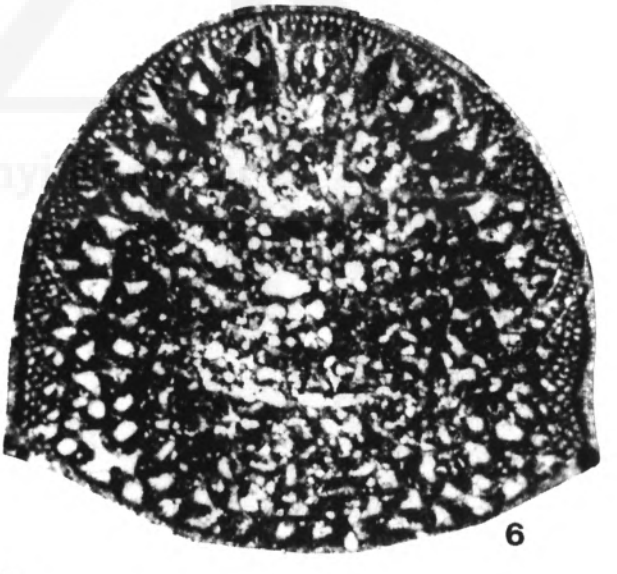
3



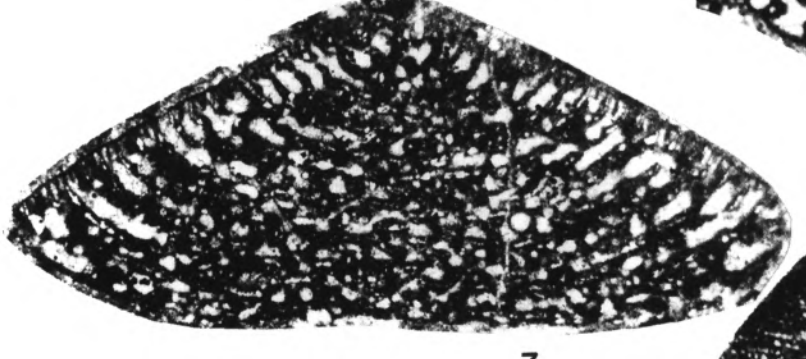
4



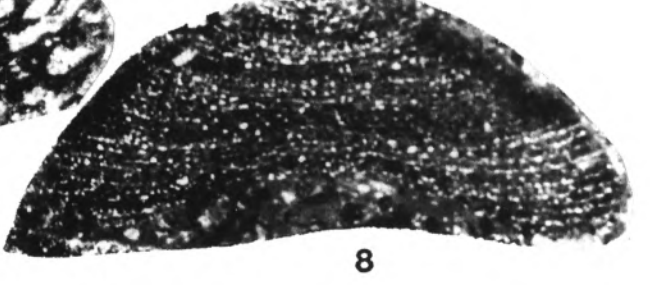
5



6



7



8

Tafel 16

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Querschnitt.
Rhomberg-Steinbruch, Dünnschliff 21, 53× vergr.

Fig. 2: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Axialschnitt.
Rhomberg-Steinbruch, Dünnschliff 21, 80× vergr.

Fig. 3: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Schrägschnitt
Rhomberg-Steinbruch, Dünnschliff 21.

Fig. 4: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Querschnitt.
Rhomberg-Steinbruch, Dünnschliff 21.

Fig. 5: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Querschnitt, Dünnschliff 21,

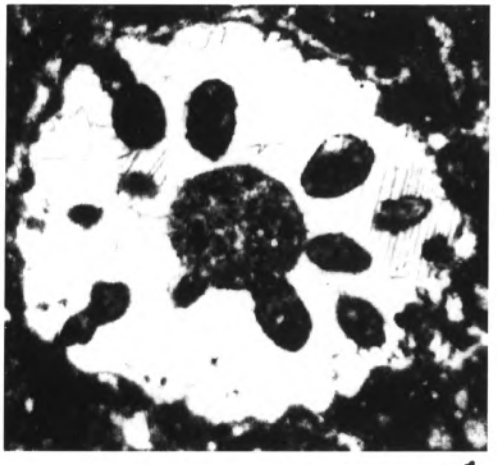
Fig. 6: ***Salpingoporella muehlbergii*** **(LORENZ).**
Axialschnitt.
Rhomberg-Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 12, 60× vergr.

Fig. 7: ***Salpingoporella*** **sp. 1.**
Rhomberg-Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 21, 53× vergr.

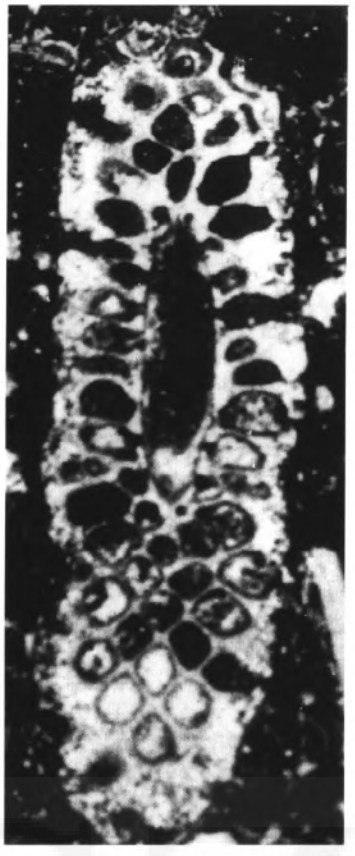
Fig. 8: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Schrägschnitt.
Rhomberg-Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 21

Fig. 9: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Suba×ialschnitt.
Rhomberg-Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 1/a, 44× vergr.

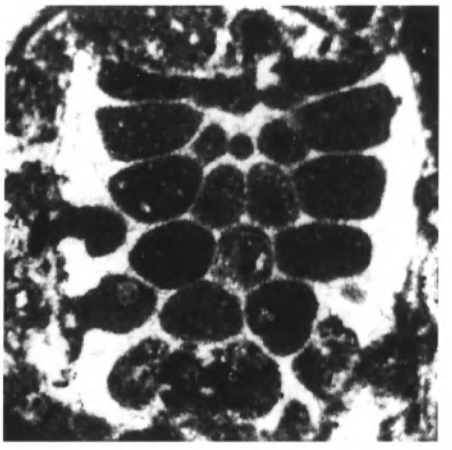
Fig. 10: ***Cylindroporella ? lyrata*** **MASSE & L.-S.**
Subaxialschnitt.
Rhomberg-Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 21, 53× vergr.



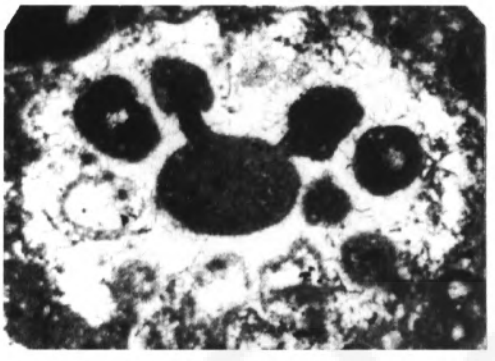
1



2

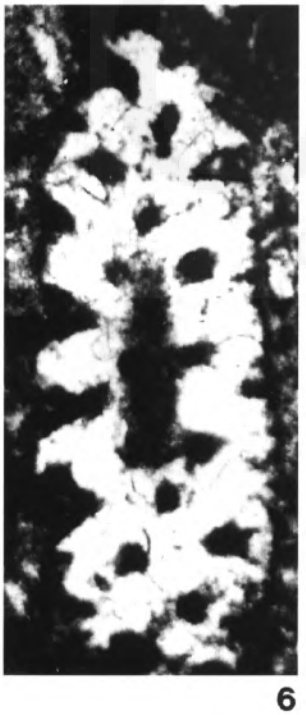


3

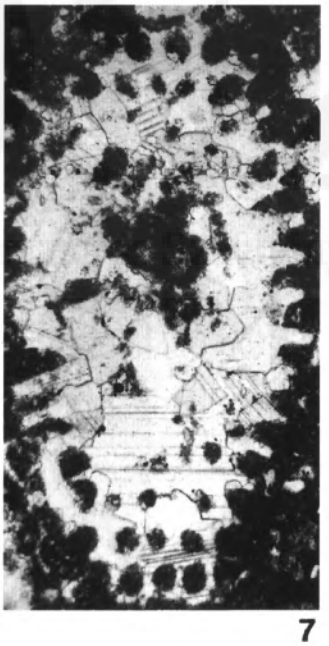


4

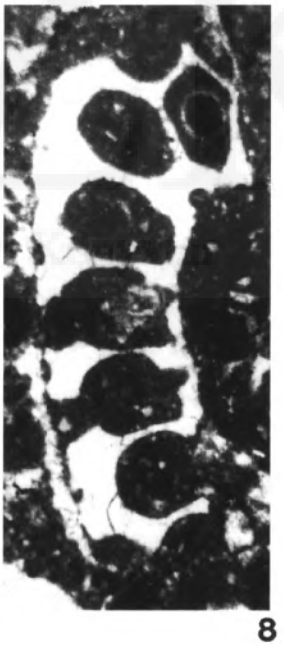
5



6

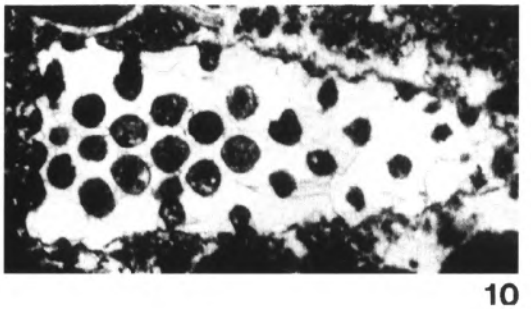


7



8

9



10

Tafel 17

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Salpingoporella melitae*** **Radoičić**.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 2, 53× vergr.

Fig. 2: ***Salpingoporella*** **cf.** ***hasi*** **Conrad, Rad. & Rey.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff, 36× vergr.

Fig. 3: ***Praturlonella*** **(*L.*) ?** ***danilovae*** **(Radoičić)**.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 19, 53× vergr.

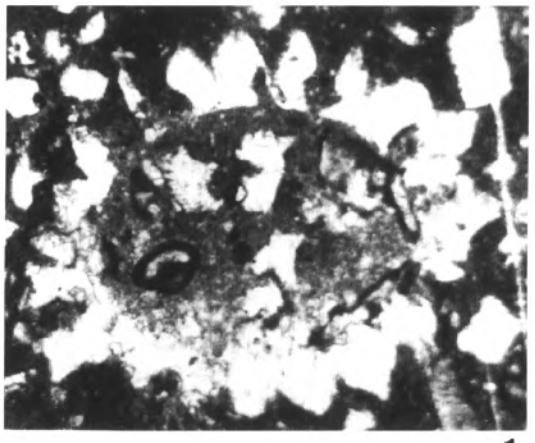
Fig. 4: ***Salpingoporella urladanasi*** **Conrad, Peybernes & Radoičić**.
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 1/a, 53× vergr.

Fig. 5: ***Salpingoporella*** **cf.** ***muehlbergii*** **(Lorenz).**
Rhomberg Steinbruch, Profil R1, Dünnschliff 23, 53× vergr.

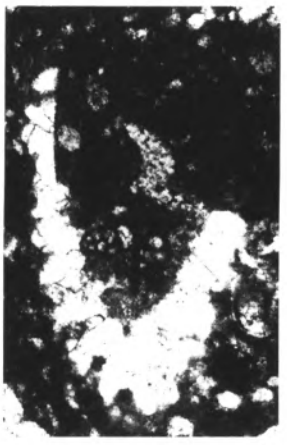
Fig. 6: ***Neomeris pfenderae*** **Koniami & Epis.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 39, 53× vergr.

Fig. 7: **Salpingoporellen-führende Fazies.**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 8, 26× vergr.

Fig. 8: **Salpingoporellen-führende Fazies (*S. muehlbergii*) mit Foraminiferen (Miliolina, *Glomospirella*).**
Rhomberg Steinbruch, Profil R2, Dünnschliff 12, 26× vergr.



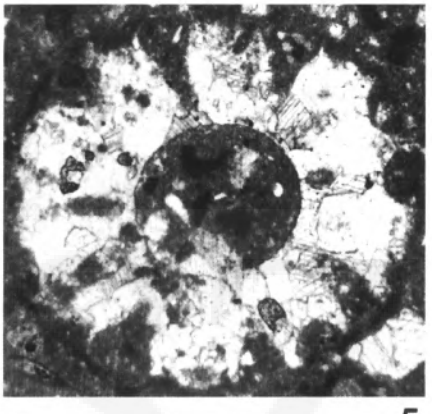
1



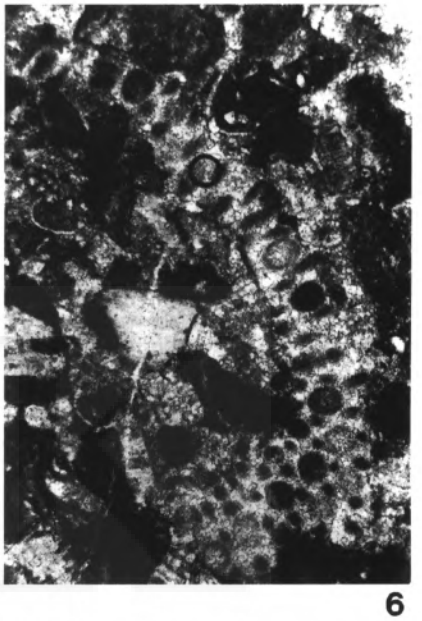
2

3

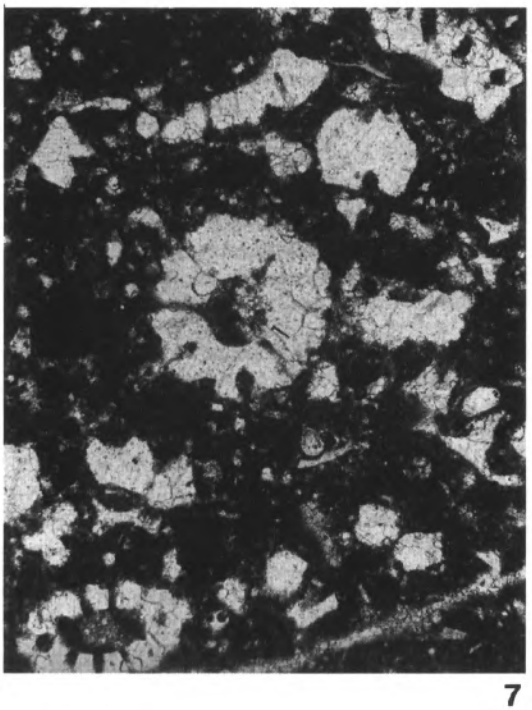
4



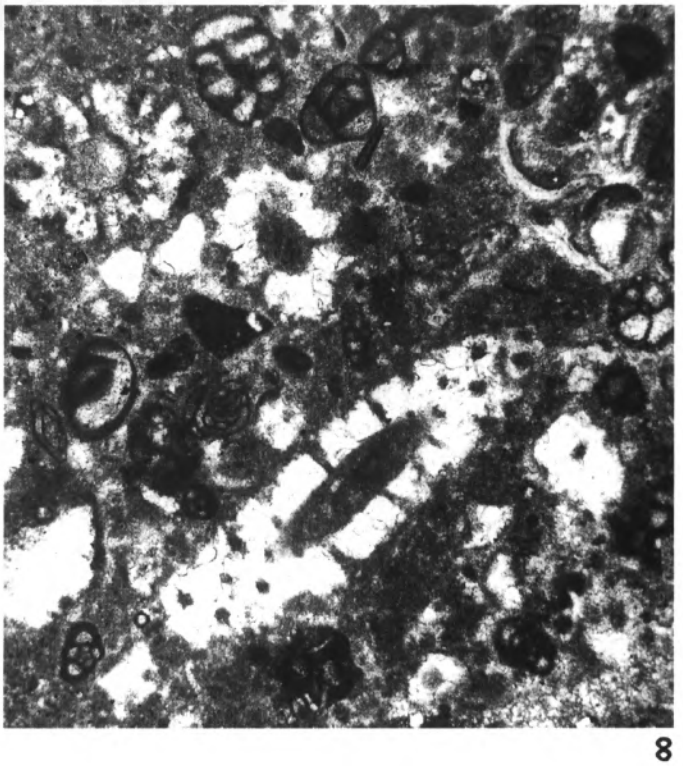
5



6



7



8

Literatur

ARNAUD, H. (1981): De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: Le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech. Vol. 1: Stratigraphie, Vol. 2: Sédimentologie et Paléogéographie. – Géol. Alpine, Mém. **12**, 804 p., Pau.

ARNAUD-VANNEAU, A. (1975): Réflexions sur le mode de vie de certains Orbitolinidés (Foraminifères) barrémoaptiens de l'Urgonien du Vercors. – C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève **2** (3), 126–130, Genève.

ARNAUD-VANNEAU, A. (1979): Repartition de la microfaune dans les différents paleomilieux urgoniens. – Géobios, Mém. spec. **3**, 255–275, Lyon.

ARNAUD-VANNEAU, A. (1980): Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plateforme carbonatée de la marge passive de la Tétys: L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). – Géol. Alpine, Mém. **11** (3), 19 p., 115 Taf., Pau.

ARNAUD-VANNEAU, A. & ARNAUD, H. (1978): La plate-forme urgonienne et son passage au bassin vocontien (Vercors et régions voisines. Chaines subalpines septentrionales). 1. Stratigraphie, paléogéographie, paléomilieux et microfauna. II. Atlas photographique des microfaciès et des microfaunes. – Rapport SNEA(P), 167 p. (inédit.), Boussens.

ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., BOISSEAU, TH., DARSAC, C., THIEULOY, J.-P. & VIEBAN, F. (1982): Synchronisme des crises biologiques et paléogéographiques dans le Crétacé inférieur du SE de la France: un outil pour les corrélations plate-forme-bassin. – Géol. Médit., **9** (3), 153–165, Nice.

ARNAUD-VANNEAU, A. & DARSAC, C. (1984): Caractères et évolution des peuplements des foraminifères benthiques dans les principaux biotopes des plate-formes carbonatées du Crétacé inférieur des Alpes du Nord (France). – Géobios, Mém. spec. **8**, 19–23, Lyon.

BASSOULET, J.P., BERNIER, P., CONRAD, M.A., DELOFFRE, R. & JAFFERZO, M. (1978): Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. Revision critique. – Geobios, Mém. spéc., **2**, 1–330, Lyon.

BASSOULET, J.P., FOURCADE, E. & PEYBERNES, B. (1985): Paleobiogeographie des grandes Foraminiferes bentiques des marges néo-tethysiennes au Jurassique et au Crétacé inferieur. – Bull. Soc. geol. France, 8 sér., t.1, No. **5**, 699–713, Paris.

BÉRCZI-MAKK, A. (1986): Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., **29**, 261–282, Budapest.

BODROGI, I. (1989): Foraminiferen, Kalkalgen und die Biostratigraphie des Schrattenkalkes von Vorarlberg (Österreich). – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, 403–425, 4 Taf., Stuttgart.

BODROGI, I., M.A. CONRAD & H. LOBITZER (1991 a): The Calcareous Algae of the Nagyharsány Limestone Formation (Harsány Hill, Villány Mts., S Hungary). – Abstract of the 5th International Symposium on Fossil Algae Capri, 1 p., Capri.

BODROGI, I., CONRAD, M.A. & LOBITZER, H. (1993): Lower Cretaceous Dasycladales from the Villány zone, Southwest Hungary – Biogeographical Significance. – Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec.Vol., **1**, 59–68, Modena.

BODROGI, I. & KNAUER, J. (1992): New data on the conditions of the formation of the Harsányhegy Bauxite. – Abstracts 7th Congr. ICSOBA, p. 87, Balatonalmádi-Tapolca, Hungary.

BODROGI, I., KNAUER, J., CONRAD, M., LOBITZER, H. & FEKETE A. (1991): The geological position of the Harsányhegy Bauxite Formation (Harsány Hill, Villány Mts, S-Hungary). – Abstract of the Biennial Meeting of the European Union of Geosciences VI, 1 p., Strasbourg.

BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfes im Barremian und Früh-Aptian. Drusberg-Mittagsspitz und Schrattenkalk-Formation im Vorarlberg und Allgäu. – Mitt. geol. Inst., ETH Zürich,

BUCUR, I. (1985): A new Dasycladacean Alga in the Urgonian Limestones from Padurea Craiului (Apuseni Mountains): *Salpingoporella patruliusi* n.sp. – Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie. Geologie, Tirage a part, **29**, 81–84, Bucurest.

ČANOVIĆ, M. & KEMENCI, R. (1988): Mesozoik podine Pannonskog Basena u Vojvodini. Stratigrafija i facije, magmatizam, paleogeografija. – 289. p, Novi Sad.

CONRAD, M.A. (1969): Les calcaires urgoniens dans la région entourant Geneve. – Eclogae geol.Helv., **62** (1), 1–79, Basel.

CONRAD, M.A. (1979): Barremian and Lower Aptian Dasycladaceae in the area surrounding Geneva/Switzerland. – Geol. Rom., **9**, 63–100, Rom.

CONRAD, M.A. & PEYBERNES, B. (1976): Hauterivian-Albian Dasycladaceae from the Urgonian Limestones in the French and Spanish Eastern Pyrenees. – Geol. Rom., **15**, 175–197, Rom.

CONRAD, M.A. & VAROL, B. (1990): *Cylindroporella taurica* n.sp. Urges to review different patterns of classification in the mesozoic Dasycladales (Green Algae). – Archs. Sci. Genève, **43**, 1, 193–214, Geneve.

CSÁSZÁR, G. (1989): Transgressive urgonian sequence with black "pebbles" from the Villány Mountains, Hungary. – Acta Geologica Hungarica, **32**/1–2, p. 3–29, Budapest.

CSÁSZÁR, G., BODROGI, I & CZABALAY L. (1988 a): Jelentés a beremendi köfejtö rétegsorának vizsgálatáról (Nagyharsányi Mészkö Formáció). – Unveröff. Bericht MÁFI AD. és MÁFI Középhegységi osztály, 1–14, Budapest.

CSÁSZÁR, G., BODROGI, I., CZABALAY, L. (1988 b): Jelentés a Nagyharsány Mészkő Formációnak a harsányhegyi köfejtö alsó szakaszából származó vizsgálatáról (Report on the lower section of the Harsány-hegy quarry, Nagyharsány Limestone Formation). MAFI Doc. Department T. 14677, (manuscript), 45 p., Budapest.

CSÁSZÁR, G., FRIEDEL-MATYÓK, I. & KOVÁCSNE-BODROGI, I. (1983): A nagybaracskai fúrások kréta képzödményei. – M. All. Földt. Int. Évi Jel. az 1981. évról, 213–238, Budapest.

CSÁSZÁR, G., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H. (1989): The Schrattenkalk of Vorarlberg: an example of urgonian sedimentation. – In: WIEDMANN, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proc. 3 rd Int. Cret. Symposium, Tübingen, 1987, 377–401., Stuttgart.

CSÁSZÁR, G., MEHL, D., OBERHAUSER, R. & LOBITZER, H. (1994): A Comparative Study of the Urgonian Facies in Vorarlberg (Austria) and in the Villány Mountains (Hungary). – In: Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2, 145–207, Wien (Geol. B.-A.).

CZABALAY, L. (1993): Korrelation der Pachyodontenfaunen des Urgons Ungarns (Villány- und Mecsek Gebirge) und Österreichs (Vorarlberg). – In: Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2, 209–224, Wien (Geol. B.-A.).

D'ARGENIO, B. & MINDSZENTY, A. (1987): Cretaceous bauxites in the tectonic framework of the Mediterranean. – Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986), 257–262, Roma.

DEVILLE, Q. & C. STROHMENGER (1990): Paleokarst features in the Chambotte Formation (Lower Valanginian) of the Saleve Mountain (SE-France). – Abstracts of posters, sediments 1990, 13 th International Sedimentological Congress August 1990, 1 p., Nottingham.

DUDICH, E. & MINDSZENTY, A. (1984): Contribution to the comperative geochemistry and petrology of bauxites in the Villány Mts. (SE Transdanubia, Hungary) and in the Padurea Craiului Bihor Mts. area (Western Transsylvania, Rumania). – Bull. Geol. Soc. Hung. **114**, 1,1–18, Budapest.

FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv., **72** (3), 673–714, Basel.

FÜLÖP, J. (1966): A Villány-hegység krétaidöszaki kópzödményei (Cretaceous formations of the Villány Mountains). – Géol. Hung., Ser. Geol., **15**, 131 p., Budapest.

FUCHS, W. (1971): Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barreme aus den Drusbergschichten von Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. – Abh. Geol. B.-A., **27**, 1–49, Wien.

FUNK, H. & BRIEGEL, U. (1979): Le faciès Urgonien des nappes helvetiques en Suisse Oriental. – Géobios, Mém. Spec. **3**, 159–168, Lyon.

GAL, M. (1986): A Nagyharsány 1 fúrás nannoplankton viszgálata. – Unveröff. Manuskript, 3 S., Komlo (Archiv des MAFI Laboratoriums).

HAAS, J. (1984): Paleogeographic and geochronologic circumstances of bauyite generation in Hungary. – Acta Geol. Hung., **27**, 23–39, Budapest.

KNAUER, J. (1986): Probability and characteristics of Calpionellidae zones in the Transdanubian Central Range. – Acta Geol. Hung., **29**, 1–2, 31–35, Budapest.

LIENERT, O.G. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalkes im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden. – Diss. ETH Zürich, 141 p., Zürich.

LÓCZY, L. (1912): Die geologischen Verhältnisse der Villányer und Báner Gebirge. – Földt. Közl., **42**, 9–10, Budapest.

LÓCZY, L. (1913): Baranya vármegye déli hegyvidékének földtani Viszonyai. – A Magyar Kir. Földtani Intézet Evi Jelentése 1912-röl, 171–183, Budapest.

LÓCZY, L. (1915): Beiträge zur Geologie und Paläontologie des Villányer and Báner Gebirges (Ungarn). – Dissertation, 101 S., Budapest.

MASSE, P. (1976): Les calcaires urgoniens de Provence – Valanginien–Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironments II, 445p., Marseille.

MÉHES, K. (1964): The Foraminiferal genus *Orbitolina* from Hungary. – Acta Geologica, **8**, 1–4, Budapest.

MOULLADE, M., PEYBERNES, B., REY, J. & SAINT-MARC, P. (1985): Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous Mesogean Orbitolinids (Foraminiferida). – J. Foraminif. Res., **15** (3), 149–158, Washington.

NOSZKY, J. (1957): Kiértékelö jelentés az 1952-ben a Villányi-hegységben végzett bauxitföldtani reambuláló földtani vizsgálatokról. – Kézirat. M. Áll. Földt. Int. Adattár, Ter. 564, 197 p., Budapest.

NOSZKY, J. (1959): A Villány-hegység mezozoós képzödményei. – Kirándulásvezetö a magyarországi mezozoós konferencia résztvevöi számára. – 58–65, Budapest.

OBERHAUSER, R. (1958): Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). – Verh. Geol.B.-A., Jg. **1958** (2), 121–140, Wien.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol.B.-A., **106**, 1–88, Wien.

OBERHAUSER, R. (mit Beiträgen von DRAXLER, I., KRIEG, W. & RESCH, W.) 1991: Erläuterungen zu Blatt 100 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – 72 S. Wien (Geol.B.-A.).

PATRULIUS, D.E. & AVRAM, E. (1976): Stratigraphie et correlation des terrains neocomiens et barremo-béduliens du couloir de Dimbovicioara (Carpates Orientales). – Dari Seama ale sedintelor, **LXII**, (1974–1975), 135–140, Bucuresti.

PETERS, K.F. (1863): Über den Lias von Fünfkirchen. – Sitzungsber. Math.Natw.Klasse Akad. Wiss., **46** (1), 53 S., Wien.

PEYBERNES, B. (1979): L'Urgonien de Hongrie. – Geobios, Mem. spec., **3**, 231–243, Lyon.

PEYBERNES, B. & CONRAD, M.-A. (1979): Une association des Dasycladales (Algues Vertes) du passage Albien–Cénomanien dans les Pyrénées et les régions voisines (Chaines Cantabriques, Provence). – Géobios, **15** (5), 775–781, Lyon.

PEYBERNES, B. & M.A. CONRAD (1979): Les Algues du Crétacé inférieur de Hongrie. – Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3**(2), 743–752, Pau.

RAKUSZ, GY. (1937): Adatok a Harsányhegy bauxitszintjének ismeretéhez. – Beiträge zur Kenntnis des Bauxitniveaus des Harsányberges. – Földt. Int. Evi Jel. 1929–32-rol, 215–233, Budapest.

RAKUSZ GY. & STRAUSZ, I. (1953): A Villány-hegység földtana. – La geologie de la Montagne de Villány. – Földt. Int. Évk., **41** (2), 1–43, Budapest.

ROZLOZSNIK, P. (1936): Nagyharsányi bauxitelőfordulás. – Kézirat. M. All. Földt. Int. Adattár, Bu/6, 1–7, Budapest.

SCHOLZ, H. (1979): Paläontologie, Aufbau und Verbreitung der Bioherme und Biostrome im Allgäuer Schrattenkalk (Helvetikum, Unterkreide). – Diss. TU München 133 p., München.

SCHROEDER, R., CHAROLLAIS, J. & CONRAD, M.A. (1968): Essai de biozonation au moyen des Orbitolinidae dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France. – C. R. Acad. Sci. Paris, (D) **267**, 390–393, Paris.

SCHROEDER, R. & NEUMANN, M. (1985): Les grands Foraminifères du Crétacé Moyen de La région Mediterrannéenne. – Geobios mém. spec., **7**, 161 p., Lyon.

STRAUSZ, L. (1941).: Paläontologische Daten aus dem Mesozoikum des Villányer Gebirges. – Ann. Mus. Nat. Hung. pars Min. Geol. et Paleont., **34**, 97–104, Budapest.

TELEGDI-ROTH, K. (1937): Jelentés az 1930. és 1931. évben a Bakonyhegségben és a Villány-hegységben végzett bauxitkutatásokról. – Bericht über die in den Jahren 1930–31 im Bakony und im Villányer-Gebirge durchgeführten Bauxitforschungen. – Földt. Int. Evi Jel., 1929–32-ról, 199–215, Budapest.

VADÁSZ, E. (1934): Das geologische Alter der Transdanubischen Bauxitbildung. – Centralbl. Miner. Geol. Paläont, B, Stuttgart.

VADÁSZ, E. (1935): A dunántúli bauxitképzödés és mangánkeletkezés földtani kora. – Bány. Koh. L., **83** (9), 163–168, Budapest.

VADÁSZ, F. (1936): Nagyharsányi és alsóperei bauxitelöfordulás. – Unveröff. Manuskript, Univ. Budapest.

VADÁSZ, E. (1946): A magyar bauxitelöfordulások földtani alkata. – Die Geologische Entwicklung und das Alter der ungarischen Bauxitvorkommen. – Földt. Int. Évk., **37** (2), 143–286, Budapest.

VADÁSZ, E. (1951): Bauxitföldtan. – 129 p., Budapest.

VADÁSZ, E. & FÜLÖP, J. (1959): Les formations Crétacées de la Hongrie. – Congresso Geol.Int., XX. Session, Ciudad de Mexico 1956.

VELIČ, I., J. TIŠLJAR & B. SOKAČ (1979): Stratigraphy and depositional environments of the Lower Cretaceous in the Karst region of the Outer Dinarides (Yugoslavia). – Géobios, Mém, Spéc., **3**, 245–252, Lyon.

VELIČ, I. (1988): Lower Cretaceous benthic foraminiferal biostratigraphy of the shallow-water carbonates of the Dinarides. – Revue de Paléobiologie, Vol.Spéc.2, Benthos **86**, 467–475, Genève.

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 285–322	Wien, November 1994	2. rész	pp. 285–322	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Lebensspuren der Oberalmer, Schrambach- und Roßfeld-Formation (Oberjura/Unterkreide) der Salzburger Kalkalpen

Von HARALD LOBITZER, ILONA BODROGI & EDIT FILÁCZ
Mit Beiträgen von HERBERT STRADNER & ROUBEN SURENIAN*)

Mit 2 Abbildungen, 2 Tabellen und 12 Tafeln

Österreich
Salzburg
Nördliche Kalkalpen
Oberalmer Schichten
Schrambach-Schichten
Tauglboden-Schichten
Roßfeld-Schichten
Lebensspuren
Fazies
Foraminiferen
Calpionelliden
Aptychenschichten
Dasycladaceen
Mikroplankton
Steinbrüche

"Tethyan Cretaceous Correlation"

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 94

OSZK
Országos Széchenyi Könyvtár

Inhalt

Zusammenfassung 285
Összefoglalás 286
Abstract 286
1. Einleitung 286
2. Historischer Rückblick 287
3. Die Lebensspuren der Tauglboden-Schichten 287
4. Die Lebensspuren der Oberalmer Schichten 288
5. Die Lebensspuren der Schrambach-Schichten 289
6. Die Lebensspuren der Roßfeld-Schichten 289
7. Aufschlußbeschreibung, Stratigraphie und Fazies ausgewählter Vorkommen 290
8. Bemerkungen zu den Lebensspuren 296
Dank 298
Tafeln 1–12 298
Literatur 322

Zusammenfassung

Obwohl Lebensspuren in den klassischen (hemi)pelagischen Oberjura/Unterkreide-Schichtfolgen der Salzburger Kalkalpen schon seit mehr als 160 Jahren in der Literatur verankert sind, fanden sie dennoch bislang nur recht geringe Beachtung. Die Zielsetzung dieser Arbeit besteht darin, auf die in einigen Steinbrüchen der Oberalmer und Schrambach-Formation keineswegs seltenen Spurenassoziationen aufmerksam zu machen; die Ichnozoenosen der Roßfeld-Formation sind hingegen wesentlich arten- und individuenärmer. Von einigen Vorkommen liegen weiters Bestimmungen von Foraminiferen und Kalkalgen (I.B.), Calpionelliden (E.F.) oder von kalkigem Nannoplankton (H.St.) vor; diese werden z.T. in tabellarischer Form dokumentiert. Weiters wurde auch mit einer mikro- und ultrafaziellen Bearbeitung der Kalke bzw. Kalkmergel begonnen (H.L. & R.S).

*) Anschriften der Verfasser: Dr. HARALD LOBITZER, Dr. HERBERT STRADNER, Dr. ROUBEN SURENIAN, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. ILONA BODROGI, Ungarisches Geologisches Institut, Stefánia út 14, H-1142 Budapest; Dr. EDIT FILÁCZ, Eötvös Loránd Universität, Múzeum krt. 4/A, H-1088 Budapest.

Die größte Spurenvielfalt kommt der Oberalmer (Tithon/Unter-Berrias) und Schrambach-Formation (Mittel-Berrias bis Unter-Valendis) zu. *Chondrites* und „Flecken" indet. dominieren gemeinsam mit *Thalassinoides/Ophiomorpha*; nicht selten ist auch *Zoophycos* signifikant. Alle anderen Ichnotaxa treten dagegen mengenmäßig meist stark in den Hintergrund, wobei die Spuren-Vergesellschaftungen mit *Belorhaphe, Laevicyclus*, cf. *Granularia, Taenidium*, Stern-Rosetten-Spuren indet., *Phycosiphon, Subphyllochorda* ein „Tieferwasser"-Environment unterstreichen. In den mergeligen Partien der (unteren) Roßfeld-Formation ist *Chondrites* dominant, wohl gefolgt von *Phycosiphon* und „Flecken" indet.

In paläobathymetrischer Hinsicht erlauben die Ichnozönosen der Oberalmer und Schrambach-Formation im Einklang mit der Mikro- und Ultra-Biofazies (Calpionelliden/Radiolarien/Nannoplankton-Dominanz) sowie der Makrofauna (Aptychen, Belemniten, Echinodermaten, Ammoniten in Abdruckerhaltung) mit Vorbehalt die Schlußfolgerung, daß als Ablagerungraum ein „seicht"-bathyaler Bereich bzw. u.U. ein äußerer Schelfbereich angesehen werden kann.

Életnyomok
a Salzburgi Mészkőalpok, Oberalmi, Schrambachi és Rossfeldi Formációiból
(felső-jura/alsó-kréta)

Összefoglalás

Jóllehet a Salzburgi Mészkőalpok klasszikus (hemipelágikus felső-jura/alsó-kréta rétegsorainak életnyomai már több, mint 160 éve ismertek a szakirodalomban, napjainkig csekély figyelmet fordítottak rájuk. A munka célja a figyelem felhívása az Oberalmi és Schrambachi Formációk egyes kőfejtőiben gyakorinak mondható életnyom társulásokra, valamint a Rossfeldi Formáció lényegében faj- és egyedszegény ichnocönozisaira. Néhány feltárásból foraminifera- és mészalga- (B. I.), *Calpionella*- (F. E.) és mészvázú nannoplankton (H. S.) vizsgálatokat végeztünk, melyeknek adatait részben táblázatos formában mutatjuk be. Elkezdtük továbbá a mészkő és mészmárga minták mikro- és ultrafácies vizsgálatát (H. L. & R. S.).

A legváltozatosabb életnyom társulás az Oberalmi (titon/alsó-berriasi) és Schrambachi Formációkban (középső-berriasi/alsó-valangini) figyelhető meg, melyekben Chondritesek és indet. életnyom "foltok" uralkodnak *Thalassinoides/Ophiomorpha* kíséretében, de nem ritka az igen jellegzetes *Zoophycos* sem. Ezzel szemben a többi ichnotaxon többnyire határozottan alárendelt szerepet tölt be, többek közt a cikcakkos *Belorhaphe*, a *Laevicyclus*, cf. *Granularia, Taenidium*. Az indet. csillag és rozetta alakú életnyomok, *Phycosiphon* és *Subphyllochorda* "mélyvízi" környezet mellett szólnak. Az Alsó Rossfeldi Formáció márgás szakaszain a *Chondrites* uralkodik *Phycosiphon* és indet életnyom "foltok" kíséretében.

Paleobathymetriai szempontból az Oberalmi és Schrambachi Formációk ichnocönozisai a mikro- és ultrabiofácies adatokkal (Calpionellidae-, radiolaria-, nannoplankton dominancia) összhangban és a makrofauna (Aptychus, Belemnites, Echinodermata, valamint az Ammonites lenyomatok megtartási állapotának figyelembevételével), fenntartásokkal ugyan, de arra enged következtetni, hogy az egykori üledékképződési környezetet "sekély"-bathyális-, illetve esetleg külső self-területként értékeljük.

Trace Fossils
from the Oberalm, Schrambach and Rossfeld Formations (Upper Jurassic/Lower Cretaceous)
in the Salzburg Calcareous Alps

Abstract

Although trace fossils from the classical (hemi)pelagic Upper Jurassic/Lower Cretaceous sequences in the Salzburg Calcareous Alps have been known in the literature of geology for more than 160 years, the attention paid to them has been negligible so far. The aim of the paper is to draw the attention to trace fossil assemblages frequently encountered in some quarries in the Oberalm and Schrambach Formations and to the ichnocoenoses of the Rossfeld Formation that are practically poor in species and individuals. Samples from some exposures have been examined for Foraminifera and calcareous algae (I.B.), Calpionellidae (E.F.) and calcareous nannoplankton (H.S.). Data obtained from the examinations are presented partly in tabular form. Microfacies and ultrafacies examinations on limestone and calcareous marl samples have also been started (H.L. and R.S.).

The most diversified trace fossil assemblage can be observed in the Oberalm (Tithonian–Lower Berriasian) and Schrambach (Middle Berriasian–Lower Valanginian) Formations in which *Chondrites* and indet. trace fossil "spots" accompanied by *Thalassinoides/Ophiomorpha* are predominant but the rather typical *Zoophycos* is also frequent, whereas the rest of ichnotaxa are, for the most part, definitely subordinate (including *Belorhaphe, Laevicyclus*, cf. *Granularia* and *Taenidium*). The indet. star- and rosette-shaped trace fossils, *Phycosiphon* and *Subphyllochorda* point to "deep-water" conditions. In the marly parts of the Lower Rossfeld Formation *Chondrites* with accessorial *Phycosiphon* and indet. spots are predominant.

From the palaeobathymetrical point of view, the ichnocoenoses found in the Oberalm and Schrambach Formations – in accordance with data from micro- and ultrabiofacies examinations (dominance of Calpionellidae, Radiolarians and nannoplankton) and in regard to macrofauna (Aptychus, Belemnites, Echinoderms) and state of preservation of Ammonites moulds – has led to the conclusion that the sedimentary environment was "shallow"-bathyal or possibly outer shelf area.

1. Einleitung

Die Aufsammlung der Lebensspuren wurde im Rahmen einer Rohstoffpotential-Erhebung über Karbonatgesteine des Bundeslandes Salzburg begonnen (LOBITZER et al., 1982) und konnte i.d.F. durch Bereitstellung von Budgetmitteln aus der „Ergänzenden Kartierung" der Geologischen Bundesanstalt wesentlich ergänzt werden. Obwohl sich der federführende Verfasser bewußt ist, kein Ichnologe zu sein und daraus zweifelslos taxonomische und andere Fehlinterpretationen unvermeidlich erscheinen, sei es dennoch gestattet, auf die bislang vergleichsweise wenig beachteten Lebensspuren-Assoziationen der (hemi-) pelagischen Oberjura/Unterkreide-Schichtfolgen der Salzburger Kalkalpen hinzuweisen. Die Ermutigung zu dieser Veröffentlichung geht auf das Interesse ungarischer Kolleginnen zurück, die zugehörigen Dünnschliff- und Schlämmproben-Suiten im Hinblick auf deren Mikrofaunen- und -floren-Rückstand (Foraminiferen und Kalkalgen: I.B., Calpionelliden: E.F.) durchzusehen. H. St. unterzog einen Teil der Proben einer kursorischen Durchsicht hinsichtlich der Nannoplanktonführung. R.S. und der Erstautor zeichnen für die mikro- und ultrafazielle Bearbeitung verantwortlich.

In den klassischen Perioden österreichischer Lebensspurenforschung (Perioden des Theodor FUCHS und des Othenio ABEL) befaßte man sich fast ausschließlich mit den Spurenassoziationen der Flyschzone, die sowohl hin-

sichtlich ihrer taxonomischen Vielfalt, als auch im Hinblick auf ihren Erhaltungszustand wesentlich reizvoller zu sein versprachen. Wir wollen mit diesem Beitrag lediglich dokumentieren, daß auch die kalkalpinen Lebensspuren-Assoziationen – insbesondere soll in diesem Zusammenhang auch auf jene noch kaum bearbeiteten der diversen Gosau-Formationen hingewiesen werden – mehr Aufmerksamkeit verdienen.

Alle Lebensspuren-Abbildungsoriginale werden in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt unter der Acquisitionsnummer 1991/1/1ff. aufbewahrt.

2. Historischer Rückblick

Die wahrscheinlich ältesten Erwähnungen von Lebensspuren in den Salzburger Kalkalpen – auch wenn sie noch nicht als solche erkannt und bezeichnet werden – gehen wohl auf LILL von LILIENBACH (1830, 1831) zurück. Der „Kalkstein von Schrambach" wird mit den Schichten des Eckerfürst verglichen, die

„ ... große Pflanzenstengeln und Fucus-Abdrücke ... "

aufweisen. 1831 werden im Kalkstein von Schrambach

„ ... zahlreiche wulstförmige Erhabenheiten ... "

erwähnt. MORLOT (1847) beruft sich ebenso auf LILL (1830), wenn er schreibt, daß

„ ... im Sandstein und Schiefergebilde des Rossfeldes, in welchen nach LILL von LILIENBACH Fukusabdrücke nebst Ammoniten und anderen Versteinerungen vorkommen... "

LIPOLD (1854) verdanken wir schließlich die Erwähnung von

„ ... Fucoiden, welche nach den Bestimmungen des Hrn. Dr. C. v. ETTINGSHAUSEN jenen der Wiener Sandsteine entsprechen; ferner andere unbestimmbare Pflanzenstengel als Erhabenheiten an den Kalkschichten ... "

im Aptychenschiefer des Neocomien (Schrambach-Schichten). Auch die erste Beobachtung von Lebensspuren in den Oberalmer Schichten des Steinbruchs der k.k. Salinen-Verwaltung Hallein am Heuberge bei Oberalm geht auf LIPOLD (1854) zurück, nämlich daß auf Schichtflächen

„ ... vielfach verzweigte Erhabenheiten, welche Pflanzenstengeln nicht unähnlich sind ... "

vorkommen.

Hinsichtlich der Ablagerungsbedingungen der „Aptychenschichten" (ein Begriff, der von vielen Alpengeologen etwa synonym zu Oberalmer plus Schrambach-Schichten verwendet wird) sei auf die grundlegenden Arbeiten von GÜMBEL (1861) und FUCHS (1878f.) verwiesen. GÜMBEL setzt sich mit den Aptychenanhäufungen auseinander und hält sie für eine von Uferrändern und seichtem Meeresgrunde entfernte Ablagerung. Noch präziser wird FUCHS, der aufgrund einer eingehenden – durchaus modern anmutenden – Faziesanalyse ebenso zum Schluß kommt, daß in Analogie zu den Ergebnissen der Challenger-Expedition die Aptychenschichten als Ablagerungen tieferer Meeresbereiche zu betrachten sind. Insbesondere bezieht er sich auf die damals gängige Interpretation chemischer Prozesse, wie der Auflösung von Aragonitschalen, etwa der Perlmuttergehäuse der Ammoniten; lediglich die aus Kalkspat bestehenden Aptychen, Belemniten, Echinodermen, u.a. blieben erhalten. Die Ammonitengehäuse hingegen wurden am Meeresboden gelöst und lediglich ihre Schalenabdrücke zeugen von ihrer ehemaligen Präsenz.

Diese Tiefseedeutung wird von einer Vielzahl der Autoren bis in neuere Zeit geteilt. ZAPFE (1963) schwamm schließlich mutig gegen den Strom der seit mehr als einem Jahrhundert etablierten Lehrmeinung, nämlich daß es sich bei den Oberalmer Schichten um Sedimente tieferen Wassers handle und diskutierte eine Flachmeerentstehung. Massive Unterstützung wurde ZAPFE schließlich durch die Meinungsäußerungen von HALLAM (1967) und auch GERMANN (1971) zuteil. Unserer Meinung nach sind jedoch alle von diesen Autoren angeführten Indizien für eine flachmarine Deutung – legt man sie auf die Waage – nicht schwerwiegend genug, um gegen die massive paläontologische und sedimentologische Indizienkette zugunsten tieferen Wassers reussieren zu können.

Zurückkommend auf die keineswegs Vollständigkeit reklamierenden Erwähnungen von Lebensspuren muß in chronologischer Folge auf TRUSHEIM (1930) verwiesen werden, der aus den konglomeratischen Aptychenschichten von Hinterriß Schichtoberflächen bedeckt mit Wurmgängen illustriert. TRUSHEIM macht auch interessante Anmerkungen zu paläobathymetrischen Fragen und bringt als neuen Gesichtspunkt die intrajurassische (jungkimmerische) Tektonik ins Spiel, der er beträchtliche Bodenbewegungen innerhalb des Tithons zuschreibt. Nach seiner Meinung müssen daher Flachmeersedimente nicht an küstennahe Zonen gebunden sein, sondern können mitten im Beckeninneren den tiefmarinen Sedimentfolgen eingeschaltet sein. Wir verdanken TRUSHEIM somit die Erkenntnis von Einschaltungen flachmarinen Sedimentmaterials (etwa vom Typus „Barmsteinkalk") in die Tieferwasser-Karbonatfolgen der Oberalmer Schichten. Insbesondere VORTISCH (1965) und FLÜGEL & PÖLSLER (1965), zuletzt STEIGER (1981) und deuteten diese Phänomene schließlich in Anlehnung an die Erkenntnisse von MEISCHNER (1964) als allodapische Eingleitungen.

Von PLÖCHINGER (1974) wird immer wieder auf den flyschartigen Sedimentcharakter der Oberalmer Schichten hingewiesen. SCHÜTZ (1979) bildet bioturbate Gefüge (?Fluchtspur) aus den oberen Aptychen-Schichten ab. Aus dem Neokom-Mergel der Thiersee- und Karwendelmulde beschreibt er – ohne jedoch auf taxonomische Details einzugehen – das Vorkommen von Wohnbauten und sehr häufigen Stopfbauten sowie auf den Schichtflächen Freß- und Kriechspuren, wobei mäandrierende Weidespuren selten sind. Dem Begriff „Aptychen-Schichten" wird von SCHÜTZ ein klar definierter Inhalt verliehen, indem er darunter jene lithologische Einheit versteht, die zwischen der Radiolarit-Gruppe und den Neokom-Mergeln liegt; im Detail werden diese Gesteine in der Folge nach ihrer Fazies präzisiert und untergliedert.

Aus den Roßfeld-Schichten der klassischen Lokalität erwähnen FAUPL & TOLLMANN (1979) die starke Durchwühlung und das häufige Vorkommen verschiedenster Fährten und Bauten.

3. Die Lebensspuren der Tauglboden-Schichten

Der Begriff „Tauglbodenschichten" wurde durch M. SCHLAGER (1956) eingeführt und insbesondere von W. & M. SCHLAGER (1973) eine eingehende sedimentologische Bearbeitung durchgeführt. Stratigraphisch werden sie in den tieferen Oberjura (Oberes Oxford bis Kimmeridge) gestellt.

DIERSCHE (1980) bezog in die Bearbeitung der oberjurassischen Radiolarite die Tauglboden-Schichten ein und befaßte sich auch eingehend mit deren Lebensspuren. DIERSCHE konnte die Ichnogenera *Chondrites, Planolites, Notaculites (= Taenidium)* und *Belorhaphe* nachweisen und stellt sie bereits in die „oberste" *Nereites*-Ichnofazies sensu SEILACHER.

Eigene Vergleichsbegehungen im klassischen Aufschlußgebiet der Kesselgraben-Forststraße, die etwa 1 km SW vom Gasthof Grundbichl im östlichen Tauglboden abzweigt, ermöglichten lediglich die Aufsammlung eines bescheidenen Lebensspuren-Materials. Etwa 150–200 m unterhalb der Wasserfall-Spitzkehre – westlich der Lokalität Ochsenriedel – zeigen gebankte graue kieselige Mergelkalke an zwei Stellen Anhäufungen von *Chondrites* (Taf. 5, Fig. 7,8).

Hinsichtlich des Ablagerungsraumes gleichen nach W. & M. SCHLAGER (1973) die Gesteinsabfolgen der Tauglboden-Schichten weitgehend der Randfazies mancher Flyschtröge; dieser Ansicht schließt sich auch DIERSCHE (1980) an. Akzeptiert man die paläobathymetrische Aussagekraft einer von *Chrondrites* dominierten Lebensspuren-Vergesellschaftung (CHAMBERLAIN, 1971), so wären die Tauglboden-Schichten im Übergangsbereich zwischen der *Zoophycos*- und *Nereites*-Vergesellschaftung sensu SEILACHER (1967), also im Bathyal, abgelagert worden. Diese bathymetrische Zonierung steht voll in Einklang mit dem sedimentologischen Befund, da *Chondrites* bevorzugt in turbiditisch beeinflußten pelagischen Sedimentabfolgen gefunden wird. DIERSCHE (1980) nimmt Mindestwassertiefen von 200 m und Maximaltiefen von ca. 4.000 m an.

Der vorsichtig formulierten Annahme DIERSCHE's, daß die größte Absenkungstiefe während der Ablagerung des eigentlichen Radiolarits erreicht wurde und die Tauglboden-Schichten bereits den aufsteigenden Ast der bathymetrischen Kurve einleiten, kann nicht vorbehaltlos zugestimmt werden. Vielmehr erscheint aufgrund der Lebensspuren-Spektra der Oberalmer- und Schrambach-Schichten eine weitgehend ähnliche Konfiguration der Ablagerungsräume geherrscht zu haben, die wohl noch bis zu den unteren Roßfeld-Schichten bestehen dürfte.

4. Die Lebensspuren der Oberalmer Schichten

In neuerer Zeit finden sich nicht selten Mitteilungen über Lebensspuren in den „Aptychenschichten", und das Bemühen, mit ihrer Hilfe paläoökologische Schlußfolgerungen zu ziehen, steht deutlich im Vordergrund.

SIEBER (1963) berichtet über eine „große *Taonurus*-Bildung" von 4 dm Durchmesser im Steinbruch Deisl bei Hallein. Nach mündlicher Auskunft von Prof. SIEBER ist das von ihm erwähnte Stück den Neufunden des Autors (*Zoophycos*, Taf. 7, Fig. 1) zum Verwechseln ähnlich. Die häufigen „verschiedenartig gestalteten Wulstbildungen" deutet SIEBER (1963) als „überwiegend Ausfüllungen von Fließrinnen"; die Deutung kann wohl, wenn überhaupt, nur für einen relativ untergeordneten Teil aufrecht erhalten bleiben.

PICHLER (1963) teilt aus den Aptychenschichten des Berchtesgadener Landes lediglich Wurm-Wühlgefüge mit. GARRISON (1967) erwähnt in den Oberalmer Schichten Wühlgänge. GARRISON & FISCHER (1969) berichten über das massenhafte Vorkommen von Lebensspuren – insbesondere von *Chondrites* und von „irregular stuffed feeding burrows" – in den Oberalmer Schichten von Unken, die sie nach damaligem Wissensstand für uncharakteristisch im Hinblick auf bathymetrische Aussagen erachteten.

Auch von der Grazer Oberjura-Arbeitsgruppe um H. FLÜGEL wird wiederholt auf Lebensspuren in den Oberalmer Schichten aufmerksam gemacht und auf die Notwendigkeit weiterer Untersuchungen hingewiesen (z.B. FLÜGEL & PÖLSLER, 1965; FLÜGEL & FENNINGER, 1966). FENNINGER & HOLZER (1972) gehen in ihrer Übersichtsdarstellung des oberostalpinen Malm auch auf die Oberalmer Schichten des klassischen Gebietes (Steinbruch Leitner) ein und machen aus den Schichtfugen Wurmspuren vom Pascichnia-Typus bekannt (siehe auch FLÜGEL & FENNINGER, 1966). Aus den Hinterriß-Schichten wird cf. *Granularia* sp. abgebildet. Schließlich wird von diesen Autoren ein Vergleich mit den Sohlspuren aus dem Flysch gezogen, was nach deren Meinung eine Flachwasserdeutung der Oberalmer und Hinterriß-Schichten hinfällig macht.

PLÖCHINGER (1974) bildet eine „hirschgeweihförmige Sohlmarke" ab; sie wird als Hinweis auf den flyschartigen Sedimentcharakter der Oberalmer Schichten gewertet. PLÖCHINGER (1976) schließlich erwähnt Weidespuren in den Oberalmer Schichten des Steinbruchs des Gartenauer Zementwerkes. Die bislang umfangreichste Aufzählung von Lebensspuren in den Oberalmer Schichten verdanken wir STEIGER (1981), der sowohl Wühlspuren vom Typ *Planolites* und *Chondrites*, als auch *Zoophycos* bekannt macht.

Hinsichtlich des Ablagerungsraumes der Oberalmer Schichten sind die Meinungen geteilt. Eine große Gruppe von Sedimentologen, deren Meinung sich auch der federführende Autor anschließt, hält die Oberalmer Schichten des klassischen Gebietes für pelagische (bathyale bis abyssale) Ablagerungen mit Zwischenschaltungen allodapischer Kalke vom Typus Barmsteinkalk. Letztere Erkenntnis geht auf FLÜGEL & PÖLSLER (1965) zurück. Bereits GÜMBEL (1861) und vor allem FUCHS (1878 ff.) wiesen auf den Tiefsee-Charakter der Aptychen-Schichten hin.

Sowohl FENNINGER & HOLZER (1972), als auch PLÖCHINGER 1974 weisen auf den flyschartigen Charakter von Lebensspuren und Sedimentstrukturen in den Oberalmer Schichten hin. In der Tat finden sich zahlreiche Anklänge an flyschartige Sedimentserien.

Daß es sich bei den Oberalmer Schichten nicht um „echten" Flysch handelt im Sinne der Definitionen von BOUMA (1962) und vor allem SEILACHER (1967) soll in der Folge kurz erörtert werden. Echte BOUMA-Zyklen fehlen ebenso wie auch die entsprechenden sedimentären Charakteristika. So z.B. tritt eine rhythmische Wechsellagerung von klastischen Bänken mit pelitischen Zwischenlagen weitestgehend zugunsten von Karbonatgesteinsbänken zurück. Ebenso tritt Gradierung in den pelitischen Oberalmer Schichten nur recht selten auf und ist eher für die allodapischen Barmsteinkalk-Zwischenlagen charakteristisch.

Die vier Teilaspekte der SEILACHER'schen Flyschdefinition umfassen neben der sedimentologischen noch die tektonische, biologische und geochemische Teildefinition. Ist ein Teilaspekt nicht zutreffend, spricht SEILACHER von „atypischen Flyschen". „Flysch-ähnliche" Ablagerungen stimmen überhaupt nur in einem Teilaspekt überein. Hinsichtlich der tektonischen Teildefinition, die nach Beziehungen zu einer Orogenese fragt, kann mit PLÖCHINGER (1974) auf eine örtlich begrenzte intramalmische Salztektonik verwiesen werden; ein letztes Wort erscheint jedoch zu diesem Themenkreis noch nicht gesprochen zu sein.

Zur biologischen (paläontologischen) Teildefinition ist die den Flyschen und Oberalmer Schichten gemeinsame Armut an Makrofossilien und der Reichtum an bathyalen Lebensspuren-Assoziationen bemerkenswert. Ebenso ergeben sich Gemeinsamkeiten im Hinblick auf die geochemische Teildefinition, so etwa eine Bitumen-Armut sowie das Fehlen von Toneisenstein-Geoden. Zusammenfassend kann daher festgehalten werden, daß es sich bei den Oberalmer Schichten durchaus um Sedimentfolgen von „flyschartigem Charakter", eventuell sogar um „atypische Flysche" handelt, jedoch nicht um „echten" Flysch.

An Lebensspuren konnten bislang in den Oberalmer Schichten folgende Ichnotaxa beobachtet werden: „Flecken" indet., *Chondrites, Thalassinoides/Ophiomorpha, Zoophycos, Phycosiphon, Laevicyclus, Belorhaphe*, cf. *Granularia, Taenidium, Subphyllochorda*, sowie sternförmige bzw. Rosetten-Spuren.

Weiters finden sich selten schlecht erhaltene Nannofossilien, insbesondere der Ubiquist *Watznaueria barnesae*.

Die Calpionelliden-Assoziation macht eine Einstufung in den Tithon/Berrias-Grenzenbereich bzw. ins untere Berrias wahrscheinlich.

5. Die Lebensspuren der Schrambach-Schichten

Die Abtrennung der Schrambach-Schichten von den Oberalmer Schichten bereitet nicht selten erhebliche Schwierigkeiten und die „Daumenregel", daß im Gegensatz zu den von Karbonatbänken dominierten Oberalmer Schichten in den Schrambach-Schichten tonige Zwischenlagen signifikant zunehmen und ein Farbumschwung von grau zu grünlichgrau auffallend ist, erweist sich bei näherem Hinsehen als problematisch. Letztere Kriterien treffen durchaus z.T. auch auf die Oberalmer Schichten etwa z.B. im Liegendabschnitt des Schrambachgraben-Profils zu. Hingegen erscheinen dünnschichtige Kalk(mergel)/Tonmergel-Wechsellagerungen als Schrambach-Schichten-verdächtig und anderseits scheinen die allodapischen Kalksteinlagen vom Typ der Barmsteinkalk-Bänke weitestgehend (oder völlig ?) auf das stratigraphische Niveau der Oberalmer-Formation beschränkt zu sein.

Bei den Lebensspuren erscheint eine Verarmung sowohl der Taxa, als auch in der Häufigkeit gegenüber den Oberalmer Schichten auffällig, ebenso ist der „flyschoide Charakter" in gewissen Partien der Oberalmer Schichten deutlicher ausgeprägt.

Folgende Ichno„genera" konnten bislang in den Schrambach-Schichten beobachtet werden: Flecken indet., *Chondrites, Thalassinoides/Ophiomorpha, Zoophycos, Belorhaphe, Phycosiphon*, Stopfbauten indet., sternförmige Spuren indet.

6. Die Lebensspuren der Roßfeld-Schichten

Da im Rahmen der seinerzeitigen technologisch orientierten Aufnahmsarbeiten der Bereich der Roßfeld-Schichten nur sehr peripher betroffen war, wurden auch keine intensiveren Aufsammlungen auf Spurenfossilien durchgeführt. Die auf Taf. 5, Fig. 5,6 und Taf. 6, Fig. 7,8 abgebildeten Gelegenheitsfunde sind daher in keiner Weise als repräsentativ im Sinne eines Ichnospektrums zu betrachten. Systematische Aufsammlungen in Verbindung mit gleichzeitig durchgeführter fazieller Analyse dieser eindrucksvoll zyklisch ausgeprägten klastischen Sedimentfolgen wären zweifellos ein lohnendes Unterfangen.

Wie bereits bemerkt wurde, ist die Erwähnung von „Fukusabdrücken" in den Roßfeld-Schichten so alt wie der Begriff „Sandstein- und Schiefergebilde des Roßfeldes" und geht auf LILL von LILIENBACH (1830) zurück. Auf die bereits ebenfalls erwähnte grundlegende Bearbeitung der Roßfeld-Schichten durch FAUPL & TOLLMANN (1979) soll hier nur insoweit nochmals eingegangen werden, als die liegende Mergelgruppe der unteren Roßfeld-Schichten (die KRISTAN-TOLLMANN mikropaläontologisch bearbeitete) sich aus den unterlagernden Schrambach-Schichten unter allmählichem Zurücktreten der Mergelkalkbänke entwickelte. Altersmäßig werden sie in den Bereich Ober-Valendis bis Unter-Apt gestellt. Das Autorenpaar betont auch die starke Durchwühlung und das häufige Vorkommen verschiedenster Fährten und Bauten.

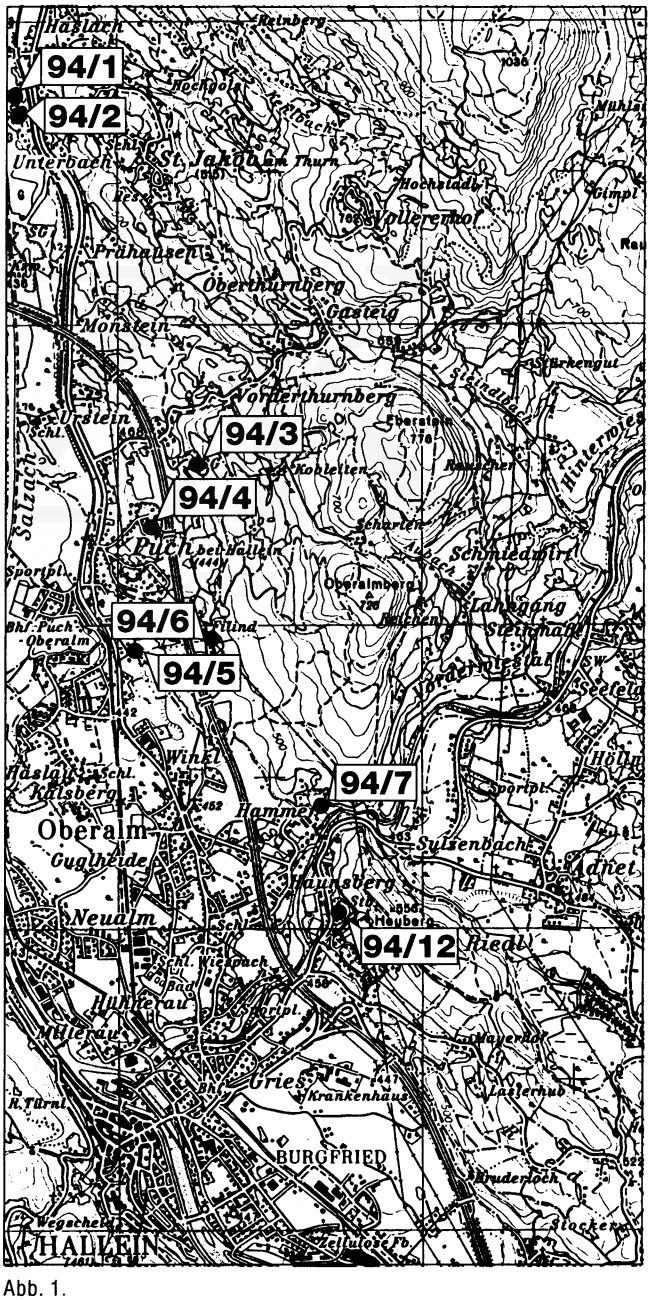
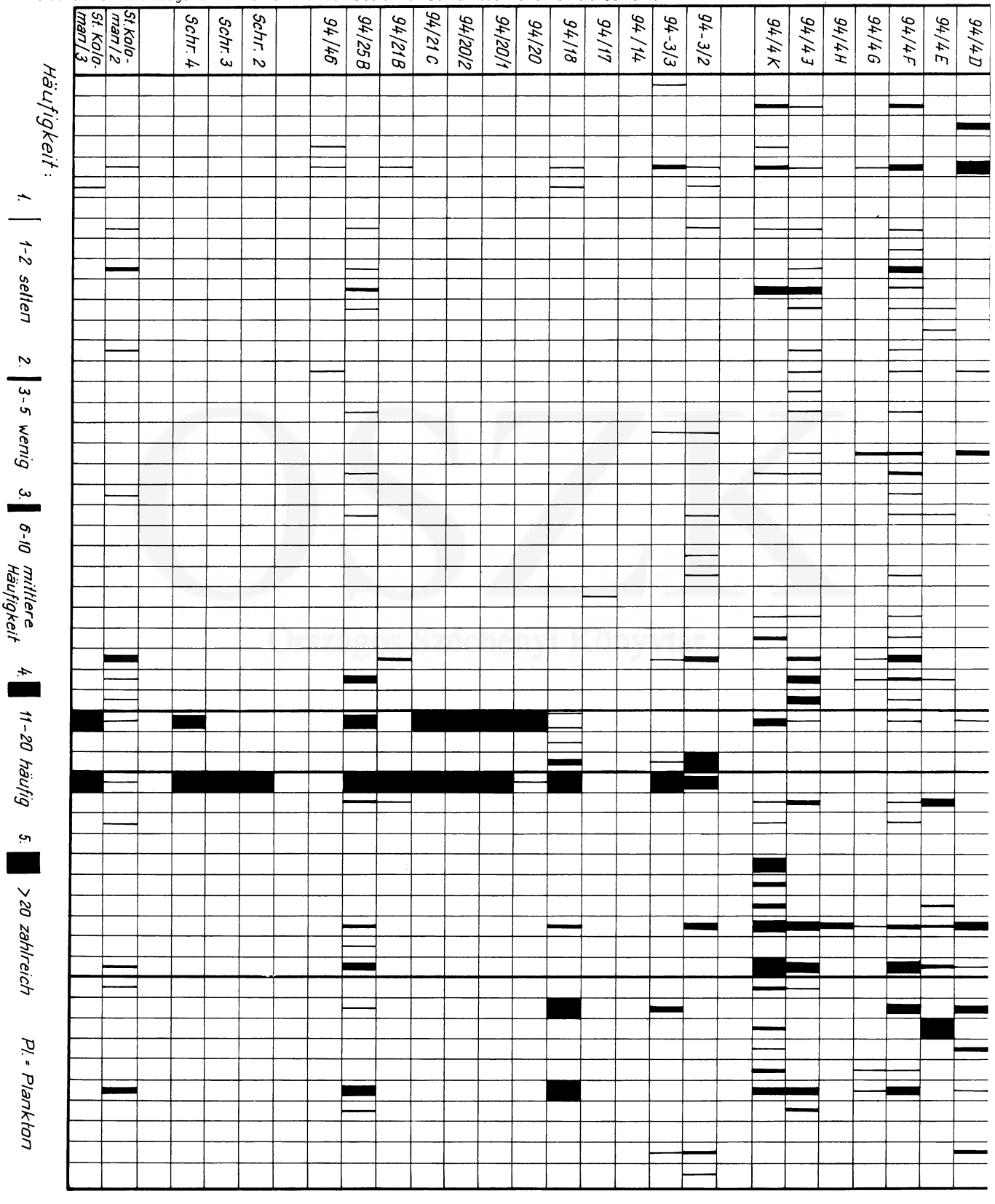


Abb. 1.
Lebensspuren-Fundpunkte nördlich von Hallein.

7. Aufschlußbeschreibung, Stratigraphie und Fazies ausgewählter Vorkommen

In der Folge wird eine Auswahl von Fundorten oberjurassischer/unterkretazischer Lebensspuren im Hinblick auf deren Faziesverhältnisse, Stratigraphie und – nur sehr untergeordnet – Geochemie dokumentiert (Abb. 1,2). In Tab. 1 wird ein Gutteil der Foraminiferen und Kalkalgen sowie sehr kursorisch das Mikroplankton (Calpionelliden s. l.), die Radiolarien und die Metazoen graphisch veranschaulicht. In Tab. 2 wird ein Überblick über die stratigraphischen Reichweiten der wichtigsten Kalkalgen- und Foraminiferentaxa vom Berrias bis Hauterive gegeben.

Tabelle 1.
Mikrofauna und -flora ausgewählter Vorkommen von Oberalmer, Schrambach- und Roßfeld-Schichten



● **Steinbruch Grillenberg**
(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/1)

Etwa 1,7 km südlich Elsbethen schließt dieser mittelgroße, außer Betrieb stehende Steinbruch gut gebankte Oberalmer Schichten sowie mindestens zwei Lagen von Barmsteinkalk auf.

Der Bruch liegt zwischen der Salzach und der Bundesbahn westlich des Großen Neuberges bei Haslach. Es wurden Schotter bzw. Kies (Splitt) gebrochen sowie gelegentlich Mauersteine gewonnen.

Die Oberalmer Schichten sind häufig druckgeflasert, was durch Stylolithen unterstrichen wird. Auf den Schichtflächen sind Kriech- und Grabspuren nicht selten; ebenso finden sich Pflaster von kleinen Aptychen. Im Schliff (z.B. Probe 94/1B) zeigt sich Biopelsparit, etwas kalzitgeädert und leicht rekristallisiert, gelegentlich randliche Mikritisie-

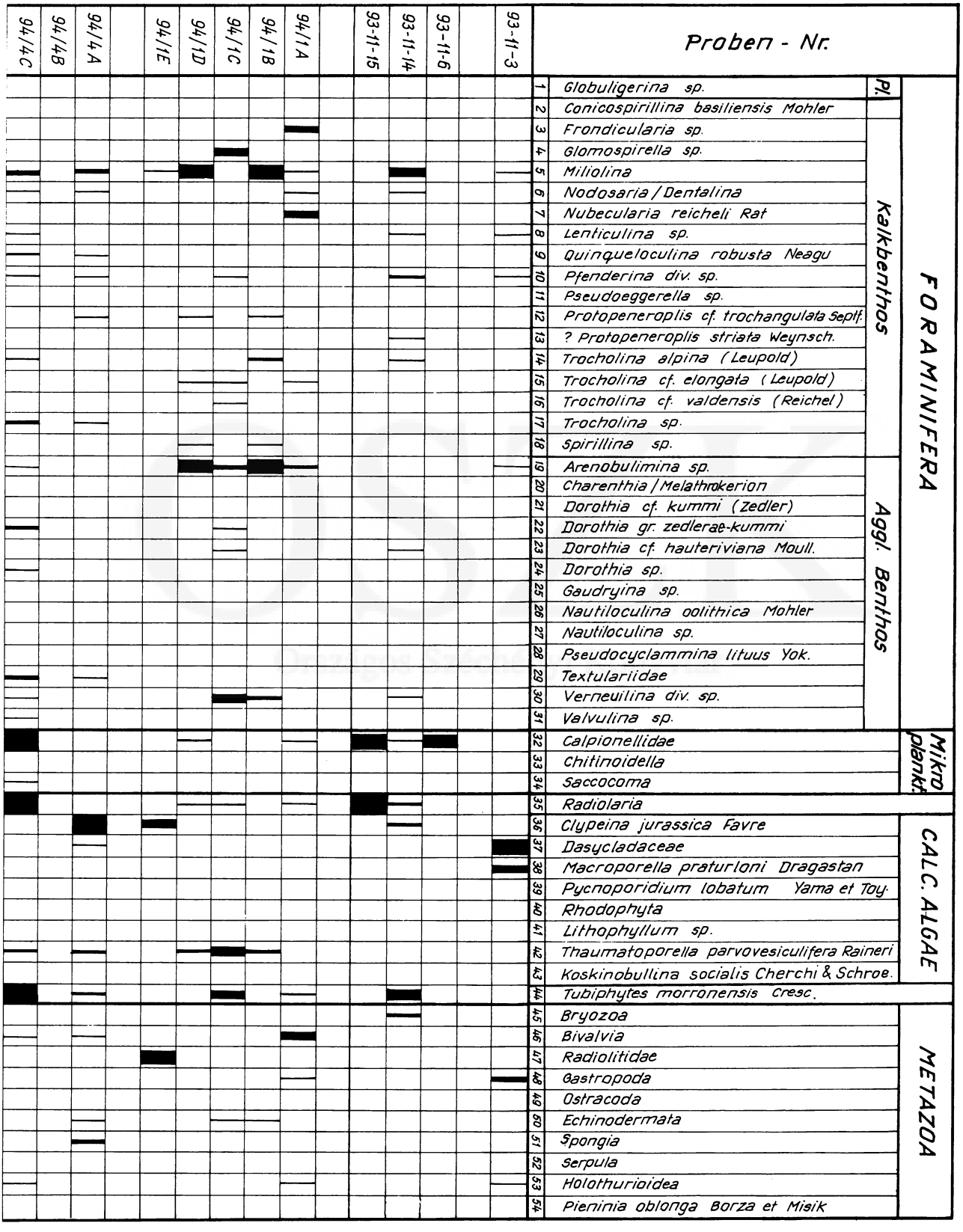
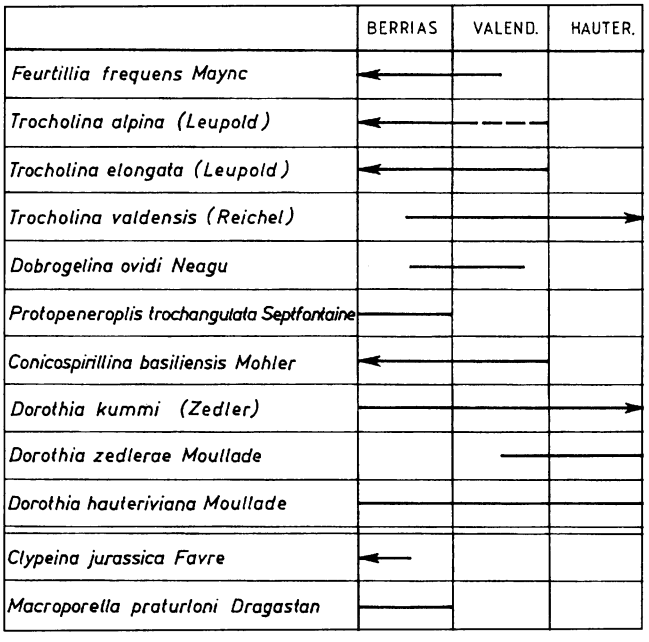


Tabelle 2.
Stratigraphische Verbreitung der wichtigeren Kalkalgen- und Foraminiferenarten von lebensspurhaltigen Poben.
Nach MOULLADE (1966), BARTENSTEIN (1978), BASSOULLET et al. (1978), SEPTFONTAINE (1974), CHIOCHINI-MAINZELLI (1979, 1988) und ARNAUD-VANNEAU (1982, 1986).



rung der Körner. Sehr selten finden sich akzessorisch Muskovit und Quarz; in Foraminiferen ist Pyrit-Sprossung selten zu beobachten. Neben Foraminiferen finden sich einige Calpionellen (*Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria* sp., *Cadosina* sp.); Echinodermen (insbesondere Crinoiden, seltener Holothurioidea) und Radiolarien sind selten.

Im Hangenden des Aufschlusses findet sich eine ca. 120 cm mächtige Lage feinkörniger Barmsteinkalke mit grünen und schmutziggrauen Tongeröllen (Proben-Nr. 94/1A, 94/1B, 94/1D). Im Schliff zeigt sich kalzitgeäderter, stärker rekristallisierter Biopelsparit mit Foraminiferen (u.a. inkrustierende Taxa), Kalkalgen, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, Echinidenstacheln, Radiolitiden-Schalen, Gastropoden, Bryozoen.

An Lebensspuren dominieren in diesem Steinbruch *Thalassinoides/Ophiomorpha*-ähnliche zylindrische Grabspuren. Auffällig sind ferner sehr große flache *Zoophycos*, deren Durchmesser 50 cm überschreiten kann (Taf. 7, Fig. 1).

Die Mikrofaunen- und -floren-Vergesellschaftung mit Crassicollarien indet., *Protopeneroplis* cf. *trochangulata* SEPTFONTAINE, *Dorothia* sp. und *Clypeina jurassica* FAVRE ermöglicht eine stratigraphische Einstufung ins tiefere Berrias. Die Crassicollarien müssen u.U. als umgelagert angesehen werden.

● Steinbruch Grillenberg 2

(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/2)

Etwa 1,7 km südlich Elsbethen liegt am Westhang des Grillenberges bei Haslach ein mittelgroßer, außer Betrieb befindlicher Steinbruch, wo Oberalmer Schichten für Schotter/Kies-Gewinnung gebrochen wurden sowie gelegentlich Mauersteine. Der Steinbruch liegt unweit SSE Aufschlußpunkt 94/1. Auffällig ist in diesem Steinbruch die intensive tektonische Beanspruchung und Zerstückelung des Materials.

Die auch hier anzutreffenden Zwischenlagen vom Typus Barmsteinkalk werden durch sehr grobkörnige Konglomerate/Breccien mit Komponentengrößen bis zu mehreren cm repräsentiert, wobei auch grüne tonmergelige Knollen bzw. Flatschen nicht selten sind.

An Lebensspuren finden sich, allerdings seltener als im Steinbruch Grillenberg 1, auch hier *Ophiomorpha/Thalassinoides*-Grabspuren, Flecken, sehr selten *Zoophycos*.

● Rieger-Bruch

(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/3)

Der große, in Betrieb befindliche Steinbruch des Toni Rieger liegt etwa 900 m südöstlich der Kirche von Puch bei Hallein (Taf. 1, Fig. 1). Es werden verschiedene Sand/Kies/Schotter-Körnungen gebrochen sowie Wasserbau- und Wurfsteine gewonnen.

Lithologisch besteht dieser Steinbruch aus drei söhlig übereinander folgenden Gesteinskomplexen, die sowohl faziell, als auch geochemisch sehr verschieden ausgebildet sind.

Die liegenden Oberalmer Schichten zeigen im Bereich um ca. 3 dm dick gebankte, leicht kieselige Kalke, typischen „deeper water limestone". Im Schliff zeigt sich ein leicht rekristallisierter Biopelmikrit bis Mikrosparit, dessen Radiolarien-Saccocomen-Führung charakteristisch ist. Die Radiolarien sind meist kalzitisiert; daneben finden sich noch Schwammnadeln, Echinodermenreste (u.a. Holothurioidea), Ostracoden, Bivalven sowie ziemlich selten Foraminiferen; selten Pyrit.

Die Mitteletage des Steinbruchs zeigt „mittelreine" Kalke der Oberalmer Schichten. Im Schliff zeigt sich leicht rekristallisierter Biopelmikrit mit Kalzitklüftchen, selten Pyrit. Radiolarien treten gegenüber den Saccocomen zurück, daneben finden sich vor allem Foraminiferen (siehe Tab. 1, Probe 94/3/2).

Weiters sind Ammonitenabdrücke und Aptychen nicht allzu selten. Einer mergeligen Bankfuge entstammt eine Probe mit Nannofossilführung, wobei die wenigen Taxa (*Watznaueria barnesae, Watznaueria communis, Cyclagelosphaera margereli*) sehr selten sind und extrem schlechte Erhaltung zeigen.

Die Hangendetage wird durch reine Kalke vom Typus der hellgelb anwitternden allodapischen Barmsteinkalke repräsentiert. Dieser Bereich ist etwa 8 m mächtig aufgeschlossen und zeigt nur sehr undeutlich ausgeprägte Grobbankung. Im Schliff zeigt sich Biopelsparit/Grainstone, etwas pyritführend mit Foraminiferen (noch nicht bearbeitet!) und Crinoiden. Hornsteinknollen und -lagen sind wie in den Oberalmer Schichten nicht selten, ebenso mergelige Bankfugen.

Der mittlere Abbaubereich der Oberalmer Schichten zeichnet sich durch die besten wenn auch sehr seltenen Funde von Scolicien (Taf. 4, Fig. 8) bzw. von *Subphyllochorda* aus (Taf. 5, Fig. 1), dominant ist jedoch *Thalassinoides/Ophiomorpha* (Taf. 3, Fig. 2,4). Ebenso stammt ein Einzelfund von (?)*Scolicia* (Taf. 4, Fig. 8) bzw. von (?)*Halimedides* (Taf. 3, Fig. 6) aus diesem Abbau, wie auch problematische (?) Kriechspuren (Taf. 2, Fig. 3).

Im Schliff 94/3/2, sind neben massenhaft vorkommenden Saccocomen auch *Calpionella* sp., *Cadosina* sp. und *Crassicollaria* sp. anzutreffen. Die Mikrofazies dieses Radiolarien/Calpionellen/Echinodermen-Mikrits wird im Schliff-Foto von Taf. 10, Fig. 11 veranschaulicht.

Die Mikrofossil-Vergesellschaftung spricht für Ober-Tithon-Alter der hier aufgeschlossenen Oberalmer Schichten.

● Steinbruch Leitner

(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/4)

Der große, außer Betrieb befindliche und gefällig rekultivierte „Leitner-Bruch" ist etwa 350 m nordöstlich der Kir-

che von Puch bei Hallein gelegen. Die Oberalmer Schichten zeigen auch Barmsteinkalk-Zwischenschaltungen und wurden als Mauer-, Wasserbau- und Rolliersteine gewonnen, zu Splitt gebrochen sowie – soweit es deren Reinheit erlaubte – zum Kalkbrennen verwendet.

In der Folge wird eine Serie von profilmäßig – vom Liegenden zum Hangenden – aufgesammelten Proben dokumentiert:

Probe 94/4A stammt aus dem südlichen Bruchteil und wird durch im Liegenden anstehende fleckenmergelige Kalke mit deutlicher allodapischer Barmsteinkalk-Komponente repräsentiert. Schliffe zeigen einen Biopelsparit, kalzitgeädert, mit Foraminiferen, Kalkalgen, Echinidenstacheln, die z.T. mikritisch umkrustet sind, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, Detritus von Bivalven und Spongien (Taf. 1, Fig. 4).

Die Fossil-Vergesellschaftung (Foraminiferen siehe Tab. 1) erlaubt eine Einstufung in den Bereich Tithon/Berrias. Etwa 4 m darüber setzt dann die lithologisch wechselhafte Schichtfolge der Oberalmer-Formation ein.

Probe 94/4B stammt aus einer charakteristischen 3–4 dm mächtigen Tonmergelfuge, aus der eine Probe auf Mikro- und Nannofossilien entnommen wurde. Die Probe erwies sich als nannosteril, in der Mikrofraktion finden sich pyritisierte Radiolarien und (?)Spongiennadel-Bruchstücke.

Probe 94/4C stammt aus der liegenden, ca. 8 cm dicken Kalklage der wechselhaften Oberalmer Serie. Es ist dies ein Biopelmikrit, dominiert von Calpionelliden und Radiolarien, mit etwas Foraminiferen und Pyrit-Sprossung, daneben noch Detritus von Bivalven und Holothurioidea.

An Calpionelliden waren determinierbar: *Calpionella alpina, Crassicollaria massutiniana, Crassicollaria intermedia, Crassicollaria parvula, Calpionella* sp. indet. (massenhaft).

Foraminiferen: siehe Tab. 1; daneben finden sich noch massenhaft Radiolarien sowie abgerollter Echinodermendetritus.

Das stratigraphische Alter der Probe ist Ober-Tithon.

Probe 94/4D stammt aus dem liegenden Anteil einer feinkörnigen detritären Kalkbank vom Typ Barmsteinkalk, die ihrerseits von einer etwa 20 cm dicken Flecken-Mergelkalkbank überlagert wird. Im Schliff zeigt sich ein kalzitgeäderter Biopelsparit mit Foraminiferen (siehe Tab. 1), *Clypeina jurassica* FAVRE, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI, Echinodermen-Einkristalle und Pyritsprossung entlang von Stylolithen.

Stratigraphische Einstufung: Tithon–(Unter-Berrias).

Probe 94/4E folgt unmittelbar über Probe 94/4D und ist charakterisiert durch massive Hornsteinführung. Das Sediment ist der Probe 94/4D sehr ähnlich. Im Schliff zeigt sich ein Biointrapelsparit mit Echinodermen-Bruchstükken, massiven Muschelschalen (Radiolitidae), Foraminiferen (Tab. 1; u.a. inkrustierende) sowie *Clypeina jurassica* FAVRE. Es folgen über dieser Bank drei weitere hornsteinführende Lagen, die insgesamt 60 cm mächtig sind.

Probe 94/4F stammt aus der unmittelbar hangend folgenden hornsteinfreien Lage vom Typ Barmsteinkalk. Die Probe stammt aus dem liegenden, gröberkörnigen und reich kalzitgeäderten Anteil der 55 cm dicken Bank. Im Schliff zeigt sich ein Biointrapelsparit mit sehr häufig Foraminiferen (siehe Tab. 1), Calpionelliden, Echinodermen, selten Dasycladaceen (u.a. *Clypeina*-Bruchstücke) z.T., mit „micritic envelopes", *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. Pyrit ist selten. Mikrofazies siehe Taf. 1, Fig. 3.

Probe 94/4G stammt aus dem hangenden Anteil der Bank, aus der auch Probe 94/4F genommen wurde; sie ist feinerkörnig und im hangendsten Bereich hornsteinführend. Diese allodapische Kalkbank zeigt also deutliche Korngrößen-Gradierung. Im Schliff zeigt sich ein stark kalzitgeäderter Biopelsparit mit Foraminiferen, Echinodermen-Einkristallen, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, sowie Pyrit entlang von Stylolithen. Mikrofazies: Taf. 1, Fig. 5.

Die Foraminiferen erlaubten bestenfalls eine generische Bestimmung: Miliolina, Kalkschaliger Benthos indet., Textulariidae, *Verneuilina* sp.

Probe 94/4H wurde einige Bänke weiter im hangenden von Probe 94/4G aus einer spröden Tonschieferlage entnommen.

An Biogenen sind im Schliff lediglich Algenfragmente von *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI sowie sehr selten schlecht erhaltenes Nannoplankton (*Watznaueria* sp.) bestimmbar.

Probe 94/4I wurde aus einer hellen, gelblichen, rötlich gesprenkelten Barmsteinkalk-artigen Zwischenlage des westlichsten Teils des Bruches (SW Ecke) entnommen. Auch die dünnbankigen Lagen sind im Hangendbereich der Oberalmer Schichten von Barmsteinkalk-Lithologie. Im Schliff erweist sich dieser allodapische Kalk als Biointrapelsparit mit Foraminiferen (siehe Tab. 1), vereinzelt auch schlecht erhaltenen Calpionelliden, Kalkalgen (*Clypeina jurassica* FAVRE, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI), Bryozoa, Echinodermata und Spongien. Vereinzelt finden sich Rindenkörner; gelegentlich ist Pyrit entlang von Stylolithen angereichert.

Probe 94/4K stammt aus der Südseite des Bruches und zwar aus der hangendsten relativ grobkörnigen Bank von Barmsteinkalk-Typ, die hier etwa 70 cm mächtig ist. Im Schliff zeigt sich ein kalzitgeäderter Biomikrit mit Echinodermen (Crinoiden, Echinidenstacheln), Foraminiferen (Tab. 1), *Tubiphytes morronensis* (häufig), Algen (*Clypeina jurassica* FAVRE, *Pycnoporidium lobatulum* YAMA & TOYOMA, Rhodophyta, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI – mittelhäufig), Bryozoa, Bivalven (Radiolitidae), Gastropoda, Ostracoda, Vermes. Weiters kommen untergeordnet schlecht erhaltene Calpionelliden indet. vor.

An Lebensspuren konnten neben den Wühlspuren vom Typ *Thalassinoides/Ophiomorpha* einige weitere seltene Taxa identifiziert werden wie z.B. *Belorhaphe* (Taf. 4, Fig. 1),(?) Scolicia (Taf. 5, Fig. 2),(?) *Zoophycos* (Taf. 7, Fig. 5), *Laevicyclus* (Taf. 8, Fig. 2).

Die Foraminiferen- und Kalkalgen-Assoziationen sowie die wenigen Calpionelliden in den Kalkbänken 94/4F – 94/4K machen mit großer Wahrscheinlichkeit ein tieferes Berrias-Alter wahrscheinlich. Hinsichtlich der Dokumentation von Nanno- und Mikrofossilien sei auf Taf. 9, Fig. 1,6; Taf. 11 und Taf. 12 verwiesen!

● **Steinbruch Holzhauser**
(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/5)

Mittelgroßer, aufgelassener Steinbruch in den Oberalmer Schichten; vom Bahnhof Puch bei Hallein in südöstlicher Richtung gelegen. Die Bankmächtigkeiten der Aptychenkalke bewegen sich im Bereich 10–20 cm mit dickeren Zwischenlagen von 50 – 100 cm in Barmsteinkalkfazies. Der Stein fand für Rampen und Stützmauern Verwendung. Auf den Schichtflächen sind keineswegs selten diverse Kriechspuren zu beobachten; Aufsammlungen stehen noch aus.

● **Steinbruch Glück**
(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/6)

Kleiner, außer Betrieb befindlicher Steinbruch auf Oberalmer Schichten SE von Puch bei Hallein, zwischen Filinda und Wiesenbauer gelegen. Die gut gebankten Oberalmer Schichten sind tektonisch zerlegt und zeigen nur vergleichsweise selten Kriechspuren.

● **Gschoßmann-Steinbrüche**
(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/7)

Etwa 1 km östlich Oberalm liegen die beiden mittelgroßen, außer Betrieb stehenden „Gschoßmann-Brüche" am Südfuß des Oberalm Berges. Der Stein (Oberalmer Schichten/Barmsteinkalk) fand im Wasserbau, als Strassenschotter und zum Kalkbrennen Verwendung. Zum Kalkbrennen eignen sich lediglich die Zwischenlagen vom Typ Barmsteinkalk. Letztere zeigen hellbeige Farbe und sind gelegentlich von tonigen Flatschen grün-gesprenkelt.

Im Schliff erweisen sich die Barmsteinkalke als Biointrapelsparit mit Dasycladaceen (*Clypeina jurassica*), Echinodermenfragmenten (Crinoiden, Echinidenstacheln), Foraminiferen (u.a. Milioliden indet., *Nautiloculina oolithica* MOHLER), selten Bryozoen und Rhodophyten-Fragmente. Nicht selten sind ferner Rindenkörner, Schlammpeloide sowie eine Mikritisierung vor allem der Dasycladaceen und Echinodermen zu beobachten. Eine exaktere stratigraphische Einstufung als Tithon/Berrias ist zur Zeit nicht möglich.

Die Lebensspuren sind in diesen Aufschlüssen nicht häufig und werden von Kriechspuren vom Typ *Thalassinoides/ Ophiomorpha* dominiert.

● **„Hofbruch" der Fa. DEISL**
(Abb. 1: Aufschlußpunkt 94/12)

Dieser große Steinbruch auf Oberalmer Schichten befindet sich außer Betrieb und liegt etwa 1,5 km nordöstlich Hallein an der Straße entlang des Almbachs. Der Stein wurde für den Flußverbau, Straßenbau sowie Mauerplatten verwendet. SIEBER (1963) berichtet über eine große *Taonurus*-Bildung (= *Zoophycos*) aus diesem nun rekultivierten Abbau.

● **„Rengerbruch"**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/18)

Kleiner, außer Betrieb befindlicher Steinbruch auf Oberalmer Schichten, ca. 4 km östlich Vigaun, an der Straße nördlich des Tauglbachs gelegen. Der Stein wurde für den Flußverbau und für Straßenbau-Stützmauern verwendet.

Die Oberalmer Schichten sind unregelmäßig 1–2 dm dick gebankt und zeigen mächtigere hellbeige Zwischenlagen von feinkörnigem Barmsteinkalk. Im Schliff erweist sich letzterer als Biopelsparit, wobei die Mikrofauna in Tab. 1 charakterisiert wird (siehe auch Taf. 11, Fig. 10). Außerdem sind noch Calpionelliden s.l., u.a. Mikroplankton auffällig: *Globochaete alpina*, *Cadosina salebrosa* (Taf. 10, Fig. 2), *Lombardia, Chitinoidella* sowie selten schlecht erhaltenes Nannoplankton, das sich in *Watznaueria barnesae* erschöpft. Pyritisierung der Biogene ist signifikant.

Abb. 2.
Fundpunkte von Lebensspuren südöstlich von Hallein.

Bemerkenswerte Lebensspuren wurden nicht angetroffen. Stratigraphisch dürfte es sich um den älteren Anteil der Oberalmer Schichten, nämlich Kimmeridge–(Unter) Tithon, handeln.

● **Aufschlußpunkt 94/19**
(Abb. 2)

Kleiner, im Jahre 1980 noch in Betrieb stehender Abbau auf Oberalmer Schichten; Straße von Vigaun nach St. Koloman, ca. 20 m SSE nach der Abzweigung bei Urban. Verwendung als Mauersteine. Der Aufschluß zeigt tektonisch zerhackte 1–2 dm dick gebankte Oberalmer Kalke mit tonmergeligen Zwischenlagen, die ebenso 1–2 dm dick werden können, darin ist sehr selten *Watznaueria* sp. anzutreffen. Die tektonische Zerlegung beeinträchtigt auch die Qualität der seltenen Kriechspuren indet. sehr negativ.

● **Steinbruch Rettenbacher**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/20)

Großer, in Betrieb befindlicher Steinbruch auf Oberalmer Schichten (Taf. 1, Fig. 2), etwa 150 m südwestlich des Gutes Lienbach bzw. 1,6 km westlich von St. Koloman gelegen. Der Stein wird als Mauerstein, im Flußverbau sowie als Straßenschüttmaterial verwendet.

Die Oberalmer Schichten zeigen typische Fleckenkalk-Fazies, wobei die Ursache der Flecken zumindest zum Teil auf Durchwühlung zurückzuführen sein dürfte. Die Bankmächtigkeiten bewegen sich im dm-Bereich. Aptychen, schlechte Ammonitenabdrücke und Belemniten sind relativ häufig; ebenso sind Lebensspuren, insbesondere *Zoophycos* (Taf. 7, Fig. 4), (?)*Cosmorhaphe* (Taf. 4, Fig. 3) sowie Weidespuren, signifikant. Weiters finden sich hellbeige Bänke zwischengeschaltet mit deutlichen Anklängen an Barmsteinkalk. An Sedimentstrukturen sind schöne Runzelmarken sensu TEICHERT 1970 auffällig (Taf. 2, Fig. 1).

Die reiche Mikrofauna wird z.T. in Tab. 1 sowie in Taf. 11, Fig. 5) dokumentiert. Daneben kommen verschieden gut erhaltene Calpionelliden massenhaft vor; diese sind auch stratigraphisch aussagekräfig: *Calpionella alpina, Calpionella elliptica* (Taf. 10, Fig. 8) *Crassicollaria parvula, Crassicollaria intermedia, Crassicollaria massutiniana*, (Taf. 10, Fig. 5), *Crassicollaria* sp., *Cadosina lapidosa*, (Taf. 10, Fig. 1), *Tintinnopsella carpathica*, auch *Globochaete alpina* und *Globochaete* sp.

Von den häufigen und mittelmäßig erhaltenen Nannofossilien konnten identifiziert werden: *Watznaueria barnesae, Watznaueria britannica, Parhabdolithus embergeri, Conusphaera mexicana* (nicht selten!), *Nannoconus* sp., *Cyclagelosphaera margereli*.

Die Calpionelliden erlauben eine stratigraphische Einstufung in oberes Tithon.

● **Wieserbruch**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/21)

Kleiner, in Betrieb befindlicher Bruch auf Oberalmer Schichten, ca. 150 m SSE der Kirche von St. Koloman im Kolomanbachtal gelegen. Der Stein wird für Straßenböschungs-Befestigung und für Gartenmauern verwendet.

Die Oberalmer Schichten (Probe 94/21C; Tab. 1) sind im dm-Bereich gebankt und führen bis zu etwa 1 dm dicke tonmergelige Zwischenlagen (Probe 94/21A); weiters ist eine ca. 70 cm dicke Lage von feinkörnigem Barmsteinkalk auffällig (Probe 94/21B; Tab. 1). Auf der Schichtfläche sind horizontweise Lebensspuren, u.a. *Zoophycos* (Taf. 7, Fig. 3) sowie diverse Kriechspuren, keineswegs selten. Auffällig ist die häufige pseudomorphe Pyritisierung von Fossilien, wie z.B. der Radiolarien oder auch der Spreiten von *Zoophycos* (Taf. 1, Fig. 6). Sternförmige Lebensspuren indet. (Taf. 8, Fig. 5) finden sich selten. Aptychen, schlecht erhaltene Ammonitenabdrücke und Belemnitenrostren sind vergleichsweise gar nicht so rar.

Hinsichtlich der Dünnschliffauswertung sei auf Tab. 1 verwiesen; die Mikrofazies ist durch Taf. 10, Fig. 10 z.T. charakteristerisiert. In den Schliffen 94/21B und 94/21C sind folgende meist schlecht erhaltene Calpionelliden bestimmbar: *Calpionella alpina* (klein- und großwüchsig); (Taf. 10, Fig. 7), *Calpionella alpina-elliptica*-Übergangsform, *Crassicollaria parvula* (Taf. 10, Fig. 6), *Tintinnopsella carpathica* (kleinwüchsig bis mittelgroß), *Cadosina lapidosa*. Die Radiolarien sind überwiegend kalzitisiert.

● **Steinbruch Schorn**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/22)

Mittelgroßer, in Betrieb befindlicher Bruch auf Oberalmer Schichten, etwa 1 km östlich Sommerau bei St.Koloman beim Gehöft Hintersteiner gelegen. Verwendungszweck: „Geputzte" Mauersteine.

Die Oberalmer Kalke werden von dm-gebankten Flekkenkalken dominiert, wobei die Flecken zweifellos großteils auf biogene Durchwühlung zurückzuführen sind. In den hangenderen Partien des Aufschlusses sind mehrere dickerbankige Barmsteinkalk-Lagen auffällig. Makrofossilien, insbesondere Ammoniten-Abdrücke, Aptychen und Belemniten sind vergleichsweise häufig. Ebenso zeichnet sich dieser Abbau durch ein relativ reiches Ichnofaunen-Spektrum aus, in dem vor allem die problematische Spur *Laevicyclus* relativ häufig vorkommt (Taf. 8, Fig. 1–4), daneben aber auch *Chondrites*, derbe „hirschgeweihförmige", verzweigte Grabgänge (Taf. 3, Fig. 5) sowie *Thalassinoides/Ophiomorpha*.

Die mikritischen Oberalmer Kalke führen z.T. mittelhäufig schlecht erhaltenes Nannoplankton mit *Watznaueria barnesae, Watznaueria* sp. (Taf. 9, Fig. 2), *Watznaueria britannica, Cyclagelosphaera margereli*.

● **Steinbruch Schorn/Sommerau**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/23)

Dieser kleine in Betrieb befindliche Steinbruch liegt ca. 600 m südöstlich vom Gasthaus Sommerau bei St. Koloman. Verwendungszweck: schöne Mauersteine von stark variabler Bankdicke.

Der Aufschluß zeichnet sich durch vergleichsweise größten Reichtum an Ichnotaxa aus, wobei die Vergesellschaftungen jenen des Rhenodanubischen Flysches nahestehen. Die stratigraphische Analyse dieser Bankkalke (Oberalmer oder Schrambach-Schichten ?) steht noch aus. In den Kalkmergeln fand sich selten eine schlecht erhaltene Nannoflora mit *Conusphaera mexicana* und *Watznaueria barnesae*; sowie Nannoconiden (Taf. 9, Fig. 5). Das Ichnofaunenspektrum umfaßt u.a. *Chondrites*, (auch *Fucoides* im alten Sinne): (Taf. 5, Fig. 4; Taf. 6, Fig. 2,3), diverse Grabgänge (z.B. Taf. 2, Fig. 5), Stopfbauten indet. (Taf. 3, Fig. 7). *Taenidium* (Taf. 3, Fig. 8), *Granularia* (Taf. 4, Fig. 4), *Zoophycos* (Taf. 7, Fig. 2).

Auffällig sind weiters zart-verheilte Synärese-Risse (Taf. 1, Fig. 7,8).

● **Mayerhofer-Bruch**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/24)

Mittelgroßer, in Betrieb befindlicher Steinbruch 2 km südöstlich von Kuchl am südlichen Ufer des Kertererbachs gelegen; Verwendung im Flußverbau und für Böschungs-Stützmauern.

Die Oberalmer Schichten dieses Steinbruchs sind extrem makrofossilarm und lithologisch ziemlich wechsel-

haft. Auch Lebensspuren sind nahezu absent bzw. zumindest stark überprägt. Im Liegenden erreichen die Bänke bis 2 m Mächtigkeit, werden allmählich dm-gebankt und gehen gegen das Hangende zu in dunkelgrauen, cm-gebankten Kalk über; Hornsteinlagen sind nicht selten. Wie chemische Analysen erkennen lassen, zeigt der ziemlich massige Liegendkalk geringere SiO_2 -Gehalte (kieseliger Kalk) während die hangenden Partien als Kieselkalk anzusprechen sind.

In den Dünnschliffen erweist sich die massige Liegendbank als stark rekristallisierter Biomikrit, dessen biogener Anteil praktisch nicht mehr zu identifizieren ist. Neben etwas Pyrit ist auch Glaukonit zu beobachten. Auch die feingeschichteten Kieselkalke des Hangendbereiches sind stark rekristallisiert und geflasert und zeigen Pyrit- und Glaukonit-Führung; dichtgepackter Radiolarien/Schwammnadel-Biomikrit bis -mikrosparit. Sehr selten konnte sehr schlecht erhaltenes Nannoplankton in den weicheren Mergelzwischenlagen beobachtet werden: *Braarudosphaera* sp.

● **Lunzenbruch**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/25)

Kleiner, in Betrieb stehender Abbau auf Oberalmer Schichten, etwas mehr als 2 km östlich der Kirche von Kuchl gelegen; Verwendung für Gartenmauern und Böschungsabstützung.

Die Oberalmer Schichten im Liegenden des Abbaues sind etwa 1–2 dm dick gebankt und zeigen im Schliff einen Biomikrit mit Radiolarien und Schwammnadeln als dominant, daneben auch kalzitische Muschelschalen und Echinodermendetritus; Pyrit, Hornstein. An Mikroplankton konnte determiniert werden: *Calpionella* sp. (massenhaft, schlecht erhalten), *Crassicollaria parvula, Crassicollaria callosia, Crassicollaria* sp., *Tintinnopsella carpathica* (Taf. 10, Fig. 9), *Cadosina lapidosa*; daneben finden sich noch häufig *Lombardia* sowie mittelhäufig *Globochaete alpina* und sehr selten schlecht erhaltenes Nannoplankton mit *Watznaueria barnesae*.

Eine hellbeige, mehr als 3 m mächtige Lage von Barmsteinkalk im Hangenden des Aufschlusses erweist sich im Schliff als etwas stylolithisierter Biopelmikrit mit häufig Foraminiferen (Tab. 1), Crinoiden und Echinidenstacheln sowie *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI.

Eine chemische Analyse der dünnbankigen Oberalmer Schichten zeigt einen SiO_2 -Gehalt von 11,40 %; die hangende Barmsteinkalkbank dürfte wohl auch zum Kalkbrennen geeignet sein. Lebensspuren beschränken sich auf Wühlspuren vom Typ *Thalassinoides/Ophiomorpha* und *Chondrites*.

Stratigraphisch dürfte der liegende Abschnitt des Aufschlusses ins Ober-Tithon gehören, während die hangende Barmsteinkalkbank mit *Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE wohl bereits dem Berrias zuzurechenen ist.

● **Wieser-Bruch**
(Abb. 2: Aufschlußpunkt 94/31)

Kleiner, außer Betrieb befindlicher Steinbruch auf (?) Schrambach-Schichten etwa 400 m nordöstlich von St. Koloman gelegen. Hellgrauer, kieseliger, muschelig brechender Bankkalk mit Ammoniten und etwas Lebensspuren, z.B. schichtparallele Grabgänge indet., *Chondrites*. Eine Mergelkalklage zeigt eine schlecht erhaltene, mittelhäufige Nannoflora mit *Watznaueria barnesae, Cyclagelosphaera margereli, Parhabdolithus embergeri*.

● **Aufschlußpunkt 94/32**
(Abb. 2)

Kleiner Steinbruch mit gelegentlicher Materialentnahme im Kolomanbach-Graben, etwa 1,3 km NNE von St. Koloman gelegen. Verwendungszweck: Steine für Gartenmauern, Stützmauern.

Wahrscheinlich Oberalmer Schichten; dünn gebankte (5–20 cm) graue Fleckenkalke, nicht selten Hornsteinschnüre. Nannoplankton mittelhäufig und ziemlich schlecht erhalten mit *Watznaueria barnesae, Conusphaera mexicana, Cyclagelosphaera margereli, Watznaueria britannica*. An Lebensspuren wurden lediglich *Chondrites* sowie häufige „Flecken" indet. beobachtet.

● **Straße von Vigaun nach St. Koloman**
(Straßen-km 5,2)

Unweit des Gletscherschliff-Naturdenkmals stehen an der nördlichen Strassenböschung Oberalmer Schichten an, die nicht selten interessante Lebensspuren führen, wie etwa Rosetten-Spuren (Taf. 8, Fig. 8) und schöne *Chondrites* (Taf. 6, Fig. 5; Taf. 4, Fig. 7).

Schliffe zeigen sowohl typische Oberalmer Biomikrite, in denen kalzitisierte Radiolarien und Calpionelliden dominieren; letztere zeigen schlechten Erhaltungszustand. Folgende Taxa konnten bestimmt werden: *Calpionella alpina* (massenhaft; mittel-und kleinwüchsig), *Tinitinnopsella carpathica, Crassicollaria parvula, Crassicollaria intermedia, Crassicollaria* sp., *Cadosina lapidosa*. Foraminiferen: *Spirillina* sp. (Taf. 11, Fig. 3,12).

In einer stärker mergeligen Probe wurde mittelhäufig schlecht erhaltenes Nannoplankton angetroffen: *Watznaueria barnesae, Watznaueria communis, Cyclagelosphaera margerli, Conusphaera mexicana*.

Weiters treten auch Barmsteinkalk-Lagen auf, in denen vereinzelt schlecht erhaltene Calpionelliden auftreten, weiters Bryozoen, Echinodermendetritus sowie die Dasycladaceae *Clypeina jurassica* FAVRE. An Foraminiferen sind ebenso eher Seichtwasser-Elemente anzutreffen, die für den allodopischen Sedimentcharakter sprechen: Miliolina, *Lenticulina* sp., *Pfenderina* sp., *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Dorothia* ex gr. *zedlerae-kummi, Valvulina* sp..

Das stratigraphische Alter dieses Aufschlusses kann wohl mit Unter-Berrias festgelegt werden.

● **Schrambach-Profil bei Kuchl (locus classicus)**
liegender Anteil

Dieses Profil wurde zuletzt von WEIDICH (1990) bearbeitet. Wir haben lediglich aus dem Lebensspuren-führenden liegenden Anteil, der den Oberalmer Schichten zugehört, einige Proben entnommen; eine nähere Bearbeitung steht allerdings noch aus. Mikrofaziell handelt es sich um Radiolarien/Calpionelliden-führenden Biomikrit, wobei die Radiolarien sowohl kieselig, als auch kalzitisiert erhalten sein können und manchmal auch pyritisiert sind. Großwüchsige Exemplare von *Calpionella alpina* sind in mittlerer Häufigkeit anzutreffen. Vermutlich Ober-Tithon (bis Unter-Berrias ?)

An Lebensspuren wurden lediglich *Chondrites* sowie *Thalassinoides/Ophiomorpha*-ähnliche Wühlspuren angetroffen; Aufsammlungen stehen noch aus.

*

Von weiteren Aufschlüssen wurden zwar Lebensspuren aufgesammelt, die z.T. auch in dieser Arbeit abgebildet wurden; eine nähere Bearbeitung der Aufschlüsse wurde jedoch bislang nicht durchgeführt.

8. Bemerkungen zu den Lebensspuren

Die Ichnoassoziationen zeigen eine klare Abhängigkeit vom Sedimenttyp. So sind die oft sehr individuenreichen

Spektren in den weicheren tonig-mergeligen Sedimenten etwa der unteren Roßfeld-Schichten und der tonmergeligen Partien in den Schrambach-Schichten deutlich weniger divers, wobei das Ichno„genus“ *Phycosiphon* absolut dominiert und gelegentlich auch noch *Chondrites* sowie „Flecken" indet. anzutreffen sind. Hingegen zeigen die mikritischen/mikrosparitischen Kalksteine, die nicht selten erheblich kieselig sind und manchmal auch stärker mergelig, eine vergleichsweise individuenärmere, aber wesentlich „arten“-diversere Ichnofauna. Der Erhaltungszustand der Spuren ist im allgemeinen eher mäßig und in stärker tektonisierten Partien, z.B. im Steinbruch des Gartenauer Zementwerks, sind in weiten Partien praktisch keine Spuren mehr erkennbar. Ebenso ist die Erhaltung der Spuren auf den Karbonatgesteins-Bankflächen nur dann adäquat, wenn tonig-mergelige Bankfugen als schützender Polster die harten Bänke trennen.

Die folgenden Anmerkungen zu den Spurenfossilien der Tauglboden-, Oberalmer, Schrambach- und Roßfeld-Schichten folgen keiner systematischen oder ethologischen Gruppierung. Die Aufzählung orientiert sich annähernd an der Häufigkeit der Ichnotaxa und lehnt sich weitgehend an HÄNTZSCHEL (1975) an. Wie bereits in der Einleitung bemerkt wurde, war und ist von unserer Seite keine systematische Bearbeitung der Spurenfossilien vorgesehen; diese soll Berufeneren vorbehalten bleiben.

„Flecken" indet.

Unregelmäßige Flecken, die auf Bioturbation hinweisen, jedoch nicht näher zugeordnet werden konnten, sind wohl die häufigsten Spuren, sowohl in den Kalksteinen, als auch in den tonmergeligen Sedimenten.

***Phycosiphon* von FISCHER-OOSTER 1858**

Insbesondere in den tonig-mergeligen Sedimenten der unteren Roßfeld-Schichten sowie gelegentlich auch in den mergeligen Partien der Schrambach-Schichten ist *Phycosiphon* das bei weitem dominierende Ichnotaxon. In der älteren österreichischen Spuren-Literatur läuft dieses Ichnogenus als *Palaeodictyon* HEER (1865), welches lt. HÄNTZSCHEL (1975) als Synonym anzusehen ist. Mäandrierende Endichnia, 1–3 mm breit und meist schichtparallel angeordnete (?)Weidespuren (Taf. 5, Fig. 5,6). Gelegentlich zeigt *Phycosiphon* auch deutlich ausgeprägte Parallelorientierung, die thigmo- bzw. phobotaktisch begründet sein könnte und dann starke Assimilität zu *Helminthoida* SCHAFHÄUTL (1851) aufweist.

***Chondrites* VON STERNBERG 1833**

Dieses Ichno„genus“ zeigt in allen von uns untersuchten Formationen die größte Verbreitung und kommt sowohl in den mikritischen/mikrosparitischen Kalksteinen, als auch in den tonmergeligen Sedimenten vor; in letzteren allerdings seltener. Auch scheint dieser Ubiquisit – eventuell gemeinsam mit *Laevicyclus* – die größte Toleranz gegenüber dysaeroben Lebensbedingungen aufzuweisen. HÄNTZSCHEL (1975) subsummiert unter *Chondrites* auch *Fucoides lycopodioides* BRONGNIART 1828, ein Ichnotaxon, das als „Fukoiden“ im österreichischen Usus gerne von den „Chondriten“ abgetrennt wird. Unsere Exemplare (Taf. 4, Fig. 7; Taf. 5, Fig. 4,7,8; Taf. 6) zeigen sowohl regelmäßig verzweigte, als auch unregelmäßige, schichtparallele zylindrische Tunnels von verschiedener Größe, die meist Durchmesser von 0,5–1,5 mm aufweisen. Die „Fukoiden“-Durchmesser bewegen sich um 3–5 mm; letztere wurden nur sehr selten beobachtet. POWICHROWSKI (1989) diskutiert hemisessile wurmförmige Organismen als Erzeuger dieser Freßbauten.

***Thalassinoides* EHRENBERG 1944/*Ophiomorpha* LUNDGREN 1891**

Wir haben diese beiden stellenweise außerordentlich auffälligen und dann meist sehr häufigen Ichnotaxa nicht separat angeführt, um der systematischen Diskussion auszuweichen. Es handelt sich um zylindrische Wühlspuren von ca. 5±15 mm Durchmesser, die gerade bzw. meist irregulär gekrümmt verlaufen und sich mehrmals verzweigen können, häufig bilden sie ein unübersichtliches Netzwerk bzw. erinnern an „Hirschgeweihe“ im Sinne von PLÖCHINGER (Taf. 3, Fig. 5). An den Verzweigungspunkten tritt gelegentlich eine deutliche Verdickung ein (Taf. 3, Fig. 1–4). Vermutlich handelt es sich um Freßspuren von Crustaceen.

***Zoophycos* MASSALONGO 1855**

Dieses Ichno„genus“ ist sowohl in den Oberalmer, als auch weniger häufig in den Schrambach-Schichten in den (mergel)kalkigen Partien anzutreffen, wobei meist nur vereinzelte Spreiten zu beobachten sind; diese werden gelegentlich pseudomorph von Pyrit nachgezeichnet (Taf. 1, Fig. 6). Wesentlich seltener sind flache, von einem Zentrum ausgehende und kreisförmig auffächernde Individuen, die von ca. 15 bis ±50 cm Durchmesser erreichen können (Taf. 7, Fig. 1,2). Taf. 7, Fig. 3–5 zeigt die typischen Spreiten;? alle *Zoophycos*. Der Verursacher dieser Lebensspuren ist unklar.

***Laevicyclus* QUENSTEDT 1879**

Diese sehr fragliche Lebens(?)spur wurde weitaus am häufigsten in den Oberalmer Schichten des Steinbruchs Schorn (Aufschlußpunkt 94/22) nachgewiesen, wo sie bankweise durchaus dominant anzutreffen ist. Auch in den Oberalmer Schichten des „Lunzenbruchs“ (Aufschlußpunkt 94/25) wurde *Laevicyclus* vereinzelt beobachtet. Es handelt sich um zylindrische Strukturen, die senkrecht zur Schichtebene auftreten und Durchmesser von ca. 1,5– ca. 12 cm aufweisen. In der Aufsicht zeigt sich auf den Schichtflächen eine konzentrische Ringstruktur mit einem zentralen Kanalaustritt von einigen wenigen mm Durchmesser (Taf. 8, Fig. 1–4). SEILACHER 1953 und auch mehrere weitere Autoren denken als Verursacher dieser Lebensspur an eine Kombination von Wohnbau (Domichnia) mit Weidespur (Pascichnia). SCHMIDT (1934) hingegen deutet *Laevicyclus* als anorganische Sedimentstruktur, die durch Gasexhalationen und Wasserauspressung unter Druck entstand. Der federführende Autor dieser Arbeit schließt sich vorderhand letzterer Interpretation an, da – wie es scheint – *Laevicyclus* an dysaerobe Sedimente gebunden sein dürfte.

***Granularia* POMEL 1849**

Einige undeutlich erhaltene körnig-sandig ausgefüllte langgestreckte Grabgänge in den Oberalmer Schichten (Taf. 4, Fig. 4–7) werden zu diesem Ichnogenus gestellt. Die Durchmesser der Bohrgänge betragen ±10 mm; auch Verzweigungen sind zu beobachten.

***Subphyllochorda* GÖTZINGER & BECKER 1932**

Von HÄNTZSCHEL (1975) wird dieses Ichnogenus zur *Scolicia*-Gruppe gestellt. Bei den von uns beobachteten Taxa (Taf. 5, Fig. 1–3) handelt es sich um 10–20 mm breite bilateral symmetrische schichtparallel auftretende Spuren, die je nach Auffassung entweder als Schnecken-

Kriech- bzw. Freßspuren gedeutet werden können oder als Kriechspuren irregulärer Seeigel. Die schönsten Exemplare (Taf. 5, Fig. 1,2) in den Oberalmer Schichten des Steinbruchs Rieger (Aufschlußpunkt 94/3) konnten leider nur photographiert und nicht aufgesammelt werden.

Eine schlecht erhaltene Spur, die zu *Scolicia* s.l. gestellt werden könnte, ist auf Taf. 4, Fig. 8 abgebildet.

cf. *Halimedides* Lorenz von Liburnau 1902

Lediglich ein schlecht erhaltenes Exemplar, das wohl diesem Ichnogenus zugerechnet werden kann, wurde in den Oberalmer Schichten des Rieger-Steinbruchs (Aufschlußpunkt 94/3) aufgesammelt. Die blattförmigen Verdickungen entlang einer zentralen Stammachse sind in unserem Exemplar (Taf. 3, Fig. 6) nur undeutlich entwikkelt.

Die Entstehung dieser für den oberkretazischen Flysch typischen Lebensspur dürfte unklar sein.

cf. *Cosmorhaphe* Fuchs 1895

Undeutliche, regelmäßig frei-mäandrierende (?)Weidespur in den Oberalmer Schichten des Rettenbacher Steinbruchs (Aufschlußpunkt 94/20: Taf. 4, Fig. 3).

Belorhaphe Fuchs 1895

Zickzack-förmige Lebensspur, die überwiegend aus flyschartigen Ablagerungen der Kreide bis Alttertiär bekannt ist, wie etwa dem Wienerwald-Flysch. Dierschе (1980) teilt *Belorhaphe* aus den Tauglbodenschichten mit. Uns liegen nun Einzelfunde von *Belorhaphe* aus den Oberalmer Schichten des Steinbruchs Leitner (Taf. 4, Fig. 1) und aus den Schrambach-Schichten des Spumberges (Taf. 4, Fig. 2) vor.

Die bathymetrische Aussagekraft dieser Lebensspur wird durch den Nachweis ihrer Präsenz in der zweifellos sehr seichten mitteleozänen Green River Formation von Utah stark reduziert (Fouch & Dean, 1982). Moussa (1970) schreibt diese Spur Nematoden zu.

Sternförmige bzw. Rosetten-Spuren

Stern- bzw. rosettenförmige Spuren, deren Sediment meist gröberkörnig (siltig-feinsandig) als das umgebende Gestein ist, werden hier mit größtem Vorbehalt dem Ichnotaxon *Asteriacites* von Schlotheim 1820 (Taf. 8, Fig. 8) und *Haentzschelinia* Vyalov 1964 (= *„Spongia ottoi"*, Taf. 8, Fig. 5–7) zugeordnet. Sie scheinen in den von uns studierten Oberjura/Unterkreide-Gesteinen sehr selten zu sein.

Taenidium Heer 1877

Ein relativ gut erhaltenes Exemplar aus den mikritischen Oberalmer Schichten des Steinbruchs Schorn (Aufschlußpunkt 94/23) zeigt die typischen zopfförmigen Stopftunnels, wobei unser Stück wohl am ehesten mit dem von Häntzschel (1975) weitgehend als Synonym aufgefaßten Ichno„genus" *Notaculites* Kobayashi 1945 Ähnlichkeit zeigt (Taf. 3, Fig. 8).

Stopfbauten indet.

In den (?)Oberalmer Schichten des Steinbruchs Schorn (Aufschlußpunkt 94/23) wurden von einem Zentrum ausgehende segmentierte Freßtunnels (Stopfbauten), wohl von sedimentverdauenden wurmähnlichen Organismen, beobachtet (Taf. 3, Fig. 7).

Dank

Der federführende Autor dankt insbesondere den ungarischen Koautorinnen für die Ermunterung zu dieser Arbeit sowie für die Durchsicht des Schliffmaterials in mikropaläontologischer Hinsicht. Dr. Franz Tatzreiter (Wien) wird für gemeinsame Geländebegehungen und die tatkräftige Mithilfe bei der Bergung von Großstücken gedankt. Vizedir. Dr. Werner Janoschek (GBA) ermöglichte im Rahmen der „Ergänzenden Kartierung" die Bereitstellung der budgetären Mitteln für museale Aufsammlungen.

Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 1

Fig. 1: **Überlagerung von Oberalmer Schichten durch Barmsteinkalk.**
Im Hangenden der Bruchwand ist deutlich die Überlagerung mit heller gefärbten Kalken vom Typus Barmsteinkalk zu sehen.
Steinbruch Rieger, 800 m NE von Puch bei Hallein, Aufschlußpunkt 94/3.

Fig. 2: **Lagen von Barmsteinkalk in Oberalmer Schichten.**
Auch hier sind heller gefärbte Lagen vom Typus Barmsteinkalk zu beobachten. Im Vordergrund „geputzte" Steine, die für Garten-Ziermauern, etc. Verwendung finden.
Steinbruch Rettenbacher; etwa 1,6 km W von St. Koloman, Aufschlußpunkt 94/20.

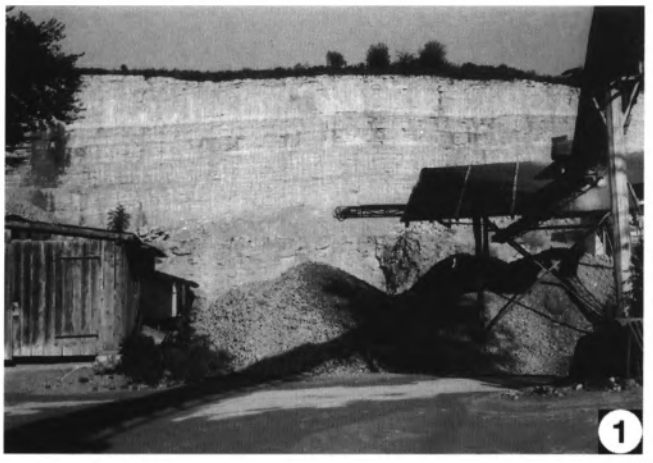
Fig. 3: **Biointrapelsparit, kalzitgeädert, mit Foraminiferen (u.a. *Pseudoeggerella*), Echinodermen-Fragmenten, selten Dasycladaceen-(*Clypeina*-)Bruchstücke.**
Probe 94/4 F stammt aus dem liegenden Teil einer 55 cm dikken Lage vom Typus Barmsteinkalk die einer Folge von pelagischen Oberalmer Schichten im südlichen Steinbruchteil zwischengeschaltet ist. Randliche Mikritisierung einzelner Körner.
Steinbruch Leitner NW von Puch bei Hallein, Aufschlußpunkt 94/4.
Bildlänge: ca. 15 mm.

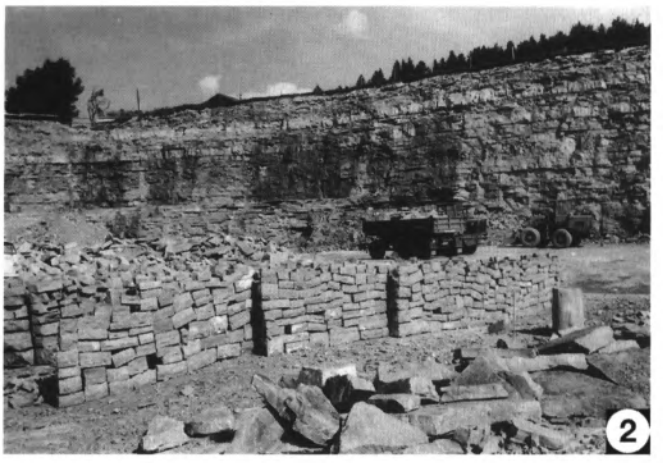
Fig. 4: **Biopelsparit, etwas kalzitgeädert, mit Dasycladaceen (*Clypeina jurassica*) und Foraminiferen.**
Probe 94/4 A stammt aus den liegenden Flecken-Mergelkalken der Oberalmer Schichten. Körner z.T. randlich mikritisiert.
Lokalität wie Fig. 3.
Bildlänge: ca. 15 mm.

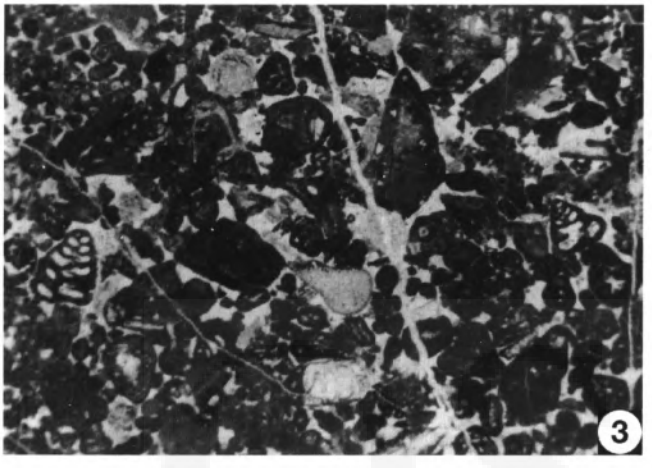
Fig. 5: **Biopelsparit, stark kalzitgeädert, Echinodermen-Fragmente, selten Foraminiferen.**
Probe 94/4 G stammt aus dem hangenden Teil der Bank aus der auch Probe 94/4 F stammt. Deutlich sind die durch Gradierung bedingten geringeren Korngrößen der Peloiden zu sehen. Die Kalzitklüftchen sind entlang einer Stylolithenzone „verschluckt" und seitlich versetzt.
Lokalität wie Fig. 3.
Bildlänge: ca. 15 mm.

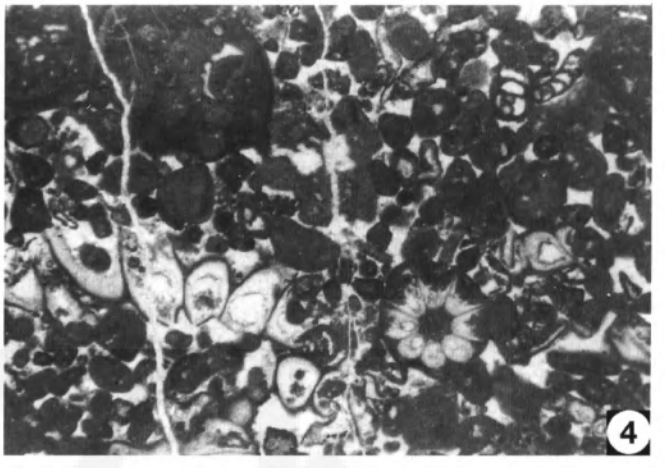
Fig. 6: **Biomikrit mit Radiolarien, Schwammnadeln und den Spreiten der Lebensspur *Zoophycos*, die pseudomorph von Pyrit nachgezeichnet wird.**
Probe 94/21 C, „Wieser Bruch", ca. 150 m SSE der Kirche von St. Koloman gelegen, Aufschlußpunkt 94/21.
Oberalmer oder Schrambach-Schichten des Berrias.
Bildlänge: ca. 10 mm.

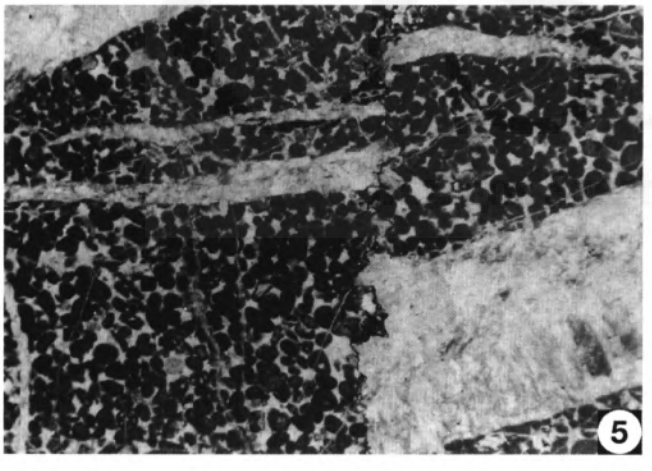
Fig. 7,8: **Synärese-Risse in den (?)Oberalmer Schichten des Steinbruchs Schorn, die wohl auf subaquatische Dehydration zurückzuführen sind.**
Probenpunkt 94/23.
Der Maßbalken von Fig. 8 zeigt cm-Teilung.

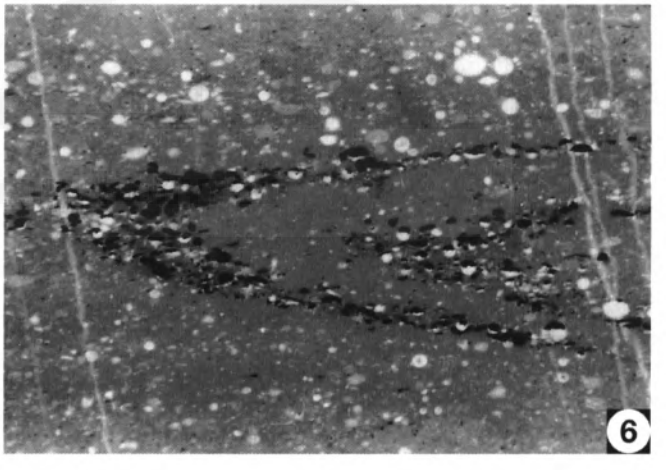

1

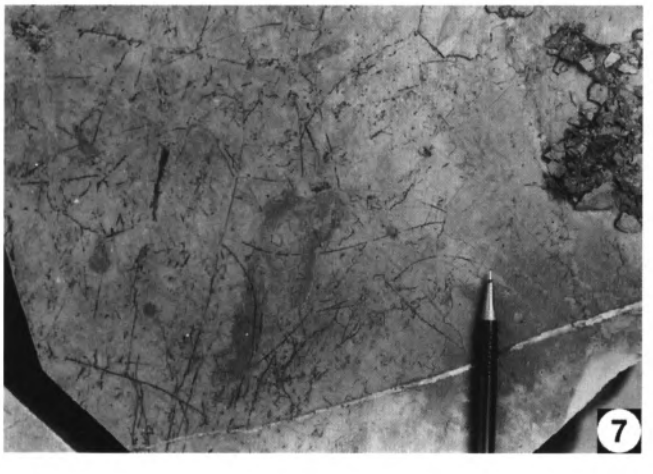

2

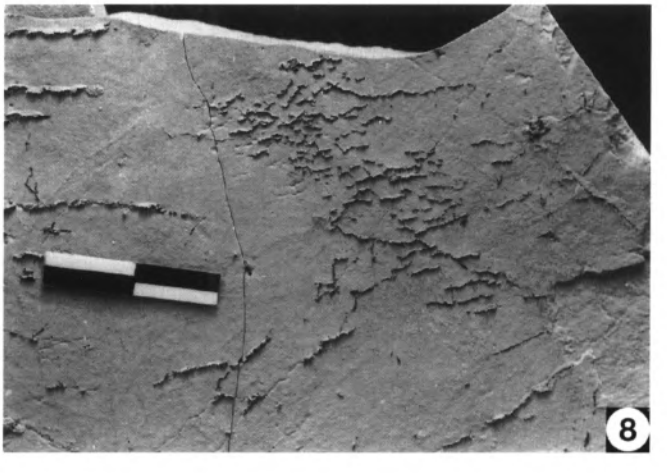

3


4


5


6


7


8

Tafel 2

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Runzelmarken sensu TEICHERT 1970 (anorganische Marken).**
Aufschlußpunkt 94/20, Steinbruch Rettenbacher.
Oberalmer Schichten.

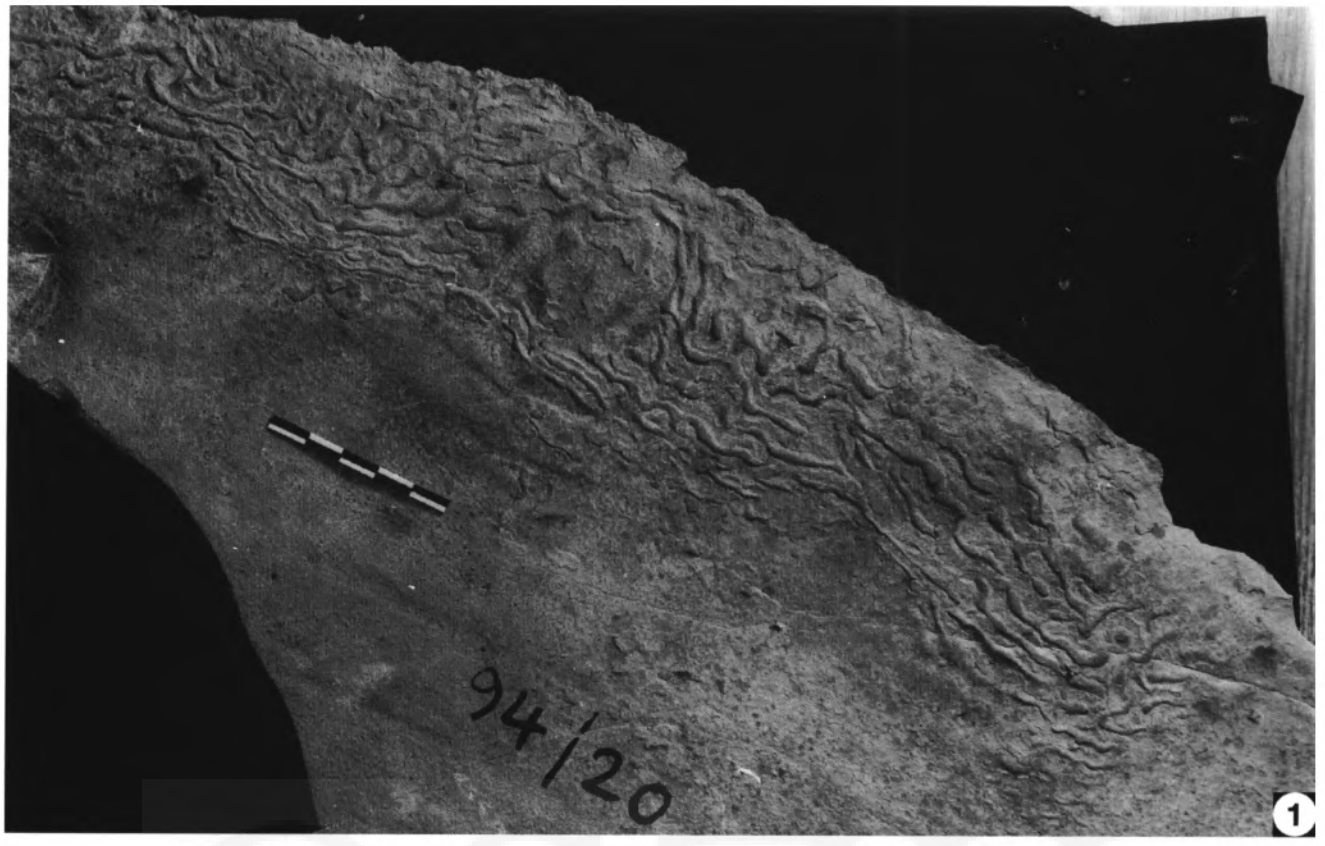
Fig. 2: **Allodapischer Barmsteinkalk**
mit Echinodermendetritus, links unten ein Kieselschwamm.
Probe 82/87 vom Oberalmer Berg, dem locus classicus der Oberalmer Schichten.

Fig. 3: **(?) schichtinterne Kriechspuren indet.,**
die einerseits wohl z.T. thigmotaktisch begründbaren Parallelverlauf zeigen, anderseits selten auch Bifurkationen aufweisen (rechts unten).
Aufschlußpunkt 94/3, Steinbruch Rieger.
Oberalmer Schichten.

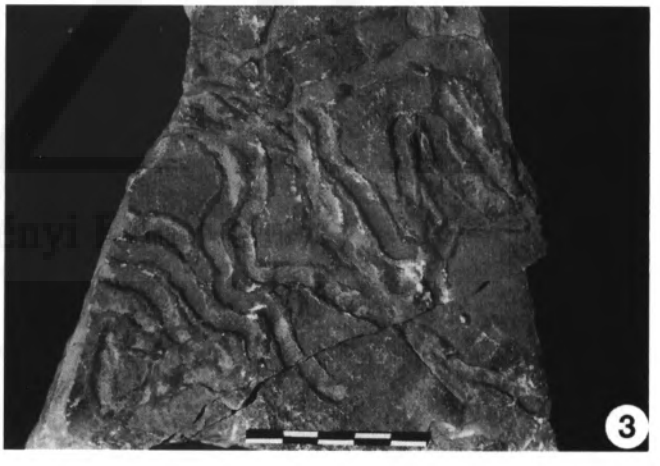
Fig. 4: **(?) Grabspuren indet.**
aus Schrambach- oder Oberalmer Kalken unweit südlich unterhalb der Zwischenalm WSW von Kuchl.

Fig. 5: **Schichtparallele Grabgänge indet. von (?) wurmähnlichen Organismen.**
Aufschlußpunkt 94/23, Steinbruch Schorn.
(?) Oberalmer Schichten.

Maßbalken zeigen cm-Teilung.


94/20
1

2


3

4

5

Tafel 3

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Derbe, sich wirr kreuzende und überlagernde Grab- und Kriechspuren.**
Aufschlußpunkt 94/4, Steinbruch Leitner.
Oberalmer Schichten.

Fig. 2: **Chaotisches Wirrwarr verschiedener Kriechspuren-Generationen vom Typ *Thalassinoides/Ophiomorpha*.**
Aufschlußpunkt 94/3, Steinbruch Rieger.
Oberalmer Schichten.

Fig. 3: **Zylindrische, mehrmals bifurkat verzweigte Kriechspuren vom Typ *Thalassinoides*.**
Aufschlußpunkt 94/4, Steinbruch Leitner.
Oberalmer Kalk.

Fig. 4: **Zylindrische, bifurkat verzweigte Kriechspur vom Typ *Thalassinoides*.**
Aufschlußpunkt 94/3, Steinbruch Rieger.
Oberalmer Kalk.

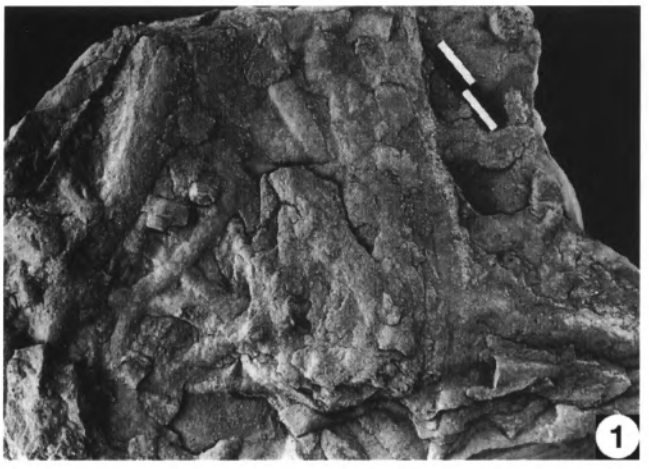
Fig. 5: **Derber, verzweigter Grabgang; "Hirschgeweih" sensu PLÖCHINGER.**
Aufschlußpunkt 94/22, Steinbruch Rieger.
Oberalmer Kalk.

Fig. 6: **(?)*Halimedides* LORENZ VON LIBURNAU 1902.**
Typische Flysch-Lebensspur.
Aufschlußpunkt 94/3, Steinbruch Rieger.
Oberalmer Schichten.

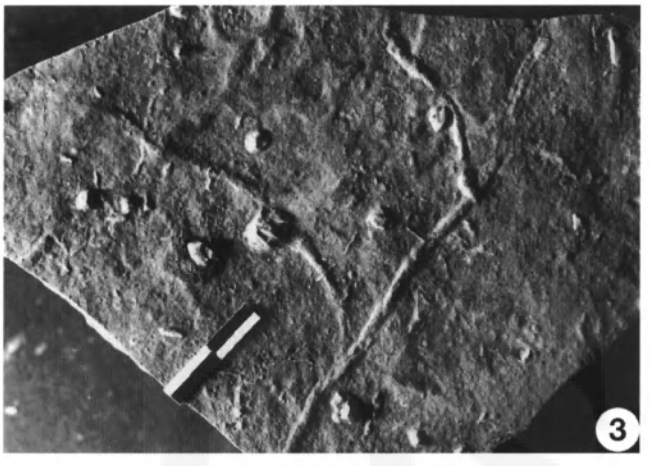
Fig. 7: **Von einem Zentrum ausgehende segmentierte Freß-Tunnels indet. (Stopfbauten),**
wohl von sedimentverdauenden wurmähnlichen Organismen.
Aufschlußpunkt 94/23, Steinbruch Schorn.
(?) Oberalmer Schichten.

Fig. 8: ***Taenidium (Notaculites)* KOBAYASHI 1945.**
Zopfförmige Stopftunnels.
Aufschlußpunkt 94/23, Steinbruch Schorn.
(?) Oberalmer Schichten.

Maßbalken zeigen cm-Teilung.


1

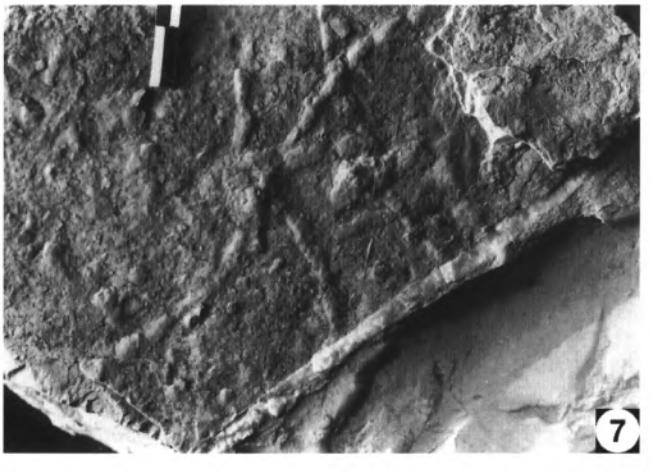
2


3

4

5

6


7

8

Tafel 4

Fig. 1,2: ***Belorhaphe* Fuchs 1895.**
Zickzack-verlaufende Bewegungsspur, die bevorzugt in Flyschablagerungen auftritt, aber auch in Flachwasser-Sedimenten beobachtet wurde.
Fig. 1: *Belorhaphe* rechts im Bild, links uncharakteristische *Ophiomorpha/Thalassinoides*.
Aufschlußpunkt 94/4, Steinbruch Leitner.
Oberalmer Schichten.
Fig. 2: *Belorhaphe* in Schrambach-Schichten des Spumberges östlich Adnet, beim Gehöft Zill.

Fig. 3: **(?)*Cosmorhaphe* Fuchs 1895.**
Frei mäandrierende Weidespur typisch für Flyschablagerungen.
Aufschlußpunkt 94/20, Rettenbacher Steinbruch.
Oberalmer Schichten.

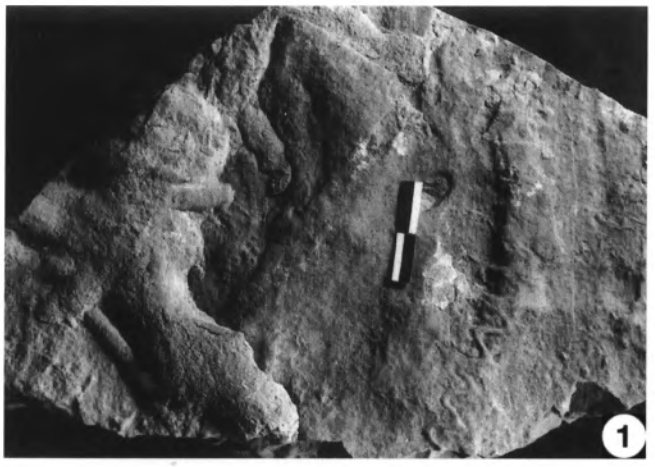
Fig. 4,5: ***Granularia*.**
Sandkörner-gefüllte Grabgänge, langgestreckt.
Fig. 4: Aufschlußpunkt 94/23, Steinbruch Schorn.
(?) Oberalmer Schichten.
Fig. 5: Aufschlußpunkt 82/93, Fundort ca. 80 m NNE Gipfel des Hohen First.
Oberalmer Fleckenkalke.

Fig. 6: **(?)*Granularia*.**
Aufschluß bei Straßenkilometer 5,2 an der Straße von Vigaun nach St. Koloman, unweit des St. Kolomaner Gletscherschliffs.
Oberalmer Schichten.

Fig. 7: ***Granularia* (links) und zarte** *Chondrites* (Bildmitte).
Aufschluß bei Straßenkilometer 5,2 an der Straße von Vigaun nach St. Koloman, unweit des St. Kolomaner Gletscherschliffs.
Oberalmer Schichten.

Fig. 8: **Unzureichend charakteristische *Scolicia*(?)-Spur (rechts im Bild) sowie zahlreiche zylindrische Grabgänge, die *Thalassinoides* nahestehen dürften.**
Aufschlußpunkt 94/3, Steinbruch Rieger.
Oberalmer Schichten.

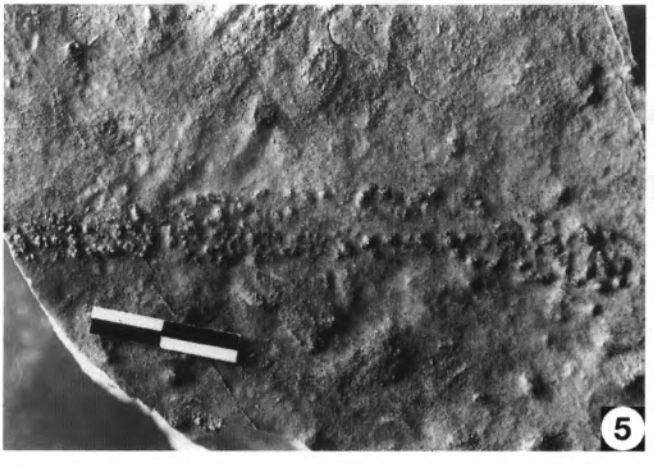
Maßbalken zeigen cm-Teilung.


1

2

3

4


5

6

7

8

Tafel 5

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1,2: ***Subphyllochorda.***
Vermutlich Schnecken-Kriechspur, die u.a. auch im Rhenodanubischen Flysch häufig ist.
Aufschlußpunkt 94/3, Steinbruch Rieger.
Oberalmer Schichten.

Fig. 3: **Wenig charakteristische *Scolicia*-(?)Schnecken-Kriechspur.**
Aufschlußpunkt 94/4, Steinbruch Leitner.
Oberalmer Schichten.

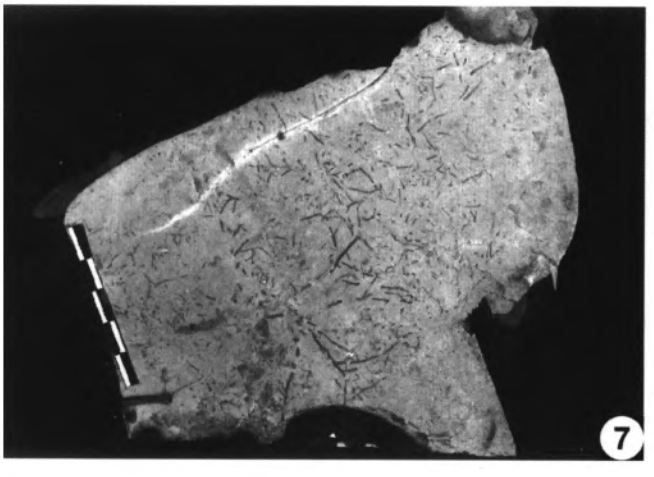
Fig. 4: ***Chondrites* s.l. (*Fucoides* im historischen Sinn).**
Aufschlußpunkt 94/23, Steinbruch Schorn.
(?) Oberalmer Schichten.

Fig. 5: ***Phycoides.***
Unregelmäßig mäandrierende, schichtparallele Weidespuren.
Mergelige untere Roßfeld-Schichten unweit Weißenbach bei Kuchl, Straßenaufschluß unterhalb Berggasthof „Schöne Aussicht".

Fig. 6: ***Phycoides.***
Unregelmäßig mäandrierende, schichtparallele Weidespur; z.T. deutlich ausgeprägte Thigmotaxis.
Mergelige Roßfeld-Schichten bei der Steigbachbrücke, ca. 1,5 km westlich von Weißenbach bei Kuchl.

Fig. 7,8: ***Chondrites* s.l.**
Zylindrische Grabbauten.
Aufschlußpunkt 82/90, Kesselgraben. Forststraße im klassischen Aufschlußgebiet der Tauglboden-Schichten, etwa 150 m unterhalb der Wasserfall-Spitzkehre.

Maßbalken zeigen cm-Teilung.



Tafel 6

Chondrites s.l.
Zylindrische Grabbauten.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1;2: ***Chondrites* s.l.**
Zylindrische Grabbauten.
Aufschlußpunkt 82/91, Straße von Hinterer Trattbergalm zur Moosangerlalm, etwa 700 m vom Parkplatz Hintere Trattbergalm entfernt.
Oberalmer Schichten.

Fig. 2,3: ***Chondrites* s.l.**
Zylindrische Grabbauten.
Aufschlußpunkt 94/23, Steinbruch Schorn.
(?) Oberalmer Schichten.

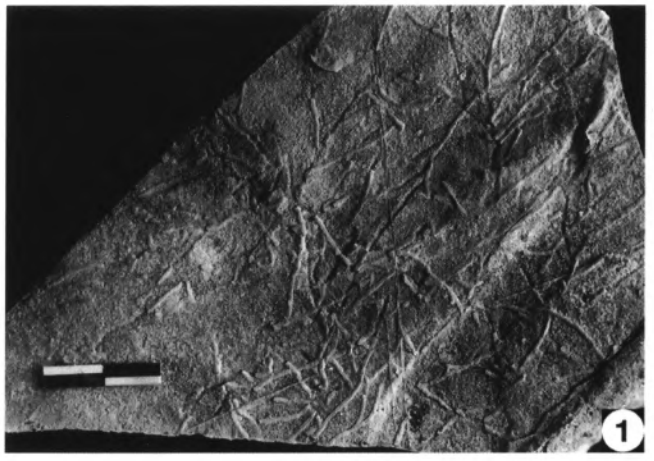
Fig. 4: ***Chondrites* s.l.**
Zylindrische Grabbauten.
Aufschlußpunkt 82/86, Straßenaufschluß in Haarnadelkurve an Straße von St. Koloman nach Sommerau, wo die Straße den Kolomanbach quert.
Oberalmer Schichten.

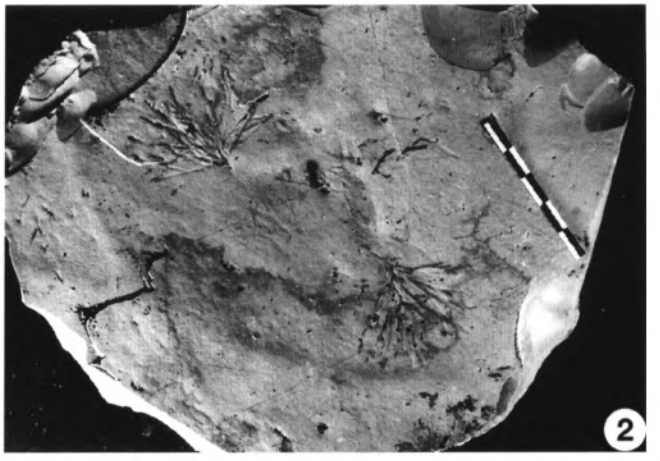
Fig. 5: ***Chondrites* s.l.**
Zylindrische Grabbauten.
Straße von Vigaun nach St. Koloman, Straßen-km 5,2, unweit des St. Kolomaner Gletscherschliffe.
Oberalmer Schichten.

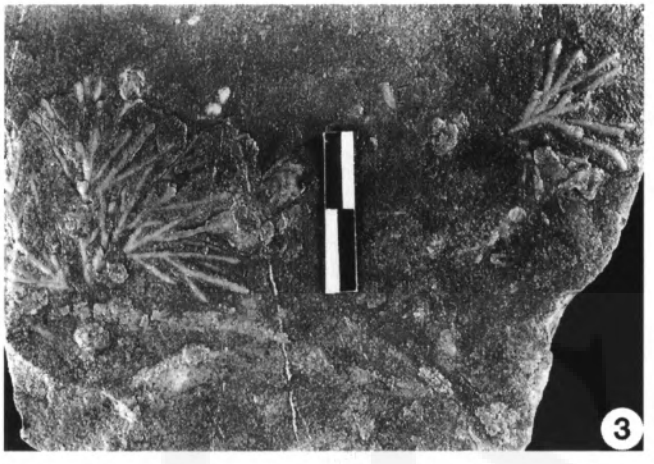
Fig. 6: ***Chondrites* s.l.**
Zylindrische Grabbauten.
Aufschlußpunkt 82/89, Etwa 2 km NW Kuchl an Forststraße 700 m ENE Ausfluggasthof Gschwandt.
Schrambach-Schichten.

Fig. 7,8: ***Chondrites* s.l.**
Zylindrische Grabbauten.
Aufschlußpunkt 82/88, Steigbachbücke ca. 600 m WSW des Schleierfalles bei Kuchl.
Roßfeld-Schichten.

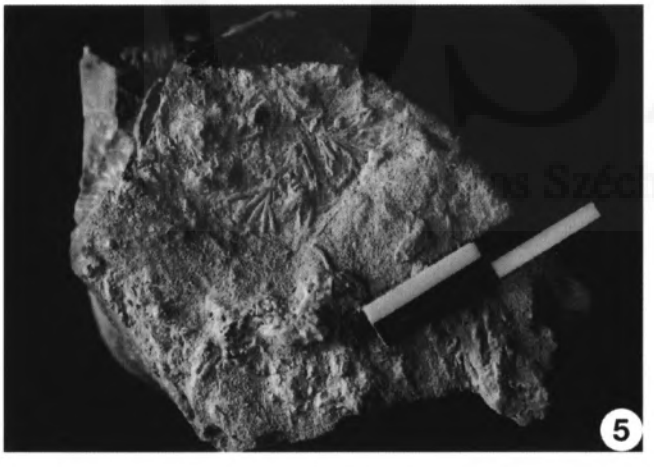
Maßbalken zeigen cm-Teilung.

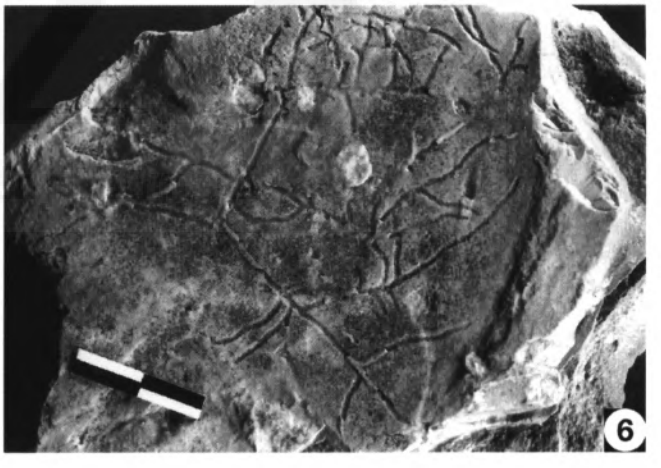

1


2


3

4


5


6

7

82/88
8

Tafel 7

Zoophycos-Spreitenbauten.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Flacher *Zoophycos*.**
Aufschlußpunkt 94/1, Steinbruch Grillenberg bei Haslach.
Oberalmer Schichten.

Fig. 2: ***Zoophycos*.**
Aufschlußpunkt 94/23, Steinbruch Schorn.
Oberalmer Schichten.

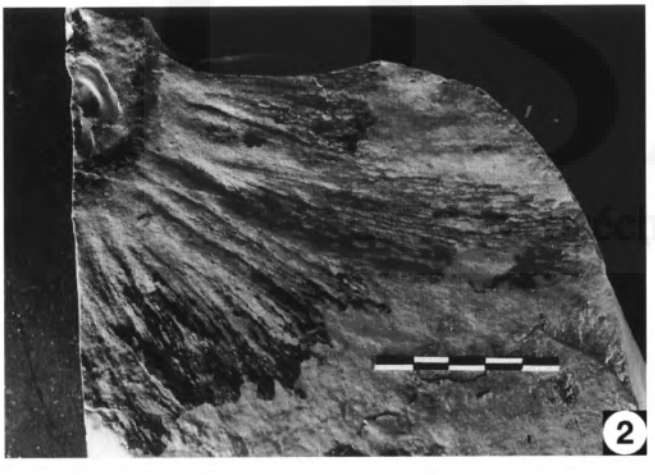
Fig. 3: **Spreiten von *Zoophycos*(?).**
Aufschlußpunkt 94/21, Steinbruch Wieser.
Oberalmer Schichten.

Fig. 4: **Verschiedene Schnittebenen durch *Zoophycos*.**
Aufschlußpunkt 94/20, Steinbruch Rettenbacher.
Oberalmer Schichten.

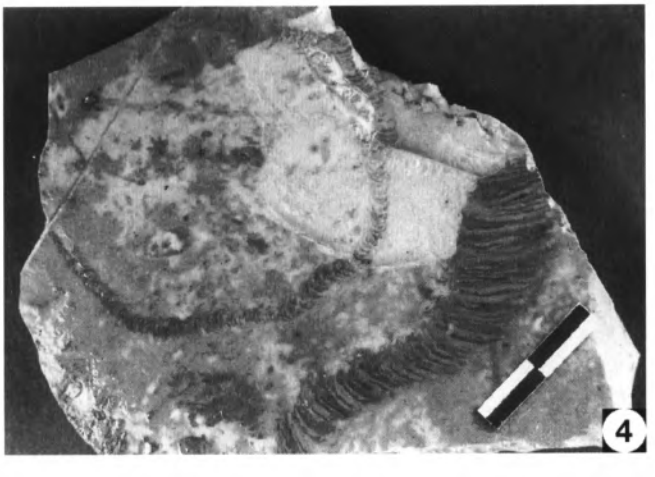
Fig. 5: **Spreiten von *Zoophycos*(?).**
Aufschlußpunkt 94/4, Leitnerbruch.

Maßbalken zeigen cm-Teilung.

1


2

94/27C
3


4

5

Tafel 8

OSZK

Fig. 1. **Schichtfläche mit (?) Entgasungs-Mustern sowie der (?) Lebensspur *Laevicyclus*.**
Aufschlußpunkt 94/22, Steinbruch Schorn.
Oberalmer Schichten.

Fig. 2: **Schichtfläche mit *Laevicyclus*,**
einer problematischen Lebensspur, die von SEILACHER als Wurmbau gedeutet wird; von Weidespuren überlagert.
Aufschlußpunkt 94/4, Steinbruch Leitner nördlich von Puch bei Hallein.
Oberalmer Schichten.

Fig. 3: **Mehrere Schnitte von *Laevicyclus*.**
Aufschlußpunkt 94/22, Steinbruch Schorn beim Gehöft Hintersteiner.
Oberalmer Schichten.

Fig. 4: **Dreidimensionale Ansicht von *Laevicyclus*.**
Aufsicht kombiniert mit tangentialem Vertikalschnitt.
Lokalität wie Fig. 3.
Die Bildlänge beträgt 18 cm.

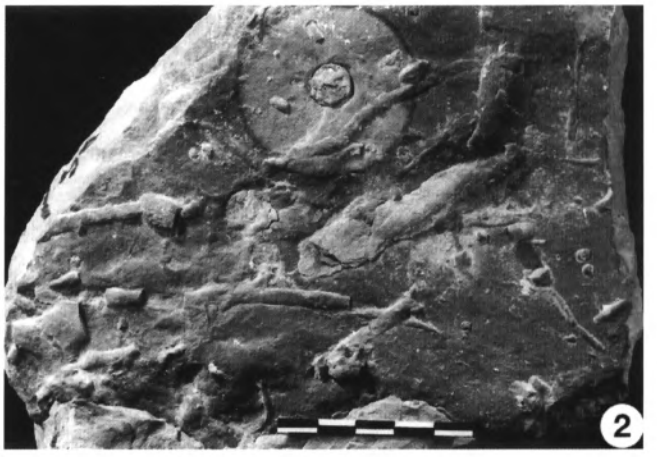
Fig. 5: **Sternförmige Lebensspur indet.**
Aufschlußpunkt 94/21, Steinbruch Wieser, SE St. Koloman.
Oberalmer Schichten.
Die Bildlänge beträgt 6 cm.

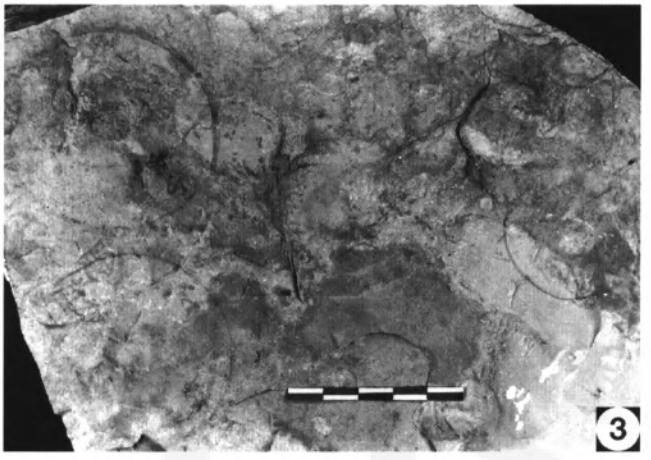
Fig. 6,7: **Sternförmige Lebensspur indet.**
Aufschlußpunkt 82/88, Steigbachbrücke WSW der Schleierfälle bei Kuchl.
Schrambach-Schichten.
Die Bildlänge von Fig. 6 beträgt 7 cm.

Fig. 8: **Sternförmige Lebensspuren indet.**
Straße von Vigaun nach St. Koloman, Straßen-km 5,2, unweit des St. Kolomaner Gletscherschliffs.
Oberalmer Schichten (Unter-Berrias).

Maßbalken zeigt cm-Teilung

1

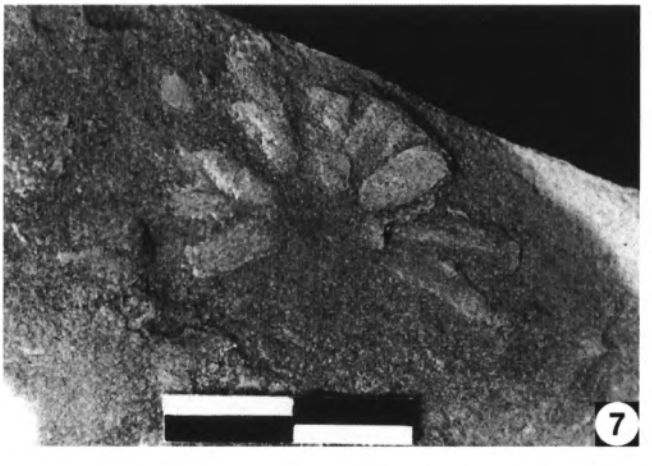

2


3

4

5

6


7

8

Tafel 9

Ultrafazies Lebensspuren-führender Kalkpelite.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Watznaueria* sp. in Kalkmikrit.**
Probe 94/4, Steinbruch Leitner NW von Puch bei Hallein.
Oberalmer Schichten.

Fig. 2: ***Watznaueria* sp. im mikritischen Kalk.**
Probe 94/22, Steinbruch Schorn, etwa 1 km östlich Sommerau bei St. Koloman gelegen.
Oberalmer Schichten.

Fig. 3: **Proximalansicht von *Watznaueria communis***
in mikritischen Schrambach-Schichten(?) des Spumberges östlich Adnet, beim Gehöft Zill. Häufig Watznauerien-Fragmente.

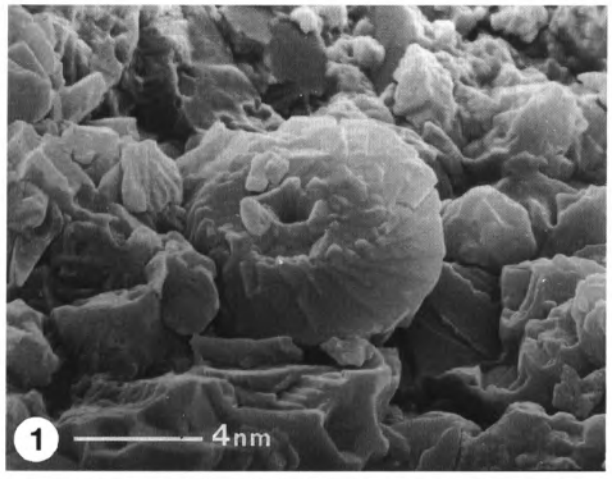
Fig. 4: **Mikritischer Kalk mit *Conusphaera mexicana* TREJO.**
Probe 82/94, Hintere Trattberg-Alm.
(?) Schrambach-Schichten.

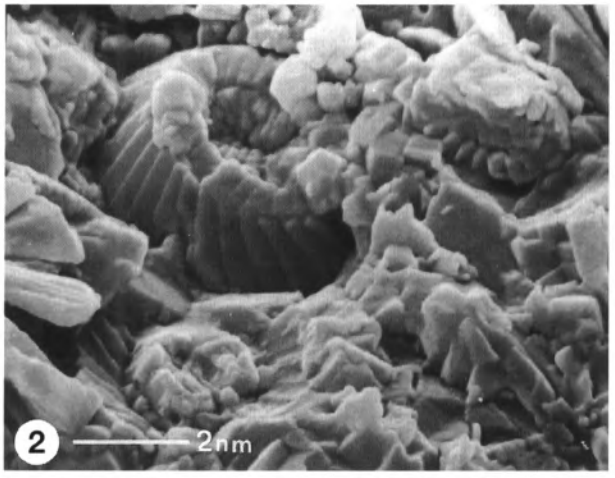
Fig. 5: **Nannofossilien, u.a. *Nannoconus* sp. (Bildmitte) sowie Elemente von Nannofossilien als „Mikritbildner".**
Probe 94/23, Steinbruch Schorn in Sommerau bei St. Koloman.
(?) Oberalmer Schichten, mikritisch/mikrosparitisch.

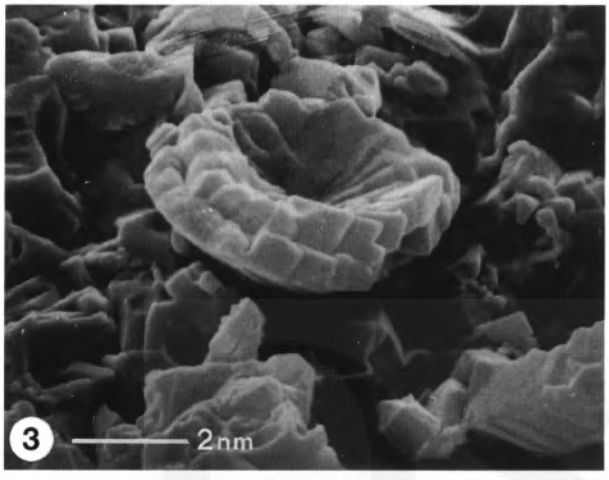
Fig. 6: ***Nannoconus*-Seitenansicht.**
Probe 94/4, Steinbruch Leitner NW von Puch bei Hallein.
Oberalmer Schichten.

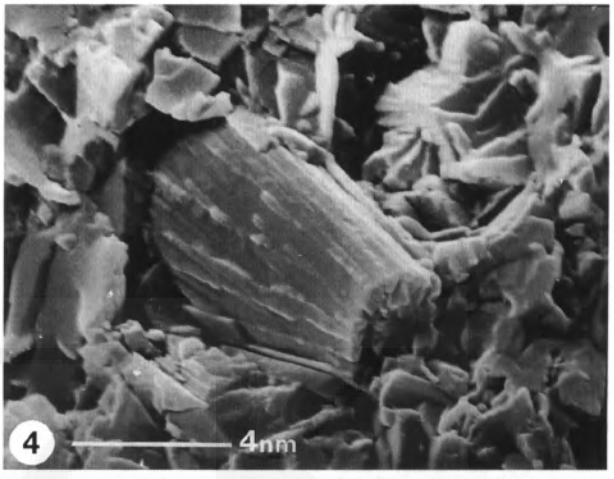
Fig. 7: **„Nannofazies" mit Elementen bzw. Bruchstücken von *Nannoconus* und *Watznaueria*.**
Schrambach Schichten (?) des Spumberges östlich Adnet, beim Gehöft Zill.

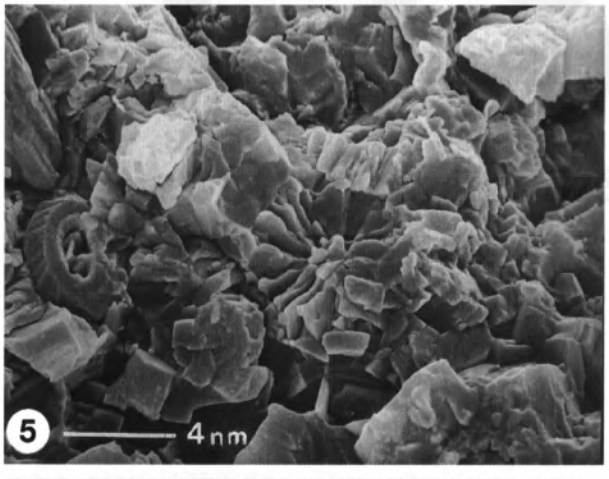
Fig. 8: **Calpionellide, dessen Lumen mit Pflasterkalzit ausgekleidet ist.**
Probe 82/87, Steigbach-Brücke WSW der Schleierfälle bei Kuchl.
Mikritische (?) Schrambach-Schichten.

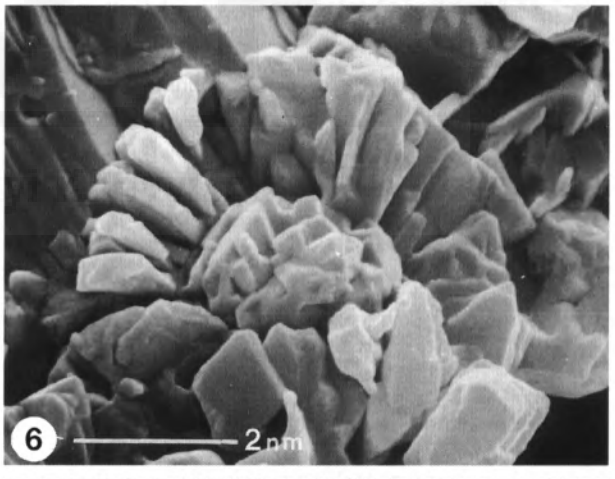

1
4nm

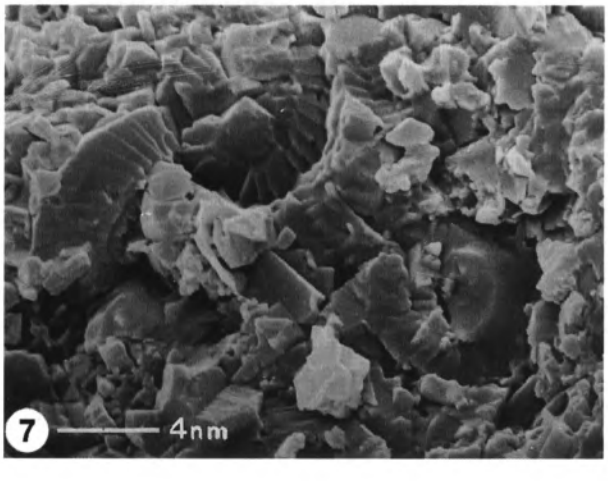

2
2nm

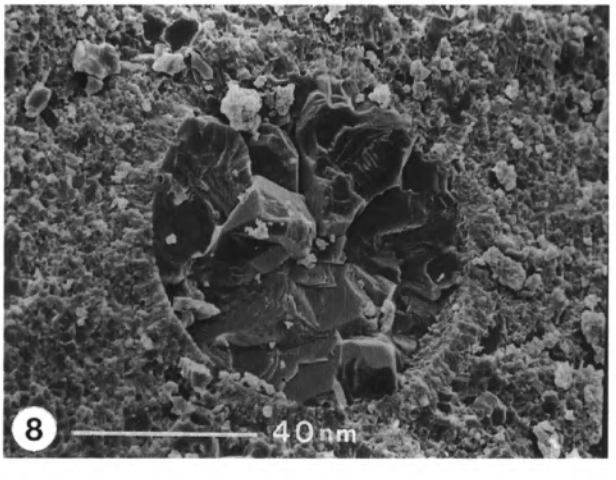

3
2nm


4
4nm


5
4nm


6
2nm


7
4nm


8
40nm

Tafel 10

Calpionelliden (Fig. 1–9) und Mikrofazies (Fig. 10,11).

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Colomisphaera lapidosa* (VOGLER).**
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Rettenbacher.
Aufschlußpunkt 94/20 (Probe 2).

Fig. 2: ***Cadosina salebrosa* REHANEK.**
(?) Schrambach Schichten im Steinbruch Renger.
Aufschlußpunkt 94/18.

Fig. 3: ***Colomisphaera nagyi* BORZA.**
Oberalmer Schichten.
Schrambachgraben, Probe 4.

Fig. 4: ***Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA).**
Oberalmer Schichten.
Schrambachgraben, Probe 4.

Fig. 5: ***Crassicollaria massutiniana* (COLOM).**
Aufschlußpunkt 94/20 (Probe 2).
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Rettenbacher.

Fig. 6: ***Crassicollaria parvula* REMANE.**
Aufschlußpunkt 94/21.
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Wieser.

Fig. 7: ***Calpionella alpina* LORENZ.**
Aufschlußpunkt 94/21.
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Wieser.

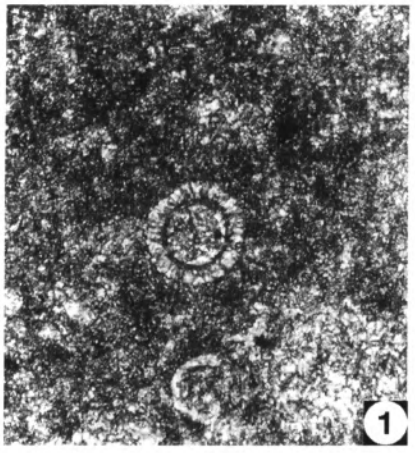
Fig. 8: ***Calpionella elliptica* CADISCH.**
Aufschlußpunkt 94/20.
(?) Oberalmer Schichten im Steinbruch Rettenbacher.

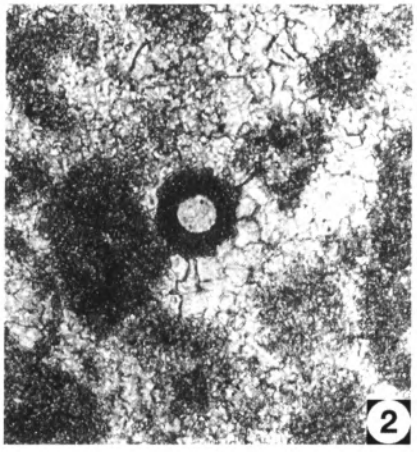
Fig. 9: ***Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU).**
Aufschlußpunkt 94/25.
(?) Oberalmer Schichten im „Lunzenbruch".

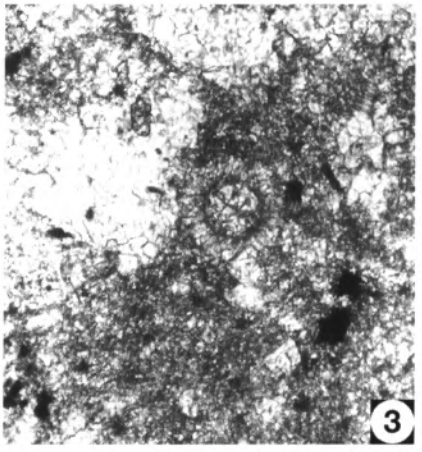
Fig. 10: **Radiolarien/Calpionellen-Mikrit.**
Aufschlußpunkt 94/21 (Probe 94/3/2).
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Wieser.

Fig. 11: **Radiolarien/Calpionellen/Echinodermen-Mikrit.**
Aufschlußpunkt 94/3 (Probe 94/3/2).
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Rieger.

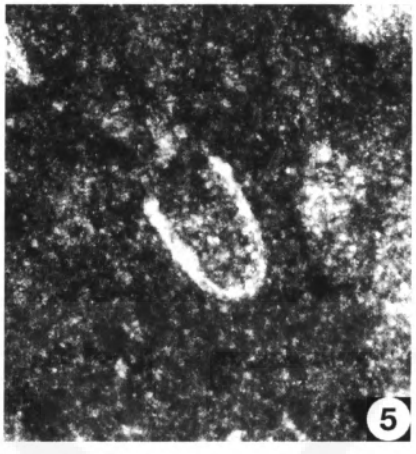
Vergrößerung: Fig. 1–9: 250×; Fig. 10,11: 50×.

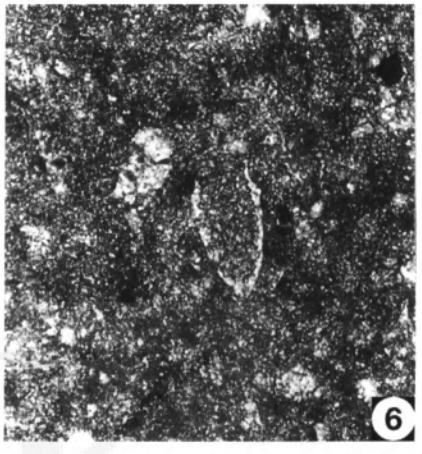

1

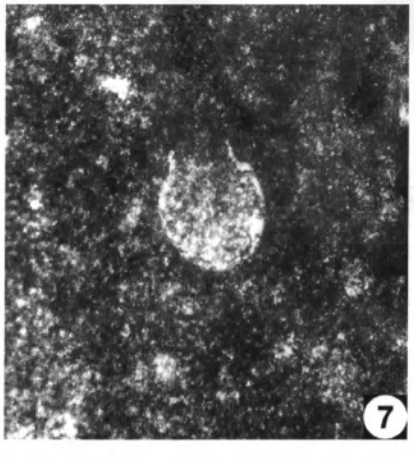

2

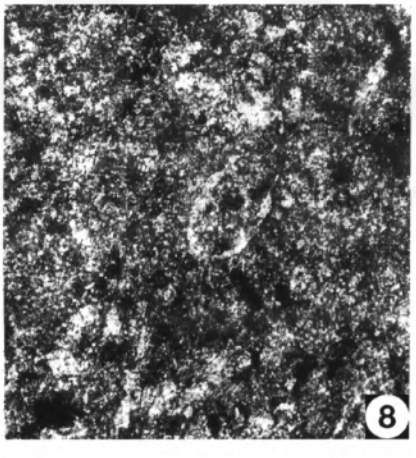

3

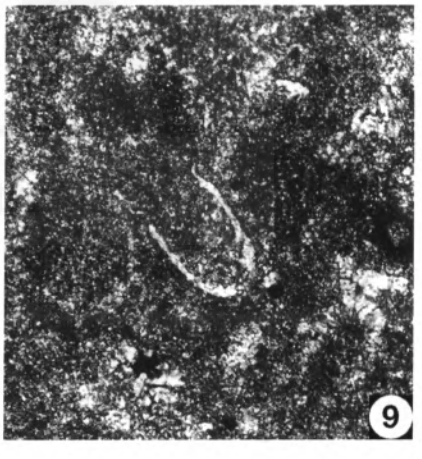
4

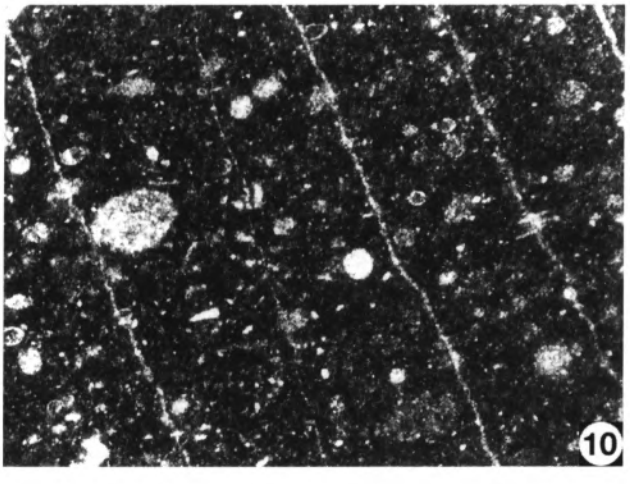

5

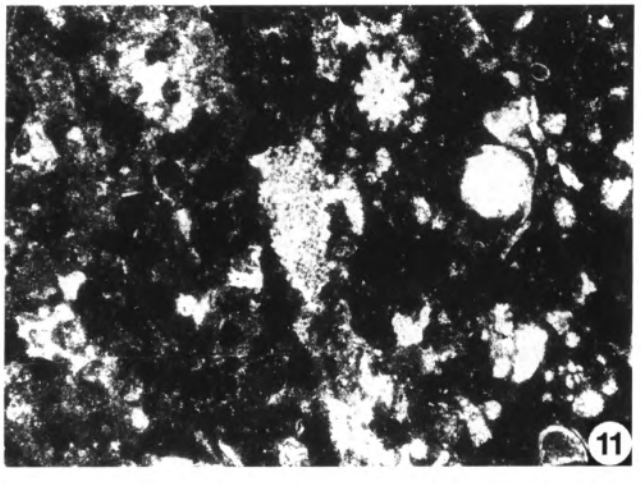

6


7


8


9


10


11

Tafel 11

Foraminiferen und Kalkalgen der Oberalmer Schichten
und von zwischengeschalteten allodapischen Barmsteinkalkalgen.

Fig. 1: ***Nautiloculina* sp.**
Aufschlußpunkt 94/4.
Barmsteinkalk des Steinbruchs Leitner.
Dünnschliff 94/4F; Vergr. 136×.

Fig. 2: ***Ethelia alba* Pfender.**
Aufschlußpunkt 94/4E.
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Leitner.
Vergr. 136×.

Fig. 3: ***Spirillina* sp.**
Oberalmer Schichten an der Straße von Vigaun nach St. Koloman; Straßen-km 5,2.
Dünnschliff; Vergr. 136×.

Fig. 4: **Miliolina.**
Wie Fig. 1.
Dünnschliff 94/4F; Vergr. 136×.

Fig. 5: ***Parvicingula* sp. (pyritisierte Radiolarie).**
Aufschlußpunkt 94/20.
Oberalmer Schichten des Steinbruchs Rettenbacher.
Dünnschliff; Vergr. 208×.

Fig. 6: ***Dorothia* cf. *kummi* (Zedler).**
Wie Fig. 1.
Dünnschliff 94/4F; Vergr. 136×.

Fig. 7: ***Dorothia* sp.**
Wie Fig. 2.
Dünnschliff 94/4E; Vergr. 53×.

Fig. 8: ***Trocholina valdensis* (Reichel).**
Aufschlußpunkt 94/4.
Barmsteinkalk des Steinbruchs Leitner.
Dünnschliff 94/4I; Vergr. 136×.

Fig. 9: ***Trocholina* sp.**
Wie Fig. 8.
Dünnschliff 94/4I; Vergr. 53×.

Fig. 10: **?*Bulimina* sp.**
Aufschlußpunkt 94/18.
Rengerbruch, Oberalmer Schichten.
Dünnschliff 94/18; Vergr. 102×.

Fig. 11: **Textulariidae.**
Wie Fig. 1.
Dünnschliff 94/4F; Vergr. 53×.

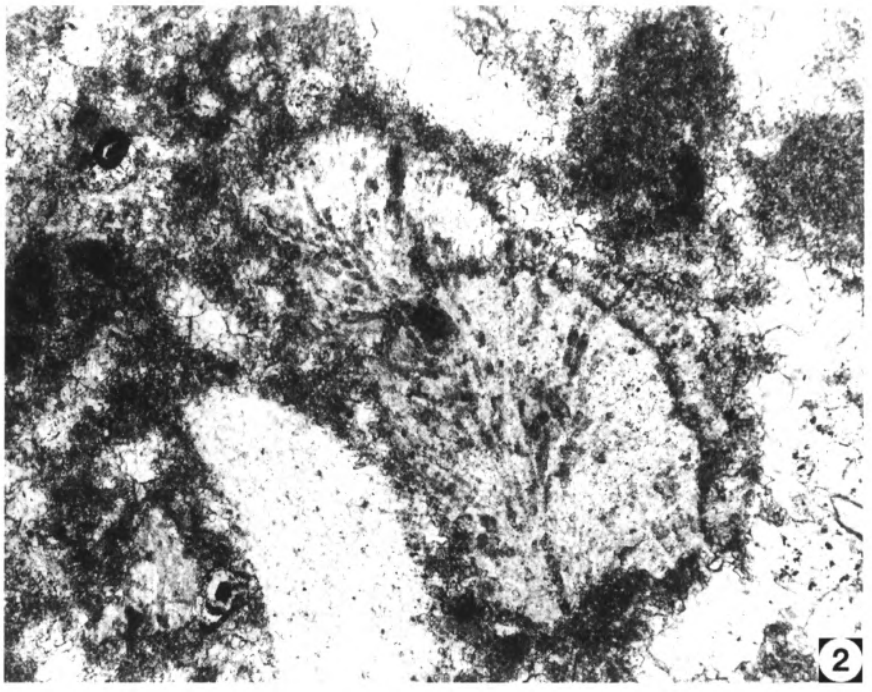
Fig. 12: ***Spirillina* sp.**
Oberalmer Schichten an Straße von Vigaun nach St. Koloman; Straßen-km 5,2.
Dünnschliff-Vergr. 136×.

Fig. 13: ***Pfenderina* sp.**
Wie Fig. 8.
Dünnschliff 94/4I; Vergr. 136×.

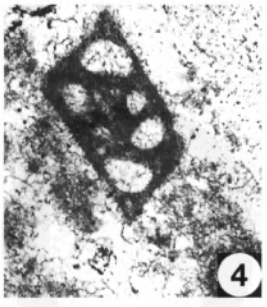
Fig. 14: ***Clypeina jurassica* Favre.**
Wie Fig. 1.
Dünnschliff-Vergr. 53×.

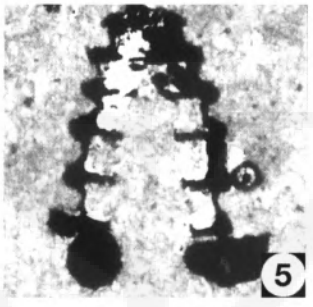
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

1

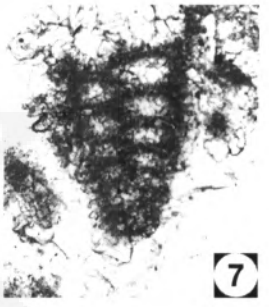

2

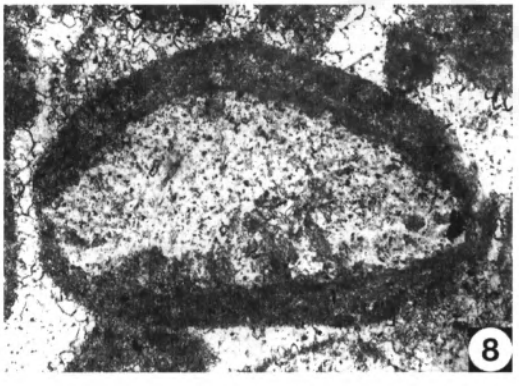
3


4


5

6

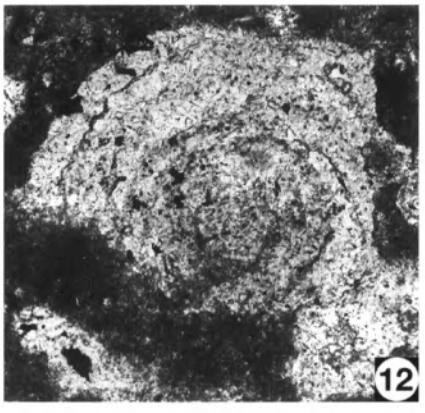

7

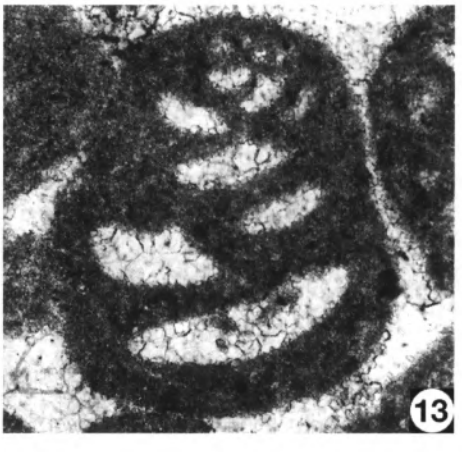

8

9

10

11


12


13

14

Tafel 12

Foraminiferen und das Mikroproblematikum *Tubiphytes morronensis* aus den allodapischen Barmsteinkalkalgen des Steinbruchs Leitner.

Aufschlußpunkt 94/4.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1,2: ***Protopeneroplis trochangulata* SEPTFONTAINE.**
Dünnschliff 94/4F; Vergr. 136×.

Fig. 3: ***Feurtillia frequens* MAYNC.**
Dünnschliff 94/4F; Vergr. 136×.

Fig. 4: ***Tubiphytes morronensis* CRESCENTI.**
Dünnschliff 94/4I; Vergr. 53×.

Fig. 5: ***Pseudoeggerella* sp. (Pfenderinidae).**
Wie Fig. 4.
Vergr. 53×.

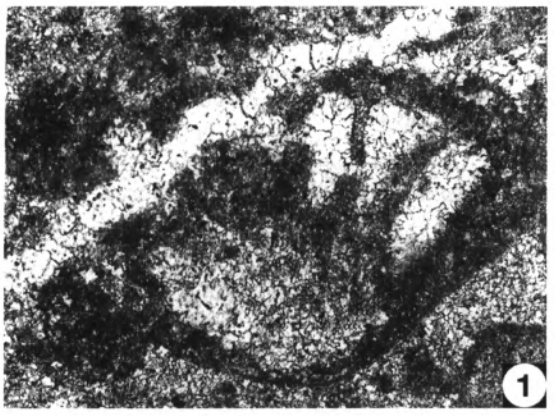
Fig. 6: **? *Pseudoeggerella* sp.**
Wie Fig. 1.
Vergr. 136×.

Fig. 7: ***Valvulina* cf *lugeoni* SEPTFONTAINE.**
Wie Fig. 1.
Vergr. 136×.

Fig. 8: ***Tritaxia* oder *Verneuilina* sp.**
Wie Fig. 4.
Vergr. 136×.

Fig. 9: ***Charenthia* sp.**
Wie Fig. 1.
Vergr. 136×.

Fig. 10: **? *Pfenderina* sp.**
Wie Fig. 1.
Vergr. 53×.


1

2

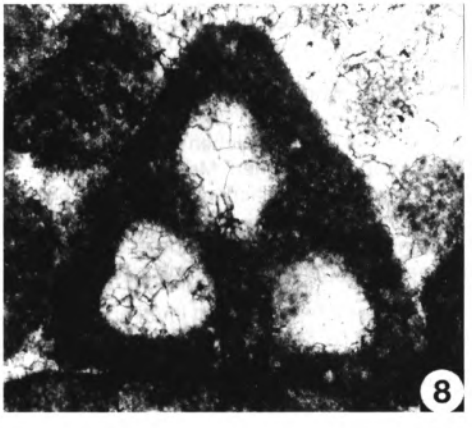
3

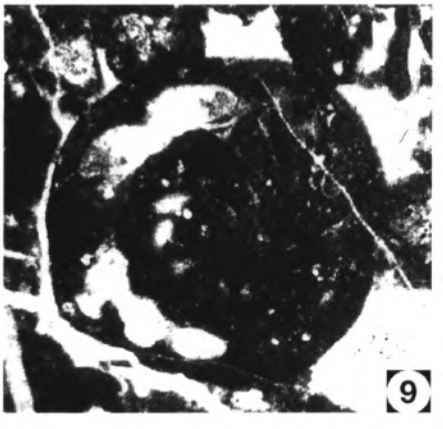
4

5

6

7


8


9

10

ABEL, O.: Vorzeitliche Lebensspuren. – 644 S., Jena (G. Fischer) 1935.

CHAMBERLAIN, C.K.: Bathymetry and paleoecology of Ouachita geosyncline of southeastern Oklahoma as determined by trace fossils. – AAPG Bull., **55**, 34–50, Tulsa 1971.

DIERSCHE, V.: Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – Geotekt. Forsch., **58**, 217 S., Stuttgart 1980.

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.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges., **63**, Jg. 1970, 52–141, Wien 1972.

FLÜGEL, H. & FENNINGER, A.: Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **123**, 249–280, Stuttgart 1966.

FLÜGEL, H. & PÖLSLER, P.: Lithogenetische Analyse der Barmstein-Kalkbank B_2 nordwestlich von St. Koloman bei Hallein (Tithonium, Salzburg). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 513–527, Stuttgart 1965.

FUCHS, Th.: Über die Entstehung der Aptychenkalke. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **76** (Jg. 1877), 329–334, Wien 1878.

FUCHS, Th.: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. – Denkschr. k. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **62**, 369–448, Wien 1895.

FÜRSICH, F.T.: Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. – Stuttgarter Beitr. Naturkde, Serie B, **13**, 1–52, Stuttgart 1974.

FÜRSICH, F.T.: Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. – Stuttgarter Beitr. Naturkde., Serie B, **13**, 1–52, Stuttgart 1974.

GARRISON, R.E.: Pelagic limestones of the Oberalm beds (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), Austrian Alps. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **15**, 21–49, Calgary 1967.

GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G.: Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. – Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., **14**, 20–56, Tulsa 1969.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H.: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). – Jb. Geol. B.-A., **82**, 343–396, Wien 1932.

GÜMBEL, C.W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – XX+950 S., Gotha (Justus Perthes) 1861.

HÄNTZSCHEL, W.: Trace fossils and problematica. – In: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Suppl. 1, S. W1–W269, Boulder-Lawrence 1975.

KENNEDY, W.J.: Trace fossils in carbonate rocks. – In: FREY, R.W. (Ed.): The Study of Trace Fossils, 377–398, Berlin –Heidelberg – New York (Springer) 1975.

KERN, J.P.: Trails from the Vienna Wood: paleoenvironments and trace fossils of Cretaceous to Eocene Flysch, Vienna, Austria. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **23**, 231–262, Amsterdam 1978.

KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, 4. Ergbd., 436 S., Salzburg/Stuttgart 1964.

LILL v. LILIENBACH, A.: Ein Durchschnitt aus den Alpen, mit Hindeutungen auf die Karpathen. – Jb. Mineral., Geognosie etc., **1**, 153–220, Heidelberg 1830.

LILL v. LILIENBACH, A.: Mittheilungen an Professor BRONN gerichtet. – Jb. Mineral., Geognosie etc., **2**, 74–79, Heidelberg 1831.

LIPOLD, M. V.: Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallein. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 590–610, Wien 1854.

LOBITZER, H. et al.: Bestandsaufnahme der Vorkommen von Kalk und Dolomit im Bundesland Salzburg. – Unveröff. Bericht Geol. B.-A., 167 S., Wien 1982.

MEISCHNER, K.D.: Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken. – Developm. in Sedimentol., **3**, 156–191, Amsterdam 1964.

MORLOT, A. v.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. Ein Entwurf zur vorzunehmenden Bearbeitung der physikalischen Geographie und Geologie ihres Gebietes. – VIII+ 212 S., 1 kol. Faltprofil, Wien (Braumüller u. Seidel) 1847.

PICHLER, H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Beih. Geol. Jb., **48**, 129–204, Hannover 1963.

PLÖCHINGER, B.: Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, H. 2, 181–194, Wien 1979.

PLÖCHINGER, B.: Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 71–88, Wien 1974.

PLÖCHINGER, B.: Die Untersuchungsbohrung Gutrathsberg B1 südlich St. Leonard im Salzachtal (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 3–11, Wien 1977.

PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 94 Hallein. – Wien (Geol. B.-A.) 1987. Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – 76 S., Wien (Geol. B.-A.) 1990.

POWICHROWSKI, L.K.: Trace fossils from the Helminthoid Flysch (Upper Cretaceous-Paleocene) of the Ligurian Alps (Italy): development of deep marine ichnoassociations in fan and basin plain environments. – Eclogae geol. Helv., **82**/2, 385–411, Basel 1989.

SCHLAGER, M.: Bericht 1957 über geologische Aufnahmen auf Blatt Hallein (94). – Verh. Geol. B.-A., **1958**, 252–259, Wien 1958.

SCHLAGER, M.: Bericht 1958 über geologischen Aufnahmen auf den Blättern Hallein (94) und Salzburg (63). – Verh. Geol. B.-A., **1959**, A70–A80, Wien 1959.

SCHLAGER, W. & M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps.). – Sedimentology, **20**, 65–89, Amsterdam 1973.

SCHMIDT, M.: Cyclozoon philippi und verwandte Gebilde. – Heidelberger Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Sitzber., Teil 6, 31p., Heidelberg 1934.

SEILACHER, A.: Flysch trace fossils: Evolution of behavioural diversity in the deep-sea. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1974**, 233–245, Stuttgart 1974.

SEILACHER, A.: Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments. – In: BASAN, P.B. (Ed.): Trace fossil concepts. Short Course Soc. Econ. Paleont. Mineral., **5**, 167–180, Tulsa 1978.

SIEBER, R.: Paläontologisch-stratigraphische Arbeiten in der nördlichen Grauwackenzone und den Kalkalpen (Bericht 1962). – Verh. Geol. B.-A., **1963**, A73–A74, Wien 1963.

STEIGER, T.: Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – Facies, **4**, 215–348, Erlangen 1981.

TEICHERT, C.: Runzelmarken (wrinkle marks). – J. Sed. Pet., **40**, S. 1056, Tulsa 1970.

TOLLMANN, A.: Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – 580 S., Wien (Deuticke) 1976.

TRUSHEIM, F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. – Wiss. Veröff. Deutsch-Österr. Alpenverein, **7**, 69 S., Innsbruck 1930.

WEIDICH, K.F.: Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – Zitteliana, **17**, 312 S., München 1990.

ZAPFE, H.: Mesozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **65**, 171–216, Wien 1974.

Trias
Triász
Triassic

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 325–328	Wien, November 1994	2. rész	pp. 325–328	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Organisch-geochemische Untersuchung des Bitumens der Kössener Schichten des Karbonatplattform–Becken-Komplexes Kammerköhralm – Steinplatte (Tirol/Salzburg)

Von Alice Brukner-Wein
Mit Beiträgen von Harald Lobitzer & Gábor Solti*)

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Österreich
Tirol
Salzburg
Nördliche Kalkalpen
Steinplatte
Kössener Schichten
Bituminöse Gesteine
Organische Geochemie
Kohlenwasserstoffe
Erdölmuttergestein

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 91, 92

Inhalt

Zusammenfassung 325
Összefoglalás 325
Abstract 326
1. Einleitung 326
2. Kurzbeschreibung der Aufschlüsse und Probenbezeichnungen 326
3. Organische Geochemie des Bitumens der Kössener Schichten 326
3.1. Säulen- und gaschromatographische Untersuchungen 327
3.2. Reifegrad der organischen Substanz 327
4. Herkunft der organischen Substanz sowie Ablagerungsbedingungen der bituminösen Kössener Schichten 327
Dank 327
Literatur 328

Zusammenfassung

Bitumina der bituminösen Kössener Schichten des Kammerköhralm/Steinplatte-Gebietes setzen sich aus einem relativ geringen Anteil von 31–47 % Kohlenwasserstoffen und 53–69 % NSO-Verbindungen zusammen. Gaschromatogramme der HC_{sat}-Fraktionen zeigen zwei Maxima; einige gaschromatographische Parameter sprechen für reduzierende Sedimentationsbedingungen. Die Maturitätsindizes (CPI, R_{29}) liegen zwischen 1,1 und 1,2. Die organische Substanz hat die Zone der Ölbildung erreicht. Sowohl der organisch-geochemische Charakter der organischen Substanz als auch organisch-petrologische Untersuchungen zeigen eine Dominanz mariner Organismen bei einem erheblichen Anteil an terrestrischem Pflanzenmaterial.

A tiroli kammerköhralm–steinplattei karbonát platform és medence komplexum Kösseni Formációja bitumenjének szervesgeokémiai vizsgálata

Összefoglalás

A steinplattei olajpala minták oldható szervesanyagának csoportösszetételére a 31–47% közötti szénhidrogén frakció, míg a viszonylag nagyobb 53–70%-os NSO vegyület mennyisége a jellemző. A gázkromatogramokon általában két maximum jelentkezik. Az érettségi mutatók (CPI, R_{29}) 1,1–1,2 közöttiek. A szervesgeokémiai jellemzők értelmezése alapján a szervesanyag főleg tengeri eredetű, melyhez magasabbrendű szárazföldi növények is hozzájárulnak. Az érettségi mutatók alapján az összlet elérhette az olajképződési zónát. A gázkromatográfiás paraméterek reduktív ülepedési környezetre utalnak.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. Alice Brukner-Wein, Dr. Gábor Solti, Ungarisches Geologisches Institut, Stefánia út 14, H-1442 Budapest; Dr. Harald Lobitzer, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Organic Geochemistry of Bitumens of the Kössen Formation, Kammerköhralm-Steinplatte Carbonate Platform/Basin Complex (Tyrol/Salzburg)

Abstract

The bitumens of the Steinplatte bituminous Formation consist of relatively low amounts of hydrocarbons (31–47 %) and 53–69 % NSO compounds. Gaschromatograms of HC_{sat} fractions show two maxima. Some gaschromatographic parameters reflect reductive sedimentary environment. The maturity indices (CPI, R_{29}) with values between 1,1 and 1,2 indicate, that the organic matter must have reached the oil formation zone. Organic geochemical characters, hand in hand with organic petrology prove that the organic matter is of mixed origin, i. e. mainly derived from marine organisms with considerably higher terrestrial plant input.

1. Einleitung

In Ergänzung zu den geochemischen Untersuchungen der bituminösen Kössener Schichten des Kammerköhralm-Steinplatte-Gebietes, die in der Arbeit von KRISTAN-TOLLMANN et al. (1991) dokumentiert wurden, werden hier die Ergebnisse gaschromatographischer Analysen der Bitumina der Kössener Schichten sowie einer Probe aus einer bituminösen Mergellage des Hauptdolomits mitgeteilt und interpretiert. Die Lage der Probenpunkte ist Abb. 1 zu entnehmen; die gemessenen und kalkulierten gaschromatographischen Parameter sind in Tab. 1 dokumentiert. Weiters werden Herkunft und Reifegrad des Kerogens sowie das Ablagerungsmilieu der bituminösen Kössener Schichten diskutiert.

2. Kurzbeschreibung der Aufschlüsse und Probenbezeichnungen

In der Kartenskizze (Abb. 1) wird die Lagesituation der Aufschlußpunkte 1–6 dargestellt; weitere Details sind in der Arbeit von KRISTAN-TOLLMANN et al. (1991) dokumentiert.

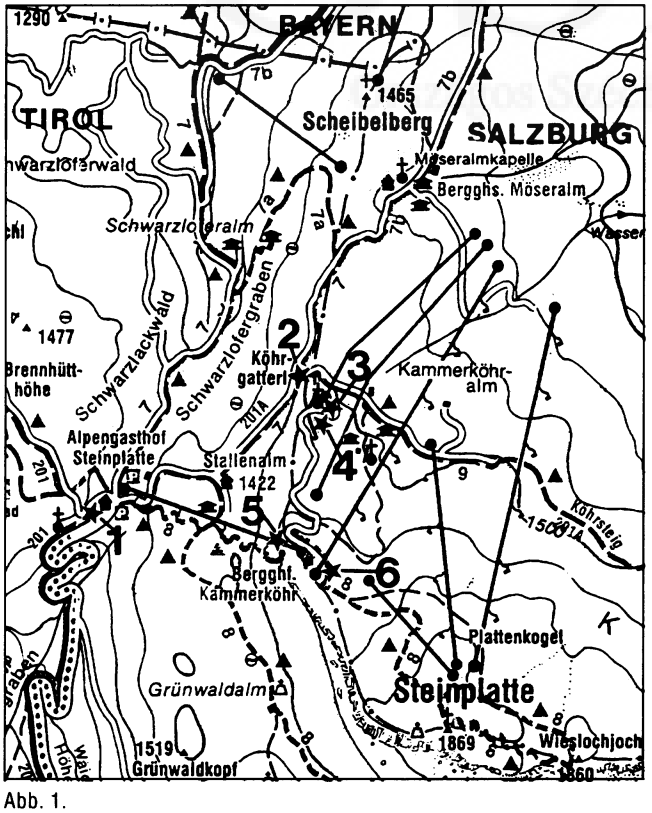


Abb. 1.
Lage der Probenpunkte.

❑ **Aufschlußpunkt 1**
(Probe 1/1)

Hauptdolomit mit dm-mächtigen, stärker bituminösen Zwischenlagen vom Typ „Seefelder Schichten" an der Straße gleich unterhalb des Gasthofes Steinplatte.

❑ **Aufschlußpunkt 2**
(Probe 2/1)

Untere Kössener Schichten des Köhrgatterl-Profils. Der Aufschluß liegt unmittelbar unterhalb des Köhrgatterls an der Privatstraße von der Stallenalm ins Kammerköhralm-Gebiet. Die Probe stammt aus dem Hangendabschnitt dieser gut aufgeschlossenen Kalk/(Ton)Mergel-Wechselfolge. Eine etwa 8 cm mächtige Lage schließt braunen, Pflanzenhäcksel-führenden, „sandigen", leicht bituminösen Kalk auf.

❑ **Aufschlußpunkt 3**

Der nur unmittelbar nach dem Anschlag leicht bituminös riechende hornsteinführende Scheibelbergkalk an der Straße vom Köhrgatterl zum Berggasthof Kammerköhr erweist sich als zu arm an extrahierbarem Bitumen.

❑ **Aufschlußpunkt 4**

Die etwa 50 cm mächtige, bituminös riechende „Bitumenmergel"-Lage in den Kössener Schichten bei der Bergstation des Kapellen-Schiliftes war zur Zeit der geplanten geochemischen Probenahme durch Wurfsteine verdeckt; eine Probenahme war daher nicht möglich.

❑ **Aufschlußpunkt 5**
(Proben 5/1, 5/2, 5/3)

Kössener Kalk-/Mergel-Wechselfolge unmittelbar über dem Patch-Reef B gelegen.

Probe 5/1 stammt aus dem liegenden Profilabschnitt. Mittelgrauer, leicht bituminöser Kössener Kalk mit ca. 25 cm Bankmächtigkeit.

Probe 5/2 kommt aus einer mittelgrauen, leicht bituminösen Lage hangend von Probe 5/1.

Probe 5/3 wurde noch höher aus einer braunen, Pflanzenhäcksel-führenden, „sandigen", etwas bituminösen Kalklage entnommen. Lithologisch besteht größte Ähnlichkeit zu Probe 2/1 (Leithorizont?).

❑ **Aufschlußpunkt 6**

Der hellgraue, spätige Crinoidenkalk im Übergangsbereich der Kössener Schichten zu den Slope- bzw. „Oberrhätkalken" der Steinplatte-Karbonatplattform ist ca. 150 m SE des Berggasthofes Kammerköhr gelegen. Die Probe lieferte eine für die Fraktionierung zu geringe Bitumenmenge.

Tabelle 1.
Gaschromatographische Indizes und Charakterisierung kerogenführender Kössener und Seefelder Schichten des Kammerköhralm/Steinplatte-Gebietes.
Die Probenbezeichnungen beziehen sich auf die in Kap. 1.1. erläuterten Lokalitäten bzw. auf Abb. 1.

Probe	R_{29}	CPI_{22-32}	Verhältnis pr/ph	Verhältnis $n\text{-}C_{22}^-/n\text{-}C_{23}^+$	Relativ-% von n-Alkanen in der HC_{sat}-Fraktion	Maximum-Peak der n-Alkan-Verteilung	„Naphtenic hump"	Präsenz und relative Intensität der Peaks zwischen $n\text{-}C_{27}$ und $n\text{-}C_{33}$	Präsenz und relative Intensität von Phyllocladan zwischen $n\text{-}C_{20}$ und $n\text{-}C_{21}$
5/1	1,17	1,07	0,36	0,46	44,7	22	+	+ ≪	+ ≪
5/2	1,17	1,09	0,34	0,35	49,9	22	+	+ ≪	– –
5/3	1,17	1,11	0,09	0,28	65,8	27	–	+ ≪	– –
2/1	1,13	1,09	0,34	0,24	58,2	27	+	+ ≪	+ <
1/1	1,18	1,08	0,34	0,37	42,2	27>22	–	+ ≪	+ ≪

R_{29} = $2 \times C_{29}/(C_{28} + C_{30})$
CPI_{22-32} = Carbon Preference Index, kalkuliert über den Bereich $n\text{-}C_{22}$ bis $n\text{-}C_{32}$
$n\text{-}C_{22}^-$ = Summe der n-Alkane unter $n\text{-}C_{22}$
$n\text{-}C_{23}^+$ = Summe der n-Alkane über $n\text{-}C_{23}$
pr = Pristan
ph = Phytan
phy = Phyllocladan
< = kleiner als der nächste n-Alkan-Peak
> = größer als der nächste n-Alkan-Peak
– = nicht vorhanden

3. Organische Geochemie des Bitumens der Kössener Schichten

3.1. Säulen- und gaschromatographische Untersuchungen

Fünf von sieben untersuchten Proben (Tab. 1) wurden mit Hilfe der Säulenchromatographie in vier Fraktionen zerlegt, nämlich gesättigte Kohlenwasserstoffe (HC_{sat}), aromatische Kohlenwasserstoffe (HC_{ar}), Harze (R = Resins) und Asphaltene (A). Die beiden Proben 3/1 und 6/1 enthielten keine ausreichende Bitumenmenge zur Fraktionierung.

Die Bitumina bestehen aus einem relativ geringen Anteil an HC = HC_{sat} + HC_{ar} (31–47 %) und einem höheren Anteil von NSO = R+A (53–70 %) Verbindungen. Das HC_{sat}/HC_{ar}-Verhältnis liegt zwischen 1,3 und 1,6, ausgenommen Probe 1/1 aus dem bituminösen Hauptdolomit mit einem Verhältnis von 0,24. Das Verhältnis HC/NSO liegt zwischen 0,4 und 0,9.

In den HC_{sat}-Fraktionen der Gaschromatogramme zeigt sich in den Proben 5/1 und 5/2 ein dominanter Peak bei $n\text{-}C_{22}$, während in den Proben 1/1, 2/1 und 5/3 ein $n\text{-}C_{27}$-Peak dominiert. In allen Gaschromatogrammen ist außerdem eine nicht näher definierte komplexe Mischung – ein sogenannter „naphtenic hump" – nachweisbar. In einigen Proben zeigt sich auch ein schwach entwickelter Peak zwischen $n\text{-}C_{20}$ und $n\text{-}C_{21}$, die als Phyllocladane (tetrazyklische Diterpenoid-Verbindungen) identifiziert wurden.

Weiters finden sich in den Gaschromatogrammen mehrere weit weniger intensiv ausgeprägte Peaks zwischen $n\text{-}C_{27}$ und $n\text{-}C_{33}$. Diese verzweigt-zyklischen Verbindungen sind sehr wahrscheinlich der Hopan-Serie (pentazyklische Triterpenoid-Verbindungen) zuzurechnen.

3.2. Reifegrad der organischen Substanz

Der Bituminisierungs-Koeffizient (mg Bitumen/g C_{org}), der den Grad der thermischen Veränderung der organischen Substanzen charakterisiert, schwankt zwischen 60 und 120 mg Bitumen/g C_{org}.

Unter den Maturitätsindizes liegt der R29-Index zwischen 1,1 und 1,2. Der CPI (Carbon Preference Index), der über den Bereich $n\text{-}C_{22}$ bis $n\text{-}C_{32}$ kalkuliert wurde, beträgt 1,07 bis 1,11. Das Verhältnis von $n\text{-}C_{22}/n\text{-}C_{23}$ (die Summe der n-Alkane unter $n\text{-}C_{22}$ im Verhältnis zur Summe der n-Alkane über $n\text{-}C_{23}$) reicht von 0,24–0,46. Der relative Gehalt an n-Alkanen in den HC_{sat}-Fraktionen beträgt etwa 42–66 %. Nach diesen Maturitätsindizes muß die organische Substanz den Bereich der Ölbildung erreicht haben.

Das Pristan/Phytan-Verhältnis beträgt 0,1–0,36. Die Interpretation dieses Verhältnisbereiches ist sehr schwierig, da die Werte nicht nur vom Typ und Reifegrad der organischen Substanz abhängen, sondern auch vom Sedimentationsmilieu stark beeinflußt sein können.

4. Herkunft der organischen Substanz sowie Ablagerungsbedingungen der bituminösen Kössener Schichten

Der derzeitige Kenntnisstand unserer Arbeitsgruppe (siehe auch Daten in KRISTAN-TOLLMANN et al., 1991) erlaubt die Schlußfolgerung, daß die organische Substanz der bituminösen Kössener Schichten überwiegend von marinen Organismen stammt, jedoch auch ein erheblicher Anteil an terrestrischem Pflanzendetritus-Input gesichert erscheint. Dies wird auch durch die organisch-petrologische Analyse untermauert.

Nach ENSMINGER et al. (1974, 1977) sind die in den Gaschromatogrammen festgestellten Verbindungen der Hopan-Serie wohl auf Bakterien, Algen und Protozoen zurückzuführen. Die Phyllocladan-Verbindungen können hingegen als Biomarker der Klasse der Coniferospida (Gymnospermen) angesehen werden.

Der niedrige Pristan/Phytan-Verhältniskoeffizient wird von uns als Hinweis auf reduzierende Sedimentationsbedingungen gedeutet.

Dank

Die Verfasser danken den Direktoren der Geologischen Bundesanstalt in Wien und der Geologischen Landesanstalt in Budapest für die Möglichkeit, bituminöse Gesteine in Österreich und Ungarn im Rahmen der bilateralen Zusammenarbeit vergleichend untersuchen zu können.

Literatur

ENSMINGER, A., VAN DORSELLAER, A., SPYCKERELLE, Ch., ALBRECHT, P. & OURISSON, G.: Pentacyclic triterpanes of the hopane type as ubiquitous geochemical markers: origin and significance. – In: TISSOT, B. & BIENNER, F. (eds.): Advances in Organic Geochemistry, 245–261, Paris (Technip) 1973.

ENSMINGER, A., ALBRECHT, P., OURISSON, G. & TISSOT, B.: Evolution of polycyclic alkanes under effect of burial. – In: CAMPOS, R. & GONI, J. (eds.): Advances in Organic Geochemistry, 43–53, Madrid (Enadimsa) 1975.

KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER, H. & SOLTI, G. et al.: Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm-Steinplatte (Tirol/Salzburg). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, 155–191, Wien 1991.

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 329–342	Wien, November 1994	2. rész	pp. 329–342	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Die Crinoiden-Vergesellschaftung der unterkarnischen Mürztaler Schichten der Mürzschlucht bei Frein (Steiermark, Österreich)

Von EDITH KRISTAN-TOLLMANN & KONRAD STRELE*)

Mit 3 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreich
Steiermark
Nördliche Kalkalpen
Mürztaler Schichten
Unterkarn
Stielcrinoiden
Schwebcrinoiden
Holothurien
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 103

Inhalt

Zusammenfassung 329
Összefoglalás 329
Abstract 330
1. Einleitung 330
2. Allgemeines 330
3. Bemerkungen zu den Crinoiden-Arten 332
3.1. Stielcrinoiden 332
3.2. Schwebcrinoiden 334
Dank 336
Tafeln 1–3 336
Literatur 342

Zusammenfassung

Eine Analyse der Crinoidenfauna der unterkarnischen Mürztaler Schichten aus den der Hallstätter Zone der Nördlichen Kalkalpen angehörenden Mürztaler Alpen in der Steiermark zeigt eine interessante Vergesellschaftung von Stiel- und Schwebcrinoiden z.T. bisher ausschließlich nordalpiner oder südalpiner Herkunft. Außerdem gelang der Nachweis etlicher bisher nur aus weit entfernten Abschnitten der Tethys bekannter Taxa. Diese Crinoidenfauna stellt die weitaus artenreichste Assoziation des Karn der Nördlichen Kalkalpen dar.

A Frein melletti Mürzschlucht alsó-karni mürztali rétegeinek krinoidea társulása (Stájerország)

Összefoglalás

Az Északi Mészalpok stájerországi részén fekvő Mürztali Alpok Hallstatti zónájából származó alsó-karni mürztali rétegek krinoidea faunájának vizsgálata nyeles krinoideák és Roveacrinidae olyan érdekes együttesét igazolta, amely eddig részben csak a Déli Alpokból volt ismert. Ez az együttes ugyanakkor olyan taxonokat is tartalmaz, amelyek a Tethys távoli területeiről ismertek csupán. Az itteni krinoidea fauna az északi mészkőalpi karni legfajgazdagabb tártsulásának bizonyult.

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. EDITH KRISTAN-TOLLMANN, Scheibenbergstraße 53/6, A-1180 Wien; Dipl.-Geol. KONRAD STRELE, Institut für Geologie, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Crinoid Association of Lower Carnian Mürztal Beds in the Mürz Gorge near Frein (Styria, Austria)

Abstract

An analysis of the fauna of crinoids from the lower Carnian Mürztaler Schichten from the Hallstatt Zone of the Mürztal Alps in the Northern Calcareous Alps, Styria, shows an outstanding assemblage of stalked crinoids and roveacrinids that were partly known either exclusively from the Northern or from the Southern Alps with their individual facies types. Furthermore, it is pointed out that in this locality taxa have been identified that were formerly known only from various dispersed parts of the Tethys. This fauna of crinoids represents the by far richest association of species in the Carnian of the Northern Calcareous Alps.

1. Einleitung

Die Mürztaler Schichten der Nördlichen Kalkalpen setzen sich aus dunklen bis schwarzen, gut geschichteten bis dickbankigen Kalken und eingeschalteten ebenso dunklen Tonschiefern bis Mergeln zusammen. Sie führen häufig Hornsteinknollen und gelegentlich Lagen mit reichlich Echinodermen und Spongien.

Die von E. SPENGLER (1925, S. 292) in den Mürztaler Alpen aufgestellten Mürztaler Schichten können entweder im wesentlichen auf das Karn beschränkt sein und gegen Hangend in (helle) norische Hallstätter Kalke übergehen oder in gleicher lithologischer Ausbildung Karn und Nor umfassen.

In der Mürzschlucht SE Frein (Mürztaler Alpen, Steiermark) sind karnische Mürztaler Schichten in typischer Ausbildung aufgeschlossen. Die entlang der Forststraße am linken Hang der Mürzschlucht SE von Frein zum Plotschgraben anstehenden dünnschichtigen dunkelgrauen Kalke und Mergel der hier verkehrt lagernden Serie haben makro- und mikroskopisch zahlreiche Echinodermen geliefert. Unter den entlang des Straßenprofils aufgesammelten Proben enthielt der Punkt U 140 zahlreiche Schwebcrinoiden-Elemente (Liste der Arten siehe im Kapitel "Allgemeines"), für die Art *Osteocrinus virgatus* stellt er die Typlokalität dar (siehe KRISTAN-TOLLMANN, 1970, S. 783,786). Diese Stelle liegt 880 m nach Beginn der Forststraße ober der Mürz. Aus den Kalken bei Straßenmeter 890 knapp SE von obiger Stelle wurde eine Makro-Echinodermenfauna geborgen (Liste weiter unten). Die bei Straßenmeter 940 nahe E davon im Kalk eingeschalteten Tonschieferlagen führen *Halobia rugosa* GÜMBEL.

Nun hat einer von uns (K. STRELE) in einer Lösprobe aus Kalken nur etliche Zehnermeter oberhalb des erwähnten Straßenprofils ebenfalls eine reichliche Echinodermenassoziation angetroffen, die eine interessante Bereicherung der schon bekannten Fauna darstellt. Alle drei genannten Punkte zusammen ergeben eine Crinoiden-Vergesellschaftung, die nordalpine und südalpine Elemente vereint und zum ersten Mal eine artenreiche obertriadische Gemeinschaft von z.T. bisher erst aus weit verstreuten Lokalitäten im Bereich der Tethys bekannten Taxa von Mikro- und Makrocrinoiden enthält.

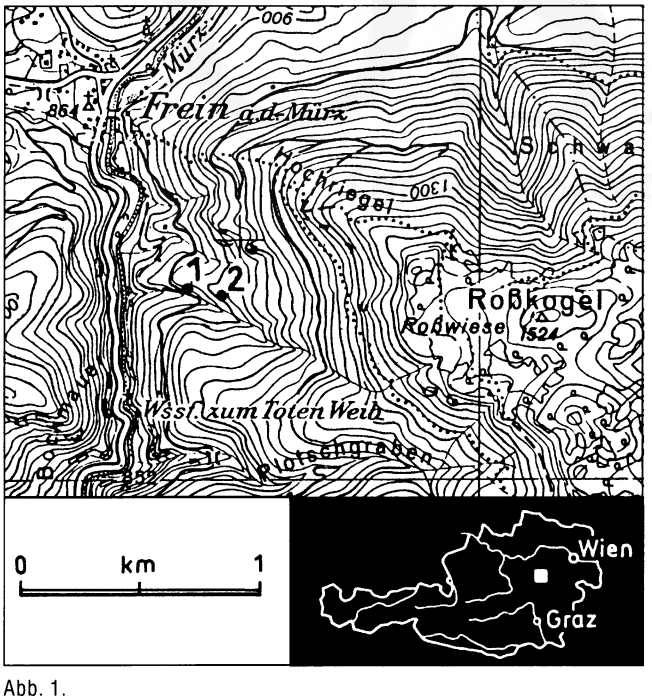


Abb. 1.
Fundpunkte der Crinoidenfauna der karnischen Mürztaler Schichten am Osthang oberhalb der Mürzschlucht SE Frein im Bereich der Forststraße Frein-Plotschgraben, Steiermark.
- Punkt 1: Aufsammlung A. TOLLMANN (1962/U 140) im schwarzen dünnschichtigen Kalk mit Mergellagen bei 880 m nach Beginn der Forststraße.
- Punkt 2: Aufsammlung K. STRELE (1990/R 45) im schwarzen Mürztaler Kalk mit Halobienschiefern. Kleine Felsschrofe auf der rechten (südschauenden) Seite der Rinne W unterhalb vom Roßkogel; etliche Zehnermeter oberhalb der obgenannten Forststraße (s. Abb. 2).

2. Allgemeines

Als Ausgangspunkt für unsere allgemeinen Betrachtungen seien zunächst die Arten der bisher an der oben angeführten Lokalität „Mürzschlucht SE Frein" aufgesammelten Crinoiden und z.T. übrigen Echinodermen aufgelistet:

Aufsammlung A. TOLLMANN (1962)

Makrocrinoiden
Encrinus cassianus LAUBE
Encrinus granulosus MÜNSTER

Seeigel
Cidaris dorsata BRAUN

Schwebcrinoiden (Schlämmprobe U 140)
Osteocrinus virgatus KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus rectus goestlingensis KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus spinosus KRISTAN-TOLLMANN
(typische Radialia; die Centralia alle oben abgewittert)
Osteocrinus brevis KRISTAN-TOLLMANN
(ein Exemplar)

Holothurien (Schlämmprobe U 140)
Eocaudina cassianensis FRIZZELL & EXLINE
Eocaudina eurymarginata KRISTAN-TOLLMANN
Eocaudina sp.

Aufsammlung K. STRELE 1990 (Lösprobe R 45)

Stielcrinoiden
Entrochus ternio BATHER
Entrochus tenuispinosus KRISTAN-TOLLMANN
Holocrinus ? *quinqueradiatus* (BATHER)
Isocrinus sp.sp.
(einige juvenile, stark angeätzte Trochiten)

Schwebcrinoiden
Osteocrinus virgatus KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus rimosus KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus acus KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus saklibelensis KRISTAN-TOLLMANN
Osteocrinus hessi MOSTLER
Osteocrinus rectus (FRIZZELL & EXLINE)
(nur Brachialia)

Holothurien (großteils stark angeätzt)
Calclamnoidea canalifera KRISTAN-TOLLMANN
Tetravirga sp.
Praeeuphronides cf. *simplex* MOSTLER
Theelia planorbicula MOSTLER
Theelia cf. *patinaformis* MOSTLER
Theelia cf. *pralongiae* KRISTAN-TOLLMANN

☆

Beim Vergleich der beiden Assoziationen – Schlämmprobe aus Mergeln und makroskopisch aufgesammelte Trochiten einerseits sowie Lösprobe aus Kalken andererseits – fällt zunächst auf, daß sie nur *Osteocrinus virgatus* sicher gemeinsam haben, jene Schwebcrinoide, deren Typlokalität hier liegt. *Osteocrinus rectus* ist in der Schlämmprobe mit der Unterart *goestlingensis* vertreten (Centralia, Radialia). In der Lösprobe hingegen konnten nur Brachialia festgestellt werden, die lediglich zur Art *rectus*, nicht aber zu einer ihren Unterarten zuzuordnen waren.

Vergleicht man nun die Stielcrinoiden-Arten der beiden Proben, sieht man zwei typische Vertreter der südalpinen Fazies, speziell der Cassianer Schichten, nämlich *Encrinus cassianus* und *E. granulosus*, in der Aufsammlung TOLLMANN. Die Probe STRELE enthält hingegen nordalpine Formen, wie *Entrochus ternio*, die tethysweit und darüber hinaus bis Neuseeland bekannt ist (siehe Details unter „Bemerkungen zu den Crinoiden-Arten"), ferner *Entrochus tenuispinosus*, eine hier zum ersten Mal außerhalb der Typlokalität Saklibeli SW Antalya, im Taurus-Gebirge, Türkei, nachgewiesene Art. *Holocrinus? quinqueradiatus* wurde zwar mit ganz wenigen Columnalia auch aus Cassianer Schichten gemeldet (ZARDINI, 1973), ist aber speziell eine Crinoide des nordalpinen Faziesraumes im gesamten Tethys-Bereich.

Ähnlich interessant erweist sich die Zusammensetzung der Schwebcrinoiden-Assoziation.

Außer *Osteocrinus virgatus, O. spinosus, O. acus, O. saklibelensis, O. hessi* und *O. rectus*, die sowohl aus der nordalpinen als auch aus der südalpinen Fazies bekannt geworden sind, treffen wir hier auch die sehr seltene *O. brevis*, die bisher nur von der Typlokalität Steiglweg NW Vorderer Gosausee (Julische Halobienschiefer, nordalpine Fazies) bekannt gewesen ist.

O. rimosus ist von mehreren Stellen im nordalpinen Faziesraum zu nennen, gemeinsam mit *O. virgatus* wie hier in den Mürztaler Schichten auch z.B. aus den Estheria-Mergeln der Bohrung Bakonyszücs 1, Transdanubien, Ungarn (ORAVECZ-SCHEFFER, 1979).

Eine so reiche Arten-Vergesellschaftung von Schwebcrinoiden, wie wir sie hier in den Mürztaler Schichten antreffen, ist bis jetzt von keiner anderen Lokalität vermeldet worden.

Ein kurzer Blick auf die Holothurien-Sklerite sei noch gestattet. Auch hier kommen wie bei den Crinoiden miteinander Arten vor, die bisher eher auf den südalpinen Faziesraum beschränkt schienen neben solchen, für die der nordalpine Raum bezeichnend schien und solchen, für die eine tethysweite Verbreitung bereits erwiesen ist (siehe z.B: *Calclamnoidea canalifera* in KRISTAN-TOLLMANN 1988a).

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß wir hier in den Mürztaler Schichten der Mürzschlucht SE Frein eine Crinoidenfauna angetroffen haben, die auf kleinstem Raum eine der artenreichsten unterkarnischen Vergesellschaftungen darstellt. Ihr besonderer Reiz besteht darin, daß sie viele im nord- oder südalpinen Faziesraum der Tethys isoliert oder nur mit wenigen anderen Arten gemeinsam auftretende Taxa miteinander vereint. Vor allem im Hinblick auf die Stielcrinoiden ist dies bemerkenswert.

Trotz der unübersehbaren südalpinen Komponente fehlen doch viele der typischen *Encrinus*- und *Isocrinus*-Arten.

Dieser starke südalpine Einschlag in der Crinoidenfauna der Mürztaler Schichten ist zufolge ihrer ursprünglichen Position in der Hallstätter Zone am Südrand der Nordalpen bzw. Kalkalpen, also in der Nachbarschaft der Südalpen verständlich (vgl. A. TOLLMANN 1985, Abb. 121, S. 226).

Die für die stratigraphische wie paläogeographische Einschätzung der Taxa relevanten Daten werden im folgenden Abschnitt allein für die Crinoiden-Fauna aus der Probe STRELE R45 aufgeführt.

Abb. 2.
Die Probenentnahmestelle der Mürztaler Kalkprobe R 45 liegt beim Hammer im Zentrum des Bildes, etliche Meter SE der Reviergrenztafel 19 im Graben W des Roßkogels.
Vgl. Abb. 1, Pkt. 2.
Dieser Kalk ist durch Conodonten (det. L. KRYSTYN) mit *Gondolella* n.sp. I, *Gondolella* cf. *polygnathiformis* und *Nicorella* sp. als oberes Jul eingestuft. Auch die Crinoidenfauna weist auf Unterkarn.

3. Bemerkungen zu den Crinoiden-Arten

3.1. Stielcrinoiden

Entrochus ternio BATHER, 1918

(Taf. 2, Fig. 8,9)

*1918 *Entrochus ternio*, sp.nov. – BATHER, S. 249, Fig. 3–7.
1975 *Entrochus ternio* BATHER, 1918 – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & KRYSTYN, S. 302, Abb. 20–22, Taf. 5, Fig. 1–5.
1983 *Entrochus ternio* BATHER – KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, S. 195, Abb. 4.
1985 *Entrochus ternio* BATHER – TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN, S. 15, Abb. 4a.
1987 *Entrochus ternio* Bather – KRISTAN-TOLLMANN, S. 179, Taf. 5, Fig. 1,3–9.
1988b *Entrochus ternio* Bather – KRISTAN-TOLLMANN, S. 139, Abb. 7, Fig. 1–11.

Bemerkungen: Bezeichnend für diese langstielige Crinoide sind einfach gemusterte Artikulationsflächen mit groben, radial angeordneten Rippen. Bei sehr jungen Exemplaren können die Randrippen noch sehr kurz sein und eine große Zentralfläche frei lassen, wie etwa bei den Trochiten aus unserem Material auf Taf. 2, Fig. 8. Diese entsprechen dem jugendlichen Exemplar Fig. 7, S. 248, bei BATHER 1918, von der Typlokalität in Neuseeland. Ältere Columnalia, ganz besonders aus dem mittleren und unteren Stielabschnitt, haben lange, sich oft nach außen verzweigende Radialrippen, zwischen die sich randlich zusätzlich kürzere Crenellae einschalten können (vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN, 1988b, Abb. 7, Fig. 1–11).

Entrochus ternio war durch F.A. BATHER (1918, S. 249ff.) anhand eines kurzen Stielfragments und dreier weiterer Columnalia aus den sandig-kalkigen karnischen Kaihiku Beds der Südinsel von Neuseeland erstbeschrieben worden. Wer hätte damals gedacht, daß es sich bei dieser Art nicht um eine endemische Form Neuseelands handle! Neuere Untersuchungen zur Verbreitung triadischer Crinoiden im Tethys-Raum haben aber nun auch im Hinblick auf die sessilen Stielcrinoiden verblüffende Ergebnisse gebracht, darunter auch zu *E. ternio*. Es hat sich herausgestellt, daß *Entrochus ternio* vor allem eine Crinoide der Tethys repräsentiert, die faziesüberschreitend faktisch in jeder crinoidenhältigen Probe (mit zumindest juvenilen Vertretern in Schlämm- und Lös-Mikroproben) vom Ober-Ladin bis Rhät vorkommt. Neue Aufsammlungen an der Typlokalität „Caroline Cutting" in Neuseeland zum Vergleich für die Columnalia aus den zahlreichen Fundpunkten im Tethysbereich haben die Identität der Tethys-Vertreter mit jenen aus Neuseeland bestätigt (siehe E. KRISTAN-TOLLMANN 1987).

Ist nun einerseits die über Neuseeland hinaus tethysweite Verbreitung von *Entrochus ternio* (Liste der bisher bekannten Fundorte siehe weiter unten) reichlich nachgewiesen und so einmal mehr gezeigt, daß sich sessile Stielcrinoiden mit Hilfe ihrer Larven ozeanweit ausgebreitet haben, so ist andererseits gerade anhand der zahlreichen Fundpunkte im Tethysraum ermittelt, daß diese Crinoide auch in stratigraphischer Hinsicht eine weite Verbreitung hatte, vom Ober-Ladin bis in das Rhät gereicht hat, und somit kein Leitfossil darstellt.

Alter und Verbreitung:

Ober-Ladin bis Karn:

1) Hallstätter Kalk von Saklibeli, Taurus-Gebirge, Türkei.

Unter-Karn:

2) Hallstätter Kalk von Erenkolu Mezarlik S Saklibeli, Taurus-Gebirge, Türkei.
3) Sandiger Kalk (Kaihiku Beds) von Caroline Cutting, Hokonui Hills, Südinsel, Neuseeland.
4) Halobienschiefer (Jul) vom Steiglweg oberhalb des Gosausees, Nördliche Kalkalpen, Österreich.
5) Mürztaler Kalk (Jul) ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich.

Nor:

6) Hallstätter Kalk (Alaun) im Seitenbach des Bihati bei Baun, W-Timor, Indonesien.

Sevat und Rhät:

7) Pötschenkalk („Aitutu Formation"), Sevat, im Meto River südlich Soë, Westteil von Zentral-Timor, Indonesien.
8) Mergelzwischenlagen im Hallstätter Kalk (Sevat) vom Steinbergkogel bei Hallstatt, Ober-Österreich.
9) Zlambachmergel im Grünbachgraben S Salzburg, Untersberg-Ostfuß, Nördliche Kalkalpen, Österreich.

Entrochus ternio ist somit aus dem gesamten Tethysbereich, vom Ostende (Timor) über die Türkei bis zum Westabschnitt (Ostalpen), meist mit bereits etlichen Fundpunkten nachgewiesen.

Entrochus tenuispinosus KRISTAN-TOLLMANN, 1975

(Abb. 3)

*1975 *Entrochus tenuispinosus* n.sp. – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & KRYSTYN, S. 312, Abb. 24, Fig. 1–3; Abb. 25, Fig. 1–3; Abb. 26, Fig. 1–5.

Bemerkungen: Charakteristisch für diese Art erweist sich, daß die Außenwand sowohl der Kronen-Teile als auch des Stieles mit kleinen, zarten und kurzen Dörnchen besetzt ist. Auch bei unserem einzigen Columnale aus den Mürztaler Schichten sind die spitzen Dornen locker und unregelmäßig verteilt, wie schon vom Typusmaterial aus der Türkei bekannt. Allerdings zeigen die Dörnchen bei unserem Trochit keine schräge Neigung, sondern stehen im rechten Winkel zur Wand ab. Dieses Merkmal könnte vielleicht generell für den distalen Stielabschnitt bezeichnend sein. Die ganz randlich plazierten, groben Crenellae auf der Artikulationsfläche sind radial angeordnet, das glatte Zentralfeld ist ziemlich groß. Der längliche, rundliche Trochit zeigt eine leicht konkav eingezogene Seitenwand.

Alter und Verbreitung: Bisher nur von der Typlokalität Saklibeli SW Antalya, Taurus-Gebirge, Türkei, aus

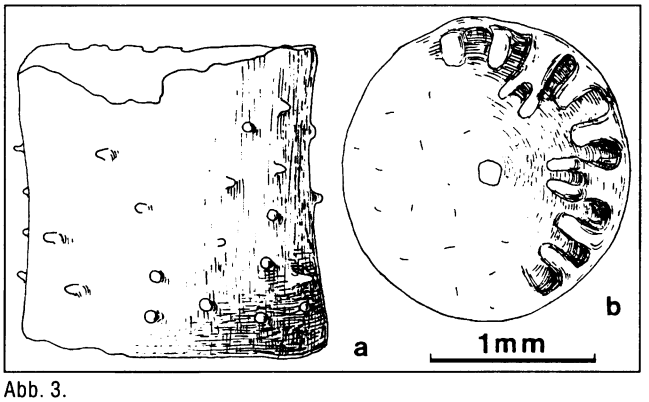


Abb. 3.
Entrochus tenuispinosus KRISTAN-TOLLMANN, 1975, aus dem Mürztaler Kalk (Jul) ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich.
a) Columnale in Seitenansicht.
b) Artikulationsfläche, zur Hälfte abgeätzt.

Hallstätter Kalk des Langobard bis Jul bekannt; nun als zweite Lokalität Mürztaler Kalk (Jul) ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich.

Holocrinus ? quinqueradiatus (Bather, 1911)

(Taf. 2, Fig. 10,11)

1911 *Dadocrinus* ? sp. – Bather, S. 19, Taf. 1, Fig. 28.
*1911 *Entrochus quinqueradiatus* n.sp. – Bather, S. 19, Taf. 1, Fig. 29–34.
1927 J 14 Stielglied, mittlerer Stielteil, Gelenkfläche [*Encrinus Carnalli* Beyr.] – Biese, S. 54, Taf. 4, Fig. 10.
v•1973 *Encrinus* n.sp. *raridentatus* – Zardini, S. 6, Taf. 2, Fig. 24,25.
1975 *Entrochus quinqueradiatus* Bather, 1911 – Kristan-Tollmann in Kristan-Tollmann & Krystyn, S. 278, Abb. 6–11; Abb. 12, Fig. 1,5; Abb. 19A; Taf. 4, Fig. 1–5.
1988a *Holocrinus* ? *quinqueradiatus* (Bather) – Kristan-Tollmann, S. 215, Abb. 2, Fig. 1–10.
1988b *Holocrinus* ? *quinqueradiatus* (Bather) – Kristan-Tollmann, S. 137, Abb. 3, Fig. 1–14; Abb. 4, Fig. 1,2.
1991 *Holocrinus* ? *quinqueradiatus* (Bather, 1911) – Kristan-Tollmann, S. 182, Taf. 5, Fig. 8.

Bemerkungen: *H.* ? *quinqueradiatus* wurde durch F.A. Bather (1911) aus Cassianer Schichten des Bakony (Ungarn) bekanntgemacht, dann von R. Zardini (1973) aus Cassianer Schichten der Südtiroler Dolomiten (Italien). Da beiden Autoren jeweils ein nur spärliches Material vorlag, lag die Vermutung nahe, bei dieser Art handle es sich um einen seltenen Vertreter der sonst üppigen Crinoidenassoziation aus Cassianer Schichten. Erst das massenhafte Vorkommen in den gleich alten Hallstätter Kalken vom Taurus Gebirge (Türkei) zeigte nun einerseits, daß *H.* ? *quinqueradiatus* mancherorts auch ausgesprochen häufig auftritt und nicht faziesgebunden ist, und eröffnete anhand des reichlichen Materials die Möglichkeit, zumindest den Stiel dieser Art mit seiner imposanten Wandlung vom proximalen zum distalen Ende zu rekonstruieren (siehe E. Kristan-Tollmann, 1975, S. 282 ff., Abb. 6–11; Abb. 12, Fig. 1,5; Abb. 19A).

Inzwischen hat sich gezeigt, daß unsere Art nicht nur auf den Grenzbereich Oberladin/Karn bzw. auf das Karn beschränkt ist, sondern auch genauso in allen Becken-/Schwellensedimenten des Nor und Rhät angetroffen werden kann (siehe E. Kristan-Tollmann, 1988b, S. 137 f., Abb. 3,4).

Charakteristische Merkmale der Columnalia von *H.* ? *quinqueradiatus* sind: Generell glatte Artikulationsflächen mit nur jeweils fünf kräftigen, aber kurzen, gerundet ekkig begrenzten, radial im Pentagon angeordneten Rippen, die beidseits von je einer länglichen Grube begleitet werden. Das Gegenstück hat je ein Rippenpaar mit einer tiefen Grube dazwischen. Bei älteren Trochiten bemerkt man auch an den Außenrändern des Rippenpaares längliche Gruben, denen als Pendant zusätzlich zu der Einzelrippe seitlich noch je eine schwächere Rippe entspricht. Columnalia des distalsten Stielabschnittes haben weniger Crenellae, diese oft auch unregelmäßig angeordnet. Der Umriß des Stieles ist distal und im Mittelteil rund, gegen proximal pentagonal bis pentastellat. Zumindest juvenile Exemplare tragen im proximalen Stielabschnitt Cirrhen.

Hervorzuheben ist noch, daß unsere Art zu den Kleincrinoiden gehört, und daß daher (gegenüber Großcrinoiden) eher juvenile, ganz kleine Columnalia auch in Schlämm- und Lösproben anzutreffen sind.

Alter und Verbreitung:

Ober-Ladin (Langobard):
1) Hallstätter Kalk vom Sommeraukogel W Hallstatt, Ober-Österreich.
2) Hallstätter Kalk von Saklibeli, Taurus-Gebirge, Türkei.
3) Tuffsedimente (Sina Fm.) von Aghdarband 100 km E Mashad, NE-Iran.

Unter-Karn (Cordevol):
4) Cassianer Schichten der Südtiroler Dolomiten, Italien.
5) Cassianer Schichten vom Bakony-Gebirge, Ungarn.
6) Hallstätter Kalk von Saklibeli, Taurus-Gebirge, Türkei.

Unter-Karn (Jul):
7) Halobienschiefer vom Steiglweg oberhalb des Gosausees, Nördliche Kalkalpen, Österreich.
8) Mürztaler Kalk ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich.
9) Raibler Schichten vom Kämpferbach (linker Seitenast) bei Raibl, Julische Alpen, Italien.
10) Hallstätter Kalk von Erenkolu Mezarlik S Saklibeli, SW Antalya, Taurus-Gebirge, Türkei.

Nor (Lac, Alaun):
11) Hallstätter Kalk, Suculer S Egridir, Taurus-Gebirge, Türkei.
12) Hallstätter Kalk, „unbenannter Seitenbach" des Bihati bei Baun, W-Timor.

Sevat und Rhät:
13) Zlambachmergel der Krautgartenalm SW Vd. Gosausee, Salzkammergut, Ober-Österreich (unpubliziert).
14) Mergelzwischenlagen im Hallstätter Kalk vom Steinbergkogel bei Hallstatt, Ober-Österreich.
15) Mergelzwischenlagen im Hallstätter Kalk am Übergang zu Zlambachmergeln, Zwischenkögel W Hallstatt, Ober-Österreich.
16) Mergelzwischenlagen im Hallstätter Kalk vom Schneckenkogel NE St. Agatha, Salzkammergut, Ober-Österreich (unpubliziert).
17) Zlambachmergel-Lagen im knolligen Hallstätter Kalk der Roßmoosalm NE Bad Goisern, Salzkammergut, Ober-Österreich.
18) Zlambachmergel (Typ Placklesmergel) vom Plackles, Hohe Wand bei Wiener Neustadt, Nieder-Österreich (unpubliziert).
19) Zlambachschichten von Lanzing SW der Hohen Wand bei Wr. Neustadt, Nieder-Österreich (unpubliziert).
20) Hallstätter Kalk von Hernstein, Kalkalpen-Ostrand, Nieder-Österreich (unpubliziert).
21) Mergel vom Salzbrunnenprofil NE Bagerabad bei Isfahan, Iran (unpubliziert).
22) Mergel mit *Variostoma helicta* (Tappan) (Sevat) von Mianzhu, Sichuan, China.
23) Hallstätter Kalk (Sevat) vom „Bihati Waterval", Bihati bei Baun, W-Timor.

Wie die hier zusammengestellte Liste der bis jetzt bekannten Vorkommen von *H.* ? *quinqueradiatus* zeigt, reicht die Art vom Ober-Ladin (Langobard) bis in das Rhät innerhalb der gesamten Tethys, von den Ostalpen (Österreich) und den Südtiroler Dolomiten (Italien) über Ungarn, die Türkei und Persien bis China und Timor (Indonesien). Über die Tethys hinaus im Pazifischen

Raum wurde diese Art (im Gegensatz z.B. zu *Entrochus ternio*) noch nicht nachgewiesen.

H. ? *quinqueradiatus* ist tethysweit vor allem eine Crinoide der Hallstätter Kalke und daher immer wieder in den Lösproben dieser relativ seichten Schwellensedimente bzw. in den Schlämmproben der zwischengelagerten Mergel anzutreffen. Die zu den Kleincrinoiden zu zählende Art kommt aber faziesüberschreitend in nahezu allen Seichtwassersedimenten des Tethys-Meeres, an dessen Beckenrändern und Schwellen vor.

3.2. Schwebcrinoiden

Ordnung: Roveacrinida SIEVERTS-DORECK, 1952
Familie: Roveacrinidae PECK, 1943
Unterfamilie: Somphocrininae PECK, 1978
Gattung: *Osteocrinus* KRISTAN-TOLLMANN, 1970

Osteocrinus virgatus KRISTAN-TOLLMANN, 1970

(Taf. 3, Fig. 8,9)

*1970 *Osteocrinus virgatus* n.gen. n.sp. – KRISTAN-TOLLMANN, S. 786, Abb. 8, Fig. 1–6.
1979 *Osteocrinus virgatus* KRISTAN-TOLLMANN, 1970 – ORAVECZ-SCHEFFER, S. 83, Taf. 1, Fig. 1–5; Taf. 2, Fig. 1–4.
1990 *Osteocrinus virgatus* Kristan-Tollmann, 1970 – BIZZARINI, LAGHI, NICOSIA & RUSSO, S. 8, Taf. 2, Fig. 1,2.

Bemerkungen: *O. virgatus* wurde aus den Mürztaler Schichten der Mürzschlucht ESE Frein erstbeschrieben. Die Typlokalität befindet sich nur wenige Zehnermeter unterhalb jener Stelle, von der nun K. STRELE eine neue Lösprobe genommen hat. Im Gegensatz zur Typlokalität, die ein gehäuftes Auftreten von *O. virgatus* zu verzeichnen hat, ist die Lösprobe wesentlich ärmer an dieser charakteristischen Form.

O. virgatus zeichnet sich durch das breit trichterförmige Centrale aus, das sich gegen unten zuerst rascher, dann mit einem leichten Knick langsamer zu einer kürzeren bis längeren Spitze verjüngt. Die Skulptur wird durch ziemlich kräftige, längere bis kürzere, regelmäßig bis unregelmäßig angeordnete Rippen und mehr minder tiefe Rinnen dazwischen geprägt. Unser Material aus der Lösprobe ist stark angeätzt und dadurch von untypischem Aussehen.

Alter und Verbreitung:

Unter-Karn (Cordevol):

1) Seelandschichten (Obere Cassianer Schichten) der Seelandalpe und Seelandstraße bei Schluderbach, Pragser Dolomiten, Südtirol, Italien (KRISTAN-TOLLMANN, 1970, Tab. 1; Abb. 8, Fig. 1).
2) Estheria-Mergel der Bohrung Bakonyszücs 1, Transdanubisches Mittelgebirge, Ungarn (ORAVECZ-SCHEFFER, 1979).

Unter-Karn (Jul):

3) Mürztaler Schichten (Kalk und Mergel) der Mürzschlucht ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich (KRISTAN-TOLLMANN, 1970, Abb. 8, Fig. 2–6; diese Publikation).
4) Hallstätter Kalk von der Feuerkogel-S-Seite, Salzkammergut, Steiermark, Österreich (Mat. KRISTAN-TOLLMANN, unpubliziert).
5) Schwarze Tonschiefer, Speckpalfen SSE, NNE Annaberg im Lammertal, Salzburg, Österreich (Mat. KRISTAN-TOLLMANN., unpubliziert).
6) Cassianer Mergel aus der Umgebung von Cortina d'Ampezzo, Italien (BIZZARINI et al., 1990).

Die kurze Liste veranschaulicht, daß *O. virgatus* bis jetzt nur aus dem Unter-Karn, Cordevol und Jul, bekannt ist. Ein faziesüberschreitendes Auftreten zeichnet sich klar ab. Außer den Schwerpunkten des Vorkommens in den Ostalpen (Nördliche Kalkalpen) und den Südtiroler Dolomiten kann als östlichster Fundpunkt innerhalb der Tethys nur noch Ungarn angeführt werden. Außer in den Mürztaler Mergeln an der Typlokalität kommt *O. virgatus* jeweils selten bis nicht selten, aber niemals häufig vor.

Osteocrinus rimosus KRISTAN-TOLLMANN, 1970

(Taf. 3, Fig. 6,7,10)

*1970 *Osteocrinus rimosus* n.gen. n.sp. – KRISTAN-TOLLMANN, S. 786, Abb. 9, Fig. 1–8.
1976 *Osteocrinus rimosus* KRISTAN-TOLLMANN – KRISTAN-TOLLMANN in TOLLMANN, S. 140, Abb. 60, Fig. 7.
1979 *Osteocrinus rimosus* KRISTAN-TOLLMANN – ORAVECZ-SCHEFFER, S. 87, Taf. 10, Fig. 1,3,4.

Bemerkungen: Charakteristisch für *O. rimosus* ist das breit schüsselförmige Centrale, das sich sehr rasch zu einer meist ziemlich kurzen, selten längeren Spitze verschmälert. Zwischen der allmählich dünner werdenden Spitze und dem schüsselförmigen oberen Teil des Centrale besteht ein starker Knick. Grobe Grübchenskulptur mit Tendenz zu kräftigen Längsrippen.

Die an der Typlokalität „Steiglweg" beim Gosausee (Ober-Österreich) häufige Art wurde bis jetzt außer den Nördlichen Kalkalpen nur noch aus Ungarn gemeldet (ORAVECZ-SCHEFFER, 1979), allerdings lagen von dort offenbar nur wenige Radialia vor, kein einziges Centrale. In den Mürztaler Kalken unseres Fundpunktes ist die Art nicht selten vertreten.

Alter und Verbreitung:

Unter-Karn (Cordevol):

1) Göstlinger Kalk des loc. class. am Steinbachtal-Ausgang ESE Göstling, Nieder-Österreich (KRISTAN-TOLLMANN, 1970).
2) Estheria-Mergel der Bohrung Bakonyszücs 1, Transdanubisches Zentralgebirge, Ungarn (ORAVECZ-SCHEFFER, 1979).

Unter-Karn (Jul):

3) Halobienschiefer am Steiglweg NE Krautgartenalm W Vorderer Gosausee, Ober-Österreich (KRISTAN-TOLLMANN, 1970; KRISTAN-TOLLMANN in TOLLMANN, 1976).
4) Mürztaler Schichten ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich (jetzige Publikation).
5) Hallstätter Kalk von der Feuerkogel-S-Seite, steirisches Salzkammergut, Österreich (Mat. KRISTAN-TOLLMANN, unpubliziert).

Die noch wenig bekannte Art wurde außer an den vier Fundorten in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) auch in einer Bohrung im Transdanubikum, Ungarn, angetroffen (wie oben erwähnt), in letzterer – wie in unserer Lösprobe aus den Mürztaler Schichten und wie auch im Hallstätter Kalk vom Feuerkogel – gemeinsam mit *Osteocrinus virgatus*.

Osteocrinus acus KRISTAN-TOLLMANN, 1970

(Taf. 3, Fig. 2)

*1970 *Osteocrinus acus* n.gen. n.sp. – KRISTAN-TOLLMANN, S. 787, Abb. 12, Fig. 1–6.

1975 *Osteocrinus acus* KRISTAN-TOLLMANN, 1970 – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & KRYSTYN, S. 330, Taf. 8, Fig. 1,2.
1979 *Osteocrinus acus* KRISTAN-TOLLMANN – ORAVECZ-SCHEFFER, S. 87, Taf. 12, Fig. 1–4.
1987 *Osteocrinus acus* Kristan-Tollmann – KRISTAN-TOLLMANN, S. 182, Taf. 7, Fig. 8,9.

Bemerkungen: Das Centrale dieser Art ist durch die lange, glattwandige, dünne, nadelförmige Spitze mit dem schlanken trichterförmigen Oberteil mit kräftiger Gruben-Skulptur so typisch, daß auch Bruchstücke leicht zu erkennen sind. In unserer Probe wurden nur drei Centralia gefunden, stark angeätzt, keine Radialia. Die Art kommt nur an einem der bisher bekannt gewordenen Fundpunkte (Steiglweg, s.u.) häufig vor.

Alter und Verbreitung:
Ober-Ladin:
1) Hallstätter Kalk, Epidavros, Griechenland (KRISTAN-TOLLMANN, 1987).
Unter-Karn (Cordevol):
2) Cassianer Schichten der Pralongia-SE, ESE Corvara, Südtiroler Dolomiten, Italien (KRISTAN-TOLLMANN, 1970).
3) Estheria-Mergel, Bohrung Bakonyszücs 1, Transdanubisches Mittelgebirge, Ungarn (ORAVECZ-SCHEFFER, 1979).
4) Hallstätter Kalk, Saklibeli, Taurus-Gebirge, Türkei (KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & KRYSTYN, 1975).
Unter-Karn (Jul):
5) Halobienschiefer, Steiglweg W Vorderer Gosausee, Ober-Österreich (KRISTAN-TOLLMANN, 1970).
6) Mürztaler Schichten ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich (diese Publikation).

Diese charakteristische Art kennt man somit bisher aus dem Ober-Ladin bis Unter-Karn inklusive Jul aus den Nördlichen Kalkalpen (Österreich), den Südtiroler Dolomiten (Italien), von Ungarn, der Türkei und Griechenland.

Osteocrinus saklibelensis KRISTAN-TOLLMANN, 1975

(Taf. 2, Fig. 6,7; Taf. 3, Fig. 3,4; 5?)

*1975 *Osteocrinus saklibelensis* n.sp. – KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & KRYSTYN, S. 330, Taf. 7, Fig. 2,3,6,8; Taf. 8, Fig. 5,8–10,12,13; Abb. 30.
1991 *Osteocrinus saklibelensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1975 – KRISTAN-TOLLMANN, S. 177, Taf. 1, Fig. 11–13; Taf. 2, Fig. 7–13; Taf. 3, Fig. 1–9.

Bemerkungen: Über diese Art wurde erst jüngst referiert (KRISTAN-TOLLMANN, 1991) und ihre Verbreitung weit über das Vorkommen in der Türkei (Typlokalität) hinaus erstmals nachgewiesen.
Das typische Aussehen der Centralia von *O. saklibelensis* läßt sie leicht wieder erkennen, auch wenn der lange Spieß abgebrochen ist, wie bei allen (nicht sehr vielen) Exemplaren in unserer Lösprobe der Fall. Kennzeichnend für *O. saklibelensis* ist der schmal trichterförmige kurze Oberteil des Centrale, der in einen besonders langen, nur sehr allmählich dünner werdenden Spieß als dem verlängerten unteren Teil des Centrale übergeht. Der Spieß ist mit kräftigen, durch Querstege verbundenen Längsrippen versehen, die sich gegen den trichterförmigen Oberteil hin in grobe, zum Oberrand immer feiner werdende netzartige Grübchenskulptur umwandeln.

Alter und Verbreitung:
Ober-Ladin + Unter-Karn (Langobard, Cordevol):
1) Hallstätter Kalk von Saklibeli (Typlokalität für *O. saklibelensis*) SW Antalya, Taurus-Gebirge, Türkei (KRISTAN-TOLLMANN in KRISTAN-TOLLMANN & KRYSTYN, 1975).
Ober-Ladin (Langobard):
2) Tuffsedimente (Sina Fm.) von Aghdarband 100 km E Mashad, NE-Iran (KRISTAN-TOLLMANN, 1991).
Unter-Karn (Cordevol):
3) Seelandschichten (Obere Cassianer Schichten) der Seelandalpe bei Schluderbach, Pragser Dolomiten, Südtirol, Italien (KRISTAN-TOLLMANN, 1991).
Unter-Karn (Jul):
4) Halobienschiefer, Steiglweg NE Krautgartenalm W Vorderer Gosausee, Ober-Österreich (KRISTAN-TOLLMANN, 1991).
5) Mürztaler Schichten ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich (jetzige Publikation).

Osteocrinus saklibelensis ist zwar bis jetzt erst von wenigen Fundorten bekannt, deren breite Streuung von den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und Südtiroler Dolomiten (Italien) angefangen über die Türkei bis Iran aber schon eine tethysweite Verbreitung erkennen läßt.

Osteocrinus hessi MOSTLER, 1972

(Taf. 3, Fig. 1)

* 1972 *Osteocrinus hessi* n.sp. – MOSTLER, S. 717, Abb. 2, Fig. 2.

? 1972 *Osteocrinus planus* n.sp. – MOSTLER, S. 718, Abb. 2, Fig. 7.
1990 *Osteocrinus hessi* Mostler, 1972 – BIZZARINI, LAGHI, NICOSIA & RUSSO, S. 8, Taf. 2, Fig. 3–5.

Bemerkungen: In unserer Probe liegt nur ein einziges, unten abgebrochenes Centrale vor, das in seinem Habitus etwa jenem von Fig. 4, Taf. 2 bei BIZZARINI et al. entspricht, also ein verhältnismäßig schmales Exemplar darstellt. Kennzeichnend für *O. hessi* ist ja ein Centrale mit breit schüsselförmigem, niedrigem Oberteil und einer mit markantem Knick davon abgesetzten Spitze, die lang und schlank sich nur allmählich verjüngt. Am Übergang vom breiten Oberteil zum langen Spieß ist eine kräftige Grübchenskulptur ausgebildet, die im Verlauf des Spießes schwächer wird.
Wahrscheinlich gehört hierher auch *Osteocrinus planus* MOSTLER, 1972, von der nur eine sehr schematische Zeichnung eines Centrale mit abgebrochener Spitze als Holotypus wiedergegeben ist. Nach den Beschreibungen bei MOSTLER zu den beiden Formen kann es sich hier durchaus um zwei Repräsentanten aus der Variationsbreite ein und derselben Art – *O. hessi* – handeln. In die gleiche Richtung weist das breite Exemplar Fig. 5, Taf. 2, bei BIZZARINI et al. (1990), das die Autoren zu Recht dem schmalen Centrale Fig. 4 als *O. hessi* gleichgestellt haben. Da in unserem Material nur ein (unvollständiges) Centrale vorhanden ist, kann hier die Frage nicht gelöst werden.

Alter und Verbreitung:
Unter-Karn (Jul):
1) Hallstätter Kalk, Teltschen Alpe, Salzkammergut, Österreich (MOSTLER, 1972, Typlokalität für *O. hessi*).
? Hallstätter Kalk, Sommeraukogel, Salzkammergut (MOSTLER, 1972, Typlokalität für *O. planus*).

2) Cassianer Mergel, Umgebung Cortina d'Ampezzo, Dolomiten, Italien (BIZZARINI et al., 1990).
3) Mürztaler Schichten ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich (jetzige Publikation).

Die noch wenig bekannte Art scheint bisher auf das Jul beschränkt, kommt aber faziesüberschreitend sowohl in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) als auch in den Südtiroler Dolomiten (Italien) vor.

Dank

Die Scan-Aufnahmen sowie Fotokopien zu den drei Fototafeln wurden uns von Herrn Dr.R. SURENIAN, Geologische Bundesanstalt Wien, angefertigt, wofür wir auch an dieser Stelle vielmals danken möchten.

Tafel 1

Holothurien-Sklerite aus dem Mürztaler Kalk (Jul)
ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1–3: ***Calclamnoidea canalifera* KRISTAN-TOLLMANN, 1963.**
Bruchstücke.
Fig. 1: Von der glatten, konkaven Seite.
Fig. 2,3: Von der verdickten, konvexen Seite.

Fig. 4: ***Praeeuphronides* cf. *simplex*** MOSTLER, 1969.
Stark angeätztes Exemplar mit abgebrochenen Enden.

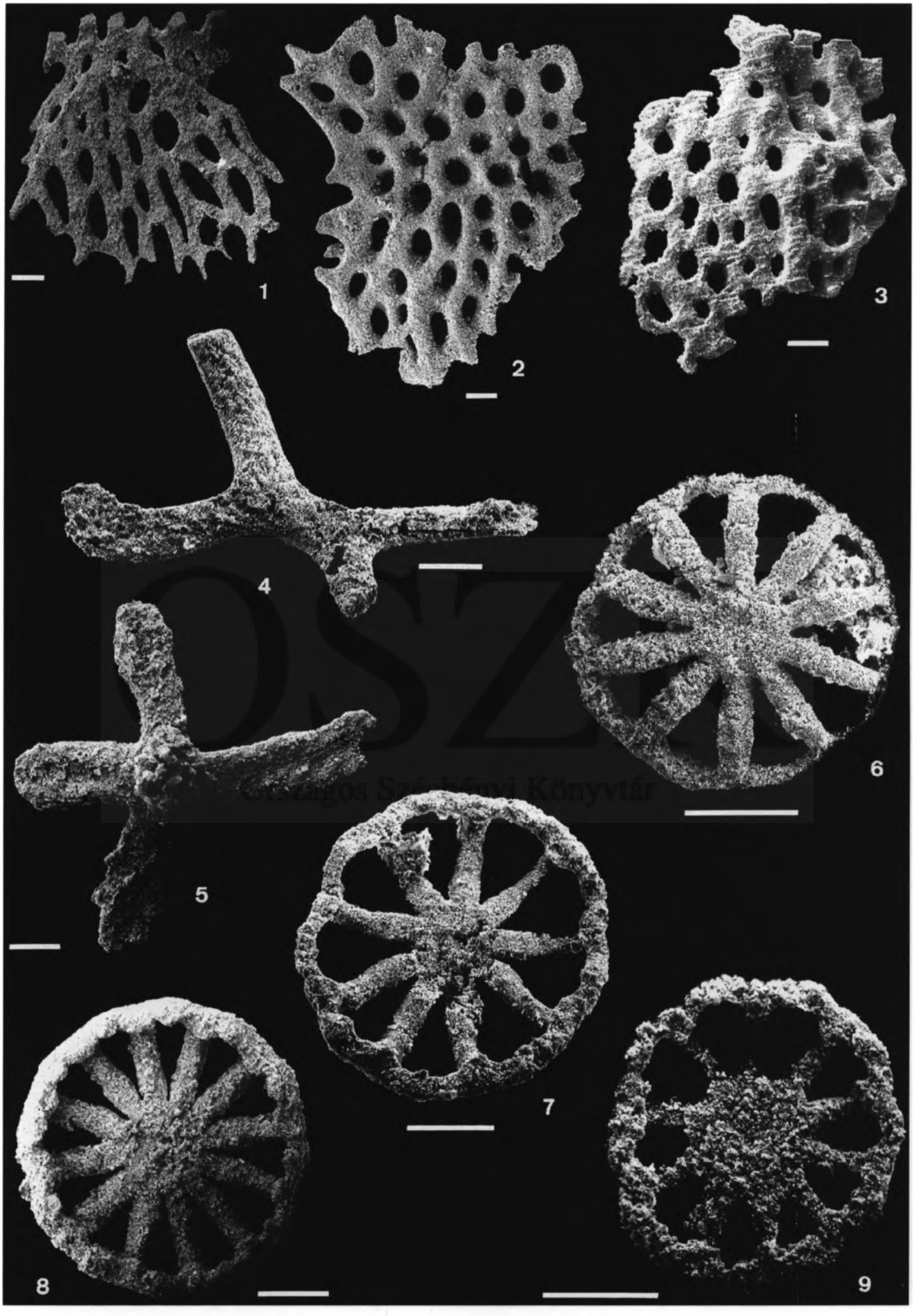
Fig. 5: ***Tetravirga* sp.**

Fig. 6: ***Theelia planorbicula* MOSTLER, 1968.**
Von innen.

Fig. 7,8: ***Theelia* cf. *pralongiae* KRISTAN-TOLLMANN, 1963.**
Von außen; Nabe und z.T. Felge bei Fig. 7 stark angeätzt, daher keine Details erkennbar.

Fig. 9: ***Theelia* cf. *patinaformis* MOSTLER, 1970.**
Von außen; schlecht erhalten.

Die Maßstabbalken betragen jeweils 100 Mikron.



OSZ
Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 2

Crinoiden aus dem Mürztaler Kalk (Jul)
ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Osteocrinus* sp.**
Palmale in Seitenansicht.

Fig. 2: ***Osteocrinus* sp.**
Sekundibrachiale in Seitenansicht.

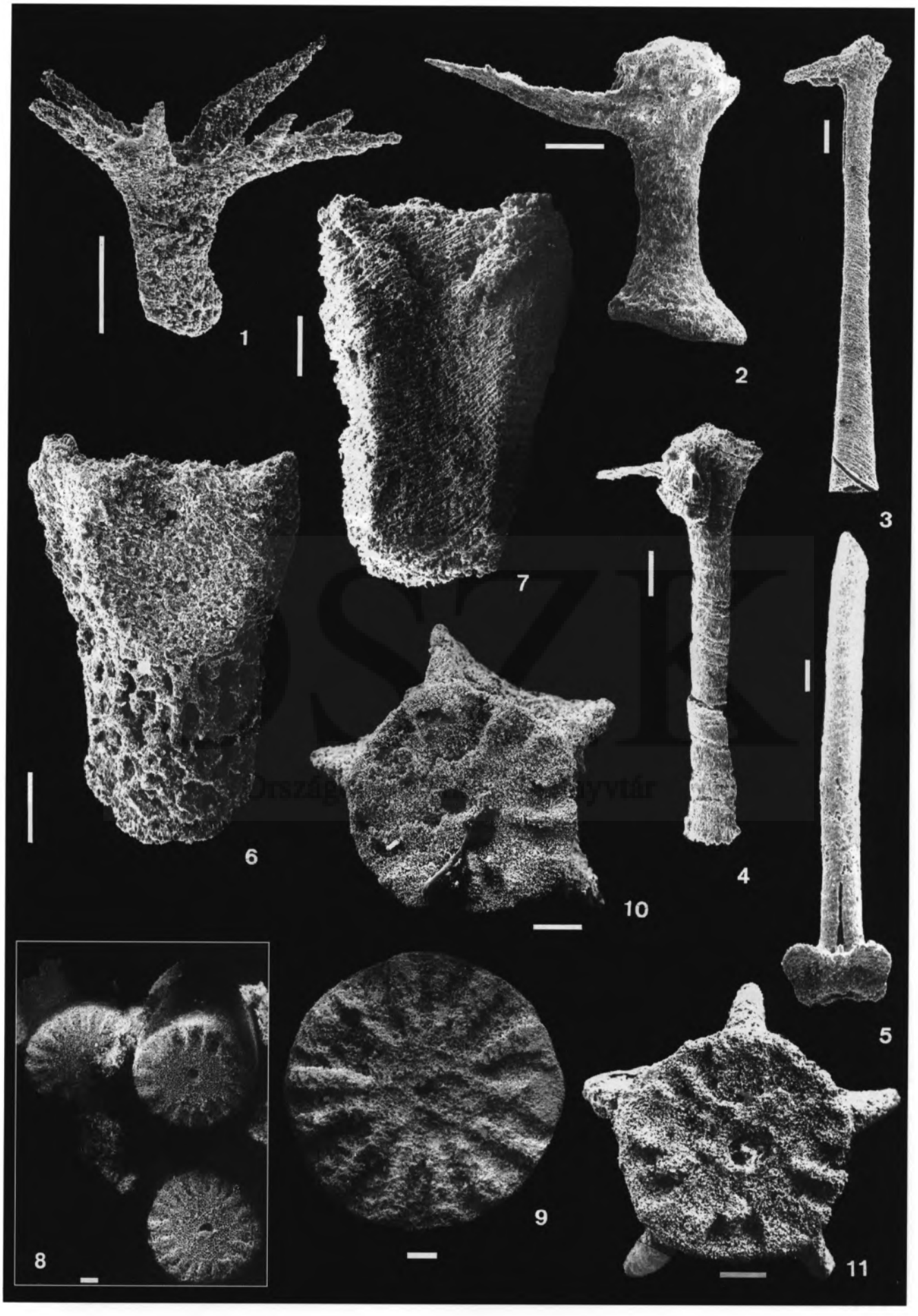
Fig. 3–5: ***Osteocrinus rectus* (FRIZZELL & EXLINE, 1955).**
Fig. 3,4: Sekundibrachialia von der Seite.
Fig. 5: Primibrachiale (PBr1) von innen.

Fig. 6,7: ***Osteocrinus saklibelensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1975.**
6: Radiale von außen.
7: Radiale von innen.

Fig. 8,9: ***Entrochus ternio* BATHER, 1918.**
Fig. 8: Anhäufung sehr juveniler Trochiten.
Fig. 9: Juveniles Columnale.

Fig. 10,11: ***Holocrinus? quinqueradiatus* (BATHER, 1911).**
Juvenile Columnalia, z.T. angeätzt.

Die Maßstabbalken betragen jeweils 100 Mikron.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11

Tafel 3

Centralia von Schwebcrinoiden (Roveacrinida) aus dem Mürztaler Kalk (Jul)
ESE Frein, Mürztaler Alpen, Steiermark, Österreich

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Osteocrinus hessi* MOSTLER, 1972.**
Spitze abgebrochen.

Fig. 2: ***Osteocrinus acus* KRISTAN-TOLLMANN, 1970.**
Spieß stark angeätzt, Spitze abgebrochen.

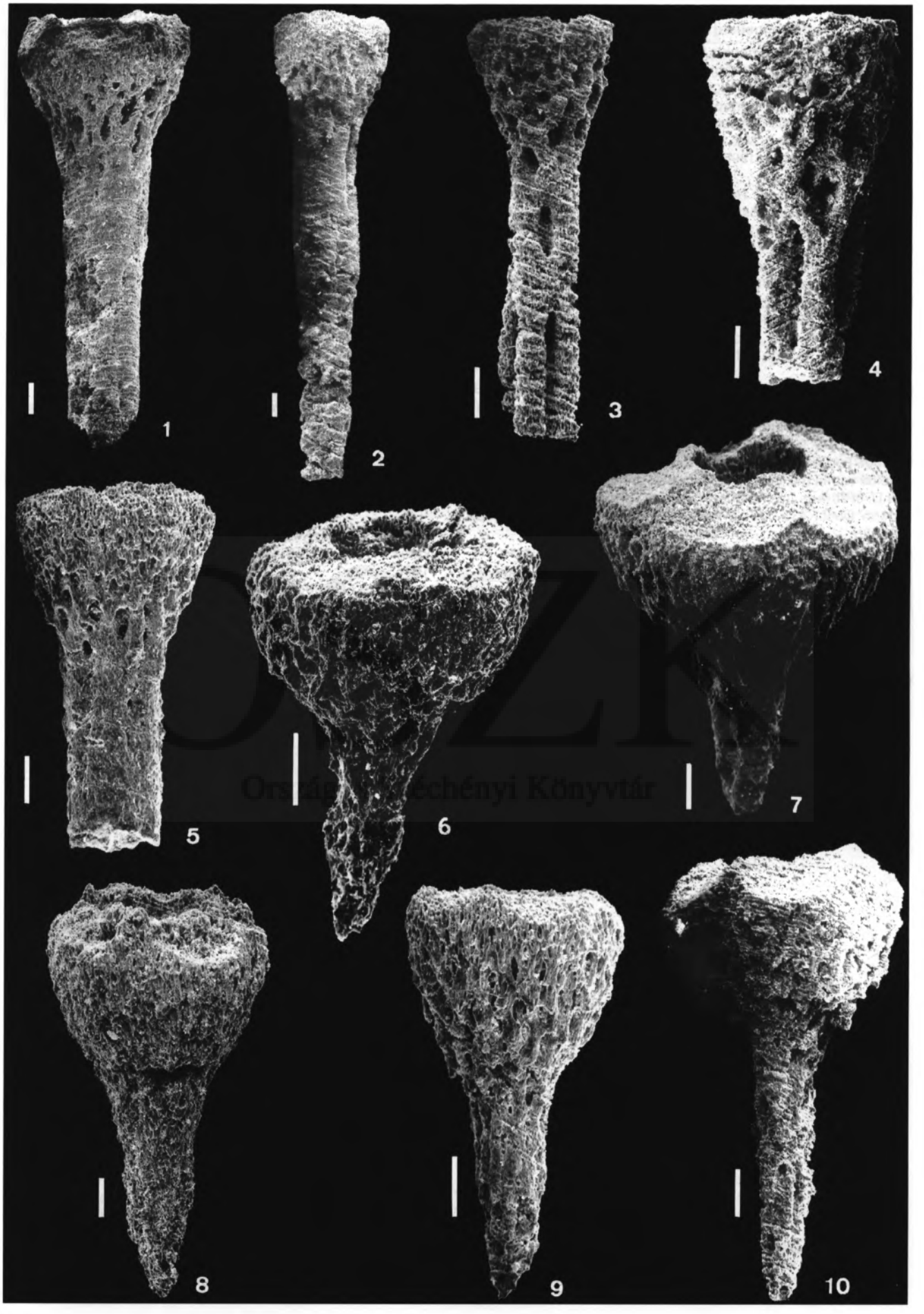
Fig. 3,4: ***Osteocrinus saklibelensis* KRISTAN-TOLLMANN, 1975.**
Nur Oberteil erhalten.

Fig. 5: ***Osteocrinus saklibelensis* ?.**
Oberteil.

Fig. 6,7,10: ***Osteocrinus rimosus* KRISTAN-TOLLMANN, 1970.**
Z.T. stark angeätzt.

Fig. 8,9: ***Osteocrinus virgatus* KRISTAN-TOLLMANN, 1970.**
Beide sehr stark angeätzt, Skulptur daher fast unkenntlich.

Alle Exemplare in Seitenansicht.
Die Maßstabbalken betragen jeweils 100 Mikron.



OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

BATHER, F.A. : Triassic Crinoids from New Zealand. – Quart. Journ. Geol. Soc. , **73**(3), 247–256, 15 Figs. , London 1918.

BIZZARINI, F. , LAGHI, G.F. , NICOSIA, U. & RUSSO, F. : Distribuzione stratigrafica dei microcrinoidi (Echinodermata) nella formazione die S. Cassiano (Triassico superiore, Dolomiti): Studio preliminare. – Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, **120** (1989), 1–14, 4 Abb., 3 Taf., Modena 1990.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **172**, 351–380, 2 Abb., 10 Taf., Wien 1963.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Osteocrinusfazies, ein Leithorizont von Schwebcrinoiden im Oberladin-Unterkarn der Tethys. – Erdöl u. Kohle, **23**, 781–789, 13 Abb., 1 Taf., Hamburg 1970.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Triassic of the Tethys and its relations with the Triassic of the Pacific Realm. – [In:] K.G. MCKENZIE [ed.]: Shallow Tethys 2. Proc. Int. Sympos. Shallow Tethys 2, 169–186, 2 Textfig., 1 Tab., 7 Taf., Rotterdam (A.A. Balkema) 1987.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Unexpected microfaunal communities within the Triassic Tethys. – [In:] AUDLEY-CHARLES, M.G. & HALLAM, A. [eds.]: Gondwana and Tethys. – Geolog. Soc. Special Publ., **37**, 213–223, 9 Figs., London 1988a.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Unexpected communities among the crinoids within the Triassic Tethys and Panthalassa. – [In:] BURKE, R.D. et al. [eds.]: Echinoderm Biology. – Proc. Sixth Int. Echinoderm Conf., 133–142, 7 Textfigs., Rotterdam (A.A. Balkema) 1988b.

KRISTAN-TOLLMANN, E.: Echinoderms from the Middle Triassic Sina Formation (Aghdarband Group) in NE Iran. – Abh. Geol. B. -A., **38**, 175–194, 4 Abb., 5 Taf., Wien 1991.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & KRYSTYN, L.: Die Mikrofauna der ladinisch-karnischen Hallstätter Kalke von Saklibeli (Taurus-Gebirge, Türkei). – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **184**, 259–340, 30 Abb., 8 Taf., 1 Tab., Wien 1975.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Überregionale Züge der Tethys in Schichtfolge und Fauna am Beispiel der Trias zwischen Europa und Fernost, speziell China. – Schriftenreihe erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **5**, 177–230, 10 Abb., 2 Tab., 14 Taf., Wien 1983.

MOSTLER, H.: Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1968**, 54–64, Taf. 1–2, Wien 1968a.

MOSTLER, H.: Holothurien-Sklerite aus oberanisischen Hallstätterkalken. – Veröff. Univ. Innsbruck, **2**, Alpenkundl. Studien II, 36 S., 5 Abb., 6 Taf., Innsbruck 1968b.

MOSTLER, H.: Entwicklungsreihen triassischer Holothurien-Sklerite. – Veröff. Univ. Innsbruck, **18**, Alpenkundl. Stud. 7, 5–53, 12 Abb., Taf. 1–5, Innsbruck 1969.

MOSTLER, H.: Über einige Holothurien-Sklerite aus der süd- und nordalpinen Trias. – Festbd. Geol. Inst. 300–J. Feier Univ. Innsbruck, 339–360, Taf. 1–3, Innsbruck 1970.

MOSTLER, H.: Die stratigraphische Bedeutung von Crinoiden-, Echiniden- und Ophiuren-Skelettelementen in triassischen Karbonatgesteinen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 711–728, 3 Abb., Taf. 1–3, Innsbruck 1972.

ORAVECZ-SCHEFFER, A.: Pelagic Crinoids from Triassic sediments of the Transdanubian (W-Hungary). – Földt. Közl., **108**, Supl., 75–100, 1 Abb., 12 Taf., Budapest 1979.

SPENGLER, E.: Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. – Jb. Geol. B.-A., **75**, 273–300, 2 Abb., Wien 1925.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – XV + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Franz Deuticke) 1976.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 2. – XV + 710 S., 286 Abb., 27 Tab., Wien (Franz Deuticke) 1985.

TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Paleogeography of the European Tethys from Paleozoic to Mesozoic and the Triassic Relations of the Eastern Part of Tethys and Panthalassa. – [In:] NAKAZAWA, K. & DICKINS, J. M [eds.]: The Tethys. Her Paleogeography and Paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic, 3–22, 5 Textfigs., Tokyo (Tokai Univ. Press) 1985.

Országos Széchényi Könyvtár

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 343–362	Wien, November 1994	2. rész	pp. 343–362	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Dasycladaceen-Assoziationen aus triadischen Seichtwasserkarbonaten des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen

Von Olga Piros, Gerhard W. Mandl, Richard Lein, Wolfgang Pavlik, Anikó Bérczi-Makk, Miloš Siblik & Harald Lobitzer*)

Mit 4 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreich
Steiermark
Niederösterreich
Nördliche Kalkalpen
Trias
Seichtwasserkarbonate
Steinalmkalk
Wettersteinkalk
Waxeneckkalk
Dachsteinkalk
Dasycladaceen
Foraminiferen
Brachiopoden
Mürzalpendecke
Schneebergdecke

Österreichische Karte 1: 50.000
Blätter 74, 75, 76, 103, 104, 105

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Inhalt

Zusammenfassung 344
Összefoglalás 344
Abstract 344
1. Einleitung 344
2. Steinalmkalk (Anis) 345
2.1. Türnitzer Kalkvoralpen 345
2.2. Östliche Kalkhochalpen 345
2.2.1. Hoher Student 345
2.2.2. Fallensteingruppe – Lärchsteinwand 347
2.2.3. Gösing – Dachenstein 348
3. Wettersteinkalk (Ladin bis Unterkarn) 348
3.1. Kalkhochalpine Fazies mit *Teutloporella herculea* 349
3.1.1. Der stratigraphische Rahmen des Rax- und Schneeberggebietes 349
3.1.2. Faziesgliederung und Organismenverteilung der Plattformkarbonate 351
3.1.2.1. Dasycladaceen 351
3.1.2.2. Foraminiferen 351
3.1.2.3. Brachiopoden 352
4. Waxeneckkalk (Karn) 352
5. Dachsteinkalk (Nor–Rhät) 352
Dank 353
Tafeln 1–3 354
Literatur 360

*) Anschriften der Verfasser: Dr. Olga Piros, Ungarische Geologische Landesanstalt, Stefánia út 14, H-1442 Budapest; Dr. Gerhard W. Mandl, Dr. Wolfgang Pavlik, Dr. Harald Lobitzer, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskyg. 23, A-1031 Wien; Univ.-Doz.Dr. Richard Lein, Universität Wien, Geologisches Institut, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien; Dr. Anikó Bérczi-Makk, Töhötöm vezér u. 10, H-1029 Budapest; Dr. Miloš Siblik, Tschechische Akademie der Wissenschaften, Rozvojová 135, CZ-16500 Praha 6-Suchdol.

Zusammenfassung

Im Laufe der letzten Jahre waren im Zuge verschiedener Arbeiten, hauptsächlich aber im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme, einerseits Dasycladaceen-führende Proben aus triadischen Seichtwasserkalken angefallen und andererseits Makro- und Mikrofaunen (besonders Conodonten) aus begleitenden Gesteinen gewonnen worden, die Aussagen zur Kalkalgenchronologie der Trias erlauben. Die Neubearbeitung von Typlokalitäten anisischer Dasycladaceentaxa (GÜMBEL, 1872; PIA, 1912, 1920, 1935) in den Türnitzer Kalkvoralpen brachte mit Hilfe von Conodontenfaunen aus überlagernden Reiflinger Schichten eine Bestätigung des zeitweilig umstrittenen, ausschließlich (mittel-)anisischen Alters.

Algenfloren aus neuentdeckten Steinalmkalkvorkommen der kalkhochalpinen Mürztaler Alpen und des Schneeberg- und Hohe Wand-Gebietes weisen ebenfalls die typisch anisischen Assoziationen auf und werden von den für diesen Zeitraum charakteristischen Foraminiferenfaunen begleitet.

Im Rax-/Schneeberggebiet können zur lange umstrittenen Frage bezüglich des Altersumfanges des Wettersteinkalkes neue Fakten beigesteuert werden. Conodontendaten zeigen ein Progradieren des Riffwachstumes über ehemalige Beckenbereiche im höheren Oberladin. In der Lagune dominiert *Teutloporella herculea*, in den hangendsten Bereichen des bisher untersuchten Gebietes tritt *Poikiloporella duplicata* hinzu und legt unterkarnisches Alter nahe. Ob in den zentralen und damit ältesten Abschnitten der Lagune *Diplopora annulata* auftritt, ist noch zu untersuchen.

Oberkarnischer Algenkalk (Waxeneck-Kalk) mit Massenvorkommen von *Poikiloporella duplicata* ist dagegen im östlichen Mürztaler Raum weit verbreitet. Sein Alter ist durch unterlagernde Sedimente des Raibler Niveaus (Jul) und auflagernde Hallstätter Kalke (Unternor) gut faßbar.

Abschließend werden aus dem Raum südöstlich Mariazell noch Faunen- und Florengesellschaften aus dem hangendsten lagunären Dachsteinkalk (Obernor–Rhät) vorgestellt, wo charakteristischerweise Heteroporellen und endospore Diploporen dominieren.

Dasycladacea-társulások az Északi Mészalpok keleti részének skélytengeri triász karbonátjaiból

Összefoglalás

Az utóbbi években, elsősorban az országos földtani felvétel során, a triász sekélyvízi mészkövekből Dasycladacea-tartalmú minták kerültek elő. A kísérő kőzetekben ugyanakkor olyan makro- és mikrofosszíliákat (elsősorban Conodontákat) találtak, amelyek alapján a triász mészalgakronológiával kapcsolatos megállapítások tehetők.

A Türnitz-i Mész-előalpokban található anisusi Dasycladeacea taxonok (GÜMBEL, 1872; PIA, 1912, 1920, 1935) tipuslelőhelyeinek újbóli feldolgozása – a fedő reiflingi rétegek Conodonta-faunájának segítségével – a korábban vitatott, (középső-)anisusi kor megerősítését eredményezte.

A Mürztali Alpok és a Schneeberg valamint a Hohe Wandterség újonnan felfedezett Steinalmi Mészkő előfordulásának algaflórája jellegzetesen anisusi, amit a foraminifera fauna is alátámaszt.

A Rax-/Schneeberg-területen a Wettersteini Mészkő korának pontosításához újabb adatokkal járulhatunk hozzá. A Conodonta adatok a kesö-ladin végén, a zátonynövekedés előretörését mutatják az egykori medencetartományok felett. A lagunában uralkodik a *Teutloporella herculea*. Ehhez a vizsgált terület legfelső fedő-rétegeiben még *Poikiloporella duplicata* társul utóbbi az alsó-karni kort igazolja. Vizsgálatra vár, hogy a *Diplopora annulata* faj jelentkezik-e a laguna központi és így legidősebb rétegeiben.

A kelet mürztali térségben igen elterjedt felső-karni algás mészkő (Waxenecki Mészkő), tömegesen tartalmaz *Poikiloporella duplicatát*. Kora a raibli szint (juli) fekü üledékeivel és a fedő Hallstatti Mészkővel (alsó-nóri) jól megragadható.

A Mariazelltől délkeletre fekvő térségből a lagúna fáciesű, Dachsteini Mészkőből (felső-nori–raeti), fauna- és flóratársulásokat mutatunk be. Ebben, Heteroporellák és endosporás Diploporák az uralkodó mészalga fajok.

Dasycladaceae associations from Triassic shallow-marine carbonates in the eastern part of the Northern Calcareous Alps

Abstract

In recent years, mainly in the framework of the geological mapping program, Dasycladaceae-bearing samples have been taken from Triassic shallow-water limestones. Moreover, macro- and microfossils (mainly conodonts) have been identified from associated rocks that allow us to draw conclusions on the Triassic calcareous algal chronology.

The re-study of type localities of the Anisian Dasycladaceae taxa identified from the Kalkvoralpen at Türnitz (GÜMBEL, 1872; PIA, 1912, 1920, 1935) – using the conodont fauna of the overlying Reifling beds – has resulted in the confirmation of the formerly disputed (Middle)Anisian age.

The Steinalm Limestone localities in the Mürztal Alps and the Schneeberg as well as newly revealed ones of Hohe Wand region have a typical Anisian algal flora wich is also backed up by the foraminiferal fauna.

As for the Rax-Schneeberg area, contribution can be made to assess the age of Wetterstein Limestone more precisely. As indicated by data concerning conodonts, at the end of Ladinian times the reef development prograded continuously over the one-time subbasins. The lagoon was dominated by *Teutloporella herculea* accompanied in the uppermost covering beds by *Poikiloporella duplicata*, the latter pointing to Lower Carnian age. It has still to be studied wether *Diplopora annulata* species occures in the central, thus oldest beds of the lagoon.

The Upper Carnian algal limestone (Waxeneck Limestone) that is rather widespread in the eastern part of the Mürztal region contains *Poikiloporella duplicata* in mass and its age can be well assessed on the basis of underlying deposits of the Raibl horizon (Julian) as well as the overlying Hallstatt Limestone (Lower Norian).

Faunal and floral associations from lagoonal Dachstein Limestone (Upper Norian–Rhaetian) in an area SE of Mariazell are presented here. In these associations, *Heteroporella* and endospore-bearing *Diplopora* are the predominant calcareous algal taxa.

1. Einleitung

Im Rahmen der bilateralen Abkommen über geowissenschaftliche Zusammenarbeit zwischen Österreich und Ungarn bzw. der Slowakei wurde auch ein Vergleich der Trias-Schichtfolgen der östlichen Nördlichen Kalkalpen und der Westkarpaten vereinbart. Die Festschrift anläßlich 30-jähriger Zusammenarbeit zwischen Österreich und der Tschechoslowakei bot Gelegenheit, erste Ergebnisse dieser Trias-Kooperation unserer Arbeitsgruppen zu dokumentieren (KRYSTYN et al., 1990, LOBITZER et al., 1990). In dieser Arbeit werden die bisherigen Resultate österreichisch-ungarischer Kooperation im Rahmen der begleitenden Grundlagenforschung zur Basiskartierung des Kalkalpenostrandes im Maßstab 1 : 50.000 festgehalten, wobei von ungarischer Seite vor allem stratigraphische

Daten beruhend auf der Auswertung triadischer Dasycladaceen- (O. PIROS) und Foraminiferen-Vergesellschaftungen (A. BÉRCZI-MAKK) eingebracht werden. Die Arbeiten sollen auch mit der Zielsetzung fortgesetzt werden, einen Überblick über die palökologische bzw. paläogeographische Verbreitung von triadischen Kalkalgen- und Foraminiferen-Vergesellschaftungen im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen im Vergleich zum karpatischen Raum zu gewinnen. Hinsichtlich der Dasycladaceen sei diesbezüglich auf die Modellvorstellungen von OTT (1967a) verwiesen. Bezüglich der Foraminiferen-Verteilung im Wettersteinkalk erscheint uns eine Bearbeitung analog zu jener des Dachsteinkalks des Hochschwabgebietes durch HOHENEGGER & LOBITZER (1971) bzw. zur Bearbeitung des Wettersteinkalks des Kalkalpen-Westabschnittes durch RESCH (1979) als wünschenswert; die vorliegende Arbeit liefert dazu bestenfalls erste Ansätze. Weiters werden erste Ergebnisse hinsichtlich der Brachiopoden-Assoziationen des Wetterstein-Riffkalks am Rax-Plateau mitgeteilt.

Generell muß angemerkt werden, daß der Kenntnis- und Bearbeitungsstand des Kalkalpenabschnittes vom Meridian Gußwerk / Mariazell bis zum Kalkalpenostrand noch sehr heterogen und keineswegs flächendeckend ist und demnach dieser Veröffentlichung lediglich ein Zwischenberichts-Charakter zugestanden werden kann.

2. Steinalmkalk (Anis)

2.1. Türnitzer Kalkvoralpen

Seit frühester Zeit spielten die Türnitzer Kalkvoralpen für die Erforschung fossiler Dasycladaceen eine bedeutsame Rolle, birgt doch diese Region die Typlokalitäten zahlreicher neu aufgestellter Arten. Bereits GÜMBEL (1872) bezog sich bei der Neuaufstellung der beiden Arten *Physoporella minutula* (GÜMBEL) und *Physoporella pauciforata* (GÜMBEL) auf Material, welches aus dunklen Gutensteiner Kalken der Reisalpe (NE Türnitz) stammt. Aus demselben Niveau und von einem naheliegenden Fundpunkt (von dem von Furthof zur Reisalpe führenden Weg) stammt auch das Typenmaterial der von PIA (1920: 33) neu aufgestellten *Macroporella perforatissima* (PIA). Des weiteren enthält der von Schwarzenbach a.d. Pielach in südöstlicher Richtung bis nach Türnitz sich erstreckende Zug von Steinalmkalk (Schlägelberg, Schwarzenberg; Reisalpendecke) die Typlokalität folgender von PIA (1912, 1920) neu aufgestellten Arten: *Diplopora praecursor* PIA, *Macroporella alpina* PIA und *Oligoporella prisca* PIA.

Gleichfalls vom Schwarzenberg bei Türnitz stammt auch die von PIA (1935: 223) aufgestellte und von BYSTRICKY (1964: 189) berichtigte Unterart *Physoporella pauciforata* var. *pauciforata*.

Bereits bei der Aufstellung des Begriffes „Steinalmkalk" hat PIA (1923: 45) auf die Gleichartigkeit der im Öfenbachtal bei Saalfelden und in den Kalken des Schwarzenbergzuges NW Türnitz auftretenden Floren hingewiesen und auf Grund dieses Befundes für letztere ein anisisches Alter gefordert. Dieser wichtige Sachverhalt wurde später von SPENGLER (1931) dadurch verwischt, indem er unter der Bezeichnung Wettersteinkalk sowohl anisische wie auch ladinische Gesteine zusammenfaßte – eine Vorgangsweise, welche PIA (1937: 1010) zu recht heftig kritisiert hat und die sich für die weitere Interpretation der stratigraphischen Position dieser Kalke nachteilig ausgewirkt hat. Wurden doch die Kalke des Schwarzenbergzuges später von WAGNER (1970: 77, Taf. 12) fälschlich für unterladinisch gehalten. Auf der Basis dieser Fehlinterpretation hat TOLLMANN (1976: 490) schließlich den Begriff „Schwarzenberg-Subfazies" für „Wettersteinkalk-Rekurrenzen" innerhalb des Reiflinger Beckens eingeführt. Weitere Lokalbearbeiter (BUCHHOLZ, 1979; HAGENGUTH et al., 1982) sind dieser Auffassung gefolgt.

Diese stratigraphische Fehleinschätzung wäre besonders wegen der erheblichen Minderung des Leitwertes der betroffenen Arten *Diplopora praecursor* und *Oligoporella prisca* besonders unangenehm. Zudem widerspräche ein unterladinisches Alter der Typlokalität der beiden genannten Arten vollkommen der bisherigen Kenntnis um die stratigraphische Verbreitung mitteltriadischer Kalkalgen (vgl. OTT, 1972: Tab. 1, 1974: Tab. 2; BYSTRICKY, 1986).

Im Rahmen ergänzender Profilaufnahmen im Raum von Türnitz (LEIN, unveröff.) gelang es nunmehr den Beweis zu erbringen, daß die stratigraphische Position der Algenkalke des Schwarzenberg-Zuges innerhalb der Trinodosus-Zone anzusetzen ist. Über den Algenkalken folgen Reiflinger Kalke mit *Flexoptychites acutus* (MOJS.) und *Parakellnerites boeckhi* (ROTH) bzw. mit den Conodonten *Gondolella constricta* (MOSHER & CLARK) und *Gondolella excelsa* (MOSHER). Ähnliche Altersbefunde liegen auch von anderen Profilen aus der Umgebung vor. Bei den Kalken des Schwarzenberg-Zuges mit den Typlokalitäten von *Diplopora praecursor* und *Oligoporella prisca* handelt es sich demnach, wie schon PIA (1923) vermutet hatte, um echte anisische Steinalmkalke.

Beträchtlich im Liegenden dieses Steinalmkalk-Zuges sind im basalen Niveau der Gutensteiner Kalke dickbankige (10–30 cm), ebenflächige dunkle Kalke ausgebildet, die u.a. in einem Straßenanschnitt NW Presthof (W Türnitz) aufgeschlossen sind. Von dort wurde *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY nachgewiesen.

Aus Steinalmkalken der Sulzbachdecke , welche im oberen Abschnitt des NW Spindelhof gelegenen Typusprofiles des von TOLLMANN (1966) aufgestellten „Annaberger Kalkes" aufgeschlossen sind, stammt die folgende Flora: *Oligoporella pilosa pilosa* PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA und *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR.

In diesem Fall kann für den Steinalmkalk über Conodontenfaunen, welche aus Reiflinger Kalk unmittelbar im Hangenden stammen, auf ein mittelanisisches Alter geschlossen werden.

Ebenfalls aus Steinalmkalken der Sulzbachdecke, welche im Schmelzfenster in einem Graben NW des Galmeikogels aufgeschlossen sind, stammt der Nachweis von *Teutloporella peniculiformis* OTT.

Die unmittelbar über diesem Steinalmkalk folgenden Reiflinger Kalke setzen aufgrund ihrer Conodontenfauna mit *Gondolella bulgarica* (BUD. & STEF.) und *Nicoraella kockeli* (TATGE) noch im Pelson ein.

2.2. Östliche Kalkhochalpen

2.2.1. Hoher Student

Aus der Hallstätter Schollenzone, die westlich des Studentplateaus (Bergstock nördlich der Tonionalpe) zwischen dem Tirolikum der Triebein-Schuppe (Göllerdecke) und der Student-Deckscholle (Äquivalent der Schneebergdecke) tektonisch eingeschaltet ist, beschreibt LEIN (1981: 210ff) Steinalmkalke mit Spaltenfüllungen aus roten, oberkarnischen Hallstätter Kalken. Überlagert wird diese Zone von Ruhpoldinger Schichten; als Liegendes des Steinalmkalkes kommen die „braunen Stinkkalke" (GEYER, 1889: 534) in Frage,die von PAVLIK (1985a: 32) als anisisch angesehen werden.

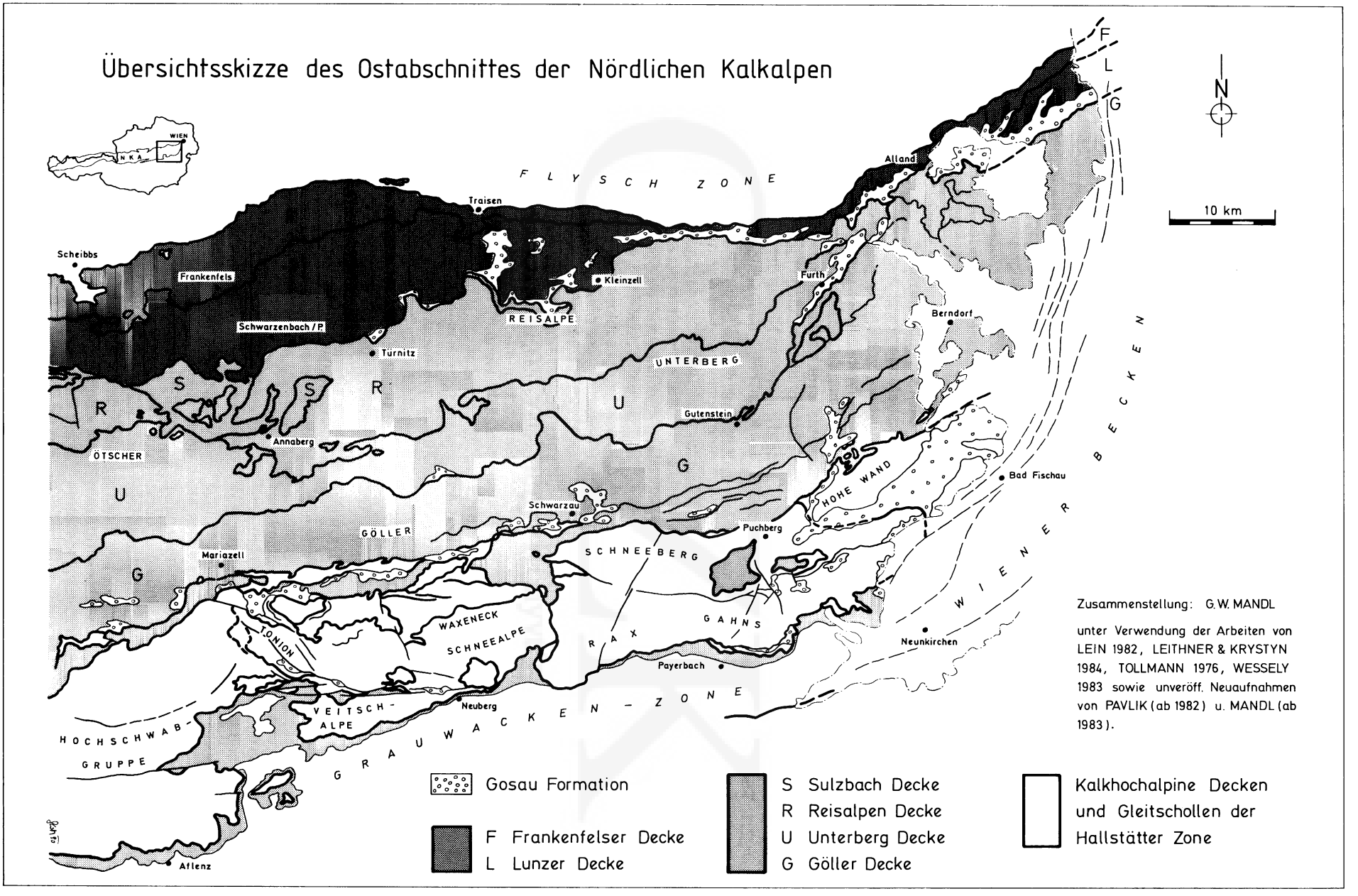


Abb. 1.
Übersicht über im Text genannte Lokalitäten im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen.

Helle, von Spalten durchzogene Algenkalke konnte PAVLIK (1985a: 34) auch auf die Nordseite des Hohen Student weiterverfolgen. Daraus ließ sich folgende Flora und Fauna bestimmen: *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, *Earlandinita* sp., *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, *Endothyranella wirtzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Meandrospira dinarica* KOCH.-DEVIDE & PANTIC, *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, ?*Macroporella beneckei* PIA und ?*Macroporella spectabilis* BYSTRICKY.

Somit lassen sich auch diese Algenkalke in das Anis stellen. Neben den gut erkennbaren oberkretazischen Spaltenfüllungen (Gosaukonglomerate) treten noch eine Vielzahl kleiner Spalten mit Filamentkalkfüllungen auf, die den von LEIN (1981) beschriebenen Hallstätter Kalken auf der Westseite des Hohen Student vergleichbar sind.

Im Bereich der Student-Deckscholle selbst hat LEIN (1981) mehrere Proben aus dem Westteil und dem Südteil beschrieben und mit Foraminiferen dem Anis zuordnen können. Probennahmen an der Nordseite durch PAVLIK (1985) ergaben nun ebenfalls Anis, belegt durch die Kalkalgen *Diplopora hexaster* PIA und *Macroporella alpina* PIA sowie durch die Foraminiferen *Endothyra* sp., *Meandrospira dinarica* KOCH.-DEVIDE & PANTIC und *Pilammina densa* PANTIC.

Somit dürfte das gesamte Studentplateau dem Anis zuzurechnen sein. Unterlagert werden die Algenkalke von Gutensteiner Schichten. Von der Überlagerung ist auf der Westseite des Plateaus ein kleinflächiges Vorkommen von Radiolariten (Ruhpoldinger Schichten) erhalten.

Zwischen der schon oben beschriebenen Hallstätter Schollenzone und der Student-Deckscholle ist auf der Student Westseite ein kleines Vorkommen von dunkelgrauen Algenkalken mit *Teutloporella herculea* PIA eingeschaltet. Aufgrund des ladinisch–karnisches Alters handelt es sich wohl um einen Schürfling von Wettersteinkalk, der im Zuge der Gleittektonik in seine heutige Position verschleppt wurde.

2.2.2. Fallensteingruppe – Lärchsteinwand

In der Fallensteingruppe (nordöstlich der Tonionalpe) war durch LEIN (1981: 224f) inmitten von norischen Hallstätterkalken ein Vorkommen von Seichtwasserkarbonaten erfaßt worden, das aufgrund der Foraminiferenfauna mit *Meandrospira dinarica* und *Trochammina almtalensis* der tieferen Mitteltrias angehören sollte und von ihm als Litzlkogeldeckscholle tektonisch vom angrenzenden Hallstätter Kalk abgetrennt worden war. Wie die Neuaufnahme während der letzten Jahre zeigte, besitzen Seichtwasserkarbonate einen wesentlich größeren Anteil am Aufbau des Fallensteins. Der unternorische helle Hallstätter Kalk des Gipfelbereiches wird sowohl im Norden als auch im Südwesten von einem grauen, z.T. kieseligen Dolomit und einem, bis zu 15 m mächtigen, gelblichweißen Dasycladaceenkalk unterlagert (PAVLIK, 1988: 432), aus dem nun eine reiche anisische Algenflora vorliegt: *Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR., *Physoporella pauciforata undulata* PIA, *Physoporella pauciforata sulcata* BYSTR., *Teutloporella peniculiformis* OTT und *Oligoporella pilosa pilosa* PIA.

Folgende Foraminiferen konnten aus dem Steinalmkalk des Fallensteins bestimmt werden: *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN, *Diplotremina astrofimbriata* KRISTAN-TOLLMANN, *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, *Endothyra* sp., *Gaudryina* sp., *Glomospira densa* (PANTIC), *Haplophragmella inflata* ZANINETTI-BRÖNN., *Meandrospira dinarica* KOCH.-DEVIDE & PANTIC und *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI.

Der Litzlkogel erwies sich als lokale Aufwölbung dieser Mitteltriasserie. Der unternorische Hallstätter Kalk führt im Grenzbereich zum Algenkalk eine Lumachelle mit *Halobia styriaca*, die bereits GEYER (1889: 572) erwähnte. Der unmittelbare Kontaktbereich konnte bisher mangels geeigneter Aufschlüsse noch nicht näher untersucht werden. Eine Conodontenprobe des mittelgrauen Hallstätter Kalkes NE Fallenstein nahe der vermuteten Grenze zum Steinalmkalk ergab mit *Gondolella nodosa* (HAYASHI) ein oberkarnisches Alter (Tuval 2–3). Zum überraschenden Fehlen des gesamten Ladin und Unterkarn kann derzeit noch keine abschließende Erklärung gegeben werden. Bezeichnend erscheint allerdings die Tatsache, daß nach LEIN (1981) die gesamte Abfolge aufgrund der charakteristischen Lithofaziestypen des Hallstätter Kalkes aus dem Ablagerungsraum der Salzbergfazies hergeleitet werden muß, der in diesem Raum offenbar extremen synsedimentären Salzdiapirismus aufwies (Umlagerung von Permotriasgesteinen in mittelnorische Rotkalke, oberkarnische Rotkalke als Spaltenfüllungen in anisischem Steinalmkalk). Salinartektonisch bedingte Schichtlücken erscheinen möglich.

Vergleichbare Verhältnisse kennzeichnen auch die Lärchsteinwand östlich Mürzsteg. Folgte LEIN (1972: 47) noch den Angaben und Darstellungen von GEYER (1889) und CORNELIUS (1936) und sah in der Abfolge Dolomit – dunkler Bankkalk – „Dachsteinkalk" – Hallstätter Kalk ein Äquivalent zu seiner Plattformentwicklung des oberen Mürztales, so ist heute durch biostratigraphische Daten die Abfolge als tektonisch bedingtes Nebeneinander erkennbar. Die südliche Einheit beinhaltet den grauen Wettersteindolomit der dem Veitschalpen-Massiv angehört und dem lokal geringmächtige Obertriasgesteine auflagern: Ein dunkler Bankkalk südlich der Lärchsteinwand stellt mittel- oder obernorischen Aflenzer Kalk dar, der nach LEIN (unpubl.) *Gondolella steinbergensis* enthält. Dunkle, verquetschte Hornsteinkalke am Fuß der Felswand nördlich der Riesbrücke sind sevatische Aflenzer Kalke mit *Epigondolella bidentata* – vgl. MANDL & MÜLLER (1989). Spuren von schwarzen Schiefern am Südfuß jener Kalkmauer, die sich dann westlich des Mürzdurchbruches zur Launawand empor fortsetzt, sollten als streichende Fortsetzung obiger Hornsteinkalke Zlambachschichten darstellen; Untersuchungen auf Foraminiferen und Pollen blieben bisher erfolglos.

Im Norden grenzt daran nach einer steilstehenden, ost–weststreichenden Störungszone der wandbildende Seichtwasserkalk der Lärchsteinwand. Die Dasycladaceenflora weist das Gestein eindeutig als anisischen Steinalmkalk aus: *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR., *Physoporella pauciforata undulata* PIA und *Teutloporella peniculiformis* OTT.

Aus dem überlagernden Hallstätter Kalk am Ochsenboden dürfte der von GEYER (1889: 611) berichtete Fund von *Monotis salinaria* stammen. Auch hier wurde der unmittelbare Kontakt Steinalmkalk zu Hallstätter Kalk in den steilen Wänden noch nicht genau lokalisiert. Nahe dem vermuteten Grenzbereich enthielt der graue Hallstätter Kalk massenhaft Conodonten des Unternor (Grenzbereich Lac1/Lac2): *Epigondolella triangularis* (BUDUROV), *Gondolella navicula* (HUCKR.) und *Ozarkodina tortilis* TATGE.

Zur Schichtfolge dieser tektonisch eigenständigen Scholle gehört ferner noch der helle Dolomit, der gegen Westen über das Wassertal nach Mürzsteg hinabstreicht und an der Basis lokal von Gutensteiner Kalk begleitet wird. Sowohl unter- als auch überlagert wird diese Abfolge von Werfener Schiefern.

Die Komplexität der Beziehung zwischen Dolomitsokkel, Algenkalken und Hallstätter Kalken des oberen Mürztales zeigt sich in der Existenz eines weiteren, diesmal obertriadischen Dasycladaceenkalkes, der damit als Waxeneckkalk zu bezeichnen ist. Er baut den Großteil der Kreuzmauer (Lanauwand südl. Mürzsteg) auf, führt *Griphoporella curvata* (GÜMBEL), *Gyroporella vesiculifera* (GÜMBEL) PIA, nach LEIN (unpubl.) auch *Poikiloporella duplicata* PIA, wird von grauem, unter bis mittelnorischen Hallstätter Kalk begleitet und dürfte dem Dolomitsockel tektonisch auflagern (MANDL & MÜLLER, 1989).

2.2.3. Gösing – Dachenstein

Steinalmkalk mit auflagernden Hallstätter Kalken wurde bei der Neuaufnahme des Kartenblattes 105/Neunkirchen östlich der Ortschaft Sieding (Gösing Westhang) und bei Vergleichsbegehungen auf Blatt 76/Wiener Neustadt am Dachenstein in den Fischauer Bergen gefunden.

Die markanten Felsklippen der Gösing Westseite umfassen eine Schichtfolge vom anisischen Gutensteiner Dolomit bis zu hellen Hornsteinkalken des Unternor (MANDL, 1987: 304f). Etwa 1m unter der Grenzfläche zum Hallstätter Kalk führt der Steinalmkalk *Oligoporella pilosa pilosa* PIA, *Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTR., *Physoporella pauciforata undulata* PIA und *Teutloporella peniculiformis* OTT.

Der darüber folgende Hallstätter Kalk im unmittelbaren Grenzbereich ist kräftig ockergelb gefärbt und reich an Crinoiden, Ostracoden, Holothurienskleriten und Conodonten: *Gondolella constricta* (MOSHER & CLARK), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella szaboi* KOVÁCS und Astformen des *tethydis*-Multielementes.

Einen Meter höher wird bereits sicheres Unterladin erreicht mit *Gondolella constricta* (MOSHER & CLARK), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella pseudolonga* (KOVÁCS et al.), *Gondolella* cf. *szaboi* KOVÁCS und *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.).

In den Fischauer Bergen führt der Steinalmkalk am Südwestfuß des Dachensteins *Anisoporella anisica* OTT, *Oligoporella prisca* PIA, *Physoporella dissita* (GÜMBEL) PIA und *Teutloporella peniculiformis* OTT und wird von rotem, gebanktem Hallstätter Kalk überlagert, wobei der Kontaktbereich nicht aufgeschlossen ist. Die erste anstehende Kalkbank ist mit *Gondolella* inclinata bereits ins Oberladin zu stellen. Lesesteine von bunten Hornsteinkalken enthalten aber *Gondolella constricta* und von *Gladigondolella* nur Astformen des Multielementes sodaß hier der Beginn der pelagischen Sedimentation nicht genauer als in den Zeitraum Oberanis bis Unterladin einzustufen ist. Im Hangenden folgen graubraune allodapische Bankkalke (=pelagisch beeinflußter Wettersteinkalk bei PLÖCHINGER, 1982) die zum Wetterstein-Riffschuttkalk überleiten.

Über ein Vorkommen sparitischen Steinalmkalks mit Dasycladaceen von einem Forststraßenaufschluß etwa 500m WNW Schloß Stixenstein mit *Physoporella pauciforata* PIA, *Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKY, *Physoporella dissita* PIA, *Physoporella intusannulata* HURKA und *Oligoporella* sp. berichten LOBITZER & PIROS (1987: 304).

3. Wettersteinkalk (Ladin bis Unterkarn)

1926 weist PIA erstmals auf das merkwürdige Verteilungsmuster der im Wettersteinkalk des Ostabschnittes der Nördlichen Kalkalpen enthaltenen Dasycladaceen hin, welches sich darin äußert, daß die Art *Teutloporella herculea* (zusammen mit seltenen Begleitarten) in den juvavischen Plateaubergen zwischen Hochschwab und Rax dominiert, im nördlich daran anschließenden Faziesraum des tirolischen Deckensystems dagegen ausschließlich *Diplopora annulata* auftritt.

Die allgemeine Gültigkeit dieser Art der Verteilung, des gegenseitigen Ausschließens der beiden genannten Arten in zeitgleichen Sedimenten sowie die Dominanz von *Teutloporella herculea* im Süden hat PIA (1940: Abb. 4) auch für einen größeren Raum dargestellt, ohne jedoch die Ursachen für diese Erscheinung erklären zu können.

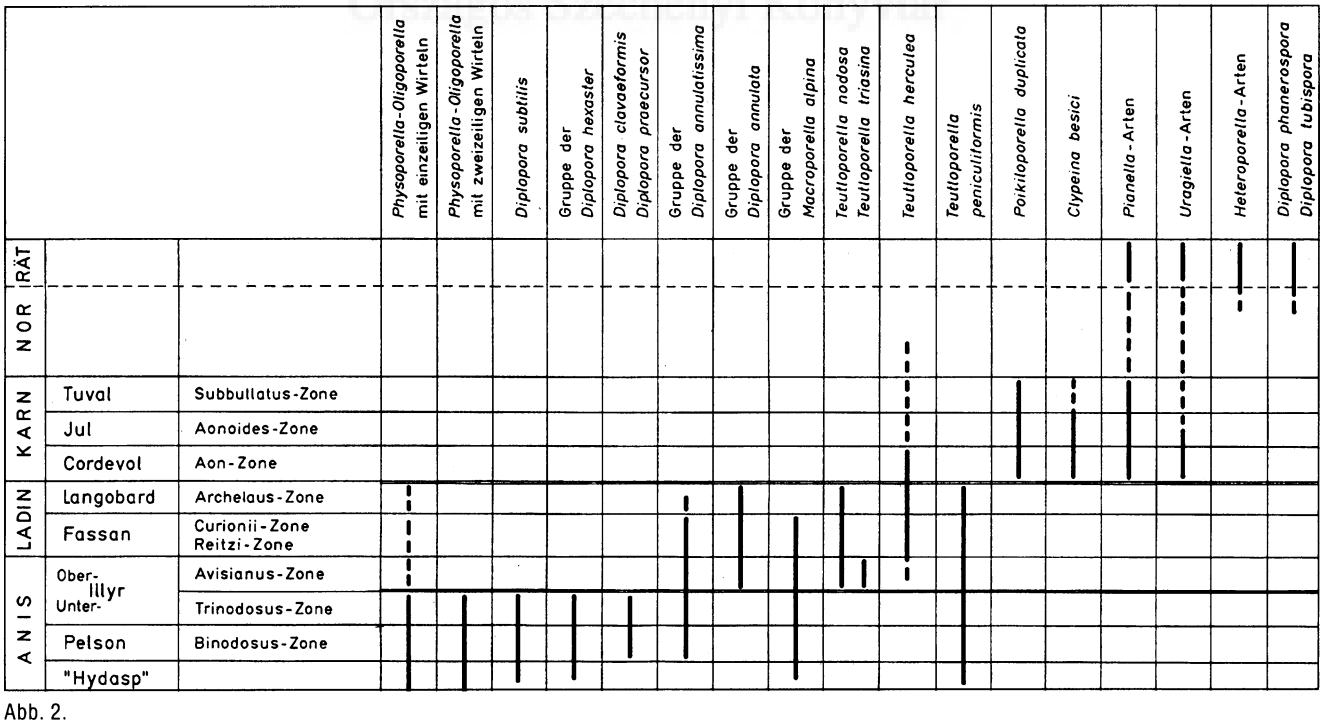


Abb. 2.
Kalkalgenchronologie der Alpinen Trias nach OTT (1972).

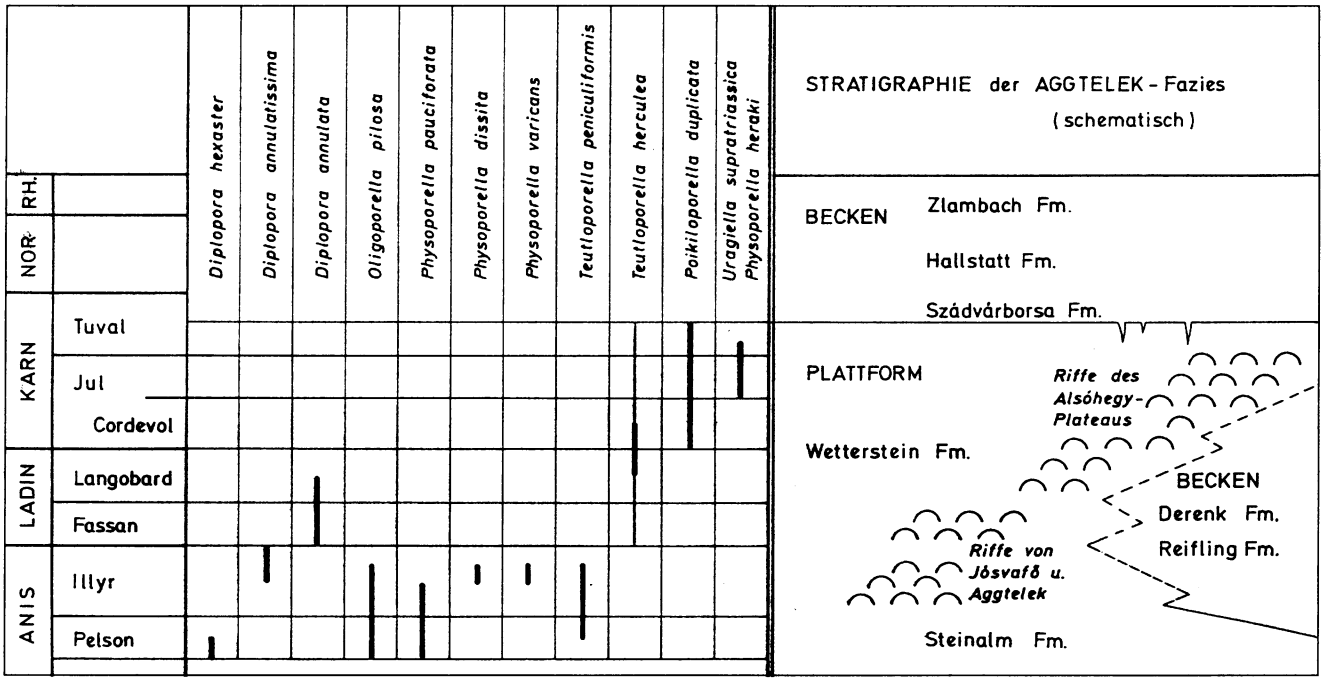


Abb. 3.
Dasycladaceen-Verbreitung in Steinalm- u. Wettersteinkalk des nordungarischen Aggtelek-Karstgebietes.
Nach O. PIROS (1986) und S. KOVÁCS et al. (1989), graphisch modifiziert.

Antwort auf diese Frage geben erst die von OTT (1967 a,b; 1972) im Wettersteinkalk des Karwendelgebirges durchgeführten Detailuntersuchungen, denen zufolge *Teutloporella herculea* auf den riffnahen, noch von Detritusschüttungen des Riffes beeinflußten Teil der Lagune beschränkt ist, während *Diplopora annulata* und *Teutloporella peniculiformis* im nicht mehr von derartigen Schüttungen erreichten zentralen Teil der Lagune auftreten. Zu gleichen Ergebnissen gelangt auch ZORN (1971, 1976: Abb. 2) bei seiner Bearbeitung des Salvatoredolomits. Neben einer solchen Erklärung, die Zonierung der genannten Dasycladaceenarten ausschließlich von ökologischen Faktoren beeinflußt zu deuten, muß besonders für den Zeitraum oberstes Ladin bis Cordevol auch die Möglichkeit einer zeitlichen Vertretung von *Diplopora annulata* durch *Teutloporella herculea* in Betracht gezogen werden, da ja erstere nach OTT (1972: Tab. 1, 1974: Tab. 2) und BYSTRICKY (1986) nur bis in das höhere Langobard emporreichen soll, während letztere noch im gesamten Karn (und Unternor) auftritt. Die entscheidende Frage ist daher, ob die einander gegenseitig ausschließenden Populationen tatsächlich ein zeitgleiches Niveau repräsentieren. Die in der Literatur niedergelegten Daten über den genauen stratigraphischen Umfang der Wettersteinkalk-Plattformen sind zu ungenau um dieser Frage fundiert nachgehen zu können und überdies vielfach falsch.

Jedenfalls dürften die von PIA (1927: 92) und SPENGLER (1931: 29) angeführten Funde von *Diplopora annulata* aus der Unterberg- und Göllerdecke im Bereich der Türnitzer Voralpen nicht wirklich zeitgleich mit dem *Teutloporella herculea* führenden oberen Wettersteinkalk der juvavischen Plateauberge im Süden sein, sondern allesamt einem stratigraphisch tieferen Niveau entstammen. Über ihre genaue stratigraphische Position liegen jedoch keine Angaben vor. In den Plateaubergen im Süden (Schneeberg, Rax, Veitsch, Hochschwab) ist dagegen die Wettersteinkalk-Entwicklung in ihrer Hauptmasse weitgehend auf den Zeitraum höheres Oberladin bis Unterkarn beschränkt – siehe unten.

Im Rahmen dieses Fragenkomplexes ist jedenfalls für den kalkalpinen Raum noch zu klären, ob *Diplopora annulata* tatsächlich im höheren Langobard endigt, wie auch die Arbeit von PIROS (in KOVÁCS et al., 1989) (siehe Abb. 3) für den nordungarischen Aggtelek-Karst nahelegt, oder auch noch im Unterkarn vertreten ist, wie diesbezügliche Angaben aus den Südalpen von slowenischen Kollegen (u.a. RAMOVS, 1985) vermuten lassen. Von Interesse könnte in diesem Zusammenhang die Tatsache sein, daß im Rahmen der Neuaufnahme des Kartenblattes 69 Großraming im cordevolischen Wettersteinkalk auch in voralpinen Bereichen (Reichraminger Decke) bisher nicht *Diplopora annulata* sondern ausschließlich die eher faziesunabhängige Form *Poikiloporella duplicata* angetroffen wurde.

3.1. Kalkhochalpine Fazies mit *Teutloporella herculea*

3.1.1. Der stratigraphische Rahmen des Rax- und Schneeberggebietes

Die Schneebergdecke (Abb. 4) bildet in den östlichen Kalkalpen, abgesehen von kleinen, fraglichen Ultradeckschollen, das hangendste tektonische Bauelement und umfaßt geographisch das Rax- und Schneebergmassiv, das Gahnsplateau sowie anschließend gegen Nordosten noch weitere niedrigere Erhebungen. Von ihrem stratigraphisch/faziellen Aufbau her stellt sie ein tektonisch herausgeschnittenes Stück einer größeren, mittel- bis tief obertriadischen Karbonatplattform dar, wobei hauptsächlich randlich noch Verzahnungen mit ursprünglich angrenzenden Sedimenten des tiefermarinen Raumes überliefert sind. Diese Becken befanden sich im wesentlichen nördlich und südlich der Plattform, bezogen auf die heutigen Lageverhältnisse. Sie wurden in den heute noch erhaltenen Teilen im Lauf der Zeit vom Detritus der progradierenden Wettersteinkalkriffe überschüttet. Lediglich östlich Puchberg ist ein Bereich des nördlichen Troges überliefert,

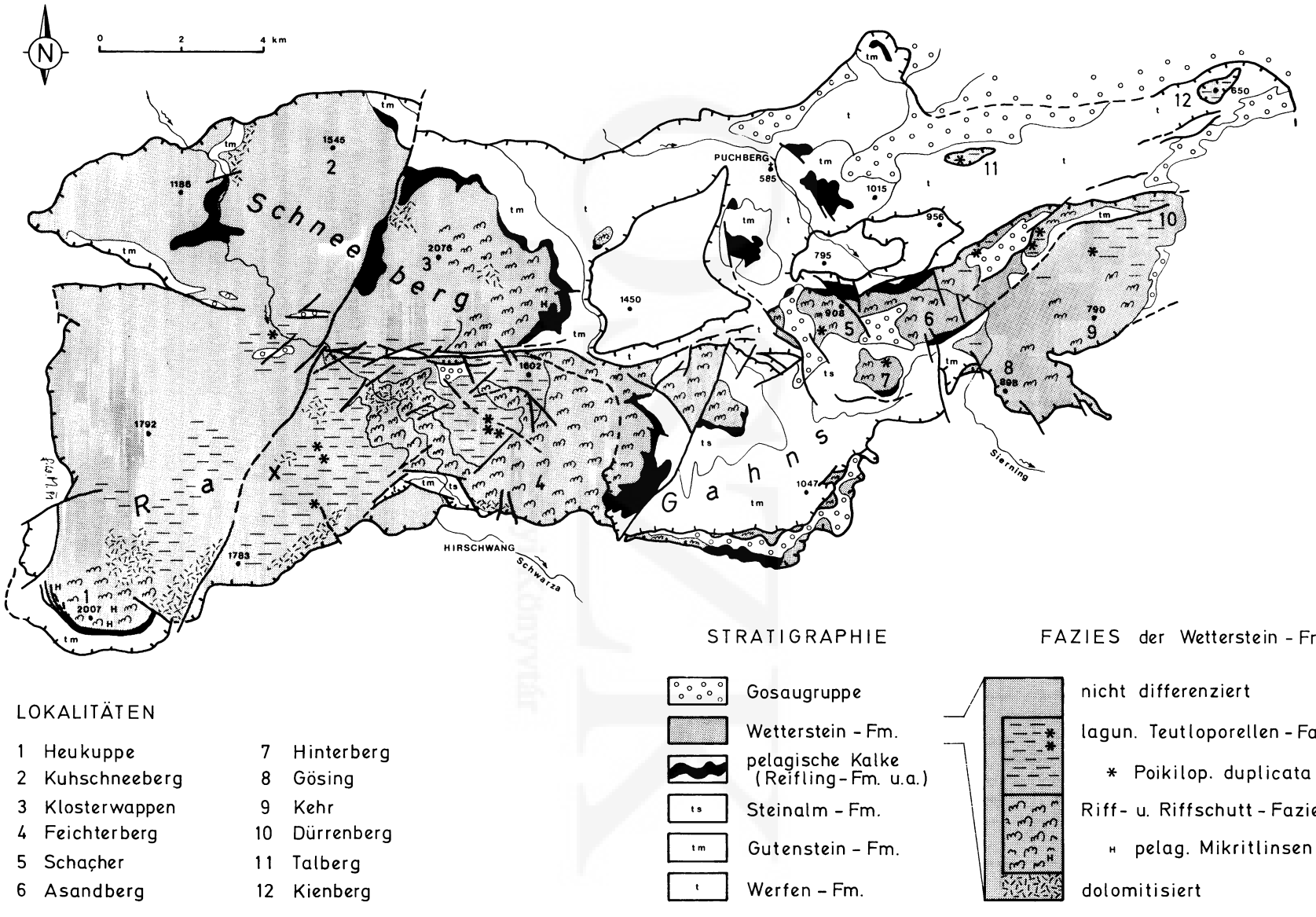


Abb. 4.
Faziesanordnung im Wettersteinkalk der Schneebergdecke.
Zusammengestellt nach CORNELIUS (1936, 1951), LOBITZER (1977–1988), MANDL (1984–1991).

wo die Beckenfazies bis ins Cordevol anhielt und im Jul auch noch von Reingrabener Schiefern überdeckt wurde (Himberg-Nordseite).

Belegbar durch Conodonten-Vergesellschaftungen von *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella inclinata* und „*Epigondolella*" *mungoensis* fällt der Grenzbereich Plattform/Becken, also der Zeitpunkt des Progradierens, sowohl am heutigen Nord- als auch Südrand in das Oberladin. Vermutlich wird sogar höheres Oberladin oder die Ladin/Karn-Grenze erreicht, wie eine Probe vom südwestlichen Gahnsplateau mit *Gondolella foliata* (= *G. tadpole* sensu KRYSTYN) und *Gondolella* cf. *polygnathiformis* (tektonisch deformiertes Exemplar) nahegelegt.

Streng genommen gilt dies nur für die heutigen Plateau-Randbereiche. In den zentralen Bereichen treten zwar stellenweise, tektonisch bzw. erosiv bedingt, ebenfalls die unterlagernden Beckensedimente zutage, aufgrund der individuen- und artenarmen Conodontenfaunen konnte hier die Wettersteinkalk-Unterkante noch nicht befriedigend gefaßt werden. Ältere Wettersteinkalkanteile im Plattforminneren sind noch nicht mit Sicherheit auszuschließen.

3.1.2. Faziesgliederung und Organismenverteilung der Plattformkarbonate

Die Grundzüge der Faziesgliederung der Wettersteinkalk-Formation im von uns bearbeiteten Abschnitt im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen sind in LOBITZER et al. (1990) darzustellen versucht worden. Dabei zeigen sich große Kenntnislücken vor allem in den Kalkvoralpen. Aber auch die stratigraphische Parallelisierung der miteinander verzahnenden Faziesbereiche, insbesondere der „Riff"-Fazies (Plattformrandfazies) mit den Beckenrand- bzw. Slope-Entwicklungen einerseits sowie mit der Plattform-Fazies andererseits, bereitet noch Schwierigkeiten. Diese Unsicherheiten spiegeln sich auch in unseren Untersuchungen wider und beeinflussen die Fazieskorrelation sehr negativ. Wie in Kap. 3.1.1. aufgezeigt wird, fehlen bislang in der Plattformrandfazies weitgehend stratigraphisch aussagekräftige Fossilien wie wir sie in der Bekken(rand)fazies mit den Conodonten und Ammoniten besitzen bzw. mit den Dasycladaceen und auch einigen Foraminiferentaxa in den subtidalen Plattformbereichen. Zu der Unsicherheit in der Parallelisierung trägt weiters ganz erheblich der tektonische und insbesondere auch der erosive Zuschnitt der Karbonatplattformen bei.

Über Wettersteinkalk in „Riff"entwicklung bzw. besser Plattformrandfazies inklusive „Riffschutt"-Fazies wird vom Veitschplateau, vom Spielkogel, Raxplateau (Heukuppe, Preinerwand), Schneebergplateau sowie von mehreren kleinräumigeren Lokalitäten (z.B. Bischofkogel, Schacher, Asandberg, Trafelberg-Umgebung auf ÖK 75 und mehreren ausgedehnteren Bereichen am Kalkalpensüdrand auf ÖK 105; siehe LOBITZER et al., 1988; LOBITZER, 1986 a,b,1987 a,b; LOBITZER & BÉRCZI-MAKK, 1988; LEIN & SIBLIK, 1978) berichtet.

Der Wetterstein-„Riff"kalk verdankt seine Stabilisierung wohl in erster Linie inkrustierenden Organismen, wie z.B. *Tubiphytes obscurus*, Cyanophyceen, inkrustierenden Foraminiferen sowie diversen Mikroproblematika, wobei – wie bereits STANLEY (1988) und MAZZULLO & LOBITZER (1988) bemerken – allmählich die Faunendiversität zunimmt und sich dann im Verteilungsmuster relativ stark an die oberpermischen Riffassoziationen etwa des Permian Reef Complex anlehnt. Kleine Korallenstotzen und Spongien sind im ladinisch/cordevolischen Wettersteinkalk durchaus nicht selten, erreichen jedoch nie die Dimensionen eines wellenbrechenden Riffgerüstes wie im Dachstein- und „Oberrhätkalk".

Die peritidalen Plattformkarbonate – etwa am Raxplateau – können einer Reihe von verschiedenen Lithofaziestypen zugeordnet werden, die u.a. Birdseyekalke, Grainstones, Solenoporaceen?-Bafflestones, selten wechselfarbige Biomikrite sowie ebenso selten Korallenstotzen (Patch Reefs) umfassen. Die subtidalen Bereiche wurden bevorzugt von Kalkalgen, insbesondere von Dasycladaceen, auch nicht selten von Solenoporaceen besiedelt. Stellenweise sind Turmschnecken vom Typ *„Chemnitzia"* nicht selten, so z.B. in der Umgebung des Habsburg-Hauses auf der Rax.

3.1.2.1. Dasycladaceen

Bezüglich der Dasycladaceen-Verbreitung wurde das Auftreten der langlebigen Art *Teutloporella herculea* in zahlreichen Lokalitäten des Wettersteinkalkes der östlichen Kalkhochalpen bereits von PIA (1912: 38; 1919: 13–14; 1920: 42), SPENGLER (1926: 47) und CORNELIUS (1936, 1939, 1952) festgehalten. Gegenüber dem damaligen Kenntnisstand hat sich nunmehr aus den teilweise noch unveröffentlichten Aufnahmen von LEIN und MANDL konkretisiert, daß der Wettersteinkalk der Plateauberge dieser Region nur den kurzen Zeitraum Oberladin bis Unterkarn repräsentieren dürfte.

Die Dominanz der großwüchsigen Teutloporellen springt bereits im Gelände und im Handstück ins Auge. *Teutloporella herculea* ist sowohl in der subtidalen Lagune als auch in den angrenzenden Riff(schutt)bereichen zu finden. Erst in den hangendsten, heute noch erhaltenen Anteilen der Wettersteinkalklagune gesellt sich *Poikiloporella duplicata* hinzu (siehe Abb. 4). Diese Spezies ist nur in Dünnschliffen zu identifizieren, ihre Verbreitung ist daher bisher nur punktuell erfaßt. Ihr zeitliches Einsetzen wird in der Literatur mit der Cordevol-Untergrenze gleichgesetzt (siehe Abb. 2 und 3). Unsere Beobachtungen passen zu einer derartigen Parallelisierung, sie liefern aber auch keinen zwingenden Beweis dafür.

Ein sicherer Nachweis für das Auftreten von *Diplopora annulata* im Wettersteinkalk der Schneebergdecke konnte bisher nicht erbracht werden.

Als akzessorisch auftretende Florenelemente sind ferner zu nennen:

Clypeina sp., *Clypeina besici* PANTIC, ?*Griphoporella guembeli* (SALOMON) PIA, *Gyroporella* sp., *Gyroporella ladinica* BYSTRICKY, *Physoporella heraki* BYSTRICKY, ?*Teutloporella aequalis* (GUEMBEL) PIA, *Teutloporella peniculiformis* OTT sowie *Aciculella bacillum* PIA, *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, Codiaceae und Solenoporaceae (fleckenweise dominierend).

3.1.2.2. Foraminiferen

Hinsichtlich der Foraminiferen-Assoziationen des Wetterstein Riff(schutt)kalkes sind unsere Daten noch sehr spärlich; folgende Taxa wurden identifiziert: *Ammobaculites* sp., *"Ophthalmidium" chialingchiangensis* (HO), *Ophthalmidium exiguum* KOEHN-ZANINETTI, *Palaeolituonella meridionalis* (LUPERTO), *„Turritellella" mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., cf. *Glomospira*, Nodosariidae sp. (LOBITZER & BÉRCZI-MAKK, 1988; BÉRCZI-MAKK in LOBITZER et al., 1988). Assoziationen mit *„Turritellella" mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI und Nodosariidae sp. scheinen auf einen Übergangsbereich von der Plattformrand- zur Beckenrandfazies („upper slope") hinzudeuten.

Der Grafensteigkalk, allodapische Zwischenlagen, die den Beckensedimenten der Reiflinger Schichten eingeschaltet sind, lieferte im Raxgebiet eine Foraminiferen-Assoziation, die z.T. mit jener der Wettersteinkalk-Plattform identisch ist, z.T. jedoch wohl eigenständigen Charakter zeigt. Aus äquivalenten Sedimenten des Schneeberggebietes machten HOHENEGGER & LEIN (1978) die Foraminiferenfauna bekannt. Folgende Foraminiferen-Taxa sind sowohl im Wettersteinkalk, als auch im Grafensteigkalk anzutreffen: *Agathammina* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Gaudryina* sp., *Glomospira* sp., Nodosariidae, *Ophthalmidium* sp., *Praegubkinella* sp., *Palaeospiroplectammina* sp. und *Trochammina* sp. Im Grafensteigkalk scheinen nach derzeitigem Kenntnisstand folgende Taxa bevorzugt aufzutreten: *„Turritellella" mesotriassica* KOEHN-ZANINETTI, *Turritellella* sp., *Mesodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER), *Pseudonodosaria obconia* REUSS, *Rheophax* cf. *asper* (ZIEGLER), *Palaeolituonella meridionalis* (LUPERTO).

An Foraminiferen sind für die Wettersteinkalk-Karbonatplattformbereiche mit *Teutloporella herculea* u.a. folgende Taxa auffällig: Involutinidae, (cf.) *Archaediscus*, Miliolidae, Textulariidae, *Glomospira* sp., *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Agathamminoides* sp., *Diplotremina* sp., *Duostomina alta* (KRISTAN-TOLLMANN), *Earlandinita* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Gaudryina* sp., *Glomospirella* sp., *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHÄFFER, *„Ophthalmidium" chialingchiangensis* HO, *Ophthalmidium lucidum* (TRIFONOVA), *Praegubkinella* sp. *Palaeospiroplectammina* sp., *Agathammina* sp., *Duostominidae* sp., *Aulotortus* sp., *Trochammina* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina alpina* (KRISTAN-TOLLMANN), Verneuilinidae, *Variostoma* sp.

3.1.2.3. Brachiopoden

Auf der Rax sind Brachiopoden wichtige Riffbewohner, wobei bei Neuaufsammlungen durch M. SIBLIK bislang folgende Taxa beobachtet werden konnten: *Tetractinella dyactis* (BITTNER 1892) juv., rectimarginate *„Spirigera"* sp. (beide in Korallenstotzen) am Wege von der Neuen Seehütte zur Preiner Wand. Spongienführender Wettersteinkalk am Weg im Bereich des Predigtstuhl-Gipfels zeigt eine größere Artendiversität, dominiert von *Tetractinella dyactis* (BITTNER 1892), weiters *„Spiriferina" myrina* BITTNER 1891, *„Spiriferina"* ex gr. *pia* BITTNER 1890, *Mentzelia* sp. (= *Spiriferina* spec.indet. pl. in BITTNER 1892, p. 33), *Lobothyris praepunctata* (BITTNER 1890), *Aulacothyris compressa* BITTNER 1891, *Aulacothyris* cf. *canaliculata* BITTNER 1892 juv. Westlich des blau markierten Weges vom Karl Ludwig Haus in Richtung Gamseck findet sich in der unteren Doline der „Schneegruben" eine individuenreiche, aber artenarme Brachiopoden-Assoziation, die von *Tetractinella dyactis* BITTNER dominiert wird; daneben finden sich noch Aulacothyriden und Terebratuliden/Spiriferiniden. LEIN & SIBLIK (1978) erachten *Tetractinella dyactis* im Wettersteinkalk des Spielkogels in den Mürztaler Alpen als cordevolisch.

Einschaltungen von Buntkalklinsen im Bereich des Wettersteinkalk„riffes" der Heukuppe lieferten hingegen Conodonten-Assoziationen welche für Oberladin (Langobard) sprechen (MANDL, in LOBITZER, 1986 b). Auch hier fanden sich Brachiopoden-Bruchstücke.

4. Waxeneckkalk (Karn)

Vornehmlich in den östlichen Kalkhochalpen (Mürzalpendecke) tritt uns im höheren Oberkarn eine charakteristische Serie heller dickbankiger Algenkalke entgegen, welche in den nördlich anschließenden tektonisch tieferen Einheiten (Tirolikum) fehlt. Während dort in Form der Opponitzer Kalke Teile eines geschlossenen Plattformbereiches in Pelletschlammfazies und mit Algen-Stromatolithen vorliegen, repräsentieren die vornehmlich der Kalkalgen-Foraminiferen-Detritus-Fazies (WILSON-SMF-Typ 18) zuordenbaren Waxeneck-Kalke der Mürzalpendecke einen offenen Plattformbereich. Über die Ausbildung der zeitgleichen Plattformränder dieses nach Süden endigenden Seichtwasserkomplexes sind wir dagegen ungenügend informiert. Die beiden in der Literatur erwähnten Vorkommen von „Tisovec-Riffkalken" (St. Pauler Berge: DULLO & LEIN [1982]; Bosruck: DULLO et al. [1987]) gehören jedenfalls nicht diesem Zeitabschnitt (über dem Reingrabener Event) an, sondern sind nach heutigem Kenntnisstand dem allerobersten Wettersteinkalk zuzuordnen. Zur nomenklatorischen Problematik dieses Schichtgliedes sei noch angemerkt, daß dieser (ober)karnische Algenkalk zunächst noch von CORNELIUS (1939: 63, 1952: 22) dem Dachsteinkalk zugeordnet wurde. Später bezeichnete man diese Serie in Analogie zu scheinbar ähnlichen Serien in den Westkarpaten als Tisovec-Kalk (LEIN, 1972: 19; TOLLMANN, 1972: 195, 1976: 166). Nachdem sich aber jüngst anläßlich einer Neubearbeitung der Typlokalität in Tisovec (Slowakischer Karst) die dortigen Gesteine als mittelnorischer Dachsteinkalk erwiesen haben (KRYSTYN et al., 1990) schien es unumgänglich, für die stratigraphisch und vor allem lithofaziell völlig anders gearteten Algenkalke eine neue Formationsbezeichnung zu schaffen. Für diesen neuen Begriff wurde als namensgebende Typlokalität das Kleine Waxeneck in den Mürztaler Alpen gewählt (LEIN in KRYSTYN et al., 1990).

Im Gegensatz zum reichen Wissensstand über mitteltriadische Algenfloren war die Kenntnis über obertriadische Dasycladaceen lange Zeit sehr gering (vgl. dazu PIA, 1942: Tab. 5). Erst seit den bahnbrechenden Arbeiten von BYSTRICKY (1964, 1968) und OTT (1967) ist diesbezüglich ein Wandel eingetreten.

Bereits PIA waren aus dem Waxeneck-Kalk der Donnerswand und Salzwand (oberes Mürztal) Kalkalgen bekannt, deren nähere Beschreibung sein früher Tod verhinderte, die er jedoch aufgrund des Mitauftretens von *Teutloporella herculea* STOPP. für oberladinisch hielt (s. CORNELIUS 1952: 22, Fußnote 2). Hinweise auf das Massenvorkommen von *Poikiloporella duplicata* (PIA) und *Teutloporella herculea* STOPP. (det.E.OTT) in diesen Kalken sowie der Nachweis des tatsächlichen Altersumfanges dieses Schichtgliedes finden sich erst 1972 bei LEIN. Die stratigraphische Position dieser Kalke ist durch deren Unterlagerung durch unterkarnische Sedimente des Raibler Niveaus und durch die Überlagerung von unternorischem Hallstätter Kalk eindeutig definiert.

Die erwähnte oberkarnische Kalkalgenassoziation des oberen Mürztales dürfte in dieser Form als charakteristisch für die gesamte Mürzalpendecke gelten, doch bestehen infolge weitgehender Dolomitisierung dieses Niveaus im Mittel- und Westabschnitt dieser Einheit beträchtliche Kenntnislücken. Erst im westlichen Gesäuse stoßen wir innerhalb dieses Niveaus auf teilweise unversehrt gebliebene Kalklinsen, aus welchen DULLO (1980a) vom Kreuzkogel (SE Admont) folgende Taxa beschrieb: *Poikiloporella duplicata* (PIA), *Clypeina besici* PANTIC, *Gyroporella vesiculifera* GÜMBEL.

5. Dachsteinkalk (Nor–Rhät)

Infolge der exemplarischen Bearbeitung kalkalpiner Seichtwasserkarbonate des Nor und Rhät durch die „Erlanger Arbeitsgruppe" sind wir über die Dasycladaceen-

Floren dieses Zeitraumes relativ gut unterrichtet (z.B. SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFER 1979: 813, DULLO 1980b: 67, SADATI 1981: 204, WURM 1982: 220).

Im Zuge der Kartierungstätigkeit der geologischen Landesaufnahme untersuchte Proben von lagunärem Dachsteinkalk aus den östlichen Kalkhochalpen seien hier kurz aufgelistet, um den Kenntnisstand über die räumliche Organismenverbreitung zu erweitern.

In den schon von GEYER (1989), SPENGLER (1931) und CORNELIUS (1936) auskartierten Dachsteinkalken der Tribein-Schuppe (südliche Schuppe der Göller-Decke, tektonisch dem Kalkvoralpin zugehörig) konnte von PAVLIK (1985) eine reiche Algenflora und Foraminiferenfauna aufgesammelt werden.

Im Norden des Hohen Student sind lagunäre Dachsteinkalke aufgeschlossen,mit der Dasycladacee *Griphoporella* sp. und den Foraminiferen *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Permodiscus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN) und *Triasina hantkeni* MAJZON. Im Liegenden dieser rhätischen Kalke grenzen Sandsteine (Lunzer Schichten) ?tektonisch an. Überlagert wird der Dachsteinkalk von Oberrhätkalken (Ooidkalke) und Hierlatzkalk.

Auf der Westseite des Hohen Student ist der Dachsteinkalk nur noch in einigen Fenstern, unter Haselgebirge, Werfener Schichten und Gosauserien zu finden. Erst weiter im Süden, in den Felswänden beiderseits der Einmündung des Arzgrabens in das Falbersbachtal, läßt sich wieder ein zusammenhängender Komplex auskartieren. Hier treten gebankte bis massige, gelegentlich korallenführende Kalke auf, die folgende Fossilführung zeigen: *Thecosmilia* cf. *clathrata* (EMMRICH); an Foraminiferen *Angulodiscus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Permodiscus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Triasina hantkeni* MAJZON, *Pseudotaxis inflata* (KRISTAN) sowie die Dasycladaceen *Diplopora phanerospora* PIA, *Gyroporella vesiculifera* PIA, *Salpingoporella humilis* (BYSTRICKY) und *Salpingoporella sturi* (BYSTRICKY).

Das Liegende ist nicht aufgeschlossen, im Hangenden treten Starhembergkalk (Rhät) und Allgäuschichten (Lias) auf.

Im Gebiet der Schöneben, südlich des Student-Plateaus, finden sich in Form von Geröllen eines pleistozänen Eisrandsedimentes auffällige dunkle Biogenschuttkalke mit einer reichen Fossilführung. Sie können nur dem Dachsteinkalk der Tonion-Nordostseite entstammen, und entsprechen einer riffnahen Rückriffazies. Sie führen neben gut erhaltenen Korallen und Spongien in Form dunkel imprägnierter „black pebbles" auch reichlich Dasycladaceen, nämlich *Diplopora muranica* BYSTRICKY, *Diplopora phanerospora* PIA, *Griphoporella* sp., *Gyroporella vesiculifera* PIA, *Heteroporella crosi* (OTT), *Heteroporella zankli* (OTT), *Salpingoporella humilis* (BYSTRICKY) und *Salpingoporella sturi* (BYSTRICKY) sowie die Mikroproblematika *Baccanella floriformis* PANTIC und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (PANTIC). An Foraminiferen wurden beobachtet: *Angulodiscus friedli* (KRISTAN-TOLLMANN), *Auloconus permodiscoides* (OBERHAUSER), *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHENK, *Palaeospiroplectammina* sp., *Permodiscus tumidus* (KRISTAN-TOLLMANN), *Tetrataxis humilis* KRISTAN und *Triasina hantkeni* MAJZON.

Die vorgefundenen Fossilgesellschaften all dieser zuvorgenannten Dachsteinkalkvorkommen zeigen keine auffällige Abweichung von derzeitigen Vorstellungen über die zeitliche Verbreitung dieser Organismen. Charakteristisch ist das Auftreten von Heteroporellen und endosporen Diploporen in der höheren Obertrias.

Dank

Die Verfasser danken der Direktion der Geologischen Bundesanstalt in Wien und der Ungarischen Geologischen Landesanstalt in Budapest für die Einbeziehung der vergleichenden Triasforschung als längerfristiges Kooperationsthema in das protokollarische Abkommen über die österreichisch-ungarische geologische Zusammenarbeit. Auf dieser Basis war und ist die Möglichkeit gegeben, vergleichende Exkursionen mit ergänzenden Probennahmen durchzuführen.

Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 1

Dasycladaceen aus Wettersteinkalk (1–5) und Steinalmkalk (6–12)

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1– 3: ***Teutloporella herculea.***
LOB 84/52, Raxplateau.

Fig. 4: ***Diplopora annulata annulata.***
WPA 132/87, Höllengebirge.

Fig. 5: ***Aciculella.*** **sp.**
LOB 86/15A, Rax/Kesselgraben.

Fig. 6: ***Teutloporella peniculiformis.***
WPA 108/87, Fallenstein.

Fig. 7: ***Macroporella beneckei.***
WPA 59/83-2, nördl. Hoher Student.

Fig. 8: ***Physoporella pauciforata sulcata.***
WPA 108/87, Fallenstein.

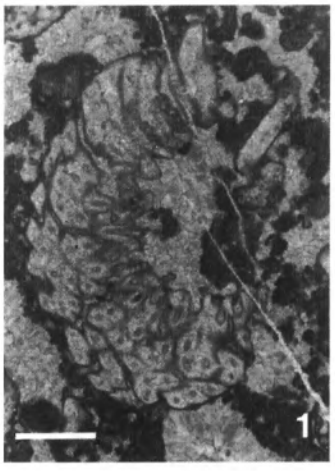
Fig. 9: ***Physoporella dissita (1).***
Physoporella pauciforata pauciforata (2).
Teutloporella peniculiformis (3).
WPA 108/87, Fallenstein.

Fig. 10: ***Physoporella pauciforata pauciforata.***
WPA 108/87), Fallenstein.

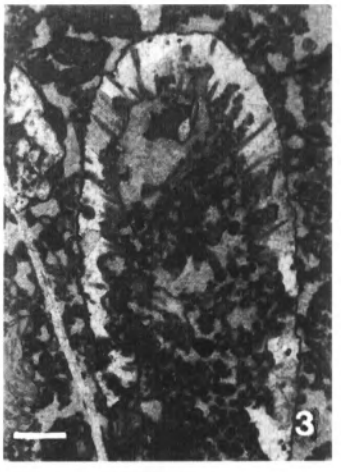
Fig. 11: ***Physoporella dissita (1).***
Physoporella pauciforata pauciforata (2).
Oligoporella pilosa (3).
WPA 108/87, Fallenstein.

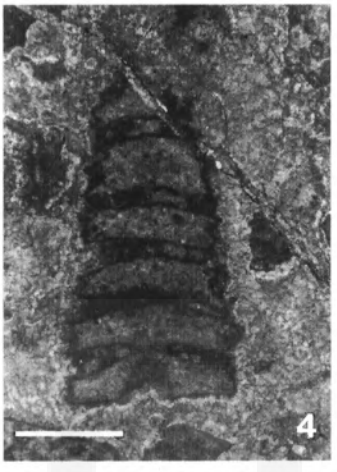
Fig. 12: ***Physoporella dissita (1).***
Physoporella pauciforata pauciforata (2).
WPA 108/87, Fallenstein.

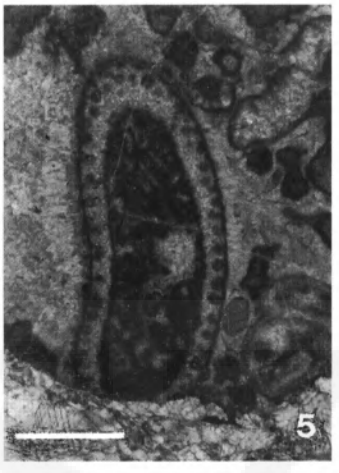
Balkenlänge 1 mm.


1

2

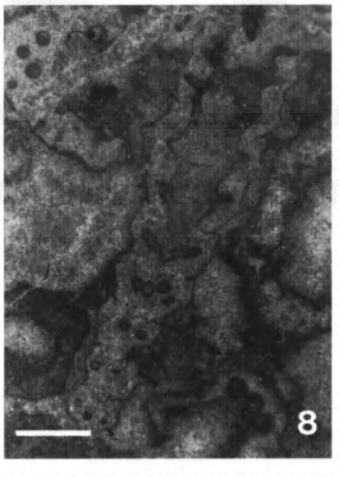

3

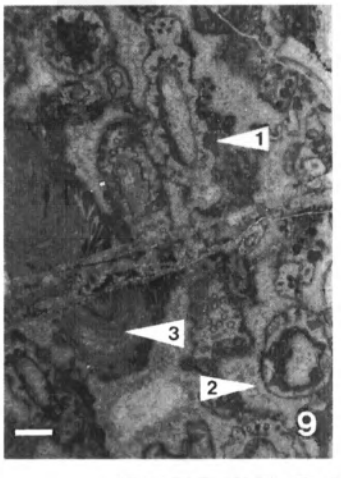

4


5

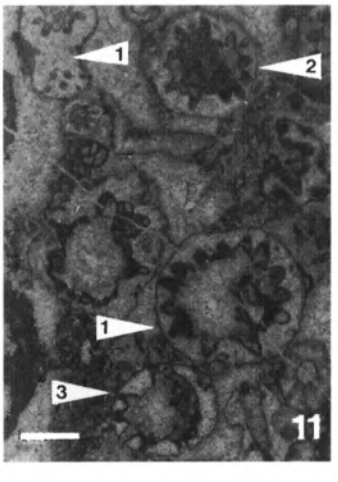
6

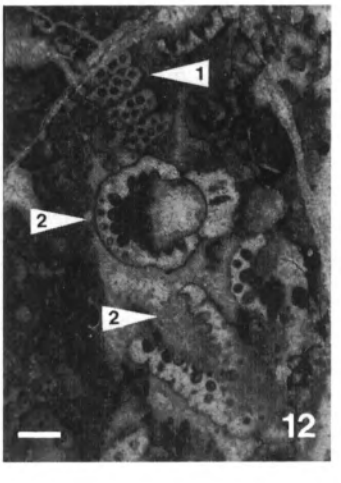
7


8


1
3
2
9

10


1
2
1
3
11


1
2
2
12

Tafel 2

Dasycladaceen aus Waxeneckkalk (1–4) und Wettersteinkalk (5–9)

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1– 4: ***Poikiloporella duplicata.***
Fig. 1: A689, Knopperwiese.
Fig. 2–4: A490/2, Kleines Waxeneck)

Fig. 5–6: **? *Poikiloporella duplicata*, diagenetisch stark verändert**
Tektonisch deformierter Wettersteinkalk.
MAN 86/174, Talberg.

Fig. 7: ***Poikiloporella duplicata.***
LOB 85/22, westliches Gahnsplateau.

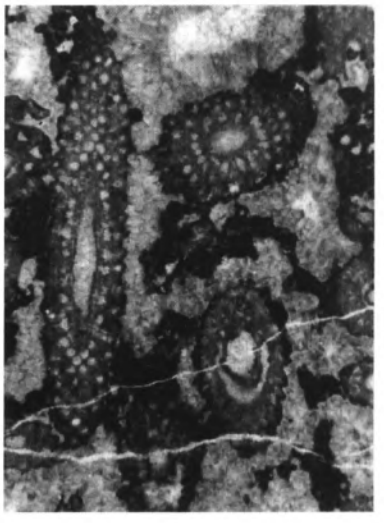
Fig. 8: ***Poikiloporella duplicata.***
MAN 86/69, Saubersdorfer Wald.

Fig. 9: **?*Clypeina* sp., diagenetisch stark verändert.**
Tektonisch deformierter Wettersteinkalk.
MAN 86/174, Talberg.

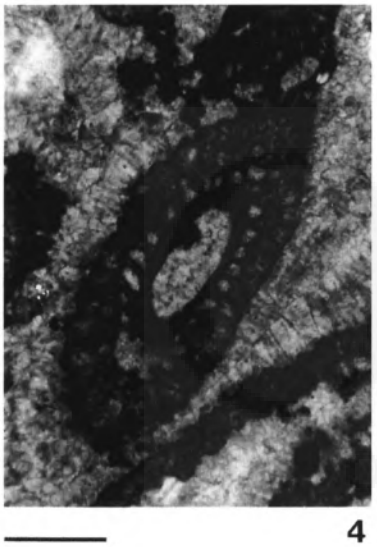
Balkenlänge 1 mm.

1

2



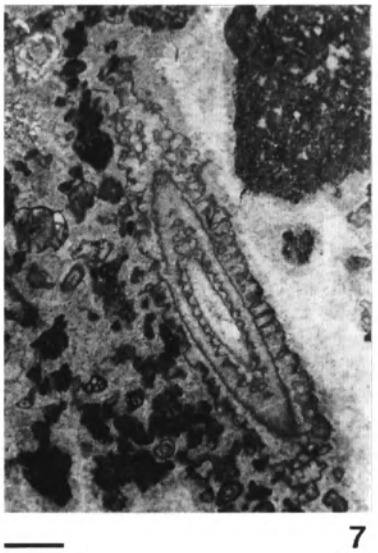
3



4

5

6



7

8

9

Tafel 3

Dasycladaceen aus Dachsteinkalk

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1– 2: ***Salpingoporella sturi.***
Pleistozän verschwemmte Gerölle von der Tonionalpe.
WPA 5/83-2,3; Schöneben.

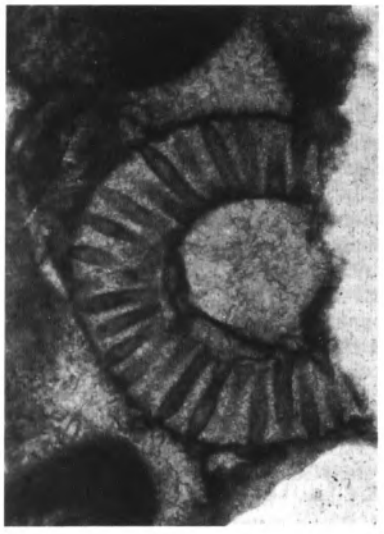
Fig. 3: ***Griphoporella curvata.***
A900; Roßkogel/Mitterndorf.

Fig. 4–5: ***Salpingoporella humilis.***
Gerölle.
WPA 19/83; Schöneben.

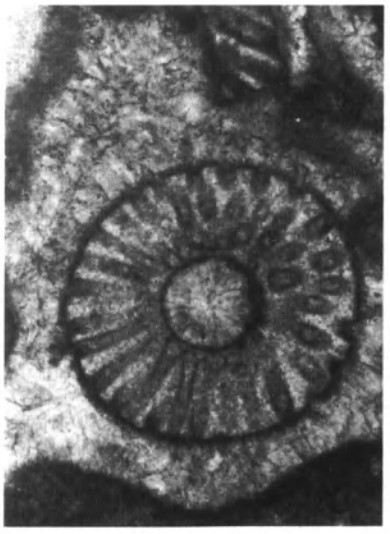
Fig. 6–7: ***Heteroporella zankli.***
Gerölle.
WPA 44/82-1, WPA 30/82; Schöneben.

Fig. 8–9: ***Diplopora muranica.***
Gerölle.
WPA 44/82, WPA 5/83-2; Schöneben.

Balkenlänge 1 mm.

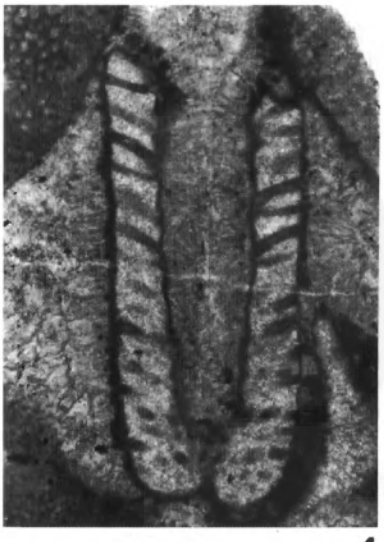


1



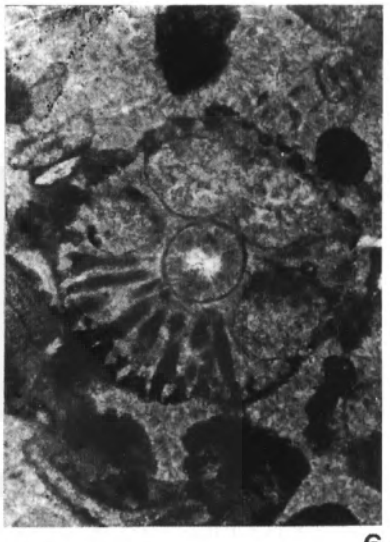
2

3

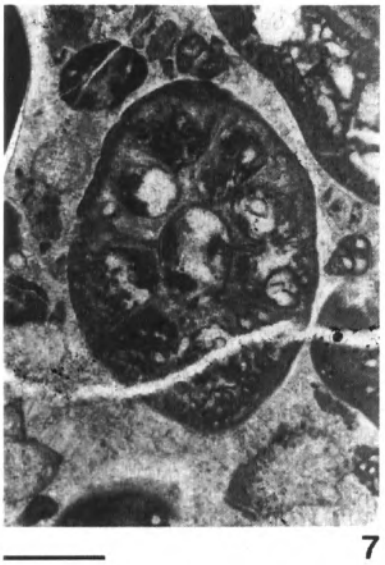


4

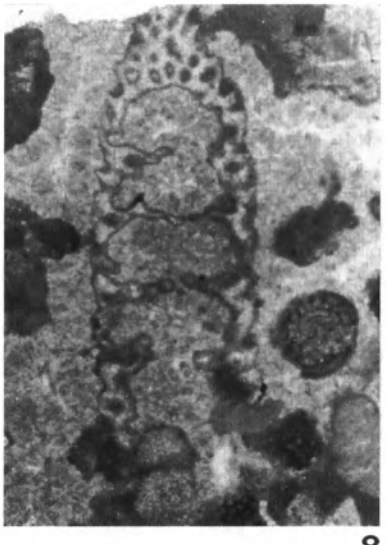
5



6



7



8

9

AMPFERER, O. & SPENGLER, E.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt 4855/Schneeberg und St. Ägyd am Neuwalde. – Wien (Geol. B.-A.) 1931.

BITTNER,A.: Die Brachiopoden der Alpinen Trias, Nachtrag 1. – Abh. Geol. R.-A., **17**/2, 40 S., 4 Taf., Wien 1892.

BRANDNER, R. & RESCH, W.: Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – In: TOOMEY, D.F. (ed).: European Fossil Reef Models, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., **30**, 203–231, Tulsa 1981.

BUCHHOLZ, G.: Das axiale Verhalten der Reisalpendecke. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien., 203 S., 18 Taf., Wien 1979.

BYSTRICKY, J.: Slovensky kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mesozoika Slovenskeho krasu. – 205 S., 38 Taf., 5 Beil., Bratislava (Ustredny ústav geol.) 1964.

BYSTRICKY, J.: Die obertriadischen Dasycladaceen der Westkarpaten. – Geol. Sborn., **18**/2, 285–309, Taf. 1–18, Bratislava 1968.

BYSTRICKY, J.: Stratigraphic Ranging and Zonation of Dasycladal Algae in the West Carpathians Mts., Triassic. – Mineralia slov., **18**/4, 289–321, 6 Taf., 3+11 Abb., Bratislava 1986.

CORNELIUS, H.P.: Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich, Blatt Mürzzuschlag 1 : 75.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1936 a.

CORNELIUS, H.P.: Geologische Karte des Raxgebietes; 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1936 b.

CORNELIUS, H.P.: Zur Schichtfolge und Tektonik der Mürztaler Alpen. – Jb. Reichst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **89**, 27–175, Taf. 1–4, 18 Abb., Wien 1939.

CORNELIUS, H.P.: Geologische Karte des Schneebergs und seiner Umgebung, 1 : 25.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1951 a.

CORNELIUS, H.P.: Die Geologie des Schneeberggebietes. – Jb. Geol. B.-A., Sdbd. **2**, 111 S., 25 Abb., 2 Taf., Wien 1951 b.

CORNELIUS, H.P.: Die Geologie des Mürztalgebietes. Erläuterungen zum Blatt Mürzzuschlag 1 : 75 000. – Jb. Geol. B.-A., Sdbd. **4**, 94 S., Wien 1952.

DULLO, W.Ch.: Über ein neues Vorkommen von Tisovec-Kalk in den südwestlichen Gesäusebergen (Admont, Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 155–165, 2 Taf., 2 Abb., Wien 1980 a.

DULLO, W.Ch.: Paläontologie, Fazies und Geochemie der Dachstein-Kalke (Ober-Trias) im südwestlichen Gesäuse, Steiermark, Österreich. – Facies, **2**, 55–122, Taf. 9–13, 10 Abb., 6 Tab., Erlangen 1980 b.

DULLO, W.Ch., FLÜGEL, E., LEIN, R., RIEDEL, P. & SENOWBARI-DARYAN, B.: Algen, Kalkschwämme und Mikroproblematika aus unterkarnischen Riffkalken des Bosruck-Gipfels (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 525–543, 4 Abb., 2 Tab., Wien 1987.

DULLO, W.Ch. & LEIN, R.: Facies and Environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). – Facies, **6**, 25–36, Taf. 3–4, 2 Abb., 1 Tab., Erlangen 1982.

FISCHER, A.G.: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. – In: MERRIAM, D.F. (ed.): Symposium on Cyclic Sedimentation, Kansas Geol. Survey, Bull., **169**, 107–149, Lawrence 1964.

FLÜGEL, E.: Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias. – Verh.Geol. B.-A., **1974**, 297–346, 4 Taf., 11 Tab., Wien 1975.

FLÜGEL, E.: Paleoecology and microfacies of Permian, Triassic and Jurassic algal communities of Platform and Reef Carbonates from the Alps. – Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3**/2, 569–587, 3 Taf., 5 Abb., Pau 1979.

FLÜGEL, E.: Paleoecology and facies of Upper Triassic reefs in the Northern Calcareous Alps. – In TOOMEY, D.F. (ed.): European Fossil Reef Models, Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., **30**, 291–359, Tulsa 1981.

FLÜGEL, E.: Evolution of Triassic Reefs: Current Concepts and Problems. – Facies, **6**, 197–328, Erlangen 1982.

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

GEYER, G.: Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. – Jb. Geol.R.-A., **39**, 497–784, Taf. 13, 18 Abb., Wien 1889.

GÜMBEL, C.W.: Die sogenannten Nulliporen (Lithothammnium und *Diplopora*) und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung der Kalksteine. Theil II. – Abh. k. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **11**, I. Abt., 231–290, Taf. 1–4, München 1872.

GÜMBEL, C.W.: Mikroskopische Untersuchungen alpiner Triaskalke und Dolomite. – Verh.Geol.R.-A., **1873**, 141–144, Wien 1873.

HAGENGUTH, G., POBER, E., GÖTZINGER, M.A. & LEIN, R.: Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Geochemie der Pb/Zn-Vererzungen Annaberg und Schwarzenberg (Niederösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **125**, 155–218, 2 Taf., 1 Beil., 21 Abb., 10 Tab., Wien 1982.

HENRICH, R.: Middle Triassic Carbonate Margin Development: Hochstaufen-Zwieselmassiv Northern Calcareous Alps, Germany. – Facies, **6**, 85–106, Taf. 11–13, 4 Abb., Erlangen 1982.

HENRICH, R.: Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen. – Geologica et Paleontologica, **17**, 137–177, 7 Abb., 2 Tab., 9 Taf., Marburg 1983.

HOHENEGGER, J. & LEIN, R.: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1 : Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 203–261, 7 Abb., Taf. 14–18, Wien (1977) 1978.

HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H.: Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen (Dachsteinkalk-Aflenzer Kalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 458–485, 4 Abb., Taf. 1–3, Wien 1971.

KOVÁCS, S., LESS, Gy., PIROS, O., RÉTI, Zs. & ROTH, L.: Triassic formations of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary). – Acta Geol. Hung., **32**, 31–63, Budapest 1989.

KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Die Mürzalpendecke, eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., nath.-naturwiss. Kl., **171**, 7–39, Taf. 1, Wien 1962.

KRYSTYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. & PILLER, W.: "Tisovec Limestone" – An example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 125–136, 1 Taf., 6 Abb., Prag – Wien 1990.

LEIN, R.: Stratigraphie und Fazies der Obertrias der Mürztaler Kalkalpen. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 144 S., 13 Beil., 25 Abb., Wien 1972.

LEIN, R.: Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 207–235, 1 Taf., Beil. 12, 4 Abb., Wien 1981.

LEIN, R. & SIBLIK, M.: A Brachiopod fauna from the Spielkogel (Muerztaler Alpen, Styria): New data concerning the stratigraphic emplacement of Tetractinella (?) dyactis (BITTNER). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 205–221, 6 Abb., Taf. 31, Wien (1978) 1979.

LEITHNER, W.: Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 575–589, Wien 1990.

LOBITZER, H.: Bericht 1985 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Kalkalpen-Südrandbereichs auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, S. 40, Wien 1986a.

LOBITZER, H.: Bericht 1984/85 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Raxplateaus auf Blatt 104 Mürzzuschlag. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 411–413, Wien 1986b.

LOBITZER, H.: Bericht 1985 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Kalkalpen-Südostrandes auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 414–416, Wien 1986c.

LOBITZER, H.: Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Schneeberg-Plateaus auf Blatt 74 Hohenberg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 291–292, Wien 1987a.

LOBITZER, H.: Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 298–299, Wien 1987b.

LOBITZER, H. & BERCZI-MAKK, A.: Bericht 1987 über fazielle und mikropaläontologische Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Platt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 491–492, Wien 1988.

LOBITZER, H., BERCZI-MAKK, A., MANDL, G.W., OBERHAUSER, R. & PIROS, O.: Bericht 1986/87 über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Wettersteinkalk auf Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 488–491, Wien 1988.

LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZZULLO, S.J. & MELLO, J.: Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of eastern Northern Calcareous Alps and West Carpathian Mountains: preliminary results. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 136–158, 10 Abb., 6 Taf., Prag–Wien 1990.

LOBITZER, H. & PIROS, O.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **130**, S. 304, Wien 1987.

MANDL, G.W.: Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **128**/2, 356–357, Wien 1985.

MANDL, G.W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **128**/2, 275–276, Wien 1985.

MANDL, G.W.: Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im Kalkalpenanteil auf Blatt 105 Neunkirchen. – Jb. Geol. B.-A., **129**/2, 416–417, Wien 1986.

MANDL, G.W. & MÜLLER, A.: Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Raum Seeköpfe – Mürzsteg – Falkensteinalm auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 560–562, Wien 1989.

MAZZULLO, S.J. & LOBITZER, H.: Facies and diagenesis of Triassic (Austrian Alps) and Upper Permian (New Mexico–Texas) platform-margin carbonates: a comparison. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **72**, p. 219, Tulsa 1988.

OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., N.F., **131**, 96 S., 10 Taf., 9 Abb., 5 Tab., München 1967a.

OTT, E.: Dasycladaceen (Kalkalgen) aus der nordalpinen Obertrias. – Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **7**, 205–226, Taf. 12–13, 5 Abb., 1 Tab., München 1967b.

OTT, E.: Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen aus Karaburun und Chios (Ägäis). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 251–276, 2 Taf., 7 Abb., 1 Beil., Innsbruck 1972.

OTT, E.: Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **141**/1, 81–115, 2 Abb., 1 Tab., Stuttgart (1972) 1973a.

OTT, E.: Zur Kalkalgenstratigraphie der Alpinen Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 455–464, 1 Taf., Innsbruck (1972) 1973b.

OTT, E.: Algen (Dasycladaceae). – Catal. Foss. Austr., 17b, 64 S., 4 Tab., Wien (Springer) 1974.

PAVLIK, W.: Geologische Untersuchungen in den Kalkhochalpen (Tirolikum und Juvavikum) im Gebiet Halltal-Student (Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 85 S., 13 Textabb., 1 geol. Karte, 1 Profiltafel, 57 Abb. als Beilage, Wien 1985 a.

PAVLIK, W.: Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. - Jb. Geol. B.-A., **128**, 273–274, Wien 1985 b.

PAVLIK, W.: Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 301–302, Wien 1987.

PAVLIK, W.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 431–432, Wien 1988.

PIA, J.: Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. – Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient, **25**, 25–81, Taf. 2–8, 24 Abb., Wien 1912.

PIA, J.: Katalog der Diploporensammlung des Naturhistorischen Museums in Wien. – Ann. Naturhist. Mus., **33**, 1–16, Wien 1919.

PIA, J.: Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. – Abh. zool. bot. Ges. Wien, **11**/2, 1–263, Taf. 1–8, 27 Abb., Wien 1920.

PIA, J.: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Rücksicht auf die Diploporengesteine. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss., Kl., Abt. I, **132**, 35–79, 1 Taf., 1 geol. Kt., 1 Abb., Wien 1923.

PIA, J.: Die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund der Diploporen. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **62**, 214–217, Wien 1926.

PIA, J.: Neue Beobachtungen über die geologische Verbreitung fossiler Kalkalgen. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **64**, 92–96, Wien 1927.

PIA, J.: Die Diploporen der anisischen Stufe Bosniens. – Ann. Geol. Penins. Balqu., **12**/2, 190–246, Taf. 1–5, 55 Abb., Beograd 1935.

PIA, J.: Sammelbericht über fossile Algen: Dasycladacea 1928–1936, mit Nachträgen aus früheren Jahren. – N. Jb. Geol. Paläont., **1937**, Referate, III, 985–1028, Stuttgart 1937.

PIA, J.: Die gesteinsbildenden Algen des Höllengebirges. – Jb. Ver. Landeskde. etc., **89**, 239–266, 6 Taf., 5 Abb., Linz 1940.

PIA, J.: Übersicht über die fossilen Kalkalgen und die geologischen Ergebnisse ihrer Untersuchung. – Mitt. geol. Ges. Wien, **33** (1940), 11–34, 5 Tab., Wien 1942.

PIROS, O: Facies and microfacies study of the Middle and Upper Triassic carbonate platform formations of the Aggtelek Mountains. – Ph. D. Thesis, 56 p., Budapest 1986.

PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 76 Wiener Neustadt. – Wien (Geol. B.-A.) 1982.

RAMOVS, A.: Geoloske raziskave severnih Julijskih Alp in njihov biostratigrfski razvoj. – Jeklo in ljdje, **5**, 391–428, 29 Abb., Ljubljana 1985.

RESCH, W.: Zur Fazies-Abhängigkeit alpiner Trias-Foraminiferen. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 181–249, Wien 1979.

SADATI, S.M.: Ein obertriadisches Lagunen-Riff am Ostrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich). – Facies, **5**, 191–264, Taf. 54–66, 15 Abb., 10 Tab., Erlangen 1981.

SENOWBARI-DARYAN, B. & SCHÄFER, P.: Distributional patterns of calcareous algae within Upper Triassic patch Reef Structures of the Northern Calcareous Alps (Salzburg). – Bull. Centre. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, **3/2**, 811–820, 1 Taf., 3 Abb., Pau 1979.

SPENGLER, E.: in SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – 100 S., Wien (Geol. B.-A.) 1926.

SPENGLER, E.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Schneeberg – St. Ägyd am Neuwalde 1 : 75.000. – Wien (Geol. B.-A.) 1931a.

SPENGLER, E.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte Blatt Schneeberg – St. Ägyd am Neuwalde. – 108 S., 1 Taf., Wien (Geol. B.-A.) 1931b.

STANLEY, G.D.: The History of Early Mesozoic Reef Communities: A Three Step Process. – Palaios, **3**, 170–183, Tulsa 1988.

TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. geol. Ges. Wien, **58** (1965), 103–207, Taf. 1–4, Wien 1966.

TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **64** (1971), 173–208, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1972.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Deuticke) 1976a.

TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien (Deuticke) 1976b.

WAGNER, L.: Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 202 S., 25 Taf., 175 Abb., Wien 1970.

WURM, D.: Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – Facies, **6**, 203–296, Taf. 27–41, 32 Abb., Erlangen 1982.

ZORN, H.: Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. – Schweizer. Paläont. Abh., **91**, 90 S., 17 Taf., 52 Abb., 13 Tab., Basel 1971.

ZORN, H.: Über den Lebensraum der fossilen Wirtelalgen in der Trias der Alpen. – Naturwiss., **63**, 426–429, 2 Abb., Berlin 1976.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Paläozoikum
Paleozoikum
Paleozoic

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 365–377	Wien, November 1994	2. rész	pp. 365–377	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Das Altpaläozoikum im Südburgenland*)

Von HANS P. SCHÖNLAUB**)

Mit 3 Abbildungen und 3 Tafeln

Österreichische Karte 1: 50.000
Blatt 168

Österreich
Burgenland
Conodonten
Stratigraphie

Inhalt

Zusammenfassung 365
Összefoglalás 365
Abstract 365
1. Einleitung 366
2. Probenlokalitäten 367
3. Beschreibung, Erhaltung und Häufigkeit der Fossilien 368
4. Das Alter der Faunengemeinschaft 369
5. Schlußfolgerungen und Vergleiche 369
Dank 370
Literatur 370
Tafeln 1–3 372

Zusammenfassung

Aus dem Hauptvorkommen von paläozoischen Gesteinen im Südburgenland, dem Dolomitsteinbruch Weinhandl in Hannersdorf, werden Neufunde von Conodonten, rugosen und tabulaten Korallen und Crinoiden beschrieben und abgebildet. Die Fossilgemeinschaft hat ein Oberems-Alter (= jüngeres Unterdevon) und gehört nicht, wie früher vermutet, in das Mitteldevon. Analogien und Unterschiede zur Entwicklung des Grazer Paläozoikums werden diskutiert. Als Vergleich bietet sich vor allem die anscheinend altersgleiche Dolomit-Sandstein-Formation in der Umgebung von Graz an. Bis zu dieser Arbeit konnten ihre Äquivalente allerdings weder im Untergrund des Oststeirischen Tertiärbeckens noch in den Obertagsaufschlüssen im Südburgenland mit Sicherheit wiedererkannt werden.

A dél-burgenlandi ópaleozoikum

Összefoglalás

A dolgozat a dél-burgenlandi paleozóos feltárásokból újonnan előkerült conodontákból, rugoza és tabulata korallokból és krinoidea töredékből álló ősmaradvány együttest ismertet. A zónajelző conodonták (*Ozarkodina carinthiaca, Polygnathus* cf. *serotinus* és *Pandorinellina steinhornensis* ssp.) alapján e fosszilia tartalmú dolomitok kora késő-emsi. A híres szomszédos „gráci paleozoikummal" történt összehasonlítás szerint a dél-burgenlandi alsó-paleozoikum mind a litológiai összetétel, mind az általános fejlődésmenet tekintetében a két terület korábbiakban gondoltaknál közelebbi kapcsolatát sejteti.

The Lower Paleozoic of Southern Burgenland (Austria)

Abstract

This paper describes a newly discovered fossil assemblage from the Paleozoic outcrops of southern Burgenland, eastern Austria. It comprises conodonts, rugose and tabulate corals and crinoid debris. Based on index conodonts, i.e., *Ozarkodina carinthiaca, Polygnathus* cf. *serotinus* and *Pandorinellina steinhornensis* ssp. an Upper Emsian age is concluded for the fossil-bearing dolomites. A comparison with the neighbouring famous Paleozoic of Graz lithology and the general development of the Lower Paleozoic succession of southern Burgenland apparently suggests a closer relationship with the Paleozoic history in the surroundings of Graz than has been thought previously.

*) Revidierte und erweiterte Fassung einer Arbeit, die im „Exkursionsführer 13", Wandertagung 1990 der ÖGG in Bernstein, S. 52–54, veröffentlicht wurde.

**) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Postfach 127, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

1. Einleitung

Mit Fossilien datiertes Altpaläozoikum ist im südlichen Burgenland auf den Blättern 167 Güssing und 168 Eberau seit dem vorigen Jahrhundert bekannt. Sein Entdecker war der ungarische Geologe K. HOFFMANN, der 1875 in mehreren, aus der Neogenbedeckung aufragenden „Schieferinseln" Reste von Crinoiden und einige Korallen fand (K. HOFFMANN, 1877). Es war dies in der Kohfidischer Schieferinsel östlich des Königsberges zwischen Hannersdorf und Burg, in der Kirchfidischer Schieferinsel am Hohensteinmaißberg, im Harmischer Wald und schließlich in der Umgebung von Sulz bei Güssing. Alle Fossilien wurden in Kalkschiefern, Kalken oder Dolomitgesteinen gefunden; die begleitenden Grünschiefer und Phyllite lieferten hingegen keine Versteinerungen.

Nach F. TOULA (1878), der die Bestimmung der ersten Aufsammlung übernahm, handelt es sich um eine Gemeinschaft von tabulaten und rugosen Korallen (*Favosites goldfussi* D'ORB., *F. reticulata* BLAINV., *Heliolites porosa* GOLDF. und *Cyatophyllum* sp.), Crinoiden-Stielglieder und um eine Spiriferida-ähnliche Brachiopodenklappe. TOULA vermutete daher zu Recht eine Vertretung von Devon. Die fossilführenden Gesteine sah er als äquivalente Bildungen zum Grazer Paläozoikum an, dessen Entwicklung im Mitteldevon offensichtlich große Ähnlichkeiten mit dem Südburgenland aufweist.

Diese Meinung wurde durch neue Untersuchungen von W. POLLAK (1962) bestätigt, der im Steinbruch Weinhandl in Hannersdorf weitere Korallen und Crinoiden fand, die allerdings sehr schlecht erhalten waren. Nach dem Urteil von H.W. FLÜGEL (Graz) erlaubten sie eine wahrscheinliche Zuordnung zu *Thamnopora reticulata* BLAINV. und *Thamnophyllum caespitosum* GOLDF. bzw. zu *Cupressocrinus* sp.; ihre Hauptverbreitung liegt im Mitteldevon.

Nach W. POLLAK (1962) werden die bis 300 m mächtigen Dolomit- und Kalkgesteine von einer etwa 150 m mächtigen Schieferfolge aus mehr oder weniger metamorphen Tonschiefern, grünlichen Schiefern, Mergeln und sandigen Schiefern überlagert. Ihr Alter ist gänzlich ungeklärt, wenngleich POLLAK aufgrund der von ihm geäußerten eindeutigen Beziehung zur Unterlage ein jüngeres Alter als Mitteldevon annahm.

Dieser Auffassung widersprach W.J. SCHMIDT (1956). Aufgrund von Geländebeobachtungen stellte er die Grünschiefer und Sandsteine in das Ordoviz und verschiedene klastische Gesteine in den Zeitraum von Silur bis Karbon. Im Devon sollen hingegen die mächtigen Karbonatkomplexe entstanden sein.

Gestützt auf neue biostratigraphische Daten, folgten F. EBNER (1978) und H.P. SCHÖNLAUB (1984) im wesentlichen dieser Ansicht. Mittels Conodonten wiesen sie eine Vertretung von Silur in hauptsächlich schiefriger Ausbildung bzw. von Unterdevon in Dolomitfazies nach. Maßgebend dafür waren Obertagsaufschlüsse bei Sulz nahe Güssing und Bohrergebnisse. Darüberhinaus bestätigten Bohrdaten aus dem nordöstlichen Teil des Oststeirischen Tertiärbeckens diese Vorstellung (F. EBNER, 1988).

Auf ältere Auffassungen, das vermutete altpaläozoische Alter der „Rechnitzer Serie" im Südburgenland betreffend, wird hier nicht näher eingegangen. Diesbezüglich sei auf die Ausführungen bei H.P. SCHÖNLAUB (1973) verwiesen.

Im Folgenden werden aus dem Hauptvorkommen von Paläozoikum im Südburgenland, dem Steinbruch „Weinhandl" in Hannersdorf, weitere Fossilfunde mitgeteilt. Es sind dies biostratigraphisch wichtige Conodonten sowie rugose und tabulate Korallen und damit vergesellschaftete Stielglieder von Crinoiden.

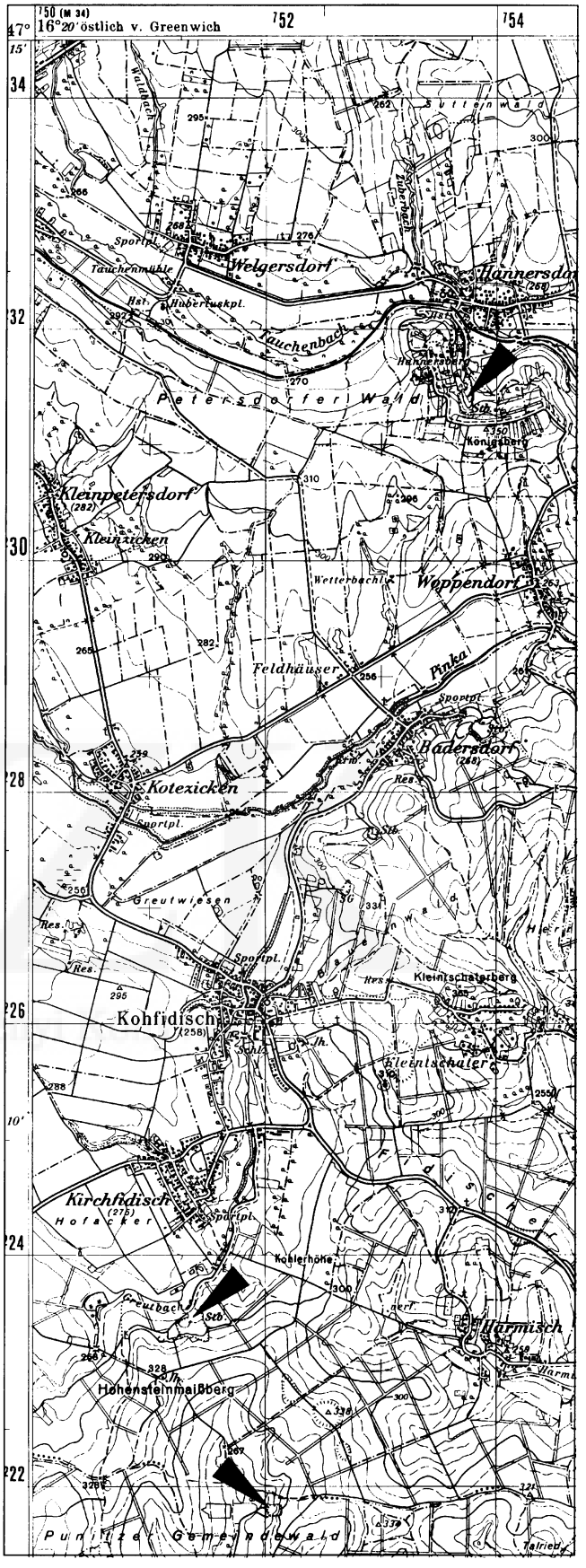


Abb. 1.
Biostratigraphisch untersuchte Vorkommen von paläozoischen Karbonatgesteinen auf ÖK 168 Eberau:
Steinbruch Weinhandl bei Hannersdorf; Steinbruch Baron von Kottwitz am Hohensteinmaißberg bei Kirchfidisch; aufgelassener Steinbruch im Punitzer Wald.

2. Probenlokalitäten

In dieser Arbeit wurden die folgenden, bereits im 19. Jhdt. bekannten Fossilfundpunkte biostratigraphisch neu untersucht (Abb. 1):

1) Steinbruch Weinhandl bei Hannersdorf am Fuß des Königsbergs.
2) Steinbruch Baron von Kottwitz am Hohensteinmaißberg südlich Kirchfidisch.
3) Aufgelassener Steinbruch im Punitzer Gemeindewald nordöstlich von Punitz.

Im Steinbruch Weinhandl sind zuunterst helle, ungebankte Dolomite aufgeschlossen, weiters dunkelgraue dünn gebankte Dolomite mit hellen Fossilresten und hellgraue gut gebankte Dolomite. An der westlichen Steinbruchwand folgen über einer klar sichtbaren tektonischen Trennnfuge dünn gebankte graue Kalke, Dolomite und mit diesen wechsellagernde Schiefer, die bis zur Oberkante des Steinbruchs am Königsberg reichen. Diese Folge zeigt flache Nord–Süd-Achsenrichtungen.

Die im folgenden beschriebenen Fossilreste wurden in einer etwa 4 m breiten Lage von dunkelgrauem, dünngebanktem Dolomitgestein gefunden, das mit flachem nordöstlichen Einfallen den östlichen Wandfuß des Steinbruchs aufbaut (Abb. 2A). Die gleichen Gesteine kommen aber auch am rechtsseitigen Eingang des Steinbruchs vor. Hier wurden in einem Kurzprofil 8 Proben auf ihre mögliche Conodontenführung hin untersucht (Abb. 2B). Weitere Proben stammen aus dem groben Haufwerk des Bruches und von der Oberkante der Kalk-Schiefer-Wechselfolge am Königsberg (obere Grenze des Steinbruchs gegen die E–W-verlaufende Straße von Hannersdorf nach Woppendorf). Die Gesamtmächtigkeit der im Steinbruch aufgeschlossenen karbonatischen Schichtfolge beträgt mindestens 100 m. Genauere Angaben sind wegen fehlender biostratigraphischer Kontrolle der intensiv gestörten Gesteinsgesellschaft nicht möglich.

Im rund 9 km von Hannersdorf entfernten Steinbruch Baron von Kottwitz am Hohensteinmaißberg dominieren ebenfalls stark gebänderte Kalke und dunkle Dolomite. Sie überlagern Grünschiefer und sandige Schiefer, die Tei-

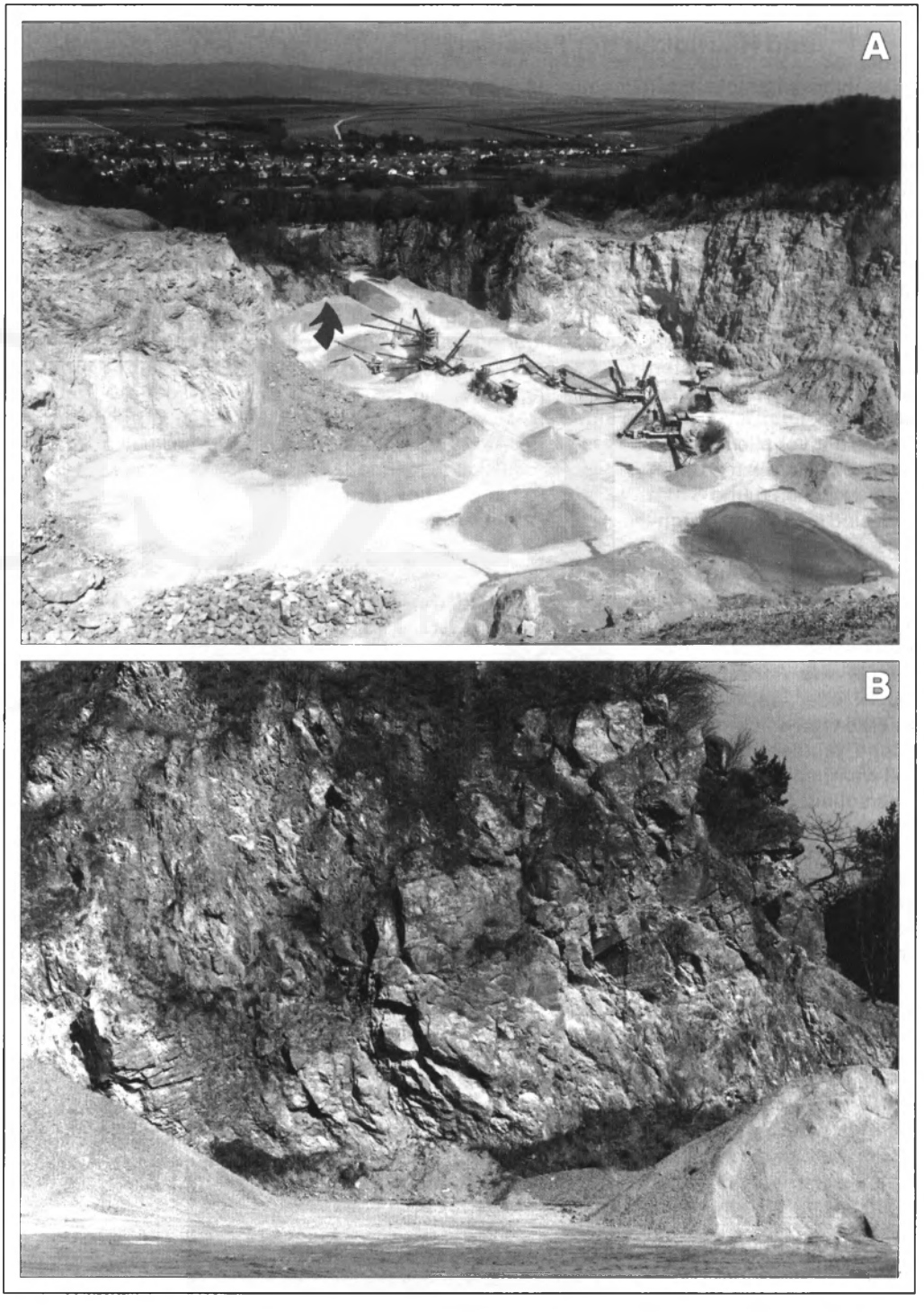


Abb. 2.
Steinbruch Weinhandl bei Hannersdorf (Hintergrund).
A) Blick vom Königsberg nach Norden in den Steinbruch. Am linken Steinbruchrand Auflage gebankter Dolomite und Schiefer auf helle ungebankte Dolomite. Fossilfundpunkt am rechten unteren Bildrand. Der Karbonatsporn links von Einfahrt wurde in einem Kurzprofil im Detail untersucht (Lage des Profils siehe Pfeil).
B) Detail von A mit Conodontenkurzprofil auf der linken Seite der Einfahrt in den Steinbruch (Lage des Profils ist mit Pfeil auf A gekennzeichnet).

le der linken nordöstlichen Steinbruchflanke neben dem Haupteingang aufbauen. Die Karbonate gleichen lithofaziell den höheren Partien im Steinbruch Weinhandl. Daneben kommen hier aber auch graue und schwach rosa gefärbte Kalke und Dolomite vor, deren Alter ebenso ungeklärt ist wie das der unmittelbar über den Schiefern folgenden Gesteine. Die wenigen bisher vorliegenden Reste von Conodonten sind unbestimmbar.

Im aufgelassenen Steinbruch am Rande des Punitzer Gemeindewaldes sind dunkle gebankte Dolomite das Hauptgestein. Sie werden am rechten südlichen Steinbruchsrand von einer hellen Dolomitbrekzie überlagert. Ihr Alter ist wie das der Dolomitgesteine aufgrund fehlender Fossilien nicht bekannt.

3. Beschreibung, Erhaltung und Häufigkeit der Fossilien

Die biostratigraphische Neuuntersuchung des Paläozoikums im Südburgenland lieferte Neufunde von rugosen Korallen und ästigen tabulaten Korallen, mit ihnen vergesellschaftete Crinoiden-Stielglieder, Conodonten und Reste von Vertebraten (Fischzähne). Dazu kommen Anschnitte von Klappen von Brachiopoden, die jedoch nur in Dünnschliffen dieser Gruppe zuzuordnen waren. Mit Ausnahme weniger, nicht bestimmbarer Conodontenreste im Steinbruch Baron von Kottwitz, wurden alle Fossilreste im Steinbruch Weinhandl in Hannersdorf gefunden.

Generell ist der Erhaltungszustand der meisten Fossilreste als mäßig zu beurteilen.

Dies gilt vor allem für die ramosen Korallen, deren Äste zwischen 3 und 5 mm dick sind (selten mit Durchmesser bis 1 cm) und die in Schliffen eine Länge bis 5 cm erreichen. Die Korallitenwandung ist völlig umkristallisiert, sodaß keine Details wie Poren, Squamulae oder Septaldornen zu erkennen sind und auch dünne Tabulae nur vereinzelt wahrnehmbar sind. Der Querschnitt des Corallums ist aber nicht deformiert bzw. durch tektonische Einflüsse gelängt oder geplättet, sodaß die einzelnen, im Schnitt rundlich-polygonalen Querschnitte der Koralliten gut unterscheidbar sind.

Dennoch ist keine spezifische oder generische Bestimmung möglich. Wohl kann das Vorkommen von ästigen Korallen in einzelnen Lagen als relativ „reich" bezeichnet werden, doch steht dem die erwähnte Erhaltung und Dolomitisierung entgegen, die art- und gattungsspezifische Merkmale bis zur Unkenntlichkeit veränderte.

Aus diesem Grunde charakterisieren wir unsere Gemeinschaft als „dendroide tabulate Korallen aus dem Formenkreis *Thamnopora-Striatopora* der Fam. Pachyporidae GERTH, 1921". Damit meinen wir, daß unser Material zwar Merkmale beider Gattungen aufweist, jedoch im Dünnschliff nicht mit Sicherheit zu entscheiden ist, welche der beiden Gattungen hier tatsächlich vertreten ist.

Die erwähnte Einschränkung in der Bestimmung gilt ebenso für das Vorkommen von rugosen Korallen. Wir bilden eine von einer tabulaten Koralle umwachsene Form und zwei Querschnitte mit kurzen Septen ab (Taf. 2, Fig. 3; Taf. 3, Fig. 1,2). Sie haben einen Durchmesser von 17 bzw. 8 mm.

Die unregelmäßig im dunklen Dolomitgestein verteilten und mit den Korallen gemeinsam vorkommenden, hellgrauen und maximal 5 mm Durchmesser großen Crinoiden-Stielglieder haben einen nahezu runden Querschnitt und einen kreuzförmigen Achsenkanal.

Nach der Form des Lumen zu schließen, handelt es sich vermutlich um Vertreter der Fam. Cupressocrinitidae ROEMER. *Cupressocrinus* GOLDFUSS ist im Devon die häufigste Gattung dieser Familie.

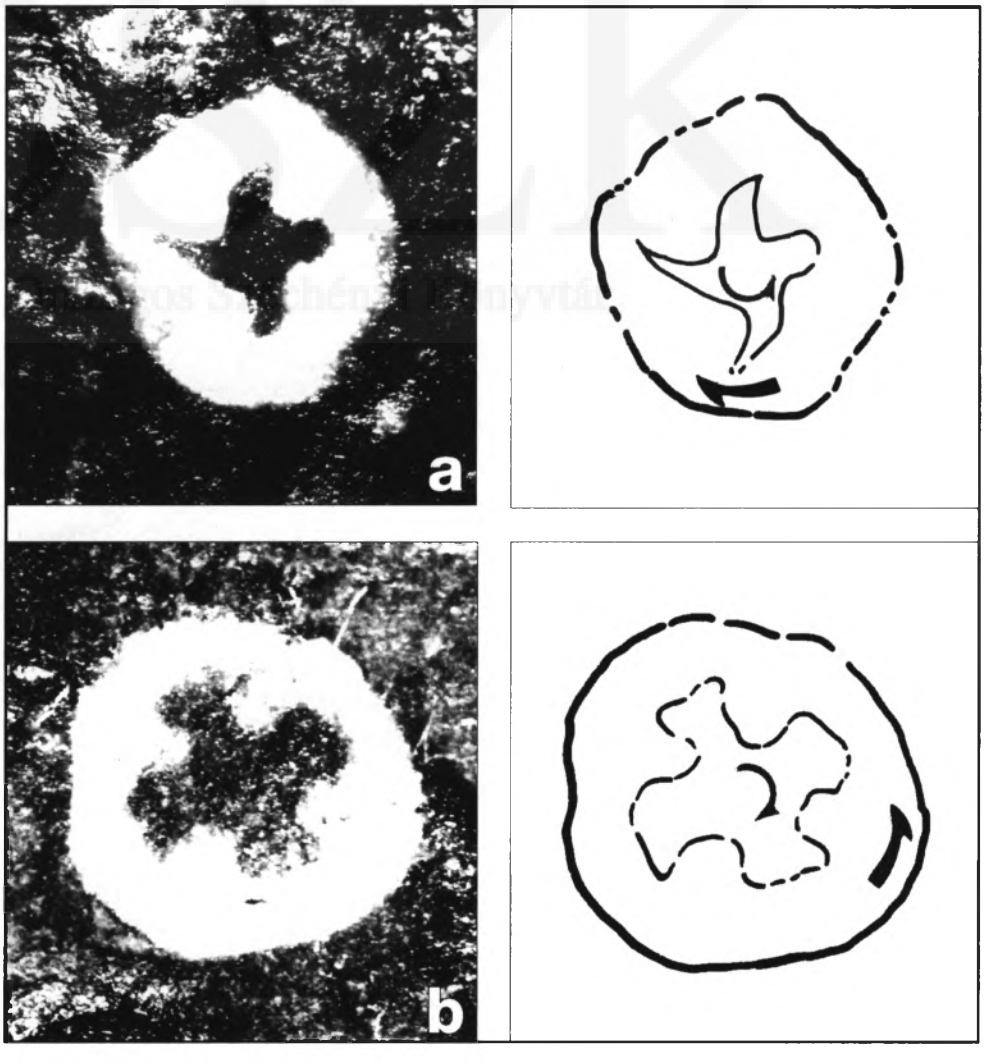


Abb. 3.
Rotierte Crinoiden-Stielglieder mit postuliertem Drehsinn.

Im Gegensatz zu den Korallen sind die Crinoidenreste merkbar tektonisch deformiert*). Zu einer möglichen post-mortem-Deformation tritt offensichtlich eine Rotation mit Relativbewegungen zwischen dem Rand des Crinoiden und seinem Kern (Abb. 3A, B): In den beiden vorliegenden Fällen beschreibt der Kern eine Drehung gegen den Uhrzeiger, während der Rand etwas zurück bleibt und „ausgeschwänzt" erscheint. Weiterführende Aussagen bezüglich Drehsinn, Mechanik der Rotation und der möglichen Korrespondenz mit den im Steinbruch beobachteten Nord–Süd-Faltenachsen sind derzeit mangels nichtorientiert entnommener Proben nicht möglich; diesem Problem wird aber in Zukunft verstärkt nachgegangen werden.

In den bisher im Steinbruch Hannersdorf untersuchten Proben konnten rund 30 Conodontenelemente gefunden werden. Das am besten erhaltene und für stratigraphische Aussagen wichtigste Material ist auf Tafel 1 abgebildet. Es sind dies Elemente der Conodonten-Gattungen *Neopanderodus, Icriodus, Polygnathus, Ozarkodina* und *Pandorinellina*. Als Arten konnten *Pandorinellina steinhornensis* ssp. bestimmt werden, die mit einem Pb- oder ozarkodiniformen Element überliefert ist (Taf. 1, Fig. 1) und *Ozarkodina carinthiaca*, die mit mehreren Pa-Elementen vertreten ist (Taf. 1, Fig. 2, 7–9).

Die zwei Reste der Gattung *Polygnathus* stammen zusammen mit zwei Exemplaren von *Ozarkodina carinthiaca* vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg. Sie gehören mit großer Wahrscheinlichkeit zu *Polygnathus serotinus* TELFORD (Taf. 1, Fig. 11–14). Die wahrscheinliche Zuordnung zu dieser Art ergibt sich, da aufgrund der starken Rekristallisation der Unterseite des Plattform-Conodonten die arttypischen Merkmale nur schlecht erhalten sind. Die Oberseite stimmt hingegen – trotz des Neuwachstums von kleinen Dolomitkriställchen – mit besser erhaltenem Material, etwa aus den Karnischen Alpen oder aus Böhmen, gut überein.

Der Erhaltungszustand der Conodonten entspricht mindestens dem Color Alteration Index 5–6 (CAI 5–6). Ihre Häufigkeit ist generell gering: Von rund 30 untersuchten Proben führten nur 8 im Durchschnitt 4 mehr oder weniger vollständig erhaltene Conodonten pro 3 kg aufgelösten Dolomits. Dieser geringen Menge steht eine teilweise gute Erhaltung gegenüber, die sich u.a. durch wenige Fragmente, schwache Rekristallisation der Oberflächen, geringe Verkrustung und detailreiche Wiedergabe der Oberflächenmerkmale auszeichnet. Daneben kommen aber auch solche Conodonten vor, deren Oberfläche stark überkrustet ist oder auf der es zu einer Neusprossung von kleinen Dolomitkriställchen kam (vgl. Tafel 1). In diesem Fall ist die Identifikation schwierig.

4. Das Alter der Faunengemeinschaft

Für feinstratigraphische Aussagen innerhalb des Devons sind weder die neu gefundenen rugosen und tabulaten Korallen noch die Reste von Crinoiden geeignet. Diese Einschränkung gilt jedoch nicht für die kleine Conodontenfauna, die für die Fundschichten ein Alter in der jüngeren Ems-Stufe des Unterdevons anzeigt (vgl. P.G. TELFORD, 1975; G. KLAPPER et al., 1978; G. KLAPPER & W. ZIEGLER, 1979 u.a).

*) Die Annahme einer Rotation der Crinoidenreste konnte von Herrn Univ.-Prof. Dr. F. NEUBAUER, Salzburg, bestätigt werden. Dafür wie für weitere Hinweise zu diesem Phänomen sei ihm herzlichst gedankt.

Ozarkodina carinthiaca (SCHULZE) und *Polygnathus serotinus* TELFORD (und eingeschränkt *Pandorinellina steinhornensis* ssp.) sind Conodonten-Leitformen für die regionale Daleje-Stufe des Barrandiums (G. KLAPPER et al., 1978). In der internationalen Skala entspricht dieser die Oberems-Stufe des Devons (I. CHLUPÁC, 1982). Die genannten Formen sind in den Karnischen Alpen (und anderen Gebieten der Erde) auf den gleichen kurzen Zeitabschnitt im jüngsten Unterdevon beschränkt (H.P. SCHÖNLAUB, 1980, 1985).

Inwieweit das auf Leitfossilien begründete Oberems-Alter der Fundschichten vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg auf die gesamte Schichtfolge des Steinbruchs übertragen werden kann, muß derzeit offen bleiben. Aufgrund des Vorkommens von *Ozarkodina carinthiaca, Pandorinellina steinhornensis* ssp. und *Icriodus* sp. in den basalen Partien vermuten wir aber, daß die ältesten aufgeschlossenen Karbonate nicht wesentlich älter als Ems sein können. Aus dem Fehlen von Vertretern von *Polygnathus* in diesen Partien kann daher maximal für diese Schichten auf ein Oberprag-Alter geschlossen werden. Andererseits könnte das Fehlen von *Polygnathus* aber auch fazielle Gründe haben und damit kein Altershinweis sein. Trifft dies zu, dann wäre die Hauptmasse der karbonatischen Entwicklung dem Oberems zuzuordnen.

Die Unterdevon-Dolomite von Hannersdorf im Südburgenland stehen allem Anschein nach mit den rund 28 km entfernten dunkelgrauen Dolomitgesteinen in der Bohrung Waltersdorf 1 in der Oststeiermark in Verbindung. Die lithofaziell gut vergleichbaren Dolomite lieferten ebenfalls eine kleine Conodontenfauna des Unterdevons (F. EBNER, 1978). Das stark zerbrochene und rekristallisierte Material erlaubte aber nur eine gattungsmäßige Bestimmung einzelner Elemente. Aus dem Fehlen von Vertretern der wichtigen Gattung *Polygnathus* schloß F. EBNER (1978) auf ein Lochkov- bis Prag-Alter. Trifft dies zu, wäre für die Vorkommen von Hannersdorf und Waltersdorf 1 ein verschiedenes Alter zu vermuten.

5. Schlußfolgerungen und Vergleiche

Unsere neue Fossilsuite hat nach unserer Meinung ein Oberems- und damit ein jüngeres Unterdevon-Alter und gehört nicht, wie früher angenommen, in das Mitteldevon. Allerdings ist aufgrund der intensiven Tektonik mit flachen Nord-Süd-Achsen und zahlreichen Störungen nicht auszuschließen, daß die zwischen Hannersdorf und Punitz weit verbreiteten und faziell abweichenden Dolomit- und Kalkgesteine verschiedene Alter innerhalb des Devons haben. Dieser Frage muß in Zukunft mit noch detaillierteren Untersuchungen nachgegangen werden. Hingegen scheint festzustehen, daß bei Hannersdorf (z.B. bei der Kirche) als auch am Hohensteinmaißberg Grünschiefer, sandige Schiefer und Kalkschiefer die mächtige Karbonatentwicklung nicht über- sondern u n t e r l a g e r n.

Die neuen Befunde bestätigen das von F. EBNER (1978, 1988) und H.W. FLÜGEL (1988) für den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und die Südburgenländische Schwelle vorgeschlagene stratigraphische Gliederungsprinzip. Danach sind phyllitische Schiefer, Grünschiefer und Kalkschiefer vor allem im Silur verbreitet, während Karbonate im Devon und hier besonders im Unterdevon dominieren. H.W. FLÜGEL (1988) faßte die liegende Folge von Phylliten, Kalkeinlagerungen und Dolomiten zur Blumau-Formation zusammen und verglich sie mit den Crinoidenschichten des Grazer Paläozoikums (jüngeres Silur bis Unterdevon). Die darüber folgenden mächtigen

Dolomite und Kalke gehören zur Arnwiesen-Gruppe; sie setzen im Unterdevon ein und reichen nach bisheriger Kenntnis bis in das Mitteldevon. Sowohl F. EBNER (1988) als auch H.W. FLÜGEL (1988) faßten diese Entwicklung als ein Äquivalent der Dolomit-Sandstein-Formation des jüngeren Unterdevons im Grazer Paläozoikum auf.

Weitere vermutete Parallelen mit dem Grazer Paläozoikum waren bisher nicht gesichert. Dies betraf beispielsweise die Frage, ob ein Teil der korallenführenden Dolomite von Hannersdorf und Umgebung zeitlich den Mitteldevon-Dolomiten der Barrandei-Formation entspricht und das Untergrundvorkommen von Oberdevon als Indiz für eine Vertretung von Steinberg-Kalken zu werten sei. Außerdem stellte sich die Frage nach einem möglichen Äquivalent für die Schiefer der Dult (Karbon), deren Bestätigung eine vollständige altpaläozoische Schichtfolge in zwar verschiedener Fazies, aber in genereller Übereinstimmung mit Graz auch im Südburgenland erwarten ließe.

Nach unseren oben erwähnten Befunden glauben wir, daß für Hannersdorf die erste Frage zugunsten einer Vertretung der Amphiporen-führenden Dolomite der Dolomit-Sandstein-Formation des Unterdevons (Ems-Stufe) im Grazer Paläozoikum beantwortet werden muß. Hingegen fehlt in Obertagsaufschlüssen weiterhin jeder positive Nachweis von Mitteldevon, Oberdevon und Karbon. Nach F. EBNER (1988) sind solche Gesteine (mit Ausnahme von Karbon) bisher nur in der Bohrung Arnwiesen 1 nachgewiesen worden. Diese Feststellung gilt auch für andere, gut charakterisierte Schichtglieder der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums, die bisher weder im Untergrund des Oststeirischen Tertiärbeckens noch in den Obertagsaufschlüssen in ihrer aus der Umgebung von Graz her bekannten Ausbildung angetroffen werden konnten (F. EBNER, 1988).

Überregionale Vergleiche mit Vorkommen von Paläozoikum in Ungarn (Bükk-, Uppony-, Szendrö-Gebirge, Gemeriden, Balaton) machten zuletzt H.W. FLÜGEL (1980) und F. EBNER et al. (1991). Aufgrund der großen Ähnlichkeit der Vorkommen zwischen Graz und jenen in Nordostungarn (Szendrö-Uppony-Gebirge) schlossen sie auf eine enge primäre Nachbarschaft zwischen beiden Gebieten. In alpidischer Zeit seien diese Verbindungen infolge eines Ost-gerichteten „escapes" der Pelso-Einheit (= Transdanubikum in Ungarn, Drauzug in Österreich) verloren gegangen. Die dafür verantwortlichen Bewegungen sollen hauptsächlich längs der Raab-Linie (als östliche Fortsetzung der Insubrischen Linie) und der Gailtal–Balaton-Strike-Slip-Zone erfolgt sein. Nach dieser Vorstellung sind die gut vergleichbaren Karbonvorkommen von Nötsch in Kärnten und Szabadbattyán am Balaton isolierte und an diesen Bewegungszonen unterschiedlich weit mitgeschleppte Reste eines ehemals in den südlichen Zentralalpen ausgedehnten karbonen und vielleicht noch älteren Senkungs- und Sedimentationsraumes (vgl. dazu T. SCHMIDT et al., 1991).

Nach H.W. FLÜGEL (1980) sind das Grazer Paläozoikum – und damit auch die Vorkommen im Südburgenland – „Dinarische Elemente" bzw. Teile einer „Ultrasteirischen Deckeneinheit" im Sinne von A. TOLLMANN (1987). Sie liegt über dem Ostalpin und weist eine dem transdanubischen Gebirge vergleichbare Schichtfolge in südalpiner Fazies auf. Diese Einheiten, charakterisiert durch ihre faziellen Anklänge an die Südalpen, wurden von A. TOLLMANN (1987) zum „Styriacum" zusammengefaßt. In Österreich zählen dazu die Ultrasteirische Decke und in Ungarn das Transdanubikum zwischen der Raab-Linie im Norden und dem Mittelungarischen Lineament im Süden.

Die vorliegende kleine Sammlung neu aufgefundener Makrofossilien wird in der Arbeitssammlung der Geologischen Bundesanstalt unter der Nr. 1992/5 aufbewahrt.

Dank

Für vielfache Hinweise, die Korallenfauna betreffend, und die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich Prof. Dr. A. FENNINGER und Dr. B. HUBMANN, beide Universität Graz, sowie Prof. Dr. F. EBNER, Montanuniversität Leoben. Herrn Univ.-Prof. Dr. F. NEUBAUER danke ich für Hinweise zur Deformation und zum Erhaltungszustand der neugefundenen Crinoiden-Stielglieder. Er machte mich darüberhinaus auf lithologische Analogien zwischen Graz und Hannersdorf aufmerksam.

Literatur

CHLUPÁC, I. (1982): The Bohemian Lower Devonian Stages. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **55**, 345–400, Frankfurt.

EBNER, F. (1978): Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1 (S Hartberg, Oststeiermark). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **68**, 5–11, Wien.

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 563–573, Wien.

EBNER, F., KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische Karbon in Österreich – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn (Red. H. LOBITZER & G. CSÁSZÁR), Teil 1, 263–294, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1980): Alpines Paläozoikum und alpidische Tektonik. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 25–36, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1988): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. – In: Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle (A. KRÖLL, H.W. FLÜGEL, W. SEIBERL, F. WEBER, G. WALACH & D. ZYCH). – Geol. B.-A., 1–49, Wien.

HOFFMANN, K. (1877): Aufnahmsbericht über das Jahr 1876. – Verh. Geol. R.-A., **1877**, 14–23, Wien.

KLAPPER, G. & ZIEGLER, W. (1979): Devonian conodont biostratigraphy. – In: The Devonian System. – Spec. Pap. in Palaeontology, **23**, 199–224, London.

KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T.V. (1978): Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. – Geologica et Palaeontologica, **12**, 103–116, Marburg.

POLLAK, W. (1962): Untersuchungen über Schichtfolge, Bau und tektonische Stellung des österreichischen Anteils der Eisenberggruppe im südlichen Burgenland. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 108 S., Wien.

SCHMIDT, T., BLAU, J. & KÁZMÉR (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo-Mesozoic facies belts. – Tectonophysics, **200**, 213–232, Amsterdam.

SCHMIDT, W.J. (1956): Aufnahmsbericht 1955 über das Paläozoikum auf Blatt Güssing (167) und Eberau (168). – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 89–92, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., **116**, 35–49, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Carnic Alps. Field Trip A. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Das Paläozoikum von Sulz bei Güssing im Südburgenland. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 501–505, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Devonian conodonts from section Oberbuchach II in the Carnic Alps (Austria). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **75**, 353–374, Frankfurt.

TELFORD, P. (1975): Lower and Middle Devonian Conodonts from the Broken River Embayment North Queensland, Australia. – Spec. Pap. in Palaeontology, **15**, 1–96, London.

TOLLMANN, A. (1987): Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **80**, 47–113, Wien.

TOULA, F. (1878): Über Devon-Fossilien aus dem Eisenburger Comitate. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **1878**, 47–52, Wien.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tafel 1

Conodonten aus dem Steinbruch Weinhandl bei Hannersdorf

Fig. 1: ***Ozarkodina steinhornensis* ssp., Pb- (ozarkodiniformes) Element.**
Mischprobe 90/59 aus dem groben Haufwerk; ×120.

Fig. 2: ***Ozarkodina carinthiaca* (SCHULZE), Pa-Element.**
Probe 90/57, Basis des Kurzprofils an der südlichen Steinbruchwand am Eingang in den Steinbruch (siehe Abb. 2); ×104.

Fig. 3: ***Icriodus* sp., unvollständiges Exemplar.**
Mischprobe 90/59 aus dem groben Haufwerk; ×150.

Fig. 4– 5: ***Neopanderodus* sp. aff. *N. gracilis* (BRANSON & MEHL).**
Fig. 4: Aus Probe 92/1 von der Basis des Kurzprofils an der südlichen Steinbruchwand am Eingang in den Steinbruch (siehe Abb. 2); ×130.
Fig. 5: Aus Probe 90/58 von der gleichen Lokalität; ×94.

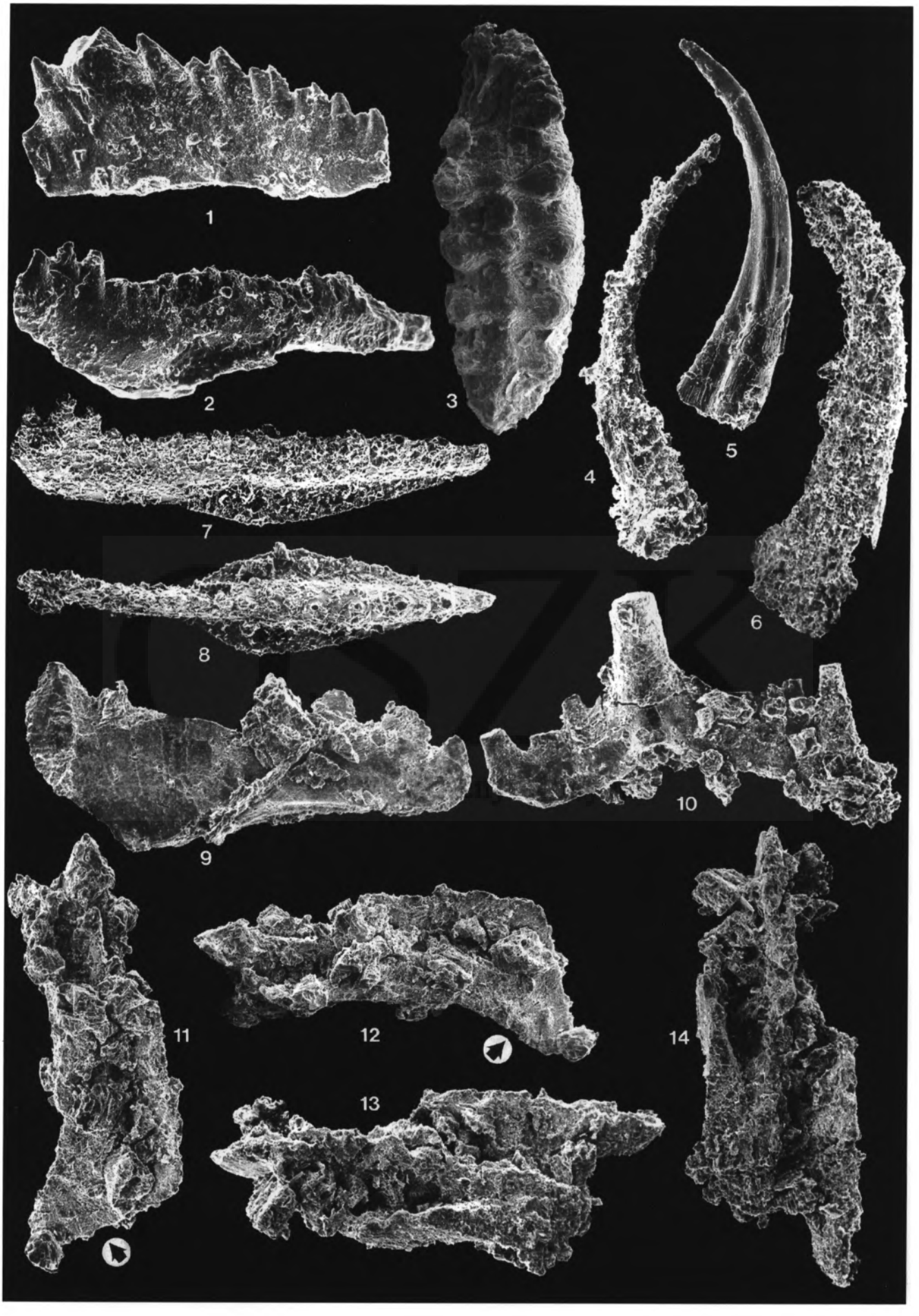
Fig. 6: **Nicht identifizierbarer Einzahn-Conodont, dessen Oberfläche vollkommen rekristallisiert ist.**
Basal ist der Conodont zerbrochen. Probe 92/5 vom Mittelteil des Kurzprofils an der südlichen Steinbruchwand am Eingang in den Steinbruch (siehe Abb. 2); ×70.

Fig. 7– 9: ***Ozarkodina carinthiaca* (SCHULZE), Pa-Element.**
Fig. 7,8: Schräge Seitenansicht und Aufsicht aus Probe 92/6 aus dem Oberteil des Kurzprofils an der südlichen Steinbruchwand am Eingang in den Steinbruch (siehe Abb. 2); ×70.
Fig. 9: Seitenansicht von Probe 92/8 vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg; ×103.
Beachte starke Verkrustung der Blattoberfläche in Fig. 7,8 bzw. Neusprossung von kleinen Dolomitkristallen auf der Conodonten-Oberfläche in Fig. 9.

Fig. 10: **Sa- oder Sb-Conodonten-Element (trichonodelliformes Element), vermutlich einer Art von *Ozarkodina*.**
Beachte Neusprossung von Dolomit auf der Astoberfläche.
Probe 92/8 vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg; ×70.

Fig. 11–14: ***Polygnathus serotinus* TELFORD, Pa-Elemente.**
Fig. 11,12: Vollständig erhaltenes Plattform-Element in Aufsicht bzw. schräger Seitenansicht mit typisch ausgebildeter Zunge am Hinterende (siehe Pfeil; Orientierung von Fig. 11 mit Hinterende unten und Vorderende oben), stark eingetrogtem Plattformbeginn und aufgebogenen Plattformrändern; intensive Neusprossung von Dolomit einerseits und Überwachsung von Dolomit über Apatit andererseits verschleiert am Foto die Grenze zwischen dem Conodonten und der Mineralneubildung, die jedoch u.d.M. deutlich erkennbar ist. Neugesproßter Dolomit konzentriert sich vor allem am freien Blatt und am trogähnlichen Vorderende der Plattform. Beachte auch knopfförmigen Dolomitkristall an Plattformende.
Probe 92/8 vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg.
Fig. 11: ×97.
Fig. 12: ×90.
Fig. 13,14: Zweites Exemplar einer Art von *Polygnathus*, vermutlich ebenfalls zu *Polygnathus serotinus* TELFORD gehörig.
Fig. 13: Schräge Seitenansicht; ×110.
Fig. 14: Schräge Aufsicht; ×110.
Von diesem Conodonten fehlt der hintere Teil der Plattform. Deutlich sind aber die trogähnliche Eintiefung des Plattform-Vorderteils und die stark aufgebogenen Ränder der Plattform zu erkennen sowie das freie Blatt, an dessen Seiten es zu einer starken Neubildung von Dolomit kommt.
Probe 92/8 vom Oberrand des Steinbruchs am Königsberg.

Fotos: H.P. SCHÖNLAUB und R. SURENIAN (Geol. B.-A.).


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

Tafel 2

Dendroide tabulate Korallen in Längs- und Querschnitten aus dem Formenkreis *Thamnopora – Striatopora*

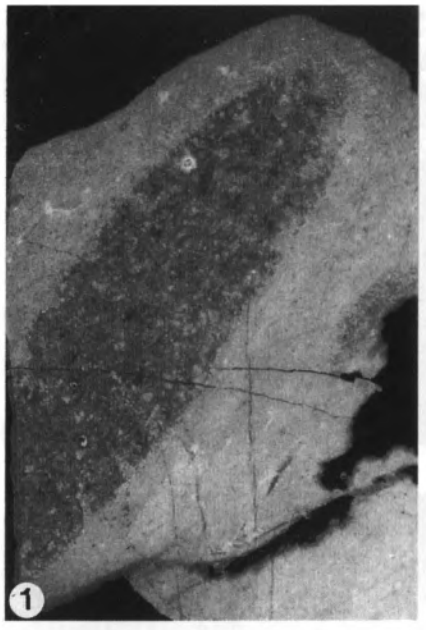
Dolomitsteinbruch Weinhandl bei Hannersdorf

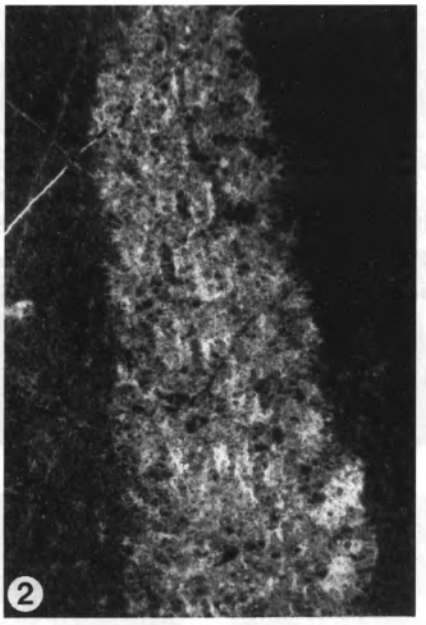
OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

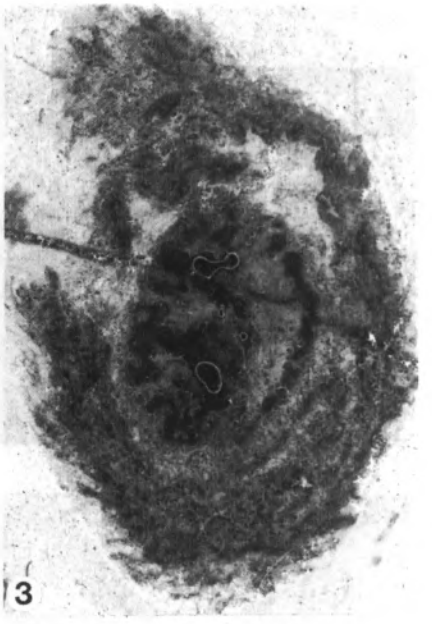
Fotos von Dünnschliffen im Durchlicht bzw. Direktbelichtung (Fig. 2, 6).
Coralliten in Fig. 1 und 2 völlig umkristallisiert, so daß nur mehr grober Umriß erkennbar ist.

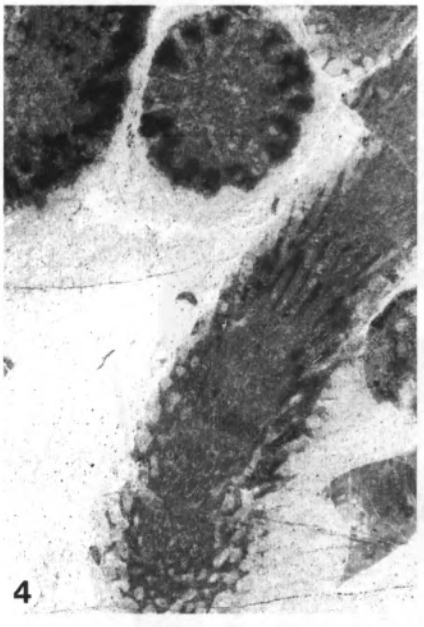
Fig. 3: Unbestimmbare tabulate Koralle, die möglicherweise von einer unbestimmbaren rugosen Koralle umwachsen wird (frdl. mündl. Mitt. Prof. A. FENNINGER, Graz).

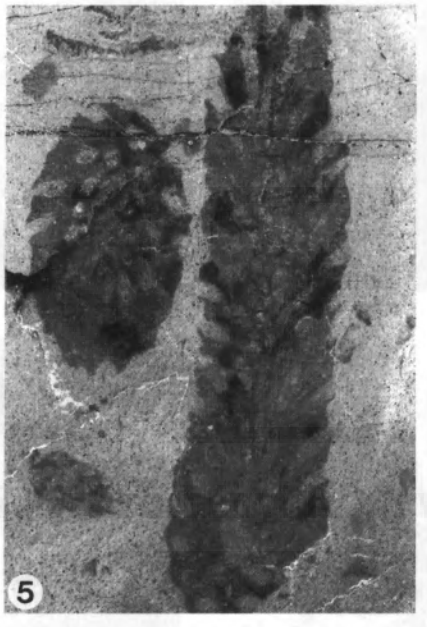
Vergrößerung rund 8–fach.
Fotos: A. FENNINGER, Institut für Geologie und Paläontologie, Univ. Graz.

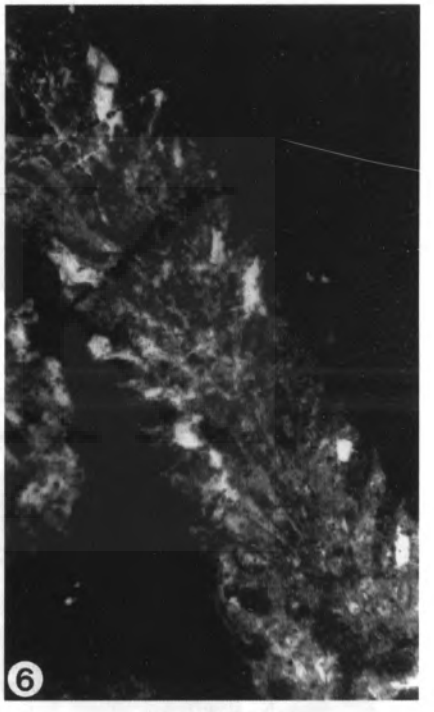

1

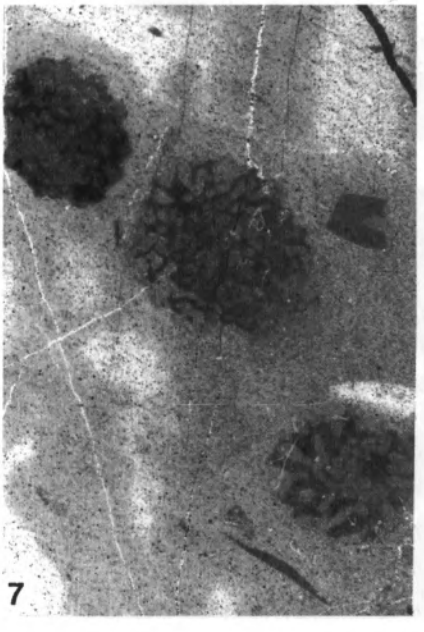

2

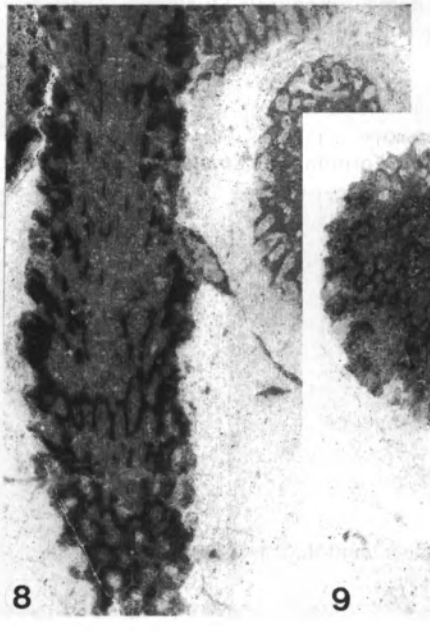

3

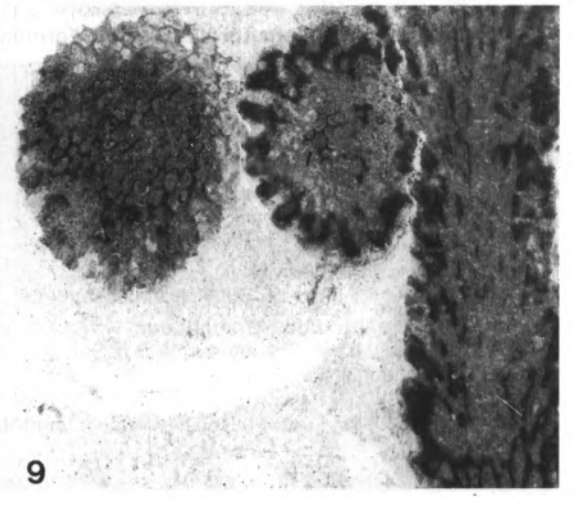

4


5


6


7


8


9

Tafel 3

Makrofossilien aus dem Dolomitsteinbruch Weinhandl bei Hannersdorf.
Vorkommen im mittleren Bereich des Steinbruchs an der südöstlichen Sohle in dunkelgrauem Dolomitgestein.
Alle abgebildeten Fossilfunde verteilen sich auf ein ca. 4 m mächtiges Schichtpaket.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Dendroide tabulate Korallen aus dem Formenkreis *Striatopora – Thamnopora*.**
Gesamtübersicht der in Taf. 2, Fig. 3,5,8,9 im Detail abgebildeten Fossillage.
Dünnschliffbild; Bildbreite 2.8 cm.

Fig. 2: **Detail aus Fig. 1.**
Querschnitte von dendroiden tabulaten Korallen.
Bildbreite 1 cm.

Fig. 3: **Dendroide tabulate Koralle aus dem Formenkreis *Striatopora – Thamnopora*.**
Schräger Querschnitt.
Durchmesser 6 mm.

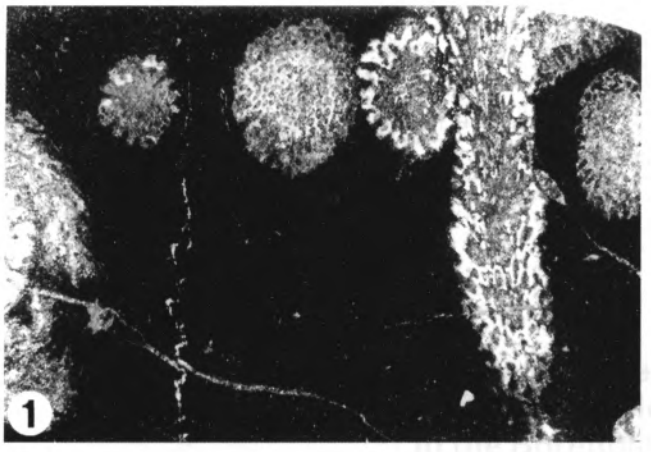
Fig. 4: **Nicht-identifizierbare Schalenreste.**
im dunklen Dolomitgestein.
Bildbreite etwa 10 cm.

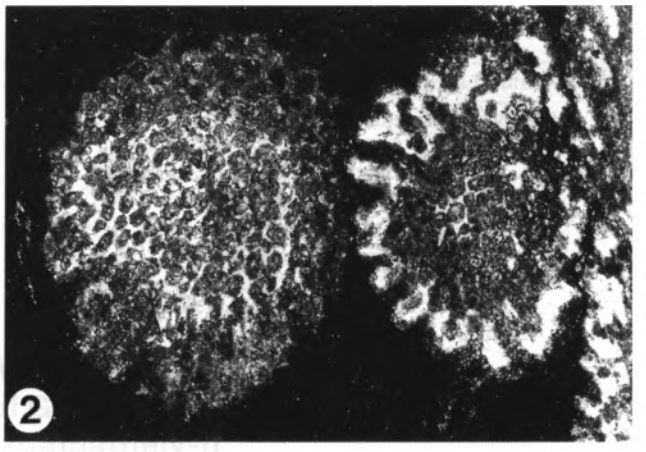
Fig. 5: **Rugose Einzelkoralle.**
Querschnitt mit kurzen Septen.
Durchmesser 17 mm.

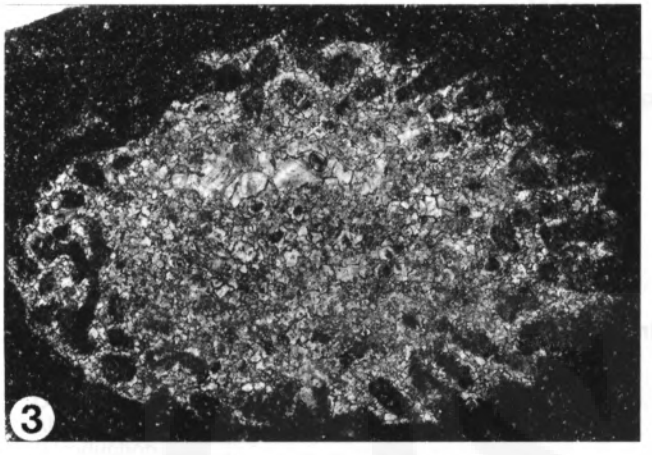
Fig. 6: **Rugose Einzelkoralle.**
Dünnschliff-Foto; größter Durchmesser 8 mm.

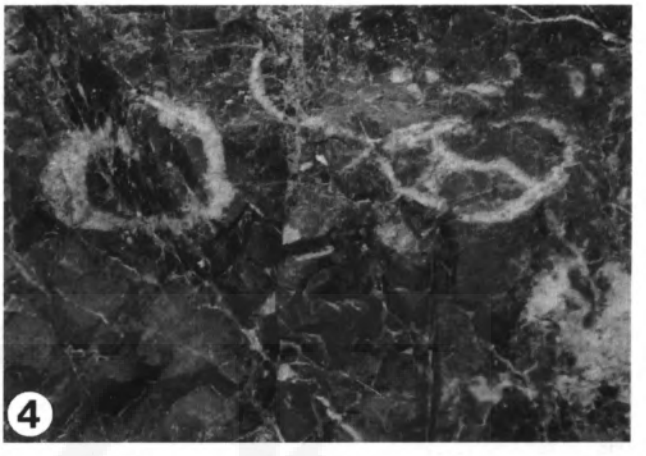
Fig. 7,8: **Rotierte Crinoiden-Stielglieder**
mit deutlich hervortretendem Achsenkanal.
Durchmesser 4 bzw. 5 mm.

Fotos: M. LEDOLTER, H.P. SCHÖNLAUB (Geol. B.-A.) und M.-L. NEUFERT (Univ. Erlangen).

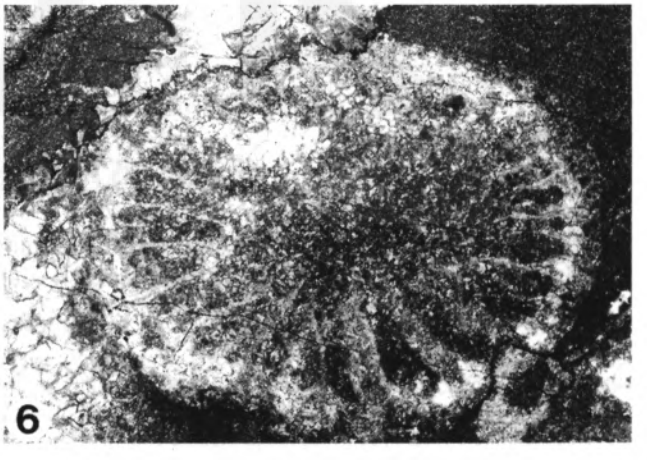

1

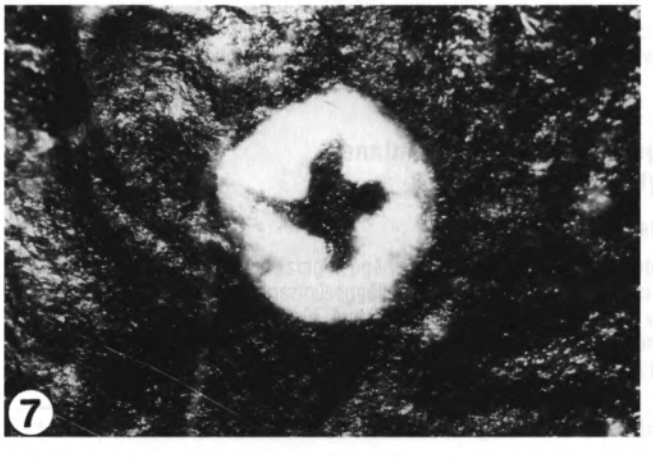

2

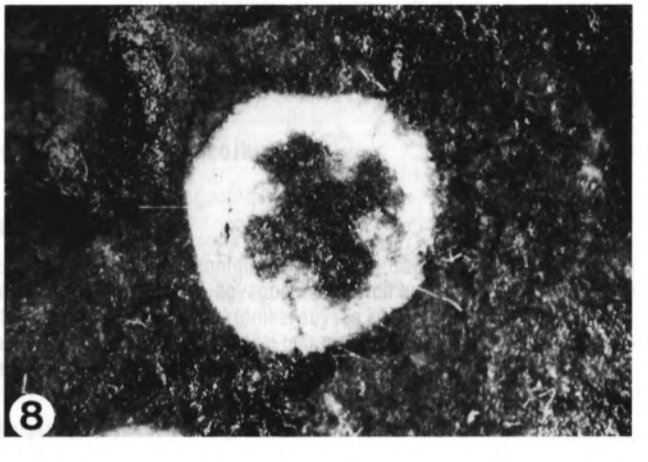

3


4

5


6


7


8

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 379–382	Wien, November 1994	2. rész	pp. 379–382	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Penninic and Upper Austroalpine Units (Paleozoic of Graz ?) in the Borehole Szombathely-II (Western Hungary)

By GYÖNGYI LELKES-FELVÁRI*)

With 2 Text-Figures and 1 Table

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 139

Ungarn
Penninikum
Penninikum
Grazer Paläzoikum
Metamorphite

Inhalt

Zusammenfassung 379
Összefoglalás 379
Abstract 380
1. Introduction 380
2. Petrographic Description 380
2.1. Greenschist Sequence 380
2.2. Carbonate Sequence 380
2.3. Fault Breccia 381
3. Correlation of the Sequence 381
4. Conclusions 382
Acknowledgements 382
References 382

Penninische und Oberostalpine Einheiten (Grazer Paläozoikum?) in der Bohrung Szombathely-II (Westungarn)

Zusammenfassung

Die Kernbohrung Szombathely-II in Westungarn durchteuft unter einer mächtigen Schichtfolge des Tertiärs von 2063,7–2081,0 m eine Serie sehr gering metamorpher Karbonatgesteine, die getrennt von einer Störungsbreccie von 2085,3–2150 m (Endteufe) von einer Schichtfolge metamorpher Gesteine der Grünschieferfazies unterlagert wird. Basierend auf einer geochemischen Korrelation wird angenommen, daß die liegende Einheit, die überwiegend aus Grünschiefern und Prasiniten besteht sowie untergeordnet aus Epidot-Chlorit-Schiefern, mit dem Rechnitzer Penninikum parallelisiert werden kann. Die überlagernden Karbonatgesteine führen spärlich Echinodermenfragmente, wobei auch Zwischenlagen von schieferigen und quarzitischen Sedimenten sowie laminierte Lagen mit wechselndem organischem Anteil, auftreten. Auffällig ist der Metamorphosesprung zwischen den beiden Einheiten, wobei überwiegend duktile Deformation für die Penninische Einheit charakteristisch ist, während eine Vielfalt von duktilen bis spröden Deformationsbildern für die hangende Karbonatgesteinsfolge des (?) Grazer Paläozoikums typisch ist.

Pennini és Felső Keletalpi egységek (Graci Paleozoikum?) a Szombathely-II sz. fúrásban

Összefoglalás

A Szombathely-II sz. fúrás vastag neogén sorozat alatt metamorf kőzeteket tárt fel. A Rechnitzi Penninikumba sorolható zöldpalák felett tektonikus breccsa kontaktussal nagy valószínűséggel a Felső-Keletalpi egység Graci Paleozoikumába sorolható, agyagpala és kvarcit betelepüléseket tartalmazó breccsás mészkő és dolomit települ. A mészkőben néhol echinodermata vázelemek találhatók. A két tektonikai egység között metamorf ugrás mutatkozik, a zöldpalák a zöldpala fáciesnek, a karbonátos sorozat az anchizónának megfelelő ásványegyüttessel jellemezhető. A két egység deformációs stílusa is eltér, a zöldpalákat főként rugalmas, a karbonátokat változatos, rugalmas és rugalmatlan alakváltozás határozta meg.

*) Author's address: Dr. GYÖNGYI LELKES-FELVÁRI, Hungarian Natural History Museum, Múzeum krt. 14–16, Pf. 330, H-1370 Budapest, Hungary.

Abstract

The borehole Szombathely-II, Western Hungary, has penetrated metamorphic rocks below a thick Cenozoic sequence. On the basis of geochemical correlation greenschists of the Rechnitz Penninic unit are directly overlain by carbonate rocks, probably belonging to the Paleozoic of Graz (UAA). Beside the dominating greenschists and prasinites the lower unit also contains epidote chlorite schists. Static crystallization of albites is characteristic in some horizons. The carbonate rocks of the upper unit contain sparse echinoderm fragments and slaty and quartzitic layers and laminations with varying organic content. The contact between the two units is a fault breccia, and the upper unit is extremely thinned out. There is a hiatus in metamorphic grade between the two units, mainly ductile deformations under greenschist facies conditions are characteristic for the Penninic rocks, while a variety of ductile-brittle features formed under very low grade conditions are typical for the UAA rocks.

1. Introduction

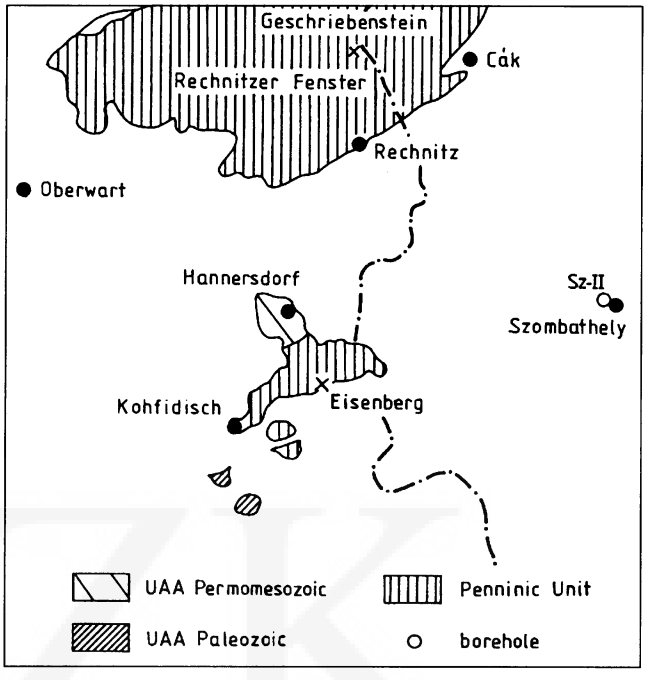
The borehole Szombathely-II, situated in the outskirts of Szombathely, Western Hungary (Fig. 1) has penetrated metamorphic rocks at the bottom of a thick Cenozoic sequence. Its lower part is characterized by greenschists, the upper part by a brecciated carbonate sequence. Their contact is a fault breccia. According to their lithology, metamorphic grade and structural features these metamorphic rocks can be assigned to two different tectonic units (Fig. 2).

2. Petrographic Description

2.1. Greenschist Sequence

This sequence is built up of green schistose rocks, schistosity planes are parallel or folded, sometimes with sigmoidal folds. Layering or laminations displayed by differences in mineral composition and grain size are widespread. The sequence is crosscut by carbonate veins.

Chlorite, albite, epidote, actinolite are the main mineralogical constituents of these rocks associated with sphene, minor quartz and white mica. The most widespread rock-types are greenschists and prasinites (albite + chlorite + epidote + sphene + actinolite). Chlorite-epidote schists and albite rich rocks make up thin layers in the former rocks. In some layers epidote-albite and actinolite-albite felses are abundant. They contain statically crystallized albites incorporating folded inclusion trails outlined by minute epidote and actinolites. In some layers white mica occurs associated with quartz. Zoning in amphibole and epidote is common. The relationship of crystallization to deformation of the minerals reveals a polyphase history for these rocks.



Text-Fig. 1.
Location map of the borehole Szombathely-II.
After TOLLMANN (1978) and HERRMANN et al. (1988).

According to the mineralogical associations and textural features the metamorphic grade of these rocks corresponds to the greenschist facies (low grade).

2.2. Carbonate Sequence

This sequence is made up of pure carbonates containing interlayered slaty and quartzitic horizons. The whole sequence is strongly folded and brecciated, reflecting a wide variety of structures of composite ductile-brittle deformational style.

The pure carbonates contain fragments of marbles of different texture and composition, they are lineated or granoblastic with subordinate, dispersed quartz, albite and/or preferentially oriented sericite crystals.

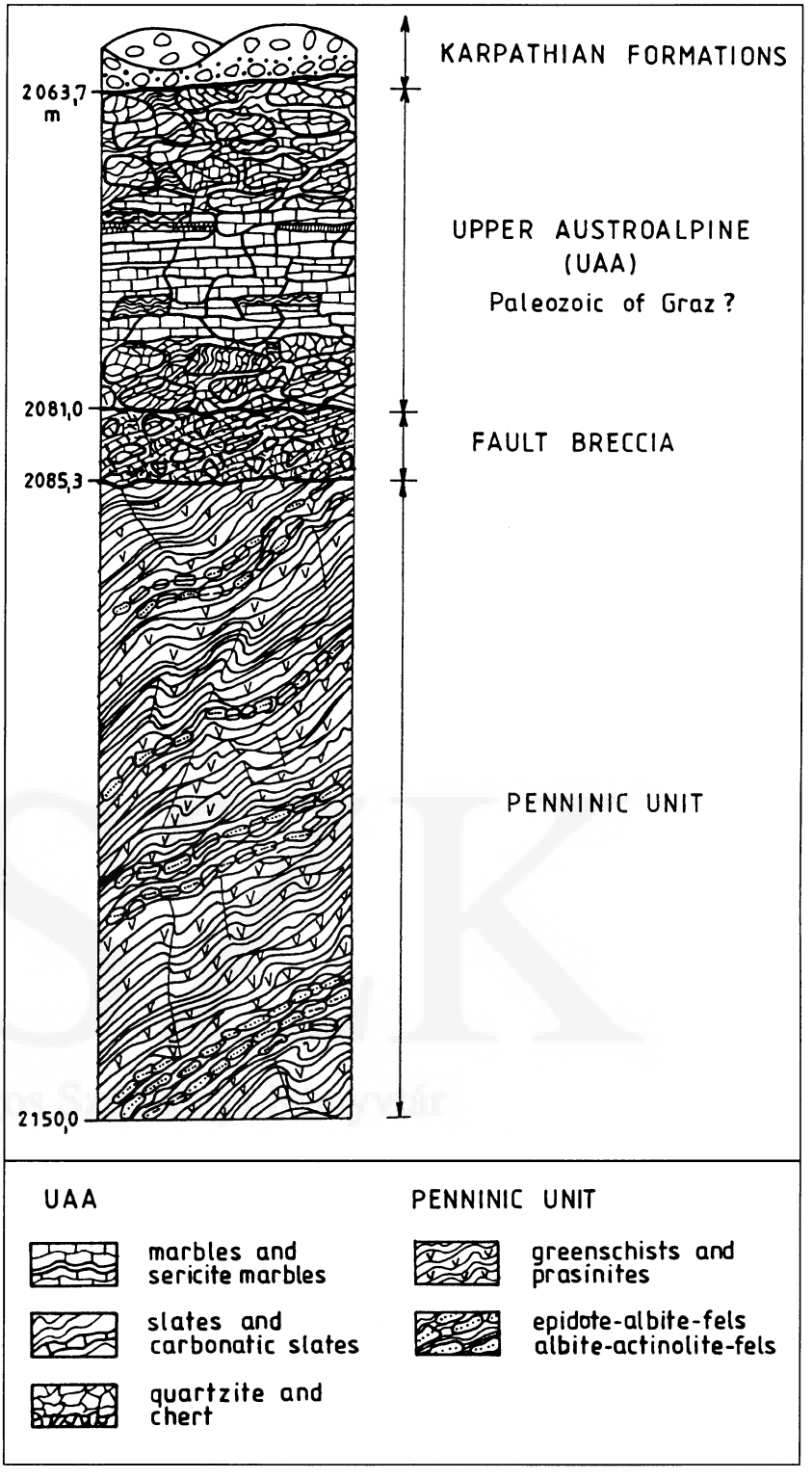
Fragments often are outlined by stylolithic surfaces high in organic content.

Rock types of the interlayered slaty and quartzitic

Table 1.
Means of chemical analyses of greenschists from the Paleozoic of Graz, Hannersdorf, Eisenberg and borehole Szombathely-II.

		TiO_2%	P_2O_5%	Ni ppm	Cr ppm	V ppm
PALEOZOIC OF GRAZ	min	1,74	0,45	-	8	193
n = 5	max	3,80	0,76	7	25	403
	mean	2,63	0,56	1,6	16,4	275
HANNERSDORF	min	2,76	0,41	19	36	317
n = 5	max	3,48	0,76	27	50	418
	mean	3,14	0,54	22	43,4	360
EISENBERG	min	0,80	0,08	227	88	146
n = 8	max	1,45	0,16	319	125	209
	mean	1,16	0,12	274	103,8	185
SZOMBATHELY-II	min	1,03	0,06	60	60	100
Ti,P n = 8	max	1,53	0,28	400	160	250
Ni,Cr,V n = 11	mean	1,36	0,11	249	105	146

Abb. 2.
Section of the metamorphic part of the borehole Szombathely-II.



horizons and laminations are sericite slates containing laminae high in organic content, quartz-sericite-chlorite schists and carbonate and sericite bearing quartzites. The thin carbonate layers are pure or contain minor quartz, albite and sericite. The grain size of the recrystallized carbonate is different in single layers, sometimes they contain scattered coarse carbonate monocrystals which can be interpreted as echinoderm fragments.

A singular mylonitic shear zone a few cm in thickness, characterized by compositional layering, fluxion structures and undulating trails of crushed material around porphyroclasts crosscuts this sequence.

For defining the metamorphic grade of the carbonate sequence, only textural features are available at present, which reflect very low-grade conditions for these rocks.

2.3. Fault Breccia

The contact between the sequences described above is a fault breccia. This is a matrix supported breccia: in a greenish-reddish clayey-carbonatic matrix randomly oriented, angular, and unsorted fragments of marbles, quartzites and various rock-types of the greenschist sequence are present.

3. Correlation of the Sequences

As concerns the correlation of the metamorphic rocks penetrated by the borehole Szombathely-II, for the greenschists a good tool is given by some geochemical data. Comparative studies of greenschists coming from the Rechnitz Penninic unit, Hannersdorf area and Paleozoic of Graz (GRATZER, 1985) have specific differences in TiO_2 and P_2O_5 among the major elements and of Ni,Cr, and V among the trace elements. Thus these elements are usefully applied to prove the affinity of the greenshists described here. Comparing the means of analyses of the above mentioned elements of rocks from the borehole Sz-II to those published by GRATZER (Tab. 1), greenschists of this log can be clearly classified as belonging to the Rechnitz Penninic unit.

For the correlation of the carbonate sequence, due to the lack of biostratigraphic data (samples supplied no conodonts, SCHÖNLAUB, pers. comm.), only lithological comparison can be applied.

From among the various rock-types described by EBNER (1988) from the Paleozoic basement of the "Oststeirisches Tertiärbecken" the similarity of our rocks to the dolomites, limestones with quartzitic and phyllitic layers and calcphyllites from the borehole Blumau 1a is the most striking.

If this correlation is valid, the carbonate sequence from the borehole Sz-II should belong to the Paleozoic of Graz.

4. Conclusions

In the borehole Szombathely-II greenschists of the Rechnitz Penninic unit are directly overlain by carbonate rocks probably belonging to the Paleozoic of Graz (UAA). The upper unit is extremely thinned out. The contact between the two units is a fault breccia originated under brittle conditions. There is a hiatus in metamorphic grade: greenschists belong to low grade, while carbonates underwent only very-low grade metamorphism. Deformation in the lower part has taken place mainly under ductile conditions, while the great variety of structural features of the carbonate sequence can be explained in terms of a set of ductile-brittle deformation.

Acknowledgements

The author is very grateful to Prof. F. EBNER, Prof. F. NEUBAUER, Dr. PAHR, Mrs. Dr. S. SCHARBERT and Prof. SCHÖNLAUB for fruitful discussions.

References

EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a, und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 563–573, Wien.

GRATZER, R. (1985): Vergleichende Untersuchungen an Metabasiten im Raum Hannersdorf, Burgenland. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I., **194**, 131–148, Wien.

HERRMANN, P., PAHR, A., KOLLMANN, W. & HEINZ, H. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz. – Wien (Geol. B.-A.).

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

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Tektonik
Paläogeographie

Tektonika
Paleogeográfia

Tectonics
Paleogeography

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 385–402	Wien, November 1994	2. rész	pp. 385–402	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

An Ivrea-type Structure in the Alpine –Carpathian Junction Area?

By ZOLTÁN BALLA*)

With 21 Text-Figures and 1 Table

Österreich
Ungarn
Slowakei
Ivrea-Zone
Geophysik
Gravimetrie

Inhalt

Zusammenfassung 385
Összefoglalás 386
Abstract 386
1. Introduction 386
2. An Intra-Crustal High-Density Body in Hungary 386
3. Intra-Crustal High-Density-Bodies in Slovakia and Austria 388
4. Geological Interpretation 390
4.1. Inclusion of the Oceanic Lithosphere? 391
4.2. An Ivrea-Type Situation? 395
4.3. Discussion 396
5. Conclusions 400
Appendix 1: Brief Description of Gravity Modeling Along the Seismic Profile MK–1 400
Appendix 2: Description of Gravity Modeling Along a New Profile Across the South Burgenland Swell 400
References 401

Eine Struktur vom Ivrea-Typ im Grenzbereich Alpen/Karpaten?

Zusammenfassung

Die Verbindung zwischen Alpen und Karpaten erstreckt sich über die drei Länder Österreich, Slowakei und Ungarn. Eine Detailanalyse des Schwerefeldes unter Berücksichtigung von reflexionsseismischen Profilen und von Dichtewerten aus Kernbohrungen ließ zum Schluß gelangen, daß – nach Korrektur des topographischen Effekts des Basements – eine deutliche Restanomalie (etwa 15 mGal) über dem Mihályi Rücken in Ungarn verbleibt. Iterative Schweremodelle entlang reflexionsseismischer Profile zeigten, daß unter der Annahme einer normalen kontinentalen Kruste für die transdanubischen Ketten dieser Rücken aus anomaler Kruste – mit dichterem Material – aufgebaut ist.

Ein isometrisches Schwerehoch bei Kolarovo (Slowakei) im nordöstlichen Donau–Raab-Becken wird als miozäne Andesitintrusion in das tertiäre Basement interpretiert. Die südburgenländische Schwelle in Österreich wird als Aufragung des prätertiären Basements aufgefaßt, entlang der eine zusätzliche Erhöhung des regionalen Schweregradienten vermutet wird. Slowakische und österreichische Daten wurden unter Zuhilfenahme der Ergebnisse aus ungarischen Profilen re-interpretiert: es resultierte daraus eine Zone anomaler Krustendichte über etwa 200 km im genannten Bereich aller drei Länder. Eine mögliche Erklärung hiefür ist die Annahme der Existenz einer Struktur analog der westalpinen Ivrea-Zone mit signifikanter Reduzierung der Krustendicke im Alpen/Karpaten-Grenzbereich in der Folge eines neogenen Extensionsregimes und nachfolgender Subsidenz; alle diese Faktoren modifizierten die Topographie der Kruste in diesem Gebiet.

Sowohl die Ivrea- als auch die Mihályi-Struktur liegen an der Insubrischen Linie, an der eine sich über mehr als 400 km erstreckende dextrale Verschiebung stattfand, die mit einer Ausquetschung ostalpiner Einheiten in Folge einer obereozänen Kontinent-Kontinent-Kollision in Zusammenhang stehen dürfte. Die genannten Dichteanomalien Ivrea und Mihályi entstanden somit nach einem frühkretazischen Kollisionsereignis, welches wiederum Folge der Schließung des Penninischen Ozeans war.

*) Author's address: Dr. ZOLTÁN BALLA, Hungarian Geological Institute, Stefánia út 14, H-1143 Budapest, Hungary.

Ivrea-típusú szerkezet az Alpok-Kárpátok csatlakozási övében?

Összefoglalás

Az Alpok és a Kárpátok csatlakozási öve három országra esik: Ausztriára, Magyarországra és Szlovákiára. A gravitációs tér reflexiós szeizmikus szelvényekre és fúrómagokon kapott sűrűség-adatokra támaszkodó speciális elemzése arra a felismerésre vezetett, hogy az aljzat-domborzat hatásának eltávolítása után a Mihályi-hátság felett jelentős (kb. 15 mGal) anomália marad. A gravitációs tér szeizmikus szelvények menti iterációs modellezésével kimutattuk, hogy amennyiben a Dunántúli-középhegység alatt normális kontinentális kéreg van, a Mihályi-hátság alatti földkéreg anomális felépítésű, s az aljzat felszíne alatt 3 km-rel nagysűrűségű tömeg települ benne.

Szlovákiában Gútánál (Kolarovo) egy izometrikus gravitációs maximum van, amelyet egy aljzaton belüli miocén andezit-intrúzióval magyaráztak. Ausztriában a Dél-Burgenlandi-küszöb egy aljzatkiemelkedést képez, amely felett a regionális gravitációs tér emelt voltát tételezték fel.

A magyar szelvényeken szerzett tapasztalatok alapján mind a szlovákiai, mind az ausztriai adatokat egy földkérgen belüli sűrűséganomáliaként értelmeztük újra, amely így három országon át kb. 200 km-en át követhetőnek bizonyult. Egy értelmezési lehetőség az, hogy a földkérgen belüli sűrűség-anomália a Nyugati Alpokból jóismert Ivrea-szerkezet analógja. A két terület között jelentős eltérés van, amely azonban visszavezethető lenne arra, hogy az Alpok és a Kárpátok csatlakozási övében a kéregvastagság a neogén extenzióval és besüllyedéssel kapcsolatban erősen lecsökkent, ami nyilvánvalóan módosította az eredeti kéregszerkezetet.

Mind az Ivrea-, mind a Mihályi-szerkezet az Inszubriai-vonal mentén helyezkedik el, több mint 400 km-es jobbos eltolódásnak megfelelő elrendeződést mutatva, ami az Alpoknak a késő-eocénben lejátszódott kontinens-kontinens ütközéssel kapcsolatos szétnyomódására vezethető vissza. Az Ivrea–Mihályi földkérgen belüli sűrűség-anomália valószínűleg egy kora-kréta kollíziós övből – a Pennini-óceán záródási övéből – keletkezett.

Abstract

The Alpine–Carpathian junction area spreads over three countries: Austria, Hungary and Slovakia. A special analysis of the gravity field based on reflection seismic profiles and density data from boreholes resulted in the conclusion that after removal of the basement topography effect a significant (about 15 mGal) anomaly remains above the Mihályi Ridge in Hungary. By means of iterative modeling of the gravity field along reflection seismic profiles it has been shown that if the Transdanubian Range is of normal continental crust the Mihályi Ridge is of anomalous crust with high-density masses from about 3 km below the basement surface.

In Slovakia, an isometric gravity high (Kolarovo) in the northeastern Danube–Rába Basin was interpreted in terms of a Miocene andesite intrusion within the pre-Tertiary basement. In Austria, the South Burgenland Swell is expressed as an elevation of the pre-Tertiary basement, and an additional elevation of the regional gravity field was supposed on it.

Based on the experience from Hungarian profiles both the Slovak and Austrian data have been reinterpreted in terms of a crustal density anomaly which turned to be traceable for about 200 km over all the three countries. A possible explanation for the crustal density anomaly is that it is an analog of the well-known Ivrea structure of the Western Alps. Significant differences are observable between these areas, but they may be due to sharp reduction of the crustal thickness in the Alpine–Carpathian junction area in connection with Neogene extension and subsidence which obviously modified the primary structure of the crust.

Both the Ivrea and Mihályi structures are located along the Insubric line displaying >400 km of dextral offset which may be related to the squeezing out of the Alps due to continent-continent collision in the Late Eocene. The Ivrea–Mihályi crustal density anomaly seems to have originated from an Eo-Cretaceous collision zone (closure of the Penninic ocean).

1. Introduction

The Bouguer-anomaly maps are extremely useful in evaluating regional structures. Unfortunately, in the former socialist countries, gravity data were for a long time secret, and maps based on recent measurements have not been published yet. In the Bouguer anomaly map (scale around 1 : 2,200.000) published by SCHEFFER (1957), the Alpine–Carpathian mountain range appears as a chain of well-expressed gravity lows (<–30 mGal) which probably reflect the mountain root in the Alps and underthrust sedimentary sequences in the Carpathians. East of the Eastern Alps and south of the northern West Carpathians the more-or-less uniform gravity high (>+10 mGal) of the Transdanubian and North Hungarian ranges is situated.

The intermediate belt displays a dismembered anomaly pattern with local highs and lows (Text-Fig. 1). In the first approximation, the anomaly pattern seems to reflect the pre-Cenozoic basement topography: gravity highs coincide with superficial outcrops or basement highs whereas gravity lows fall on basement lows. In a qualitative sense this reflects the sharp density difference between the basement and basin fill, i.e. the density excess of the basement rocks and the density deficiency of the sediments. Consequently, the gravity anomaly pattern can help in delineating the young structures connected with the subsidence.

It is remarkable, however, that the Mihályi Ridge (Text-Fig. 2) buried by a 1.5 km thick Neogene sequence coincides with a gravity high of the same value (>+15 mGal) as those on neighbouring basement outcrops in the Rechnitz – Kőszeg, Sopron – Hainburg or Bakony areas. In the next approximation, this fact seems to reflect the presence of anomalous, dense masses on the Mihályi Ridge or below it.

2. An Intra-Crustal High-Density Body in Hungary

The reflexion seismic section MK-1 crosses the Mihályi Ridge in the middle. Bouguer anomalies in general follow the basement topography (Text-Fig. 3). Procedures outlined in Appendix 1 resulted in separation of the regional gravity field independent of the basement topography and reflecting intra-crustal density inhomogeneities. The corresponding anomaly path shifted to the depth 2.6 km b.s.l. (Text-Fig. 4) displays a high with a flat slope in the northwest and a steep slope in the southeast. By means of computer modeling a lot of various models have been checked, density data having been taken from direct measurements (Table 1), and the Moho surface, mainly from POSGAY et al. (1991).

The most probable version is presented in Text-Fig. 5. The southeastern half of the section (Transdanubian Range unit) seems to be of normal continental crust whereas in the middle of the section high-density masses are in about 3 km from the basement surface, their top gently going down towards the northwest. The

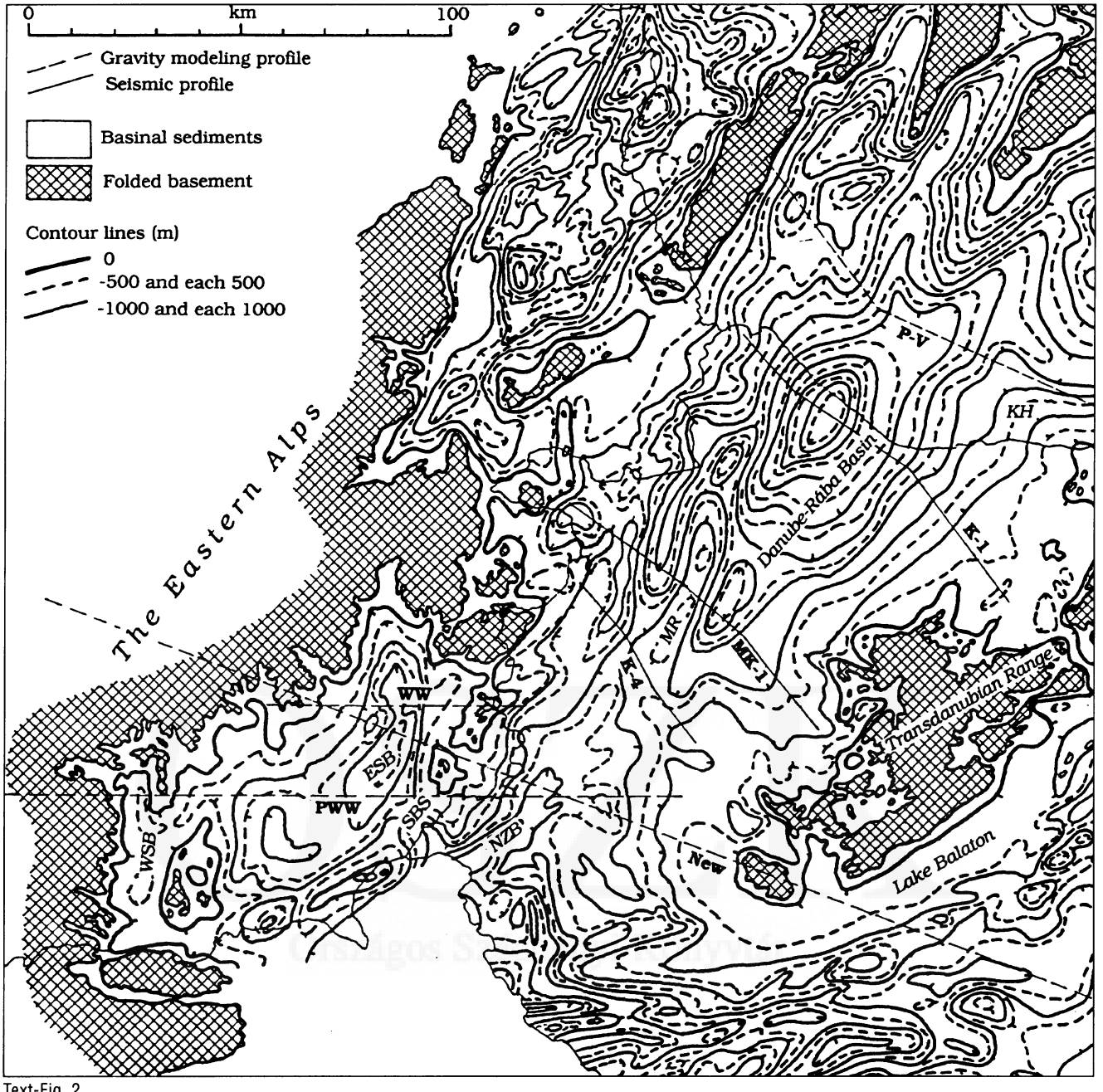
Text-Fig. 1.
Gravity anomaly map of the Alpine–Carpathian junction area after SCHEFFER (1957).
WW = profile in Fig. 5 of WALACH & WEBER (1987); PWW = profile in Text-Fig. 3 of POSCH et al. (1989); KH = Kolarovo high; MR = Mihályi Ridge; NZB = North Zala Basin; SBS = South Burgenland Swell; ESB and WSB = East and West Styrian basins.

boundary between these units is steep, is traceable for at least 12–13 km towards the depths and may cross even the Moho. This boundary coincides with the Rába line of Hungarian authors (see in KÁZMÉR, 1986).

Most of Hungarian geologists believe the low-metamorphic rocks in boreholes on the Mihályi high to be analogs of the Graz Paleozoic (Upper Austroalpine: see in KÁZMÉR, 1986). In our section, however, there is no place for the East Alpine nappe pile. On the contrary, these sequences seem to dip under, not over the Lower Austroalpine crystalline complex of the Sopron Hills, i.e. probably belong to the Penninics.

Formally, "basaltic layer" is displayed in high position in the middle of the section (Text-Fig. 5) but that is not the only possible interpretation of the modeling results. "Basaltic" density (2.9 g/cm^3) is the minimum value required in modeling, any higher value being acceptable, up to the "mantle" ones, with corresponding increase of the depth to the top of the high-density body. On the other hand, the topography of the top of the high-density body is less constrained below the Lower Austroalpine crystalline complex due to the uncertainty of the thickness of the latter.

Modeling of gravity data along the seismic profile K–4 25 km southwest of the profile MK–1 confirmed existence of a high-density body. The density model (Text-Fig. 6) is rather detailed due to high resolution of the seismic section and presence of numerous boreholes near the profile, but due to the flatter basement topography position and geometry of the deep-seated high-density body is less constrained than in MK–1. In the seismic profile K–1 55 km northeast of the profile



Text-Fig. 2.
Pre-Tertiary basement contour map of the Alpine–Carpathian junction area. After KILÉNYI & ŠEFARA (1991).
WW = profile in Fig. 5 of WALACH & WEBER (1987); PWW = profile in Fig. 3 of POSCH et al. (1989); KH = Kolarovo high; MR = Mihályi ridge; NZB = North Zala Basin; SBS = South Burgenland Swell; ESB and WSB East and West Styrian basins.

MK–1 (HOBOT et al., 1987), the basement surface has been lost at extremely great depths (>8 km) so that position and geometry of the deep-seated high-density body is still less constrained. Nevertheless, the intra-crustal high-density body is traceable in Hungary for a distance over 80 km.

3. Intra-Crustal High-Density Bodies in Slovakia and Austria

In Slovakia, 50 km east of the northeastern closure of the Mihályi Ridge, the Kolarovo gravity high (see in Text-Fig. 1) displays >+10 mGal at 2–3 km basement depth. In a gravity modeling profile (P–V, Text-Fig. 7) it was related to a hypothetical Miocene andesitic intrusion, but equally can be regarded as the continuation of the Mihályi high-density body within the basement.

In Austria, southwest of the Mihályi Ridge, the South Burgenland Swell is well expressed in the gravity anomaly pattern. Attempts to evaluate the gravity high were made along two W–E profiles across the East Styrian Basin. In the Bouguer anomaly pattern of the longer profile (PWW), two different sections were distinguished (Text-Fig. 8): a slope with a 1 mGal/km gradient west of the Mur valley and a dismembered section with an assumed mean gradient of about 0.2 mGal/km. It was stated (POSCH et al., 1989) that gravity highs and lows on the dismembered section correspond to basement highs and lows, but no further calculations were performed.

A shorter profile about 20 km north of the previous one (WW) was interpreted in another way (Fig. 9). A tangent was applied to the peaks at the ends of the section and was accepted as the regional field with a 0.5 mGal/km

Table 1.
Thicknesses and densities applied in gravity model calculations along the profile MK–1.
Table III. of BALLA et al. (1989).

Depth interval	Thickness		Sequence	Density		
	total	partial		measured	calculated	corrected
Cenozoic basinal sediments						
0-1000	1000	1000	Upper Pannonian	1.99	1.99	2.10
1000-2000	1000	500 500	Upper Pannonian Lower Pannonian	1.99 2.17	2.08	2.24
2000-3000	1000	500	Lower Pannonian	2.17	2.17	2.34
3000-4000	1000	500 500	Lower Pannonian Miocene	2.17 2.33	2.25	2.42
4000-5000	1000	1000	Miocene	2.33	2.33	2.48
5000-6000	1000	1000	Miocene	-	2.40	2.53
6000-7000	1000	1000	Miocene	-	2.46	2.56
Basement of Transdanubian Range type						
-	-	-	Upper Cretaceous	2.56	2.56	-
-	800	400 200 200	L. Cretac. - Juras. Dachstein Limest. Kössen beds	- 2.62 -	2.62 2.62	-
-	1200	1200	Main Dolomite	2.76	2.76	-
- -	2200	600 1100 500	Veszprém Marl Low.-Mid. Triassic Permian	2.54 2.62 2.49	2.57	-
-	-	-	Metamorphic basem.	-	2.63	-

gradient. Two-dimensional calculations (WALACH & WEBER, 1987) resulted in the coincidence of the basement topography effect with the residual anomaly.

The attempts above clearly demonstrated the presence of dense masses below the Styrian Basin and the Swell expressed in the increase of the regional field. The most obvious component of the latter is connected with the Moho topography. If the whole of the regional field is due to this effect, the evaluation of the South Burgenland Swell gravity high will depend on the gradient of the regional field: if the latter is of about 0.5 mGal/km (Text-Fig. 9), no additional dense masses below the Swell are required to generate the observable gravity values, whereas at about 0.2 mGal/km of the regional gradient a >20 mGal local anomaly falls on the Swell (Text-Fig. 8) pointing to the existence of a high-density body within the earth crust (the corresponding local low of the East Styrian Basin can be related to density deficiency due to sedimentary fill).

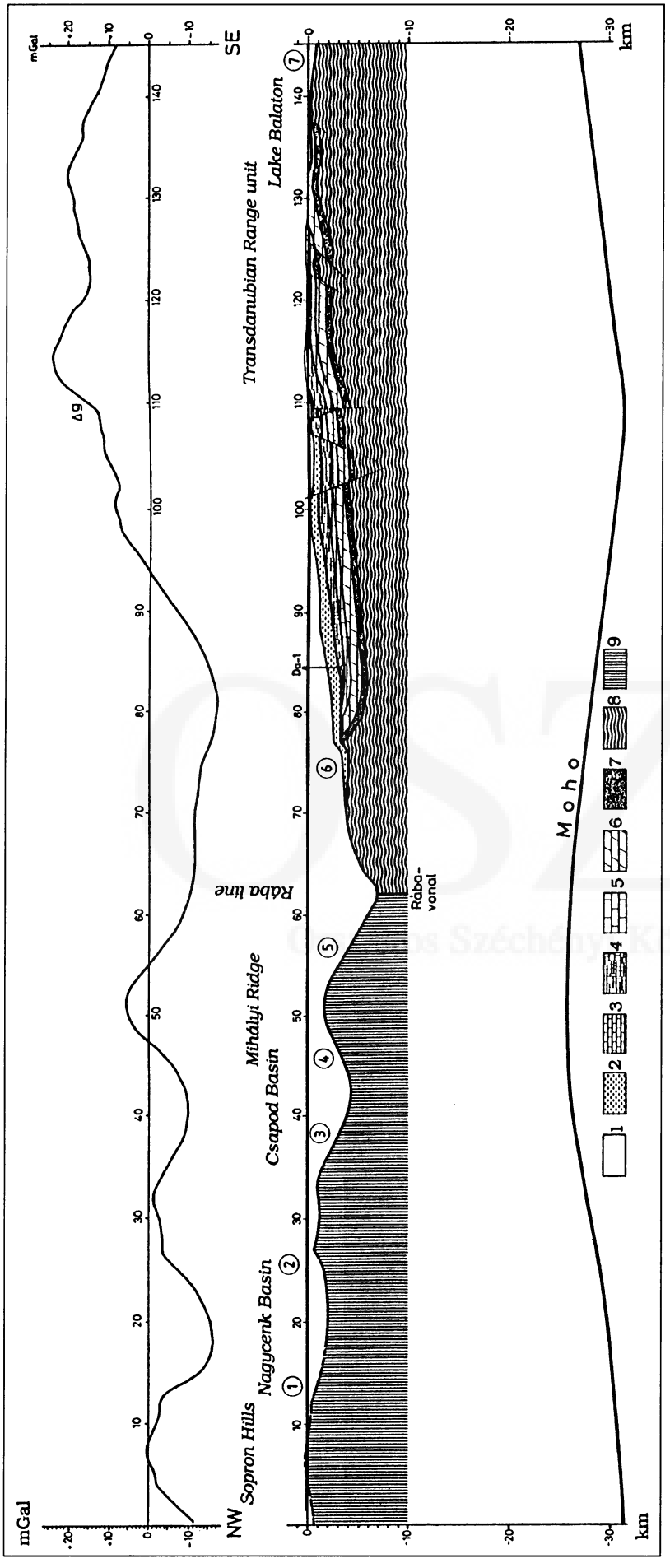
Gravity modeling (for details, see Appendix 2) resulted in revealing intra-crustal high-density bodies below the East Styrian and North Zala basins and their surroundings (Text-Figs. 10–12). Two principal cases have been outlined, an about 100 km wide horizontal sheet which (from the point of view of the gravity modeling) equally can be isolated from-below or attached to an underlying high-density layer forming elevation of this layer (Text-Figs. 10 and 11), on one hand, and a series of vertical sheets (Text-Fig. 12), on the other.

It should be mentioned, that the outer two vertical appendices/sheets are much less convincing than the central one. The existence of the eastern one of them is doubtful since the corresponding dense masses may be also represented by the thick limestone–dolomite sequence of the Transdanubian Range, not by a deep-seated source.

The western vertical appendice/sheet may reflect defects in both the density model of the Alpine root and in corresponding Moho topography.

The middle part of the horizontal sheet below the East Styrian Basin, South Burgenland Swell and axial zone of the North Zala Basin or its equivalent, the middle vertical sheet, only seems to be more-or-less confirmed by checking considerations, the lateral boundaries and the topography being not constrained.

As seen, there is a great number of models which reproduce the measured gravity anomalies, and there are no real constraints for selecting one of them on the basis of modeling. Thus, geological considerations must be taken into account in evaluation of the modeling results.



Text-Fig. 3.
Geological section along the reflexion seismic line MK–1.
For location, see Text-Figs. 1 and 2 (Fig. 8 of BALLA et al., 1991).
1 = Neogene–Quaternary basinal sediments; 2 = Upper Cretaceous (Senonian) sediments; 3 = Jurassic to Lower Cretaceous sediments; Upper Triassic Dachstein Limestone and Cassian Beds; 4 = Upper Triassic Main Dolomite; 5 = Upper Triassic Veszprém Marl; 6 = Lower–Middle Triassic; 7 = Permian; 8 = Paleozoic metamorphic basement of the Transdanubian Range; 9 = Austro-Alpine and Penninic formations.
In circles = serial numbers of slopes; Da–1 = borehole Dabrony-1.

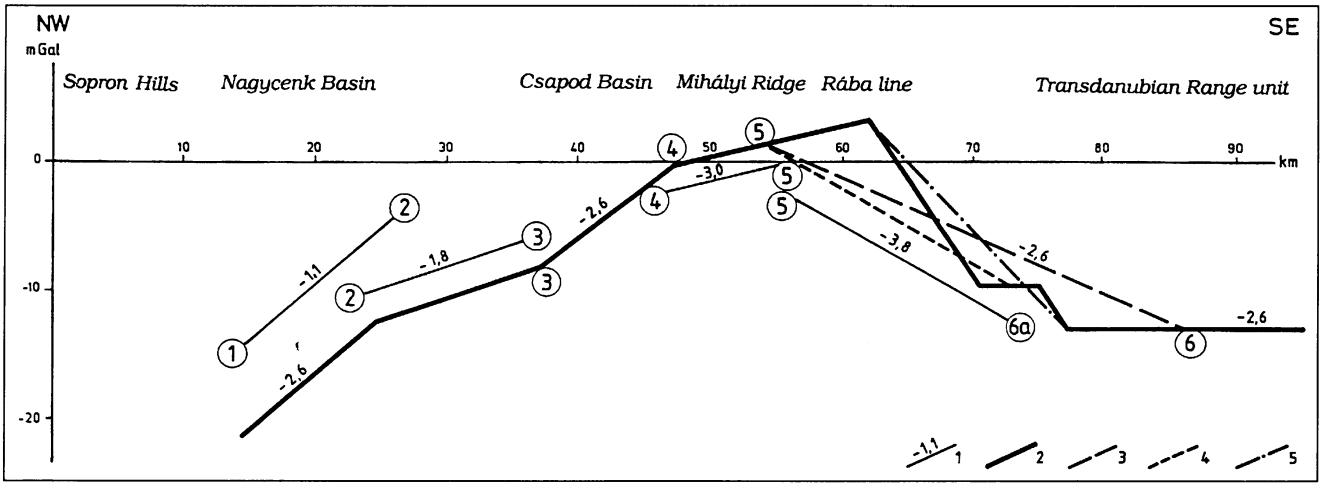
4. Geological Interpretation

Within the upper crust of granite-gneiss composition and average density around 2.7 g/cm³ the most probable high-density bodies are of mafic or ultramafic composition with average densities around 2.9–3.1 g/cm³. Thus, a density excess of 0.2–0.4 g/cm³ seems to be most acceptable.

In a geological sense, the vertical-sheet model (Text-Fig. 12) would mean "mantle dikes" intruded or protruded during the extension which resulted in basin subsidence. In that case approximate coincidence of the dikes with basin axes would be expectable. In reality, however, only the middle "dyke" is close to a basin axis, the two others fall on the middle of slopes. Consequently, the vertical-sheet model seems to be unconvincing at least for the two outer bodies.

The horizontal-sheet model may have numerous geological applications. Its version with a body isolated from below would mean a specific horizon composed of high-density magmatic or metamorphic rocks, e.g. a series of intrusions arranged in a horizontal chain or an ophiolitic nappe. In a geological sense, the body attached to the underlying layer can only be identified with an elevation of the "basaltic layer". The latter, however, is expectable at about 15 km depths (see Text-Fig. 5) below the Transdanubian Range. Therefore, the position of the body in question (+0.2 g/cm³) is probably similar to that in Text-Fig. 11C. The topography of the elevation is, however, unconstrained due to the absence of seismic profiles and density determinations.

Intra-crustal high-density bodies have been outlined in each of the five profiles studied from this point of view in the Alpine–Carpathian junction area. On the



Text-Fig. 4.
Residual gravity anomaly reflecting a deep structure along the profile MK–1 (Fig. 11 of BALLA et al., 1991).
Figures in circles = serial numbers of slopes; 1 = straight connecting points plotted with their g and km values read on Text-Fig. 17 in the depth indicated above the line; 2 = residual gravity anomaly mechanically shifted to the depth -2.6 km and corrected on the basis of the Δg–h curve; 3 = initial gravity step between slopes 5 and 6; 4 = gravity step between slopes 5 and 6a shifted to the depth -2.6 km; 5 = residual anomaly corrected on the basis of the Δg–h curve neglecting the slope 6a.

basis of the regional gravity anomaly pattern (Text-Fig. 1) it can be supposed that the same body has been detected in all five profiles, in other words it is traceable for about 200 km. This fact may help in the limitation of the number of possible models by means of comparisons.

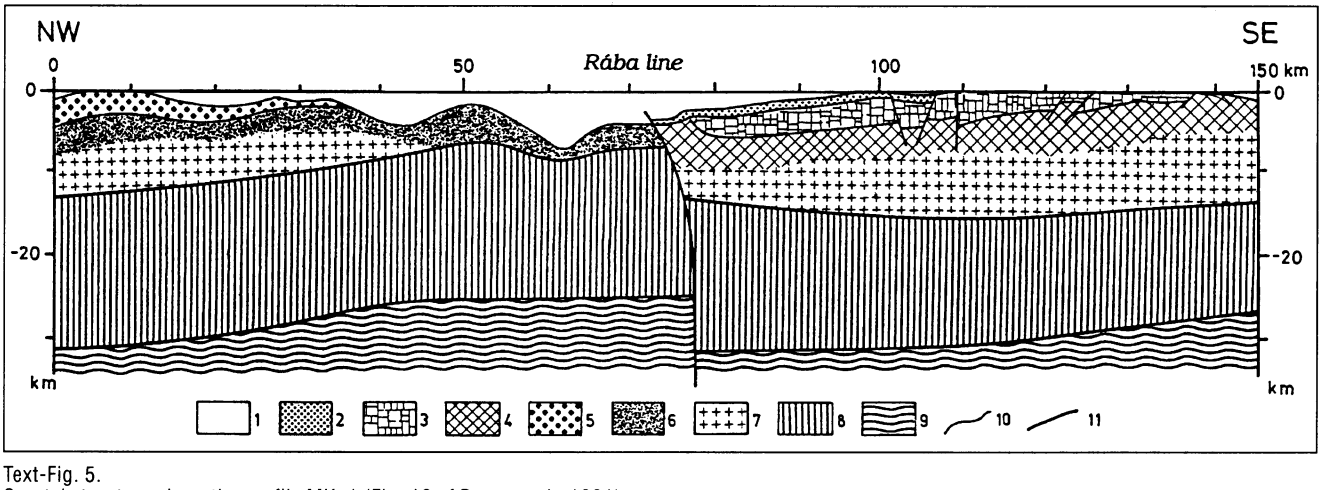
In the profile P–V (Text-Fig. 7), the high-density body falls below the slope and in the profile K–1, below the deepest part of the basin. In the profile MK–1 (Text-Fig. 5), it spreads far beyond the deepest part especially towards the northwest, and in the profile K–4 (Text-Fig. 6), it is located within a flat and comparatively shallow part of the basin, below the closure of the Mihályi Ridge. Consequently, in spite of the situation of the high-density in a basinal area, its location is only sometimes controlled by basin axes.

In the profiles MK–1 and K–4 (Text-Figs. 5 and 6) the intra-crustal high-density body is limited in the southeast by the Rába line, one of the most important lineaments of Hungary (see in KÁZMÉR, 1986). Similarly, in the profile K–1 it is located northwest of the Rába line. In the profile P–V (Text-Fig. 7) the high-density body is situated on the northwestern flank of the Hurbanovo line which is usually correlated with the Rába line (e.g. KÁZMÉR & KOVÁCS, 1985). Thus, the position of the intra-crustal body in question is clear in a tectonic sense: it accompanies the Rába–Hurbanovo line from the northwest.

No correspondence of the high-density body to Neogene basin axes makes unconvincing the "mantle dyke" model, on one hand, and its control by the pre-Neogene Rába–Hurbanovo line points to an old age, on the other. In our opinion, the isolated-from-below models are of low probability, thus, we regard the layer-elevation model as the most acceptable one. In its frame, two principal versions can be outlined: an oceanic-li-thosphere inclusion and an Ivrea-type situation.

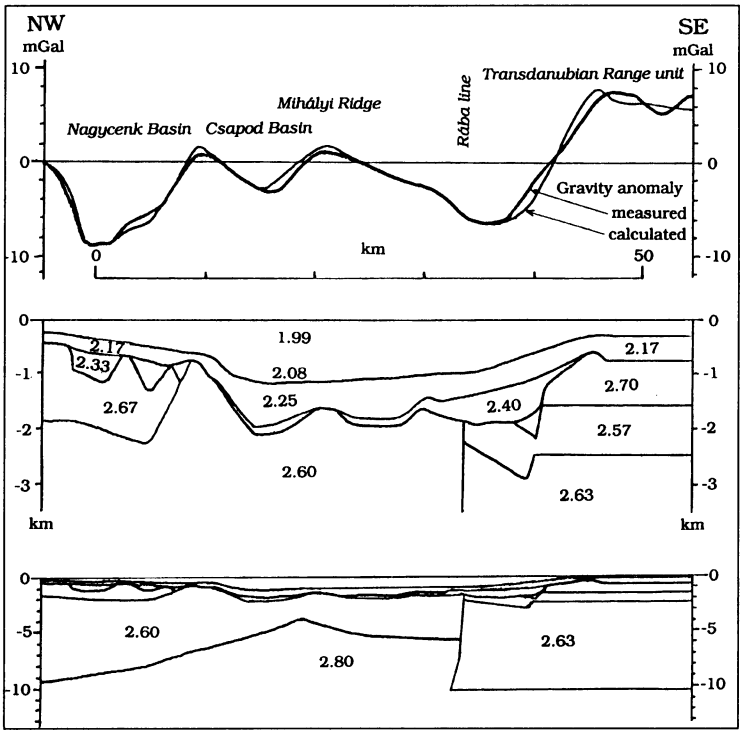
4.1. Inclusion of the Oceanic Lithosphere?

In both the Western Alps and the Tauern Window, the bottom of the Penninic ophiolite sequence is visible: it



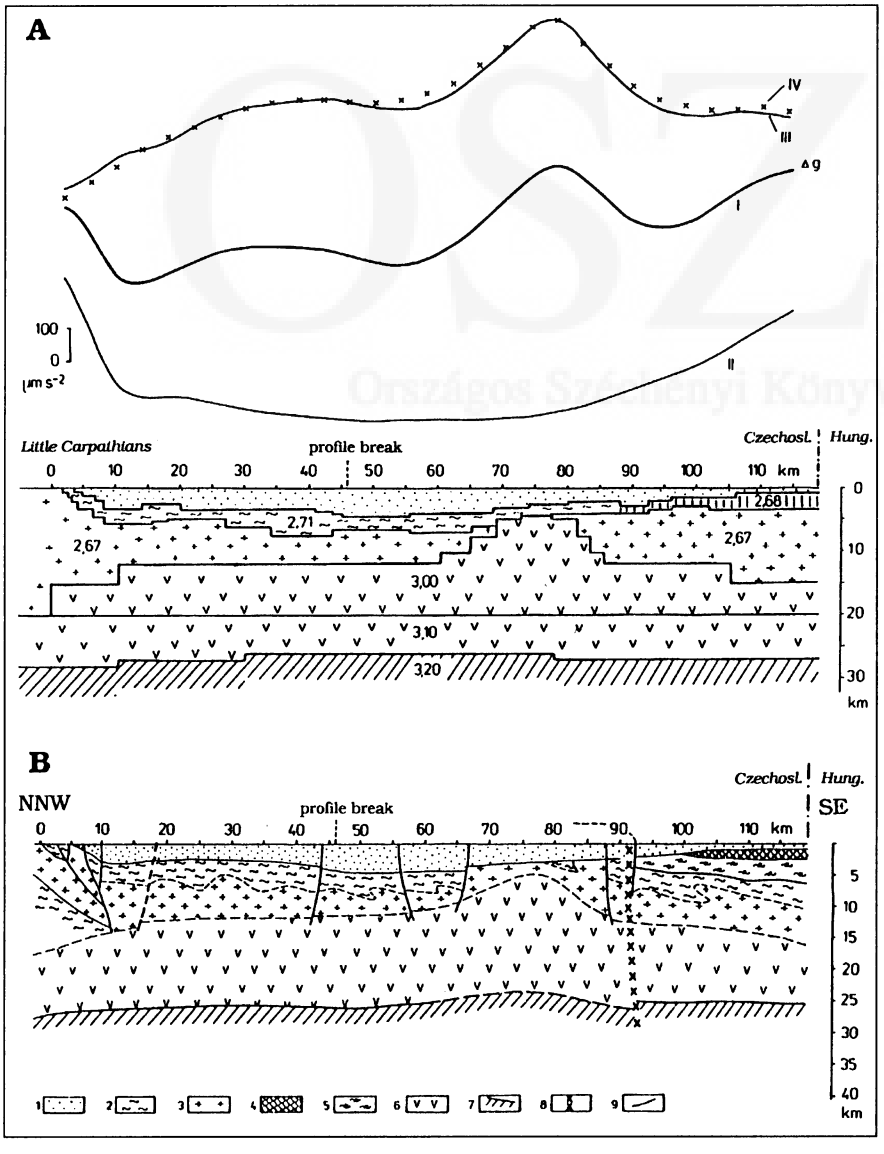
Text-Fig. 5.
Crustal structure along the profile MK–1 (Fig. 16 of BALLA et al., 1991).
1 = Cenozoic (mainly Neogene) sediments; 2 = Upper Cretaceous (Senonian) sediments; 3 = Permian to Lower Cretaceous formations; 4 = Paleozoic of the Transdanubian Range; 5 = Lower Austro-Alpine nappe; 6 = Penninics; 7 = "granitic layer"; 8 = "basaltic layer" and other formations of similar density; 9 = upper mantle; 10 = geological boundary; 11 = intra-crustal boundary.

Text-Fig. 6.
Density model for the seismic section K–4.
For location, see Text-Figs. 1 and 2. Calculated by author using PÁPA's seismic interpretation (Fig. 7 of HOBOT et al., 1991).
A = gravity anomalies; B = upper part of the density model, vertical exaggeration 1 : 5; C = density model, no vertical exaggeration.



is represented by the underthrust European continental crust. It is usually believed that this is also the situation in the Kőszeg–Rechnitz area where the ophiolitic sequence lies on top of the Penninic sediments (PAHR, 1980, 1982, 1984).

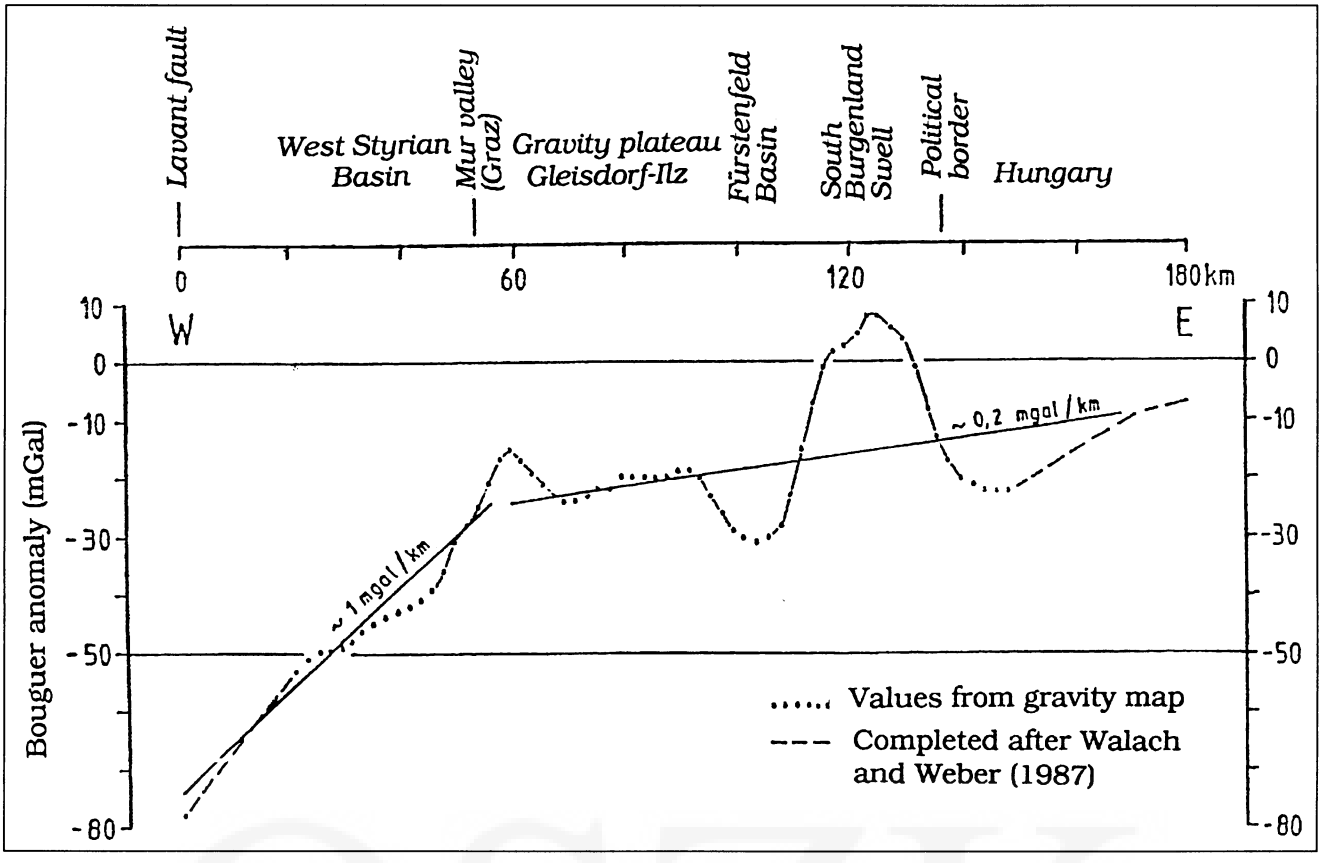
For the area in question, intense magnetic anomalies are characteristic (SEIBERL, 1988; HAÁZ & KOMÁROMY, 1967). They are frequently related to the Penninic ophiolites (e.g. HOFFER et al., 1990) but this is not the only interpretation. Based on model calculations POSGAY (1967a-b) located the top of magnetic sources in 1.3–2.3 km below the basement surface.



OBERLADSTÄTTER et al. (1979) also were of the opinion that the source of magnetic anomalies lies at considerable depths.

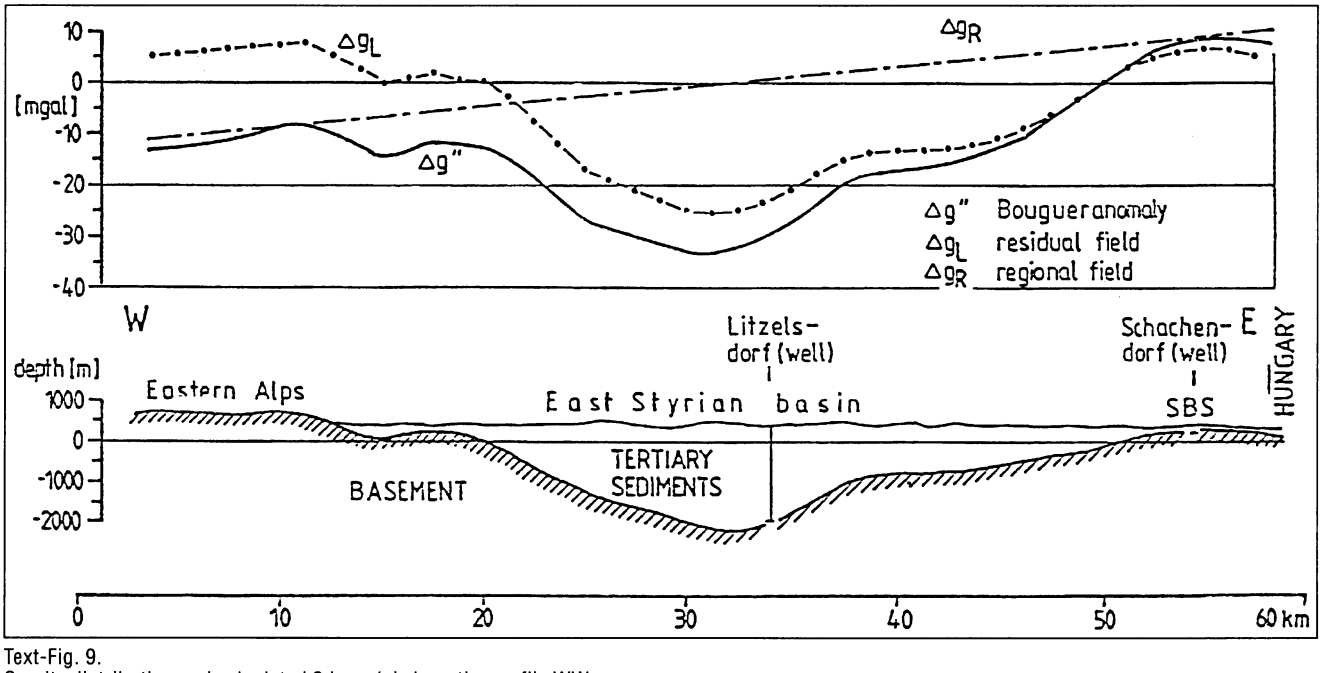
It is remarkable that in the Rechnitz area of outcropping ophiolites negative magnetic anomalies of low intensity (up to –60 nT, see in SEIBERL, 1988) have been only detected whereas in the surrounding basinal areas positive anomalies up to 360 nT in Austria (ibid.) and over 300 nT (>3 mOe) in Hungary (HAÁZ & KOMÁROMY, 1967) are observable. Thus, it should be clear that intense positive magnetic anomalies cannot be related to the ophiolites which lie as thin nappes above the Penninic sedimentary sequences, on the contrary, they must be connected with sources in the bottom of the Penninic sedimentary sequences.

Text-Fig. 7.
The gravity modeling profile P–V and its interpretation.
For location, see Text-Figs. 1 and 2 (Figs. 8 and 9 of BIELIK et al., 1986).
A = Density model; I = Bouguer anomalies; II = gravity effect of Tertiary sediments; III = values from the gravity map; IV = calculated gravity effect of the density model. B = Schematic geological section.
1 = Tertiary sediments; 2 = crystalline schists; 3 = West Carpathian granitoid rocks; 4 = Mesozoic of the Transdanubian Range; 5 = Paleozoic of the Transdanubian Range; 6 = "basaltic layer"; 7 = upper mantle; 8 = deep-seated fault; 9 = fault.

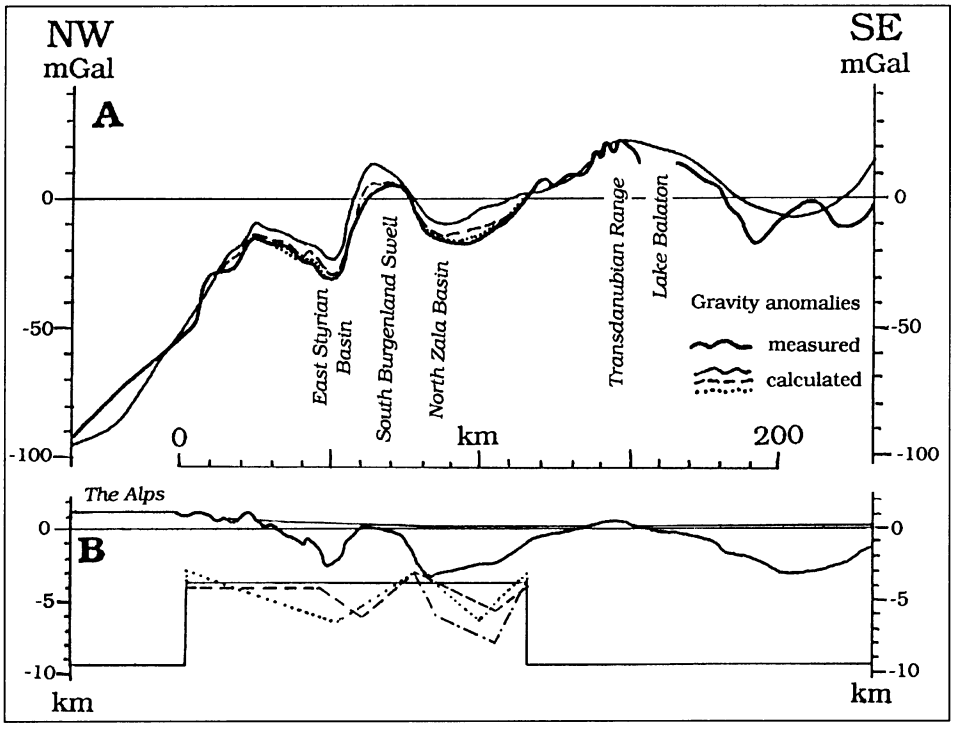


Text-Fig. 8.
Bouguer anomaly along the profile PWW.
For location, see Text-Figs. 1 and 2 (Fig. 3 of POSCH et al., 1989).

The question arises, what complexes underlie the Penninic sediments in the present-day structure. The traditional answer is "continental crust" but it does not explain intense magnetic anomalies. The primary oceanic crust of the Penninic basin in turn could be responsible for magnetic anomalies. The latter are restricted to the area of the deep-seated high-density body, consequently, their sources can be related to this body (the ragged magnetic anomaly pattern may reflect inhomogenous magnetization of the high-density body). Increased density of magnetic sources would be in harmony with the relation of them to the oceanic crust.



Text-Fig. 9.
Gravity distribution and calculated 2d-model along the profile WW.
For location, see Text-Figs. 1 and 2 (Fig. 5 of WALACH & WEBER, 1987).

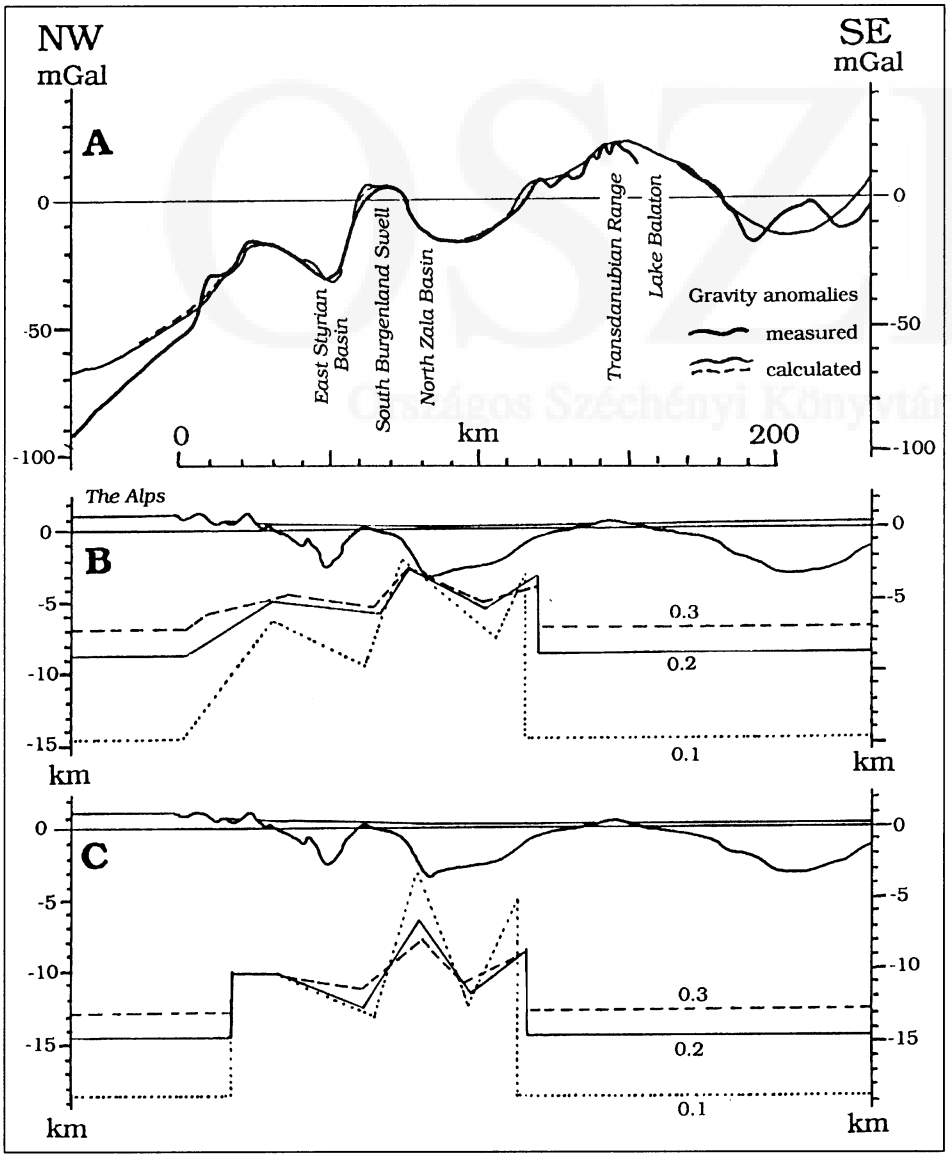


Text-Fig. 10.
Calculated two-dimensional gravity effect along the new profile (A, for location, see Text-Figs. 1 and 2) for 0.4 g/cm³ density contrast on the Moho and for various shapes of the intra-crustal dense body (+0.2 g/cm³) in its highest position and various density deficiencies of the sedimentary fills of the East Styrian and North Zala basins. Gravity curves shifted to coincide on the top of the Transdanubian Range gravity high. Vertical exaggeration of the depth model (B) 1 : 5.
Captions for the model (B): dashed = density deficiency diminished by 0.1 g/cm³ for the East Styrian Basin relative to that in Table 1; dots = same diminished by 0.2 g/cm³; dash-dot = deficiency diminished by 0.1 g/cm³ for the North Zala Basin.

The present-day 31 km thick crust of the Rechnitz area (POSGAY et al., 1991), however, cannot be of oceanic type as a whole, thus, the only acceptable model of this type is that in which a piece of oceanic crust in the bottom of the Penninic sedimentary sequence is incorporated into the present-day continental crust.

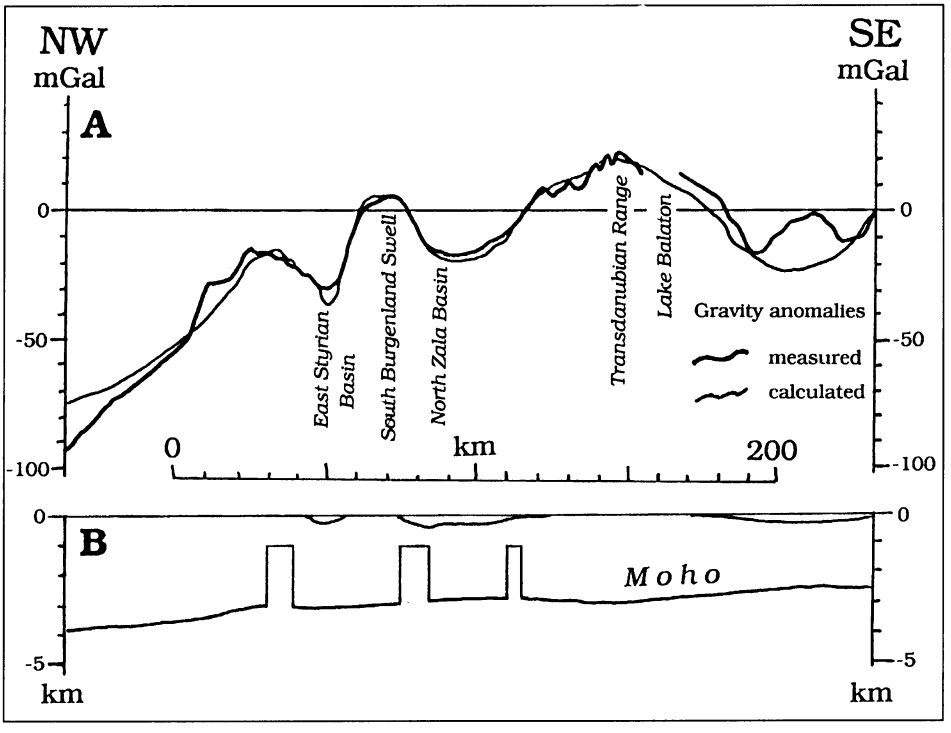
In other words, an ophiolitic complex of great thickness (>7 km in MK–1) can be assumed which is detached from its primary lithosphere and now is limited from-below tectonically at >10–12 km depth.

This oceanic-inclusion model would differ from the traditional concept of the Penninic Nappe System first of all in great thickness of the latter and in possible preservation of ophiolitic complexes below the sediments.



Text-Fig. 11.
Calculated two-dimensional gravity effect along the new profile (A, for location, see Text-Figs. 1 and 2) for 0.3 g/cm³ density contrast on the Moho and various density excesses of the intra-crustal body in its highest (B) and a deeper (C) position. Gravity curves shifted to coincide on the top of the Transdanubian Range gravity high. Vertical exaggeration of the depth models (B-C) 1 : 5.

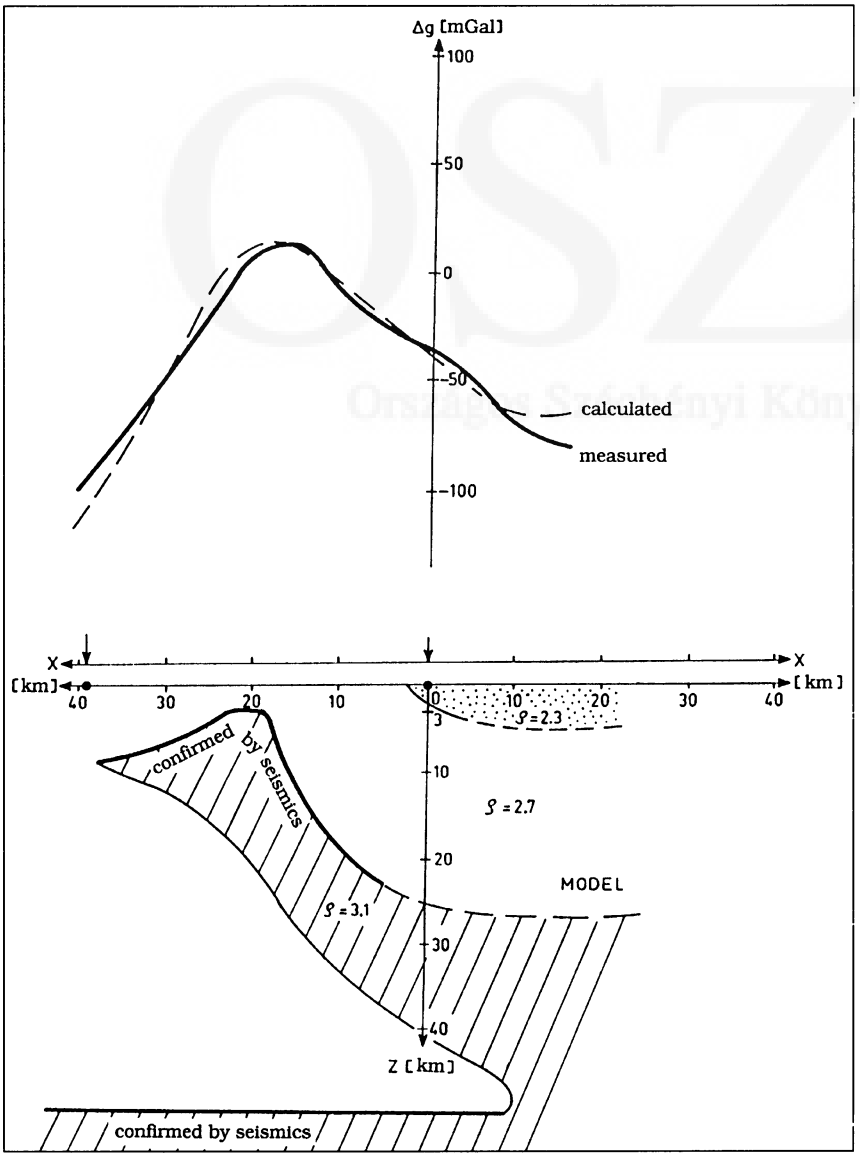
OSZK Országos Széchényi Könyvtár



Text-Fig. 12.
Calculated two-dimensional gravity effect along the new profile (A, for location, see Text-Figs. 1 and 2) for 0.3 g/cm³ density contrast on the Moho and of the "mantle dikes".
No vertical exaggeration of the depth model (B).

4.2. An Ivrea-Type Situation?

Along the northeast–southwest oriented section of the Western Alps, an intense gravity high is traceable for more than 200 km (VECCHIA, 1968). On the basis of refraction seismic profiling it was interpreted in terms of doubled Moho (BERCKHEMER, 1968) connected with an ancient subduction zone (SCHMID et al., 1987). This Ivrea zone (Text-Fig. 13) follows the Insubric line from the southeast and plunges beneath the Alps on the west–east-directed section of the line.

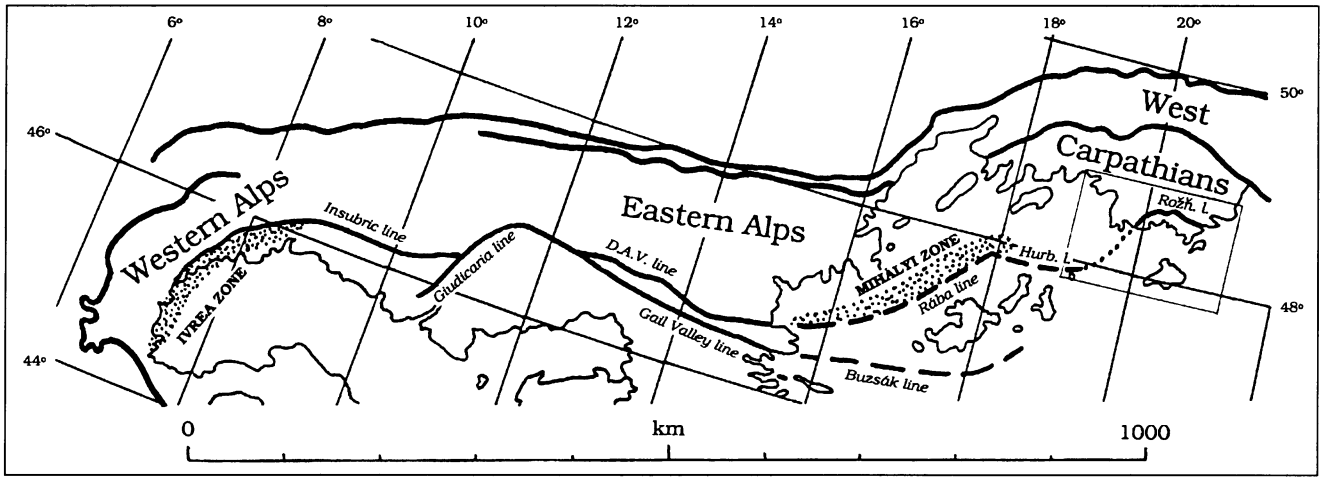


Text-Fig. 13.
Model of the density structure of the Ivrea Zone.
After BERCKHEMER (1968).

In the sense of the southern boundary of the Alpine metamorphism on the surface, the Insubric line countinues in the D.A.V. line of the Eastern Alps (SASSI et al., 1978) which in turn can be correlated with the Rába line of Hungarian authors (KOVÁCS, 1983). Consequently, the Insubric – D.A.V. – Rába line is traceable along the whole of the Alps and even beyond them.

It is remarkable that after the long and straight west–east-oriented section (displaced by the young Giudicaria strike slip) that line turns towards the northeast, and on this section, arranged quasi-symmetrically to the Ivrea zone, another intra-crustal high-density body appears on the opposite, northwestern side of the line (Text-Fig. 14) which can be named "Mihályi zone".

Despite the obvious analogy in maps, there are significant differences in vertical sections of the Ivrea and Mihályi zones. The thickness of the crust is more than 50 km beneath Ivrea and only 26 km beneath Mihályi. It should be clear, however, that this



Text-Fig. 14.
Position of the Ivrea and Mihályi zones in the general structure of the Alps after BALLA (1992).
Box in the West Carpathian area indicates frame of Text-Fig. 19.
Hurb. l. = Hurbanovo line; Rožň. l. = Rožňava line.

difference is due to the different Neogene history of the two regions, compressional in the Western Alps and extensional in the Danube – Rába Basin, and cannot be used as an argument against the correlation of obviously pre-Neogene structures.

A problem of the correlation consists in what to think about the mechanism which resulted in the present-day reduced crustal thickness in the Mihályi area.

On one hand, subcrustal erosion (ARTYUSHKOV & BAER, 1984) can be imagined, and in that case loss of the lower half of the Ivrea structure due to removal will be an explanation of the present-day Mihályi structure.

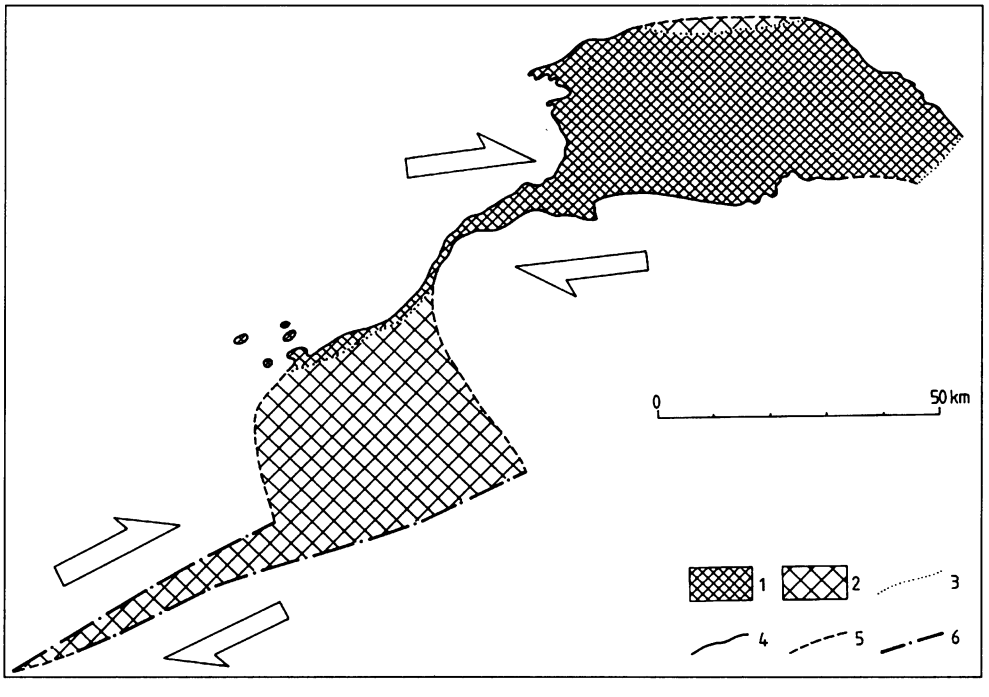
On the other hand, crustal attenuation (ROYDEN & DÖVÉNYI, 1988) is also imaginable, and in this case horizontal stretching of the Ivrea structure with no loss of material will serve as a model for the present-day Mihályi structure.

In both cases significant differences in corresponding gravity fields and models of the Ivrea and Mihályi zones are expectable, and obvious differences in vertical sections and gravity features are not necessary arguments against the correlation.

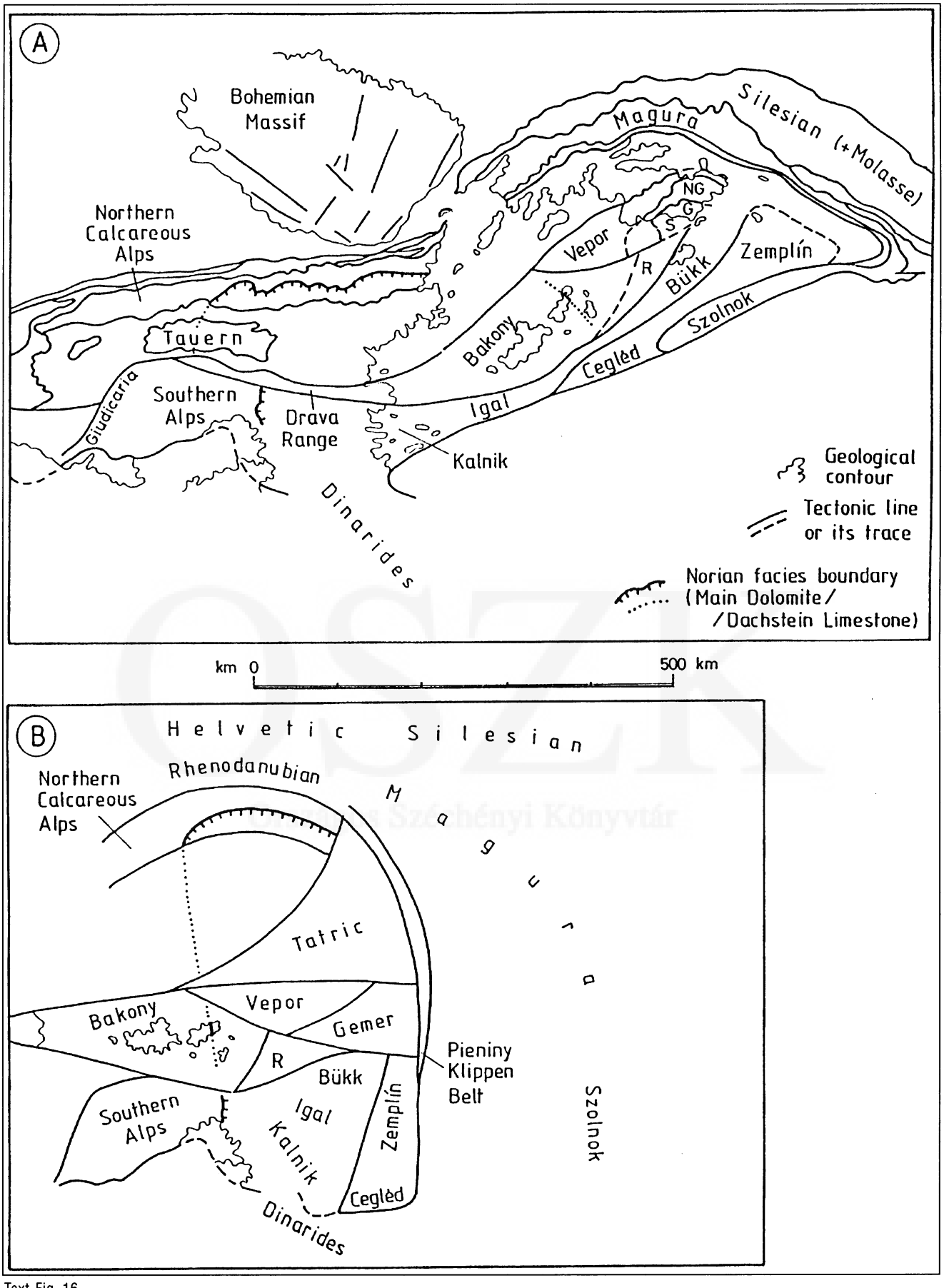
4.3. Discussion

In the framework of the Alpine–Carpathian junction, inclusion of both a relatively thick fragment of the oceanic crust or a promontory of the continental upper mantle within the present-day continental crust seem to be equally probable sources for both the gravity and magnetic highs concerned above. In a wider aspect, however, the Ivrea – Mihályi correlation along the Insubric – D.A.V. – Rába Line appears to be more convincing.

Doubts may be connected with specific gravity features of the Pannonian Basin. According to BIELIK's (1988) investigation, all the deep basins of the Carpatho-Pannonian region reveal residual gravity highs after removal of the gravity effect of the sedimentary fill. This concerns the gravity field of the Danube – Rába Basin as well, thus, in some profiles (K–1, MK–1 and New?) contribution of Neogene "mantle dikes" to the intra-crustal dense masses below the deep basin axes cannot be excluded. We do not imagine, however, any method

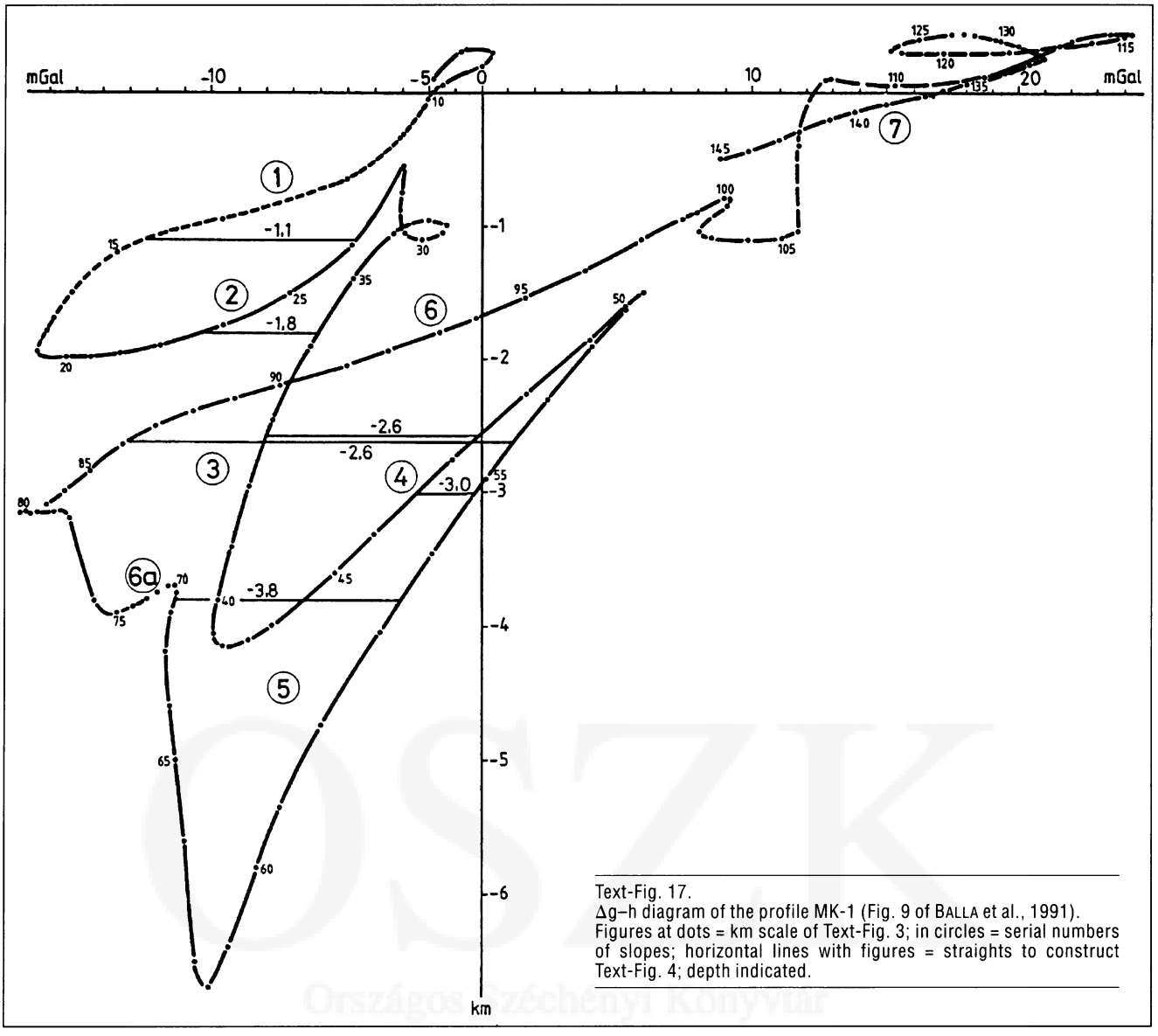


Text-Fig. 15.
Dextral strike slips assumed on the basis of the present structural pattern of the Gemericum (Fig. 32 of BALLA, 1989b).
For location, see Text-Fig. 14.
1–2 = areas of the Gemericum (earlier name: Gemeric Paleozoic): 1 = exposed; 2 = covered; 3 = boundary of exposed areas; 4–6 = boundary of the Gemericum: 4 = exposed (overthrust); 5 = covered (overthrust or of uncertain type); 6 = along axes of magnetic anomalies (strike-slip).



Text-Fig. 16.
Present-day (A) and Late Eocene (B) configuration of the East and South Alpine, West Carpathian and North Pannonian domains (Figs. 3A and 9D of BALLA; 1989c). Note how much the East Alpine and West Carpathian domains are shortened in the reconstruction, i.e., how much squeezing out of them is needed to achieve the present-day configuration.

OSZK Országos Széchényi Könyvtár



Text-Fig. 17.
Δg–h diagram of the profile MK-1 (Fig. 9 of BALLA et al., 1991). Figures at dots = km scale of Text-Fig. 3; in circles = serial numbers of slopes; horizontal lines with figures = straights to construct Text-Fig. 4; depth indicated.

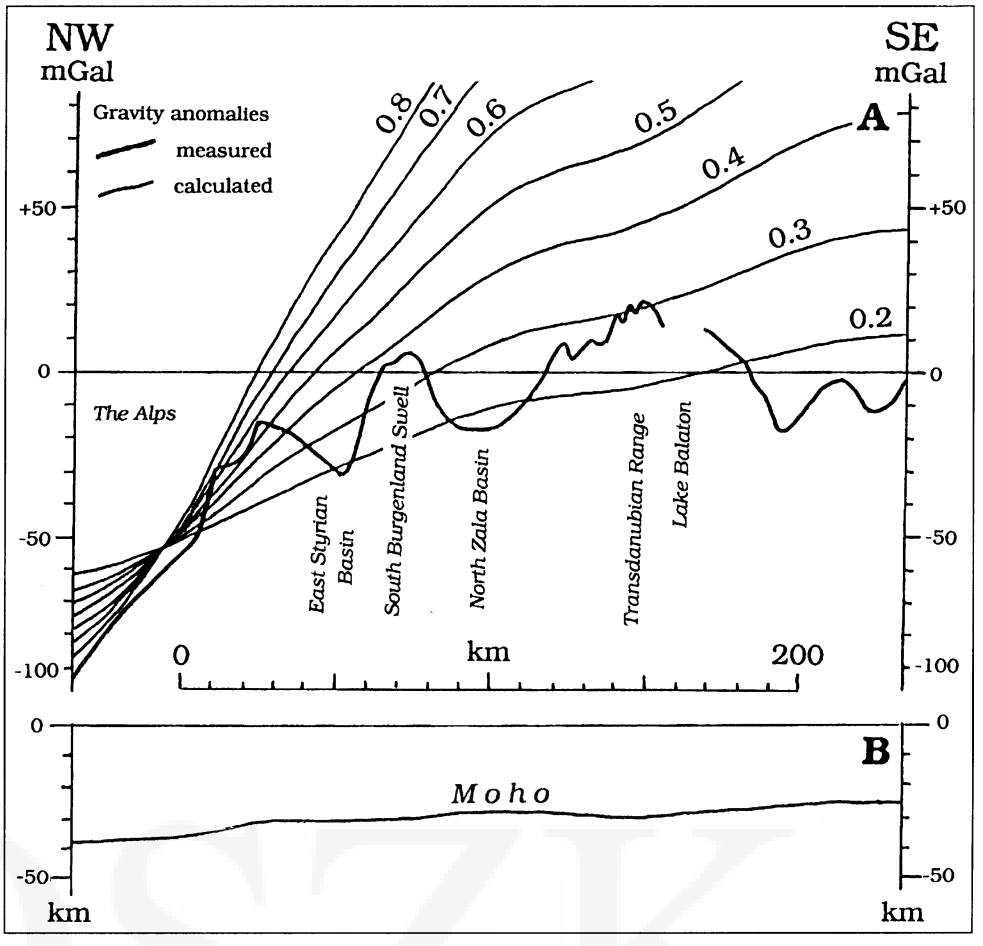
for distinction between the "mantle dikes" and Ivrea-type bodies of the area studied and pass over to the discussion of the Ivrea-type body.

If the correlation of the Mihályi and Ivrea zones (Text-Fig. 14) is valid it would be explainable in terms of a >400 km dextral strike slip on the west–east-directed section of the Insubric – D.A.V. – Rába line which had crossed the Ivrea – Mihályi zone at a very small angle in a situation prior to the displacement. The direction of the strike slip is opposite to that postulated in the model of the escaping-to-the-east Transdanubian Range ("Bakony") unit (KÁZMÉR & KOVÁCS, 1985) but is consistent with the situation outlined for the eastern continuation of the Hurbanovo line (Text-Fig. 15).

The dextral strike slip in Text-Figs. 14–15 does not necessarily contradict the escape model in which a sinistral strike slip is needed between the area of Salzburg and the eastern Transdanubian Range (KÁZMÉR & KOVÁCS, 1985), not between the latter and the West Carpathians. A kinematic analysis (BALLA, 1988a, 1989a) revealed that the escape had to be accompanied by squeezing out of the East Alpine and West Carpathian domains and by their movement to the east relative to Europe (Text-Fig. 16), i.e. these domains moved in the same direction as the Transdanubian Range. As a consequence, the displacement on the Insubric – Rába line between the Alpine–Carpathian and Transdanubian domains diminishes towards the east due to lengthening of the Eastern Alps, and there are no constraints in the frame of the escape model on the movement of the West Carpathians relative to the Transdanubian Range.

If the West Carpathians were displaced towards the east more than the Transdanubian Range, the resulting movement between them would be of dextral sense, and the situation in Text-Fig. 15 would fit in the picture. That would only mean that the movement picture during the escape was much more complicated than it was primarily supposed (KÁZMÉR & KOVÁCS, 1985), first of all due to strong deformation of the East Alpine and West Carpathian domains in the course of the escape (BALLA, 1988a). If the West Alpine domains also moved towards the west during the squeezing out, the present-day >400 km displacement between the Ivrea and Mihályi Zones would reflect increase of the distance between the Western Alps and the West Carpathians due to lengthening, not a rigid strike-slip.

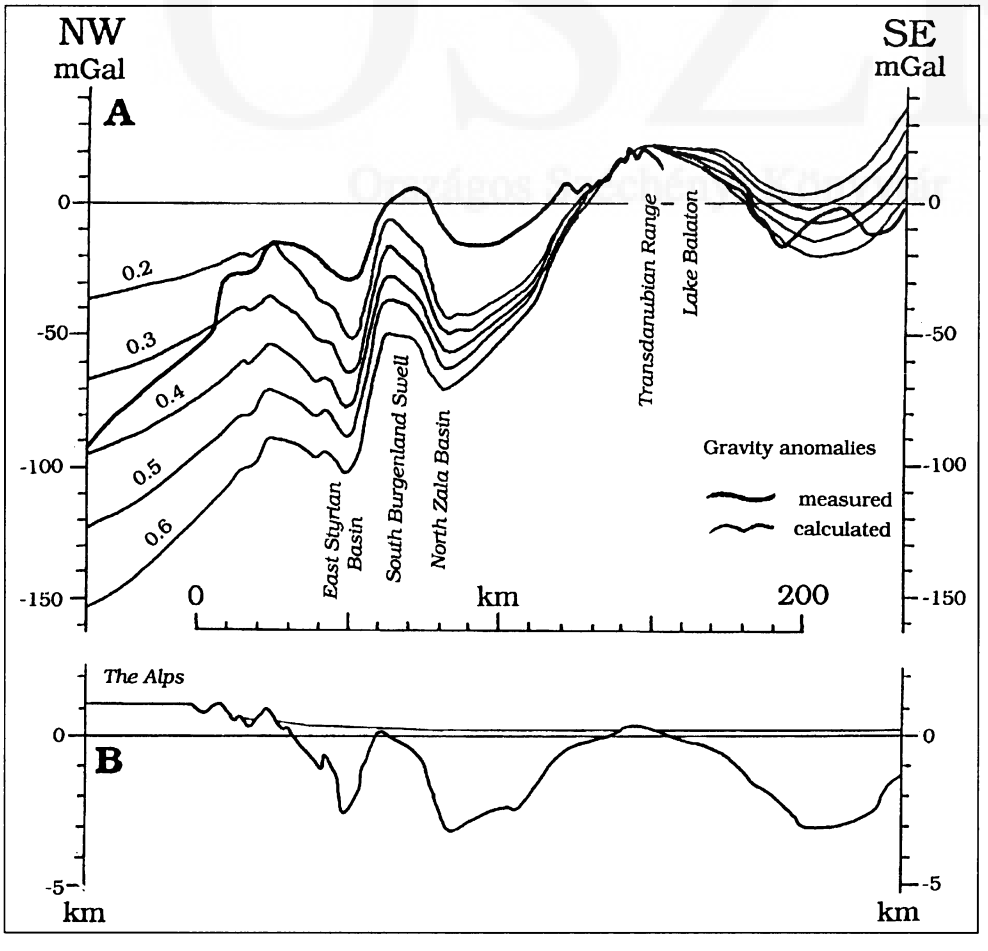
In the east, the closure of the Mihályi Zone at the Kolarovo high is not confirmed. The gravity step 60 km east of



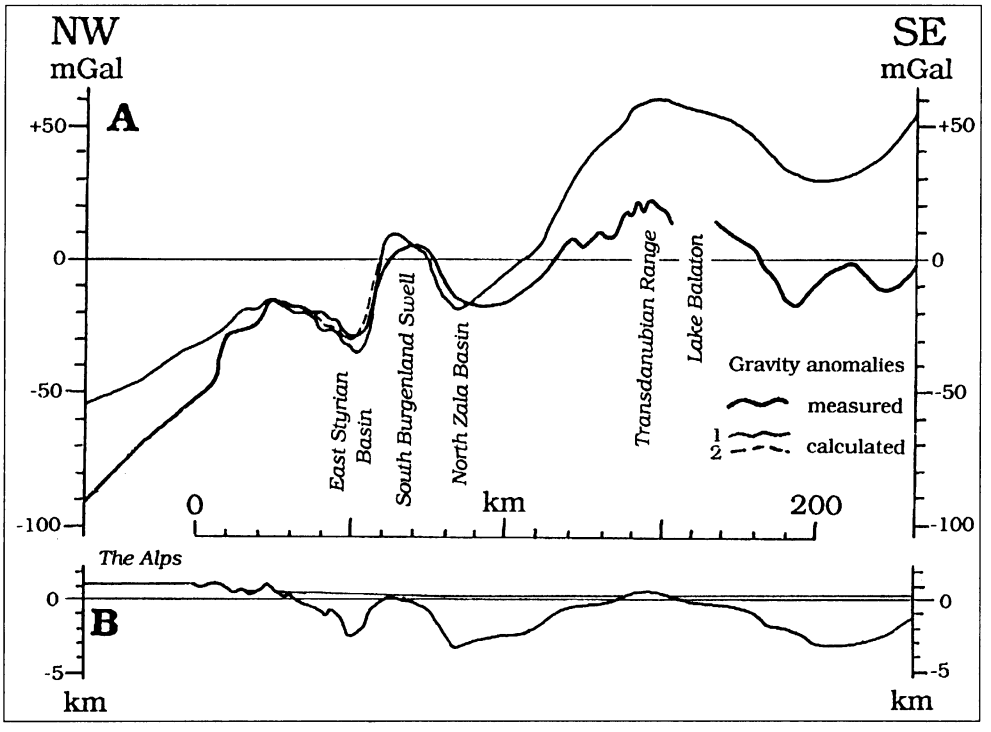
Text-Fig. 18.
Calculated two-dimensional gravity effect of the Moho topography along the new profile (for location, see Text-Figs. 1 and 2) for various values of the density contrast.
"Measured" values taken from SCHEFFER 1957 (first 45 km), WALACH & ZYCH 1988 (Austria), SZABÓ & SÁRHIDAI (1985, Hungary), basement topography, from KRÖLL (1988, Austria), KILÉNYI & SEFARA (1991, Hungary), Moho topography, from POSGAY et al. (1991).
Gravity curves (A) shifted to coincide in a point above the Alpine root gravity slope. No vertical exaggeration of the depth model (B).

Kolarovo was interpreted in terms of stratigraphic and lithologic differences on the continuation of the Hurbanovo line (BALLA et al., 1978), but the step (elevation by 9 mGal on the northern side of the line) equally might be interpreted as the continuation of the Mihályi zone. The further continuation of the same tectonic zone is marked by intense magnetic anomalies which enter into the area of the Meliata Formation (mainly south of the Rožňava line in Text-Fig. 14; BALLA, 1989b).

The Ivrea structure can be regarded to be a collision zone (closure of the Penninic ocean) of Middle Cretaceous age. In Alpine geology, there are usually no doubts about correlation of the Rechnitz sequences with the Penninic ones and about Middle Cretaceous age of the first orogeny (PAHR, 1980, 1984; KOLLER, 1985; KOLLER & HÖCK, 1987). On the other hand, the Late Jurassic



Text-Fig. 19.
Calculated two-dimensional gravity effect along the new profile (A, for location, see Text-Figs. 1 and 2) for various values of the density contrast on the Moho and for the densities in Table 1.
Gravity curves shifted to coincide on the top of the Transdanubian Range gravity high. Vertical exaggeration of the depth model (B) 1 : 10.



Text-Fig. 20.
Calculated two-dimensional gravity effect along the new profile (A, for location, see Text-Figs. 1 and 2) for 0.4 g/cm³ density contrast on the Moho.
1 = for initial deficiency of sediment densities (Table 1); 2 = for those diminished by 0.1 g/cm³ in the East Styrian Basin.
Gravity curves shifted to coincide on the top of the gravity high between the East Styrian Basin and the Alpine root gravity slope.
Vertical exaggeration of the depth model (B) 1 : 5.

closure of the Meliata Ocean seems to be more or less clear (BALLA, 1988b). The geological relationships between the probably Eo-Alpine Mihályi zone with the Late Cimmerian Meliata collision structure wait for elucidation in the future.

5. Conclusions

Geological interpretation of gravity data has revealed a formerly unknown feature in the comparatively well studied area of the Alpine–Carpathian junction, i.e. an intracrustal density anomaly which is traceable for more than 200 km in all three countries. This fact demonstrates the necessity of more extensive use of geophysical data in geological investigation.

The density anomaly may be interpreted in various ways, nevertheless, an analog of the Ivrea structure, strongly modified by Neogene extension and subsidence processes, seems to be most probable. This interpretation is consistent with the idea of squeezing out of the Alpine domains during the Late Eocene continent-continent collision and raises the problem of spatial and structural relationships between the Eo-Alpine Penninic (Eastern Alps) and Late Cimmerian Meliata (Inner West Carpathians) collision structures.

Appendix 1
Brief Description of Gravity Modeling Along the Seismic Profile MK–1

Depths to the basement and Bouguer values from each km of the section were taken and plotted on the cross-plot (Text-Fig. 17). However, in contrast with the usual procedures of statistical evaluation we linked dots with lines sequentially as they follow each other along the seismic profile. Numbers in circles indicate slopes in Text-Fig. 3 and corresponding curve sections in text-Fig. 17. As seen, each of the slopes 1–5 display a normal path, i.e. increase of the Bouguer anomaly with decrease of the depths, whereas the sequence of these slopes displays a permanent increase of the regional gravity field towards the southeast. The path on Text-Fig. 17 turns to be abnormal between points 62 and 80, then slopes 6 and 7 together display a normal path, and disturbances between them probably reflect superficial lithological inhomogeneities.

If we cross the curve in Text-Fig. 17 by a series of horizontal lines, the distances in mGal between the neighbouring slopes will reflect a change in the regional gravity field. Sections of horizontal lines across the middle of slopes indicated in Fig. 17 were used to illustrate residual anomaly paths which correspond to the regional field (Text-Fig. 4). This path was constructed by shifting all lines to the same 2.6 km depth b.s.l.

Appendix 2
Description of Gravity Modeling along a New Profile across the South Burgenland Swell

The two-dimensional gravity effect of the Moho topography (Text-Fig. 18) strongly depends on the density excess of the masses below the Moho. The corresponding curve is as steep as the gravity slope of the Alpine root at values of 0.6 g/cm³ and higher whereas values >0.4 g/cm³ are in reality unacceptable. Consequently, the gravity slope in question is too steep and seems to need intra-crustal dense masses.

We constructed a simple density model for the East Styrian basin using density distribution within the sedimentary fill of the Danube–Rába Basin (Table 1) and accepting 2.67 g/cm³ for the density of the basement. A series of gravity curves calculated for various density contrasts on the Moho have been shifted to coincide on the top of the gravity high of the Transdanubian Range (Text-Fig. 19).

It is remarkable that the gravity low southeast of Lake Balaton is best reproducible at a density contrast of 0.2 g/cm³ or less (the small high inside the gravity low is due to the lateral effect of a basement high west of the profile, comp. Text-Figs. 1 and 2, thus, can be abandoned). This value was used in calculations for the sections MK–1 (Text-Fig. 5) and K–4 (Text-Fig. 6). At the same time, the gravity slope related to the Alpine root, again, requires at least 0.6 g/cm³ density contrast on the Moho. Consequently, there is no possibility to relate even the most principal features of the gravity profile to the topography of the Moho surface with a uniform gravity contrast on it.

A look at the gravity curves (Text-Fig. 19) reveals that the gravity field of the North Zala and East Styrian Basin area is too low relative to that of the Transdanubian Range, the difference increasing with increase of the density contrast on the Moho. Equalization would be possible by an effect from dense masses below the North Zala and East Styrian Basin area. The location of the western boundary of these masses seems to depend on the Moho gravity contrast, whereas the location of the corresponding eastern boundary may be independent of this contrast. Moho density

contrasts of 0.3–0.4 g/cm³ only seem to be acceptable in modeling.

Prior to further modeling we check the density distribution within the East Styrian Basin by shifting the gravity curve for 0.4 g/cm³ density contrast on the Moho onto the gravity high west of the East Styrian Basin (Text-Fig. 20). We can conclude that the gravity slope between the Basin and the South Burgenland Swell is too high, i.e. it seems reasonable to diminish it by decreasing the density contrast between the sediments and the basement. It may equally mean increasing of sediment densities (Table 1, Text-Fig. 20), e.g. due to the presence of volcanic rocks in the sequence, or decrease of basement density due to the presence of low-metamorphic rocks (basement density 2.67 g/cm³ would mean granite or gneiss). Now we are ready to start modeling of intra-crustal dense masses.

In the first step we placed a brick-like body with 0.2 g/cm³ density excess immediately below the deepest point of the section and selected its appropriate height and width to fit the gravity anomaly with the Alpine root slope and with the Transdanubian Range high (Text-Fig. 10, continuous line), then modified its topography (dashed line) to improve the fit above internal areas of the body. A remarkable negative correlation between the topography obtained and the basement topography forced us to check sediment densities.

An attempt of further decrease of the sediment/basement density contrast in the East Styrian Basin by 0.1 g/cm³ has resulted in positive correlation between the basement topography and the topography of the top of the high-density body (dotted line). A similar result has been obtained for the decrease of the sediment/basement density contrast in the North Zala Basin by 0.1 g/cm³ (dot-dash line). Consequently, the topography of the high-density body is highly sensitive to the sediment/basement density contrast and cannot be defined precisely without precise data on densities. That is why in the course of further modeling we only tried to reveal principal features.

The selection of 0.3 g/cm³ for density contrast on the Moho and increased by 0.1 g/cm³ sediment/basement density contrast in the East Styrian Basin has not significantly changed the topography of the high-density body (Text-Fig. 11B, continuous line). Increase of the density excess from 0.2 to 0.3 g/cm³ (dashed line) smooths, and its decrease from 0.2 to 0.1 g/cm³ (dotted line) more dismembers topography of the high-density body.

Pushing down the whole body results in more contrasting topography (Text-Fig. 11C), and this fact induces an idea that the high-density body may be replaced by three vertical plates. Gravity modeling confirmed the possibility of this replacement (Text-Fig. 12) which, however, obviously highly depends on the sediment/basement density contrast.

References

ARTYUSHKOV, E.V. & BAER, M.A. (1984): Mechanism of continental crust subsidence in the Alpine belt. – Tectonophysics, **108**, 3/4, 193–228.

BALLA, Z. (1988a): Clockwise palaeomagnetic rotations in the Alps in the light of the structural pattern of the Transdanubian Range (Hungary). – Tectonophysics, **145**, 3/4, 277–292.

BALLA, Z. (1988b): Tectonics of the Bükkian (North Hungary) Mesozoic and relations to the West Carpathians and Dinarides. – Acta Geol. Hung., **30**, 3–4, 257–287 (1987).

BALLA, Z. (1989a): On the origin of the structural pattern of Hungary. – Acta Geol. Hung., **31**, 1–2, 53–63 (1988).

BALLA, Z. (1989b): A Diósjenői diszlokációs öv újraértékelése (in Hungarian with English summary: Reinterpretation of the Diósjenő dislocation zone). – Eötvös L. Geofizikai Intézet **1987**. Évi Jelentése, 45–57 (English summary: 174–175).

BALLA, Z. (1989c): A Kárpát–Pannon régió nagyszerkezeti képe a felsőeocénben és e kép hatása a mezozoos Tethys-rekonstrukciókra (in Hungarian with English summary: Late Eocene tectonic pattern of the Carpatho–Pannonian region and its bearing on the Mesozoic reconstructions of the Tethys). – Földtani Közlöny, **118**, 1, 11–26 (1988).

BALLA, Z. (1992): Crustal gravity anomaly in the Alpine–Carpathian junction area: An Ivrea-type structure? – Abstracts, 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, Aug. 24 – Sept. 3, 1992.

BALLA, Z., DUDKO, A. & KÖVESI, G. (1991): A Rába-vonal és az MK–1 reflexiós szeizmikus szelvény menti gravitációs anomáliák értelmezése (in Hungarian with English abstract: The Rába line and the interpretation of gravity anomalies along seismic profile MK–1). – Eötvös L. Geofizikai Intézet **1988–89**. Évi Jelentése, 19–47 (English summary: 246–247) (1990).

BALLA, Z., ERKEL, A., KIRÁLY, E., SCHÖNVISZKY, L., SZALAI, I., TABA, S., VERŐ, L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY, E., CSONGRÁDI, J. & KORPÁS, L. (1978): A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása (in Hungarian with English summary: Exploration of the Börzsöny Mountains). – Eötvös L. Geofizikai Intézet **1977**. Évi Jelentése, 19–33 (English summary: 120–121).

BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des „Ivrea-Körpers" abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. – Symp. „Zone Ivrea – Verbano", Locarno/Stresa, 30.3.–3.4. 1968, Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **48**, 1, 235–246.

BIELIK, M. (1988): A preliminary stripped gravity map of the Pannonian Basin. – Phys. Earth Planet. Inter., **51**, 1–3, 185–189.

BIELIK, M., FUSÁN, O., PLANČÁR, J., BIELA, A. & TUNYI, I. (1986): Niektoré nové poznatky o hlbinnej stavbe podunajskej panvy (in Slovak with English abstract: New information on subsurface structure of Danube Basin). – Geol. Práce, Správy **84**, 119–134.

HAÁZ, I. & KOMÁROMY, I. (1967): Magyarország földmágneses térképe. A függőleges térerősség anomáliái, 1 : 500.000 (Geomagnetic map of Hungary. Anomalies of the vertical intensity). – Geophys. Trans., **16**, 4, Encl.

HOBOT, J., DUDÁS, J., FEJES, I., MILÁNKOVICH, A., PÁPA, A., NEMESI, L. & VARGA, G. (1991): A Kisalföld regionális geofizikai kutatása (in Hungarian with English summary: The regional geophysical survey of the Little Hungarian Plain). – Eötvös L. Geofizikai Intézet **1988–89**. Évi Jelentése, 13–19 (English summary: 188–189) (1990).

HOBOT, J., DUDÁS, J., FEJES, I., NEMESI, L., PÁPA, A. & VARGA, G. (1987): A Kisalföld regionális, komplex geofizikai kutatása (in Hungarian with English summary: The regional exploration of the Danube–Rába lowland). – Eötvös L. Geofizikai Intézet **1986**. Évi Jelentése, 20–26 (English summary: 188–190).

HOFFER, E., SCHÖNVISZKY, L. & WALACH, G. (1991): Geomagnetic investigation in the Austrian–Hungarian border zone: The Kőszeg–Rechnitz Mts. area. – Geophys. Trans., **36**, 1–2, 67–79.

KÁZMÉR, M. (1986): Tectonic units of Hungary: Their boundaries and stratigraphy (A bibliographic guide). – Ann. Univ. Sci. Budapest., sect. Geol., **26**, 45–120.

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian–Palaeogene palaeogeography 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.

KILÉNYI, É. & ŠEFARA, J. (Eds., 1991): Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary, Scale 1 : 500.000. – Geophys. Trans., **36**, 1–2, Encl. (1989).

KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 1, 83–150.

KOLLER, F. & HÖCK, V. (1987): Die mesozoischen Opholithe der Ostalpen. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **132**, 61–77.

KOVÁCS, S. (1983): Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése (in Hungarian with English summary: Major tectonic outline of the Alps). – Általános Földtani Szemle, **18**, 77–155.

KRÖLL, A. (1988): Reliefkarte des prätertiären Untergrundes. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle, 1 : 200.000. Wien (Geol. B.-A.).

OBERLADSTÄTTER, M., WALACH, G. & WEBER, F. (1979): Geomagnetic measurements in the Alpine–Pannonic boundary region. – EOS, **60**, 32, 572.

PAHR, A. (1980): Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs. Wien – New York (Springer Verlag), 320–326.

PAHR, A. (1982): Kristallines Grundgebirge. – Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. 137 Oberwart. Wien (Geol. B.-A.).

PAHR, A. (1984): Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart, Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000. – Wien (Geol. B.-A.), 1–47.

POSCH, E., WINTER, P. & WALACH, G. (1989): Stand und Ergebnisse der Schweremessungen in Südösterreich. – In: LICHTENEGGER, H., STEINHAUSER, P. & SÜNKEL, H. (Eds.): Tagungsbericht über das 5. Internationale Alpengravimetrie-Kolloquium, Graz 1989. – Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, **2** (Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Publ. Nr. 332), 139–145.

POSGAY, K. (1967a): A magyarországi földmágneses hatók áttekintő térképe (General map of magnetic bodies in Hungary), 1 : 500,000. – Geophys. Trans., **16**, 4, Encl.

POSGAY, K. (1967b): A magyarországi földmágneses hatók áttekintő vizsgálata (in Hungarian with an extended English summary: A comprehensive survey of geomagnetic masses in Hungary). – Geophys. Trans., **16**, 4, 23–118 (English summary: 15–22).

POSGAY, K., ALBU, I., MAYEROVÁ, M., NAKLÁDALOVÁ, Y., IBRMAJER, I., HERRMANN, H., BLIZKOVSKY, M., ARIC, K. & GUTDEUTSCH, R. (1991): Contour map of the Mohorovicic discontinuity beneath Central Europe, Scale 1 : 1,000.000. – Geophys. Trans. **36**, 1–2, Encl. (1989).

ROYDEN, L.H. & DÖVÉNYI, P. (1988): Variations in extensional styles at depth across the Pannonian Basin System. – In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (Eds.): The Pannonian Basin. A study in basin evolution. – AAPG Mem., **45**, 235–255.

SASSI, F.P., BORSI, S., DEL MORO, A., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1978): Contribution to the geodynamic interpretation in the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, E. & SCHMIDT, K. (Eds.): Alps, Apennines, Hellenides. Geodynamic investigation along geotraverses by an international group of geoscientists. – IUCG Sci. Rep. No. **38**. Stuttgart (Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele u. Obermiller), 154–160.

SCHEFFER, V. (1957): Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához (in Hungarian with German summary: Angaben zur regionalen Geophysik der Karpatenbecken). – Geophys. Trans., **6**, 1–2, 73–103.

SCHMID, S.M., ZINGG, A. & HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. – Tectonophysics, **135**, 1/3, 47–66.

SEIBERL, W. (1988): Aeromagnetische Karte (Isoanomalen der Totalintensität ΔT). – Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle, 1 : 200.000. – Wien (Geol. B.-A.).

SZABÓ, Z. & SÁRHIDAI, A. (1985): Magyarország Bouguer anomália térképe (Bouguer anomaly map of Hungary), 1 : 100.000. – Manuscript, Budapest (Eötvös L. Geophys. Inst.).

SZABÓ, Z. & SÁRHIDAI, A. (1989): Residual gravity anomaly map of Hungary. – Geophys. Trans., **35**, 1–2, Encl.

VECCHIA, O. (1968): La zone Cuneo–Ivrea–Locarno, élément fondamental des Alpes. Géophysique et géologie. – Symp. "Zone Ivrea – Verbano", Locarno/Stresa, 30.3.–3.4. 1968, Schweiz. Min. Petr. Mitt., **48**, 1, 215–225.

WALACH, G. & WEBER, F. (1987): Contributions to the relations between the Eastern Alps and the Pannonian Basin in the light of gravimetric and magnetic investigations. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. Wien (Franz Deuticke-Verlag), 345–360.

WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Schwerekarte (Bouguer-Isoanomalen). – Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle, 1 : 200.000. Wien (Geol. B.-A.).

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 403–408	Wien, November 1994	2. rész	pp. 403–408	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Some Notes Concerning the Correlation of the Jurassic and Lower Cretaceous Successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range

By GÉZA CSÁSZÁR
With contributions by LAJOS DOSZTÁLY*)

With 7 Text-Figures

Österreich
Ungarn
Karawanken
Transdanubisches Mittelgebirge
Jura
Kreide
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 203, 204

Inhalt

Zusammenfassung 403
Összefoglalás 403
Abstract 404
1. Introduction 404
2. Jurassic and Cretaceous Formations in the Northern Karavanke 404
3. Some Remarks to the Geological Maps 408
4. Conclusions 408
Acknowledgements 408
References 408

Einige Bemerkungen zur Korrelation der Jura- und Kreidefolgen der Nordkarawanken und des Transdanubischen Mittelgebirges

Zusammenfassung

Die Resultate einer Exkursion, deren Ziel es war, Ähnlichkeiten zwischen den jungen mesozoischen Folgen in den Nordkarawanken und im Transdanubischen Mittelgebirge festzustellen, werden kurz zusammengefaßt. Besondere Aufmerksamkeit wird der „Alb-Mikrobreccie" gewidmet, die der Autor gemeinsam mit der Tata-Kalk-Formation (Apt) im Transdanubischen Mittelgebirge fand. Damit wurden aus dieser Region erstmals Mitteltoarcien-Ammoniten und Oxford- bis Kimmeridge-Radiolarien erwähnt. Die tektonische Linie am Nordfuß der Karawanken wird als Gegenstück zur Periadriatischen Linie betrachtet.

Megjegyzések az Északi Karavankák és a Dunántúli-középhegység jura és alsó-kréta rétegsorának korrelációjához

Összefoglalás

A rövid cikk az 1991. évi pár napos karavankai túra eredményeit összegzi. Az út célját az Északi Karavankák és a Dunántúli-középhegység fiatal mezozóos rétegsorának összehasonlítása képezte, kiemelt figyelemmel az „albai mikrobreccsára", melyet a szerző az apti Tatai Mészkővel rokonít. Első alkalommal kerülnek középső-toarci ammoniteszek és oxfordi és kimmeridgei radioláriák ismertetésre az Északi Karavankákból. A hegység északi lábánál húzódó törésvonalat a szerző a periadriai lineamentum párjának tekinti.

Abstract

The result of the Karavanke field trip realized in 1991 is summarized in this short communication. The aim of this trip was to find out and list similarities of the Upper Mesozoic successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range (TCR). Special attention is paid to the "Albian microbreccia" which author found akin to the Tata Limestone Formation of Aptian age in TCR. This is the first time that mid-Toarcian ammonites and Oxfordian and Kimmeridgian radiolarians are mentioned from the region. The tectonic line at northern foot of Karavanke is evaluated as counterpart of the periadriatic line.

*) Authors' address: Dr. GÉZA CSÁSZÁR, Dr. LAJOS DOSZTÁLY, Geological Institute of Hungary, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Hungary.

1. Introduction

Among models on the origin of the Transdanubian Central Range (TCR) the most convincing one is created by KÁZMÉR & KOVÁCS (1985). Their model is based upon links of Triassic facies. According to them the escaping movement of the Pelso unit has happend during Oligocene time. According to these facies from the Jurassic till the Eocene of the TCR should fit with those in its original surroundings.

The validity of the model was extended over Jurassic and Early Cretaceous by KÁZMÉR (oral communication). No link has been found so far for the Middle Cretaceous and there are serious uncertainities with the following periods as well. VAN HUSEN (1975) reported about Albian microbreccia with a fossil content that suggests certain similarities with TCR sediments. I was induced by this paper to visit N Karawanken (Text-Fig. 1) and try to correlate its Lower Cretaceous with that one in TCR in the frame of the exchange programm (Text-Fig. 1). The field trip was realized at the end of August, 1991.

2. Jurassic and Cretaceous Formations in the Northern Karavanke

As separated patches Jurassic and Cretaceous formations are shown within a narrow belt of "Karawanken Ostteil" sheet – at the northern foot of the mountains (in a scale of 1 : 25.000 – BAUER et al., 1981). In the maps and explanatory note 8 Jurassic and Cretaceous formations and 3 subunits are distinguished (Text-Fig. 2).

The main reason of my trip was to study Albian beds. Besides visiting the only outcrop of it I extended the study also to the Lower Cretaceous and Jurassic occurrences. This short visit has convinced me that any attention to be paid to this zone will benefit by new discoveries on stratigraphy, structure and paleogeography. Encouraging colleagues to investigate Jurassic and Cretaceous successions there, I put down the results of my field observations knowing that thin-section studies from 78 samples which I collected during the field trip may constrain me to change or specify ideas.

The oldest rock I studied was described by HOLZER & SUETTE (1983) in the explanatory notes of the map as "Rhätoliaskalk" or Kössen beds. Its upper part is oolitic and oncoidic and it is identical with the Kardosrét Limestone Formation in the Bakony Mts. (Text-Fig. 2). It is well outcropped at Wildenstein waterfall, the uppermost beds are seen at Unterort and its large loose pieces are on the surface at Raspotnik and Homelitschach. The bivalve found in the latter outcrop has been determined by DETRE as *Paramegalodus* aff. *incisus* (FRECH); that varifies the Rhaetian age of the occurrence.

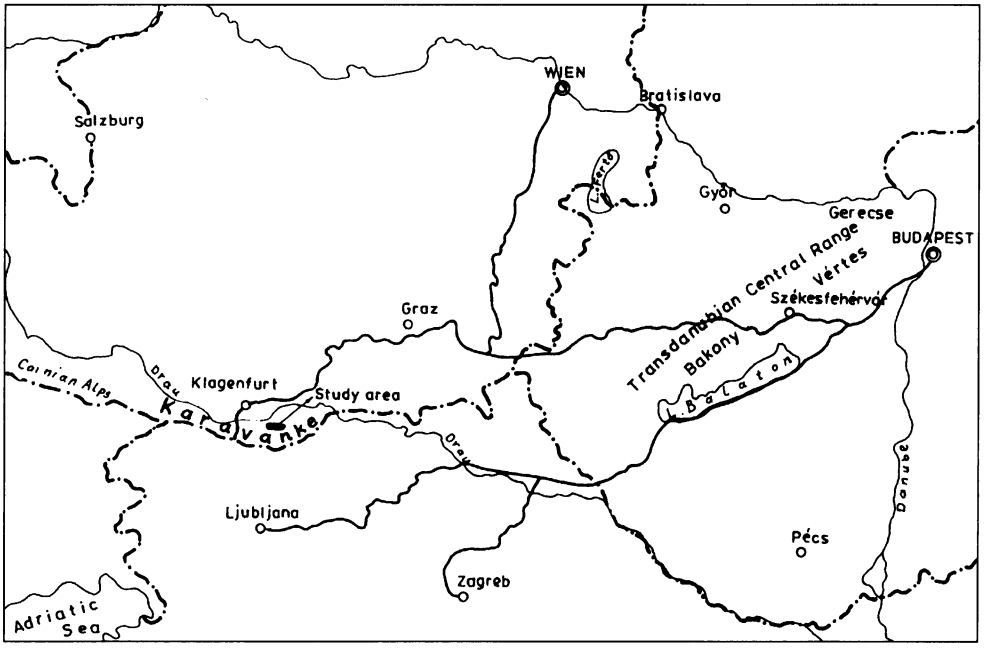
The Hierlatz Formation is a pinky and yellow, sparitic crinoidal limestone with forams (among others *Involutina liassica*), Holothurioids (HOLZER & SUETTE, 1983). This is the only formation of the lower to middle Jurassic succession where ammonites (*"Arietites"*) have been reported from. The lithologic pattern of this formation is similar to Pisznice and Hierlatz Formations from the TCR, although; the latter ones do contain a large quantity of various Brachiopods. In addition to the Wildenstein waterfall it is found all over the zone.

The transition between Hierlatz Limestone and Adnet Limestone crops out south of Raspotnik. The fine-grained crinoidal limestone of the uppermost part of the Hierlatz Formation has a micritic matrix, nodular pattern and small intraclasts with manganese crusts. One can recognize a few ammonite cross-sections in this bed but they become frequent in the basal bed of the Adnet Limestone Formation. Due to these fossils, collected by my son Gábor and kindly determined by professor GÉCZY, this bed belongs to the Middle Toarcian (*Hildoceras bifrons* zone). According to him the community consists of species as follows: *Phylloceras* sp., *Calliphylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Mercaticeras* cf. *mercati* (HAUER 1856), *Hildoceras* sp. juv., *Dactylioceras* s.l. sp.

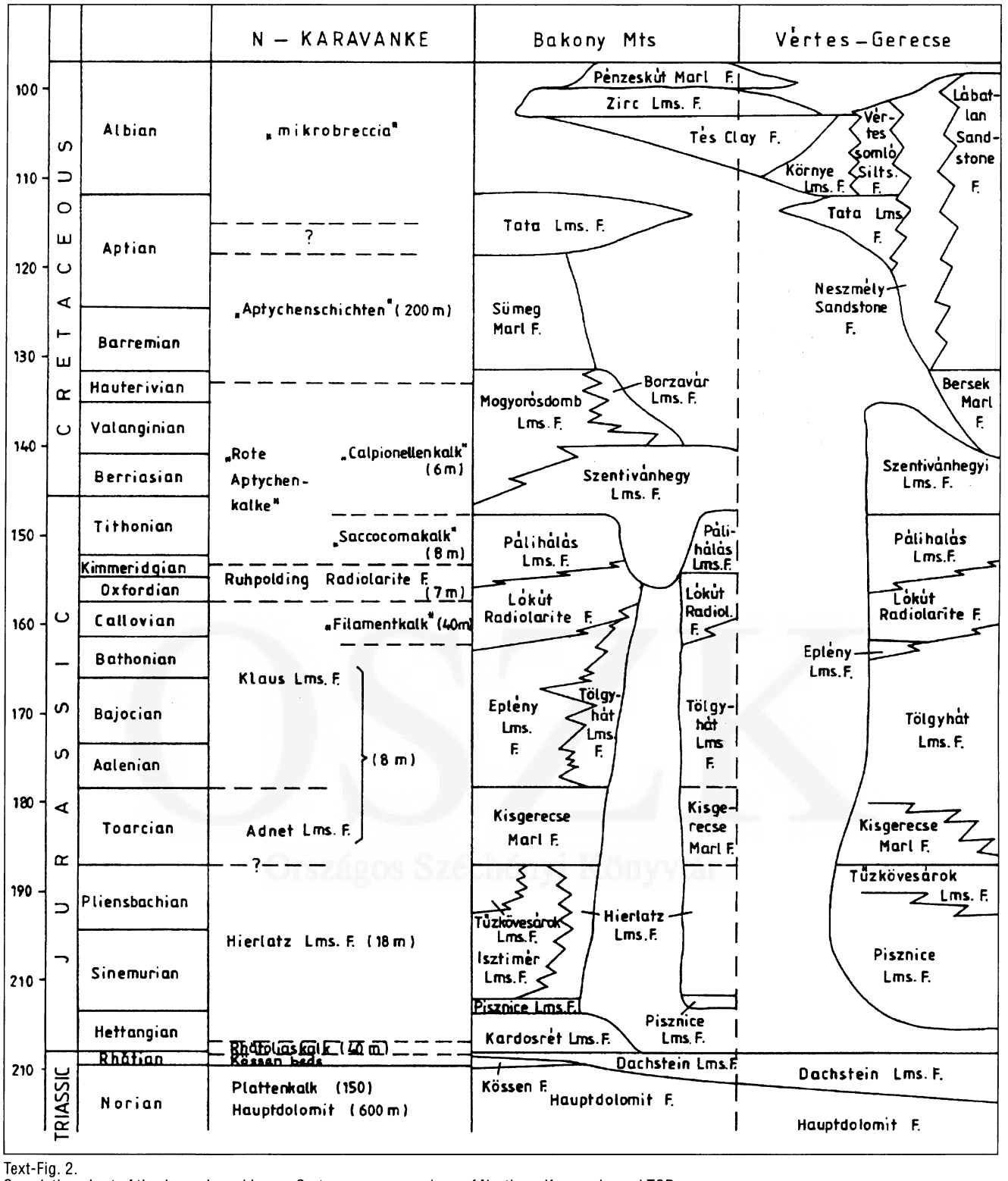
Neither the explanatory notes nor the map has mentioned underlyings of the Ruhpolding Radiolarite at Raspotnik. In addition to the Adnet Formation in a forest roadcut one can find "*Saccocoma*-Kalk", Klaus and Hierlatz Limestone and two types of "Rhätoliaskalk". The outcrop is promising for marking the Lower/Middle Jurassic boundary after a detailed sampling and depicting (I doubt whether Adnet and Klaus Limestones can be separated at all when it is not a *Bositra* Limestone).

An adequate formation of the Adnet Limestone in the TCR is the Tűzkövesárok Limestone though it is older than that one.

A very special type of Adnet (or Klaus) Limestone is found approximately 100 m above the Wildenstein waterfall. In the red, slightly clayey and nodular limestone of micritic matrix there are angular limestone debries of pale-yellow to white-grey colour. The grain size of limestone



Text-Fig. 1.
Location map of Northern Karavanke and Transdanubian Central Range (TCR).

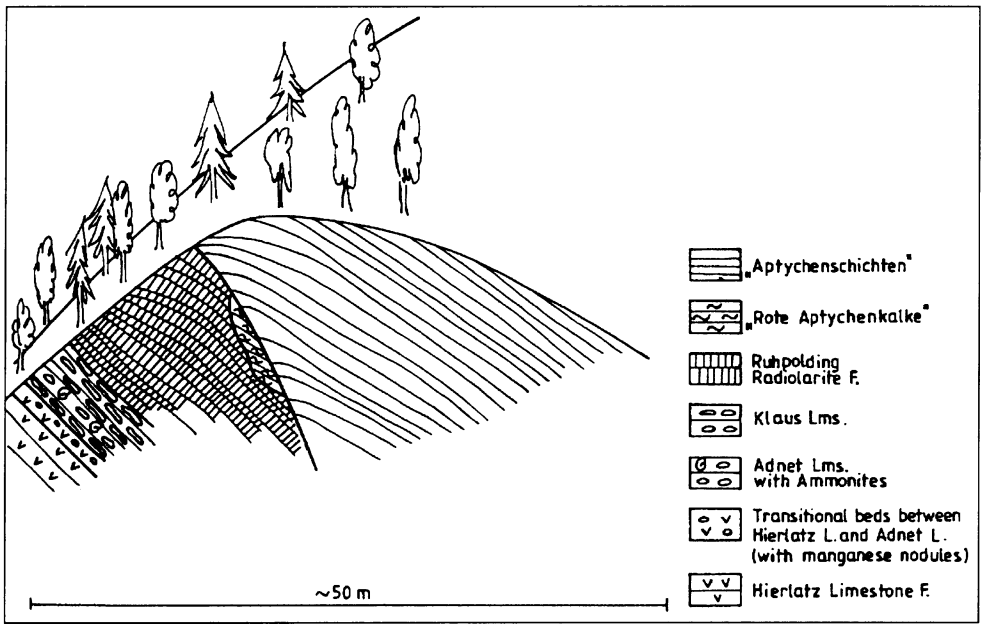


Text-Fig. 2.
Correlation chart of the Jurassic and Lower Cretaceous successions of Northern Karavanke and TCR.
Modified after BAUER (1984), CSÁSZÁR (1983), GALÁCZ & FŐZY (in press).

clasts ranges from 1–2 cm to 1–2 m. The majority of breccia grains probably came from "Rhätoliaskalk" and minority from Hierlatz Limestone. Traces of infillings of neptunian dykes have been found at Homelitschach where the breccia grains are exclusively Hierlatz Limestone origin.

Lithologically the Klaus Limestone is similar to Tölgyhát Limestone while its upper part ("Filamentkalk") is called Eplény Limestone Formation in TCR. Bositra limestone is reported from the Wildenstein Bach valley and I found its chert-bearing platy version at Unterort as well. The Klaus Limestone deposited on a hardground of the Adnet Limestone is considered to be condensed (SCHRÖDER, 1988).

The Ruhpolding Radiolarite Formation found at Raspotnik (Text-Fig. 3) and Unterort (Text-Fig. 4), consists of well-bedded siliceous limestone. From the samples collected in the lower part of the Raspotnik section (sample no. 67) the following Radiolarian taxa have been determined by L. DOSZTÁLY:



Text-Fig. 3.
Sketchy profile through a forest road-cut and a quarry, south of Raspotnik.

Acanthocircus cf. *suboblongus* (YAO); *Archaeodictyomitra apiaria* (RÜST), *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA, *Emiluvia* sp., *Paronaella* sp., *Parvicingula sp.*, *Podobursa triacantha* (FISCHLI), *Praeconocaryomma* sp., *Pseudocrucella* sp., *Tritrabs* sp.

A rich Radiolarian community has been discovered by L. DOSZTÁLY from the Unterort occurrence (sample no. 71): *Acanthocircus suboblongus* (YAO), *Archaeodictyomitra apiaria* (RÜST), *Emiluvia sedecimporata elegans* (WISNIOWSKI), *Emiluvia* sp., *Eocyrtis* sp., *Foremanella* sp., *Lychnocanoma* cf. *longicorne* (RÜST), *Lychnocanoma* cf. *xiphophora* (RÜST), *Mirifusus mediodilatatus* (RÜST), *Napora* cf. *bukryi* PESSAGNO, *Obesacapsula* sp., *Paronaella* sp., *Parvicingula* sp., *Podobursa triacantha* (FISCHLI), *Podocapsa amphitreptera* FOREMAN, *Praeconocaryomma* sp., *Pseudocrucella* cf. *adriani* BAUMGARTNER, *Ristola altissima* (RÜST), *Thanarla* sp., *Triactoma tithonianum* RÜST, *Tritrabs* sp.

Lamellaptychus lamellosus and Belemnite fragments have been reported by SCHRÖDER (1988) from the marly intercalations of the formation.

According to the results (Text-Figs. 5 and 6) the age of the Ruhpolding Radiolarite Formation is Oxfordian (Raspotnik) to Kimmeridgean (Unterort).

The Ruhpolding Radiolarite in the Karavanke, just as the Lókút Radiolarite Formation in the TCR, represents the deepest basin of the Jurassic sequence ("bathyaler Stillwasserraum" by HOLZER & SUETTE, 1983).

The lower part of the overlying is going by the name of "Rote Aptychenkalke" that is differentiated from "Aptychenschichten". The former unit consists of two lithofacies. The red clayey *Saccocoma* limestone that corresponds with Pálihálás Limestone Formation in the TCR are known to occur in Wildenstein Bach valley with relatively rich fossil content (SUETTE, 1978 and SCHRÖDER, 1988) and also at Raspotnik along the fault line separating Ruhpolding Radiolarite and "Aptychenschichten".

SUETTE (1987), OBERHAUSER (in HOLZER, 1966) and SCHRÖDER (1988) revealed all *Calpionella* zones at Abtei and in Wildenstein Bach valley, respectively. The latter succession consists of clayey and platy limestone of red and greenish-grey colour. The limestone is less clayey at Unterort (Text-Fig. 4) and Raspotnik (Text-Fig. 3), its colour is white or pale grey and it contains a few chert nodules as well. This red and violet limestone resembles Szentivánhegy Limestone Formation and the white cherty limestone underlain by the previous one is more or less identical with Mogyorósdomb Limestone Formation (Maiolica facies) in the TCR.

The transition between "Roter Aptychenkalk" and "Aptychenschichten" (HOLZER & SUETTE in BAUER et al., 1983) is gradual. The clay content is increasing upward within the latter one and the uppermost beds known from Wildenstein Bach valley are represented by the alternation of dark grey claymarl and clayey limestone and called „Schrambachschichten" by SCHRÖDER (1988). It can be considered as counterpart of Sümeg Marl Formation in Bakony Mts.

The "microbreccia" (VAN HUSEN, 1975) occurs as fine- to coarse-grained biodetrital (crinoids and sea urchins) limestone of grey, pinky or greenish colour with white and pale grey limestone clasts; there are dark grey Radiolaria marl or claymarl pebbles of the same size. The latter ones probably came from the upper part of the Aptychus beds. According to VAN HUSEN (1975) the microfossil content of the Radiolaria marl is as follows: sponge spicules, *Hedbergella* sp., *Ticinella* sp. and *"Globigerina"*. He considers these marls as Albian age. The "microbreccia" is rich in various size of bioclasts from Ostreids, Echinoderms, Inocerams, Bryozoan, *Lithothamnium* and Forams like *Vidalina* sp. and *Orbitolina* cf. *conoidea* (after PAPP & TURNOVSKY, 1970).

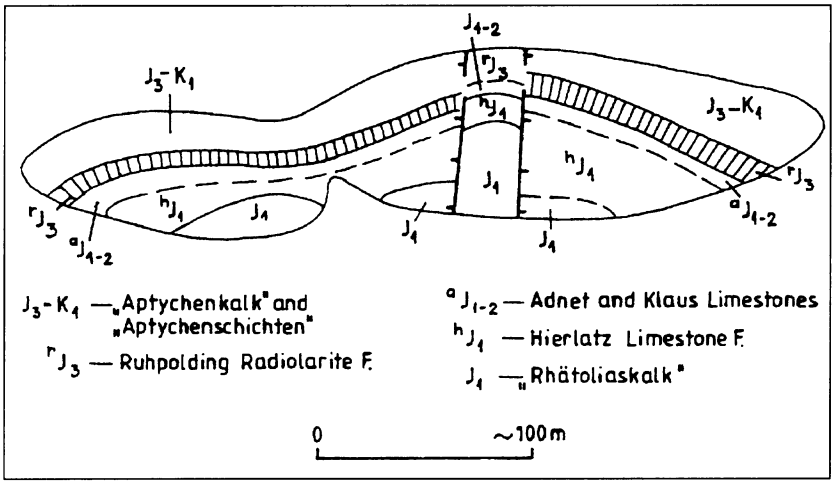
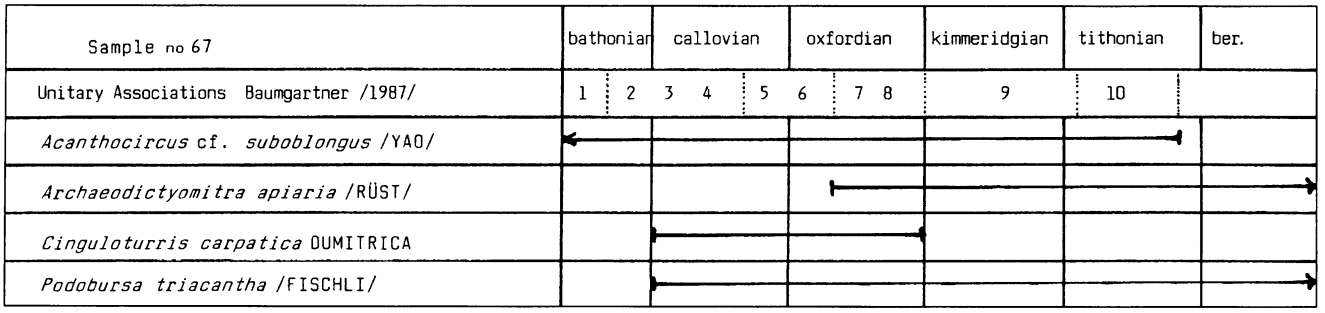


Fig. 4.
Geological sketch-map of a forested hill, west of Unterort.



Text-Fig. 5.
Stratigraphic range of Radiolarians found at Raspotnik.

VAN HUSEN's conclusion is that the age of "microbreccia" is Albian. According to SCHLAGINTWEIT (1991) *Orbitolina conoidea* is a synonym of *Palorbitolina lenticularis* as it was stated by SCHRÖDER (1988), therefore the age of the microbreccia is Late Barremian to Early Aptian. VAN HUSEN stated that the material of the "microbreccia" was transported from a beach environment by turbidity currents. SCHLAGINTWEIT (1991) compares the allodapic Urgonian microbrecciea with similar occurrences at the Thiersee-Mulde in the Northern Calcareous Alps. The sedimentation was continuous at least until the latest Early Cretaceous as it was supposed by OBERHAUSER (1963).

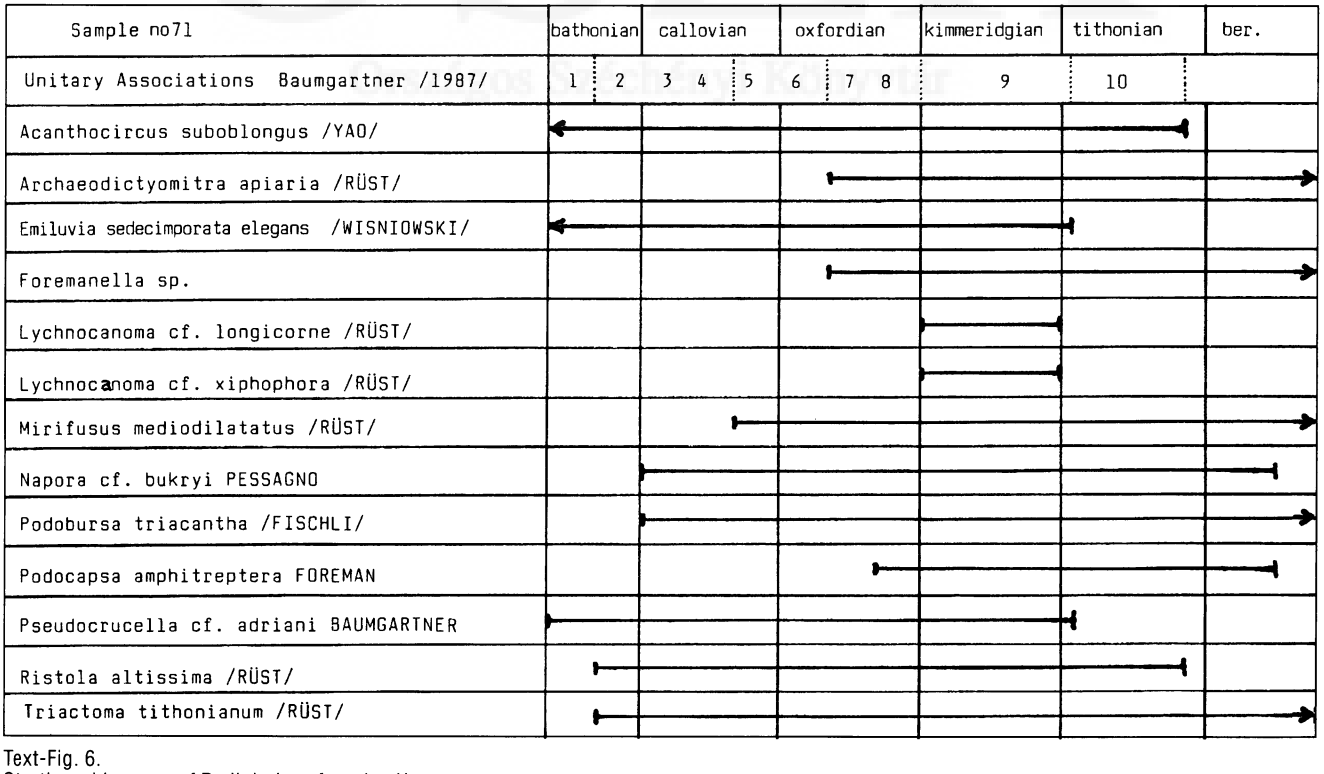
This biodetrital limestone resembles the Tata Limestone Formation of Late Aptian age in the TCR and the basal beds of Környe Limestone Formation of Early to Middle Albian age in Vértes Forland. The resemblance can only be specified after thin-section studies.

3. Some Remarks on the Geological Maps

At three autcrops from among four ones I visited, recent circumstances gave an opportunity to recognize certain differences that are shown partly in sketch-maps (Text-Figs. 4 and 7) partly in generalized sketchy profile (Text-Fig. 3). The geological setting of the forested hill to the west of Unterort is especially interesting where the sequence does contain all units of Jurassic succession together with the lowermost Cretaceous in an overturned position with minor faults.

The high mountain chain of Karavanke consists of Triassic formations. At the northern margin of the chain, along an east-west oriented line, a remarkable morphological change can be detected. This change coincides with the zone of thin Jurassic and a bit thicker lower Cretaceous successions that only occasionally crop out from the thick Wetterstein Limestone and Dolomite cover. In contradiction to the general northward dip of Northern Karavanke young Mesozoic (Jurassic and Cretaceous) successions dip to the south either in normal (Rasponik and Wildenstein waterfall) or in overturned position (Unterort).

The profile compiled by BAUER (in BAUER et al., 1983) through Kleinobir and Hochobir shows an incomplete Jurassic and Cretaceous succession. On the base of recent results I suppose the presence of the "microbreccia" just above the clayey "Aptychenschichten". It is not in



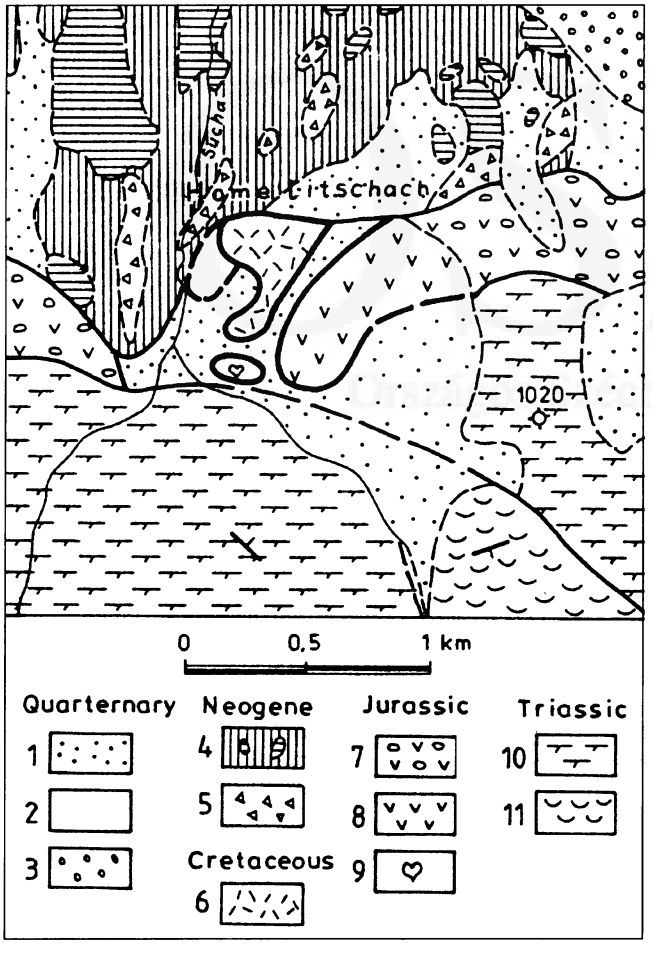
Text-Fig. 6.
Stratigraphic range of Radiolarians found at Unterort.

dicated but cannot be excluded that the succession below the Wetterstein Formation contains younger Cretaceous beds as well. The age of the overthrust is supposed to be Miocene (BAUER et al., 1983). According to J. STINI (1938) the Obir area also has nappe structures. Rocks are highly tectonized and the stratification is often unrecognizable. All of these features refer to an obscure tectonic line at the northern margin of the Karawanken separating the Northern and Southern Karavanke, that may have a similar importance in the tectonic history of the region like the Periadriatic Line, even if it is not reflected in the printed geological maps. The overthrust was estimated by TOLLMANN (1977) 4 km as a maximum. SCHRÖDER (1988) indicated three overthrust lines in his sketch-map in the Freibachtal area. According to him Mesozoic rock bodies have overthrusted the Upper Miocene conglomerate.

4. Conclusions

Jurassic and Lower Cretaceous successions of the Northern Karavanke and the Transdanubian Central Range strikingly resemble each other. It is a new element (aspect) in the similarity that Mid-Cretaceous biodetrital (crinoidal) limestones of the TCR first time could be correlated with a formation in the Karavanke. The presence of Toarcian and Oxfordian to Kimmeridgian is the first time proved by ammonites and Radiolarians respectively. The aim of this paper is to emphasize the necessity of a detailed comparative study of this subject.

At the northern foot of Karavanke an important tectonic line runs that can be considered as a counterpart of the Periadriatic line.



Text-Fig. 7.
Geological sketch-map of the eastern slope of Sucha creek near Homelitschach.
1 = Scree, undifferentiated; 2 = Scree with Upper Jurassic limestone debris; 3 = Periglacial debris flow; 4 = Coarse-grained gravel (mainly quartz); 5 = Coarse-grained carbonate gravel; 6 = "Microbreccia"; 7 = Adnet Limestone Formation; 8 = Hierlatz Limestone Formation; 9 = "Rhätoliaskalk"; 10 = Hauptdolomit; 11 = Carditaschichten.

Acknowledgements

First of all I have to thank R. OBERHAUSER for drawing my attention to the Albian "microbreccia" in the Karavanke and then H. LOBITZER for arranging my trip rapidly and F. BAUER who was helpful to show me the neighborhood of the outcrop in advance.

I am indebted to professor GÉCZY for his kind Ammonite determination and L. DOSZTALY for Radiolaria studies.

References

BAUER; F.K. (1981): Geologische Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil, Blatt 1,2. – Wien (Geol. B.-A.).

BAUER, F.K., CERNY, I., EXNER, Ch., HOLZER, H.-L. VAN HUSEN, D., LOESCHKE, I., SUETTE, G. & TESSENSOHN, F. (1983): Erläuterungen zur geologischen Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil. – 86 S., Wien (Geol. B.-A.).

HAGN (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitt. Bayer. Staatslg. Paläont. hist. Geol., **22**, 117–135, München.

HOLZER, H.-L. (1978): Eine stratigraphische Tabelle der Malmvorkommen Österreichs (mit erlauternden Bemerkungen und einem Schichtnamenverzeichnis). – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **4**, 219–242, Wien.

HOLZER, H.-L. & POLTING, W. (1980): Erster Nachweis einer radialplatten Fossillagerstätte der Schwebcrinoide *Saccocoma* im oberostalpinen Malm (Ostkarawanken, Kärnten – Carinthia II, **170**, 201–216, Klagenfurt.

HOLZER, H.L. & SUETTE, G. (1978): Jura und Kreide. – In: BAUER, F.K. et al.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Karawanken 1 : 25.000, Ostteil. – 86 S., Wien (Geol. B.-A.).

KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): 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**, 71–84, Budapest.

MIOČ, P. & SRIBAR, L. (1975): The Jurassic beds in the North Karawanken Mountains. – Geologija, **18**, 87–97, Ljubljana.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**, Wien.

OBERHAUSER, R. (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 699 S., Wien (Springer).

PAPP, A. & TURNOVSKY, K. (1970): Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen. – Mikrofazies Austriaca, Jb. Geol. B.-A., Sb. 1b, Wien.

SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Fazies, Paläontologie und Paläogeographie. – Münch. Geowiss. Abh., Reihe A, Geologie und Paläontologie, 120. S., München.

SCHROEDER, R.: (1964): Communication préable sur l'origine des Orbitolines. – C.R. Soc. géol. France, **3**, 411–413, Paris.

SCHRÖDER, M.: (1988): Stratigraphische und fazielle Untersuchungen der Obertrias bis Unterkreide am Nordrand der Karawanken zwischen St. Margareten im Rosental und Abtei (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **131**/1, 133–151, Wien.

SUETTE, G. (1978): Litho- und biostratigraphische Gliederung des Jura und Neokom der Nordkarawanken. – Unveröff. Diss. Univ. Graz.

VAN HUSEN, D. (1975): Ein Unterkreidevorkommen in den östlichen Karawanken (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 297–299, Wien.

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn			A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete		
Redaktion: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 409–416	Wien, November 1994	2. rész	pp. 409–416	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Über ein neues obertriadisch-jurassisches Intraplattformbecken in den Südkarawanken

Von Leopold Krystyn, Richard Lein, Jürgen Schlaf & Franz K. Bauer*)

Mit 3 Abbildungen

Österreich
Kärnten
Karawanken
Trias
Jura
Stratigraphie
Tektonik
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 201, 210

Inhalt

Zusammenfassung 409
Összefoglalás 409
Abstract 410
1. Einleitung 410
2. Regionalgeologischer Rahmen 411
3. Schichtfolge 411
3.1. Raibler Gruppe (sensu Assereto et al., 1968) 411
3.2. Carnitza-Formation (Oberkarn) 413
3.3. Baca-Formation (Unter- bis Mittelnor) 414
3.4. Frauenkogel-Formation (Obernor bis Rhät 414
3.5. Hahnkogel-Formation (?Rhät bis Lias) 414
4. Tektonik und Paläogeographie 414
Literatur 415

Zusammenfassung

Eine im Abschnitt der Südkarawanken zwischen Mittagskogel und Kahlkogel auftretende bislang unbekannte, mehr als tausend Meter mächtige obertriadische bis liassische Intraplattform-Beckenentwicklung wird litho- und biostratigraphisch gegliedert. Sie beginnt mit mächtigen flachmarinen Raibler Schichten, die in oberkarnische bis unternorische Hornsteindolomite übergehen. Nach einem fast hundert Meter mächtigen, synsedimentäre Breccien führenden Intervall, in welchem als Komponenten Beckensedimente unter- bis mittelnorischen Alters auftreten, folgen Plattenkalke von obernorischem bis rhätischem Alter. Den Abschluß der Serie bilden rund zweihundert Meter mächtige liassische Fleckenkalke.

Die beschriebene Serie grenzt in allseitigem tektonischem Kontakt an paläozoische bis mitteltriadische Gesteine des Sockels der Südkarawanken und sollte einem tektonisch höherem Stockwerk angehören. Paläogeographisch zeichnen sich Analogien zum Slowenischen Trog, vor allem aber zu jüngst beschriebenen Serien aus dem nordöstlichen Transdanubischen Mittelgebirge in Ungarn ab. Sollten tatsächlich direkte fazielle Zusammenhänge bestehen, könnte das eine exakte Anbindung dieses heute weit nach Osten verschobenen Krustenstreifens an die Dinariden bzw. Südalpen ermöglichen.

Egy új felső-triász–jura intraplatform medence a Dél-Karavankákban

Összefoglalás

A dolgozat a Dél-Karavankáknak a Mittagskogel és Kahlkogel közötti egyik szelvényében felismert, több mint 1000 m vastag felső-triász–jura intraplatform medencekitöltés lito- és biosztratigráfiai tagolásával foglalkozik. A medencekitöltés a vastag sekélytengeri raibli rétegekkel kezdődik, majd felső-karni–alsó-nóri tűzköves dolomitba megy át. Egy majdnem száz méter vastag szinszediment breccsa után, amelyben komponensként alsó-nóri medence fáciesű üledékek is fellépnek, felső-nóri–rhaeti lemezes mészkő (Plattenkalk) következik. A sorozat záró tagját a kettőszáz méter vastag foltos mészkő (Fleckenkalke) képezi.

*) Anschriften der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. Leopold Krystyn, Institut für Paläontologie, Univ.-Doz. Dr. Richard Lein, Dipl.- Geol. Jürgen Schlaf, Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien; Dr. Franz K. Bauer, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien.

A leírt sorozat mindenütt tektonikusan érintkezik a paleozoikumtól a középső-triászig teredjő rétegsorral. Ennek legfiatalabb tagját jelentő u.n. Koschuta egység a Karni Alpok, illetve a Dél-Karavankák bázis képződménye és egyúttal egy fiatalabb szerkezeti egység része.

Paleogeográfiailag analógia mutatkozik a Szlovéniai Árokkal, de mindenek előtt a Dunántúli-középhegység ÈK-i részéből újólag leírt sorozattal. Ez az erőteljes fácies azonosság lehet ővé teszi ennek a ma messze keletre eltolt kéregzónának a Dinaridákkal, illető leg a Dél-Alpokkal való pontos összekapcsolását.

A New Upper Triassic-Jurassic Intra-Platform Basin in the Southern Karavanke

Abstract

The Upper Triassic Sediments of the Southern Karvanke Mountains (Carinthia, Austria) normally consist of carbonate platform sediments (bedded Dachstein Limestone). Yet a facies situated between Mittagskogel and Hahnkogel occurs which is completely different from the well known Upper Triassic development. This sedimentary sequence was divided litho- and biostratigraphically and was investigated sedimentologically. The facies of this sequence was also analysed.

The described successions of the Hahnkogel and Mittagskogel Units have tectonic contact to Paleozoic and Middle Triassic rocks of the Koschuta Unit (= basement of the Southern Karavanke Mountains) and should be part of the upper tectonic unit. Paleogeographically analogies to units of the northeastern Transdanubian Mountains are reported by recent studies, as well as a connection to the Slovenian Trough. These facial relationships could indicate large-scale lateral strike-slip movements of South Alpine and Dinaric units to the east.

Subsequent to the sedimentation of shallow marine, terrigeneous Raibl Beds of Carnian age, a short-lived, tidal-influenced carbonate platform developed. Into this platform, beginning at the Carnian/Norian boundary, a sedimentary intraplatform basin subsided. During the basin sequence the platform was dissected into several tilted fault blocks. The deepening of the basin began during Upper Carnian, indicated by intensely bioturbated dolomites (Carnitza formation). These dolomites were already deposited below wave base.

Lac and Alaun are represented by 200 m thick cherty dolomites (Baca Formation). In this cherty dolomite sequence the syntectonic activity during the intraplatform basin formation is recorded by slumpings, breccias and turbidites. According to these events the Baca Formation shows hiatuses and doubling of sedimentary layers.

The cherty dolomites are followed by a 300 m thick sequence of pelagic platy limestones (Frauenkogel Formation). The lower part of the Frauenkogel Formation (Upper Sevat, Rhaetian) contains no coarse clastic carbonates. It consists of radiolarian turbidites, intensely bioturbated wackestones and crinoidal turbidites. The basin subsidence and the tectonic activity were thus finished.

The Liassic sediments (Hahnkogel Formation) consist of 200 m thick sterile mudstones. Concurrent intraplatform basin formations and tectonic activity were recorded in the Lombardy (Aralalta Group of the Lombardian Basin), in the western part of the Northern Calcareous Alps (Seefeld Facies), in the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Mürztal Facies), in the Carpathian Mountains, in Sicily and in Slovenia (Slovenian Trough or Tolmin Trough). All these Norian formations indicate that during the Norian no tethyan-wide uniform subsidence occurred. On the contrary, during the Norian locally high subsidence rates existed, which led to the formation of several intraplatform basins. The reason of this basin formations could be lateral movements between the Eurasiatic and the Adriatic Plate.

1. Einleitung

Das südlich von Villach (Kärnten) in den östlichen Südkarawanken gelegene Gebiet um den Mittagskogel hat in der Vergangenheit mehrfach detaillierte geologische Bearbeitungen erfahren. Hauptgrund dieser Untersuchungen war die Projektierung und Baubetreuung des die Karawanken zwischen Rosenbachtal und Jesenice in Nord-Süd-Richtung querenden Eisenbahntunnels (TELLER, 1910) sowie die sieben Jahrzehnte später in Angriff genommenen Vorarbeiten für einen etwa parallel zur Eisenbahntrasse geführten Autobahntunnel (KERN, 1980). Weiters wurde das Gebiet noch von SEELMEIER (1942) und ANDERLE (1970, 1972) kartiert. Von letzterem stammt das Blatt Villach-Assling der Geologischen Karte der Republik Österreich, 1 : 50.000, dessen Erläuterungen von HAUSER (1982) zusammengestellt wurden.

Trotz des beim Bau des Eisenbahntunnels gesammelten umfangreichen Datenmaterials blieben viele Fragen offen.

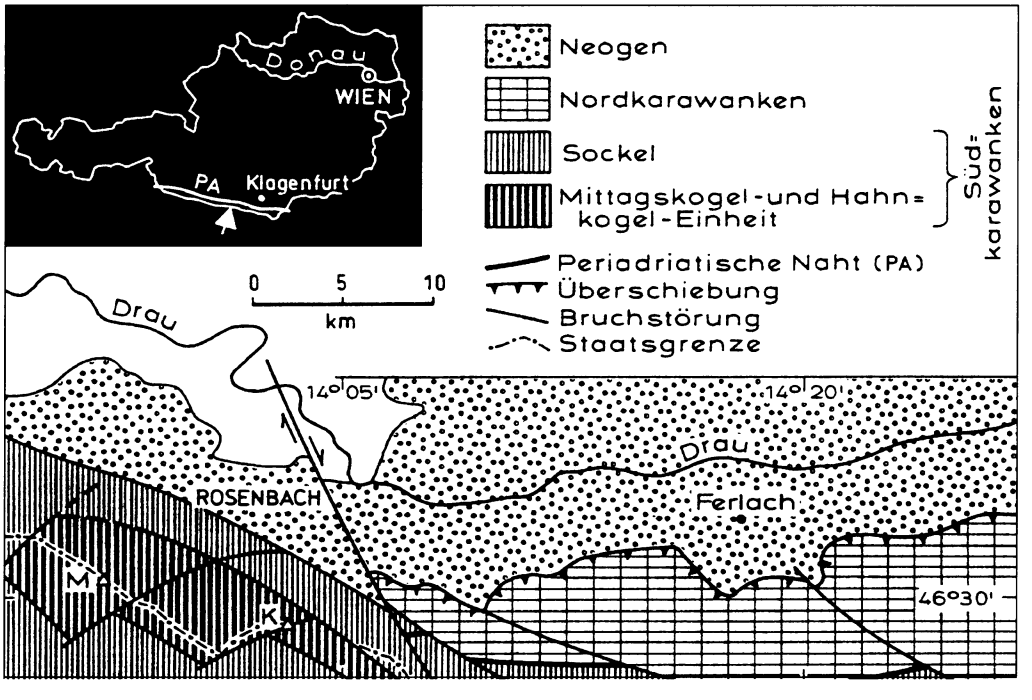


Abb. 1.
Tektonische Skizze der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach.
Mittagskogel- und Hahnkogel-Einheit sind das tektonisch höchste Element dieses Abschnittes der Südkarawanken.

Nicht nur regionaltektonischer Natur (vgl. KAHLER, 1954) – vor allem der Stand der stratigraphischen Kenntnis dieses Raumes blieb absolut unbefriedigend. Bekannt war eine für die östlichen Südkarawanken sonst untypische Schichtfolge mit abnorm mächtigen Hornsteinplattenkalken und -dolomiten. Diese ist in den Karten von SEELMEIER (1942) und KERN (1980) nicht näher untergliedert, bei ANDERLE (1977) dagegen in zwei kartierbare Einheiten aufgetrennt. Übereinstimmend (SEELMEIER, 1942; ANDERLE, 1977; KERN, 1980; BAUER, 1982:20) wurden diese Hornsteinplattenkalke ohne nähere Fossilbelege als karnisch angesehen.

Die im Mittagskogel-Gebiet über dieser Serie einsetzenden Seichtwasserkarbonate wurden von allen Autoren als Hauptdolomit bzw. lagunärer Dachsteinkalk interpretiert und als zur Schichtfolge gehörig betrachtet. Auch bei diesem Schichtglied ist die altersmäßige Einstufung ungesichert.

Im Rahmen der planmäßigen Kartierung des auf österreichischem Gebiet gelegenen Karawankenanteiles, welche nunmehr weitgehend abgeschlossen ist, stieß einer der Autoren (BAUER) innerhalb dieser bisher ausschließlich für karnisch gehaltenen Serie auf norische Makrofossilien. Dieser unerwartete Fund war Anlaß zu einer Detailuntersuchung der Schichtfolge seitens der Universität Wien (KRYSTYN, LEIN), und einer geologischen Diplomarbeit (SCHLAF), die eine fazielle und stratigraphische Detailanalyse der Serien dieses Abschnittes zum Inhalt hatte.

2. Regionalgeologischer Rahmen

Der Aufbau des Sockels der Südkarawanken kann am besten westlich des Mittagskogels eingesehen werden, wo zunächst über einem mehrfach verschuppten altpaläozoischen Unterbau im nächsthöheren Stockwerk eine basal zumeist mit Grödener Sandstein beginnende aufsteigende Schichtfolge anschließt, welche bislang der Koschuta-Einheit zugeordnet wird (ANDERLE, 1977, PINZ, 1983).

Im Bereich unseres Untersuchungsgebietes östlich des Mittagskogels reicht die Schichtfolge der Sockeleinheit bis zum Schlerndolomit empor. Über diesem Sockel folgt – an steilstehendern Brüchen eingesenkt – jene mächtige Serie plattiger Kalke und Dolomite, für die man früher ein ausschließlich karnisches Alter vermutet hat. Sie stellt ein tektonisches Fremdelement dar (Abb. 1), wird von uns als Hahnkogel-Einheit bezeichnet und umfaßt eine vom Karn bis in den tiefen Jura reichende zusammenhängende Schichtfolge von vorwiegend Beckensedimenten. Dieser Sachverhalt einer bis in den Jura reichenden ungestörten Beckenfolge ist wichtig, belegt er doch, daß die direkt benachbarten obertriadischen Seichtwasserkarbonate des Mittagskogels Teil einer anderen tektonisch ebenfalls selbständigen Einheit sein müssen.

Der Grenzverlauf zwischen beiden Einheiten wird heute durch größtenteils steilstehende Störungen markiert.

3. Schichtfolge

Dem kurzen Charakter dieser Arbeit entsprechend werden hier zwar formale neue lithostratigraphische Begriffe eingeführt (mit Angabe eines Typprofiles), ihre ausführliche Beschreibung bleibt aber einer detaillierten Folgepublikation (SCHLAF, 1995) vorbehalten.

3.1. Raibler Gruppe (sensu ASSERETO et al., 1968)

Heller Bankdolomit (Jul?)

Grobgebankter (1 m) steriler Dolomit mit seltenen Algenlaminiten. Er wirkt auf Grund seiner starken tektonischen Klüftung massig und kann daher leicht mit dem Schlerndolomit verwechselt werden, umso mehr sein Kontakt zur Raibler Terrigenserie tektonischer Natur ist. Wir vermuten in diesem Schichtglied ein Äquivalent der Conzen-Formation von Raibl.

Dunkler Bankdolomit (Jul)

2–4 dm gebankte dunkelgraue bituminöse sterile Dolomite mit einer basal tektonisch zugeschnittenen Mächtigkeit von 10–20 m.

Terrigene Raibler Schichten (Jul)

Sie nehmen mächtigkeitsmäßig mit 300–400 m den Hauptteil der Raibler Gruppe ein und lassen sich in mehrere, durch wechselnden Karbonatgehalt differenzierte Abschnitte (a–e), gliedern. Auf Grund der starken tektonischen Überprägung und der für terrigene Gesteine üblichen mangelnden Aufschlußsituation sind exakte Mächtigkeitsangaben kaum möglich.

a) Über dem dunklen Dolomit folgen ohne Übergang ca. 30 m mächtige sterile Tonsteine und Mergel (mudstones) mit geringmächtigen hornsteinführenden Bankkalken (wacke- bis packstones) an der Basis.
b) Dünnschichtige, plattige, detritusführende Mergelkalke mit einzelnen Bivalvenlumachellen, wechsellagernd mit braunen Mergeln. Die Kalkpakete scheinen einen zyklischen Aufbau zu besitzen und sind zwischen 3 und 5 m mächtig. Gesamtmächtigkeit: 100–150 (?)m.
c) wie b, es dominieren aber die Mergel. Auffällig sind 2–4 dm mächtige Schillagen von isolierten, leicht aus dem Mergel lösbaren kleinen Megalodontenschalen. Mächtigkeit: 50–120(?) m.
d) 1–2 m mächtige, dichte, massige bräunliche Detrituskalke (packstones) mit 3–5 m mächtigen ockerbraunen Mergeln wechselnd, makroskopisch steril, übergehend in
e) eine Wechselfolge von dm-gebankten Detritus- und Lumachellenkalken mit braunen, siltigen bivalvenreichen Mergeln (vor allem *Schafhaeutlia mellingi*).

* * *

Die „Terrigenen Raibler Schichten" sind wahrscheinlich der als Jul datierten Tor-Formation (vgl. ASSERETO et al., 1968, LIEBERMANN, 1978) gleichzusetzen, wobei die Teilabschnitte a–c die größte Ähnlichkeit mit letzterer aufweisen.

Bankkalk/Bankdolomit (Oberkarn ?)

Der rund 150 m mächtige Abschnitt gliedert sich in einen kalkigen Basal- und einen dolomitischen Hangendteil. Ersterer besteht aus dm-gebankten (gegen hangend bis m-gebankten) eben- oder leicht welligschichtigen grauen Kalken (mud- und wackestones, selten packstones) mit einzelnen geringmächtigen, teils rötlich gefärbten Mergellagen. Makrofossilien fehlen, mit Ausnahme seltener kleinwüchsiger Megalodonten. Im dm-gebankten dolomitischen Teil finden sich in den basalen 20 m mehrere Einschaltungen von welligen Laminiten mit Hornstein- und Dolomitknollen. Zwischen den Dololaminae treten mehrere dünne (1–3 mm), rot gefärbte Lagen auf. Der mikrofazielle Befund weist die Laminae als Algenkrusten aus und läßt die Hornstein- und Dolomitknollen als Pseudomorphosen nach Gips bzw. Anhydrit erscheinen. Die roten Krusten schließlich sollten Auftauchberei-

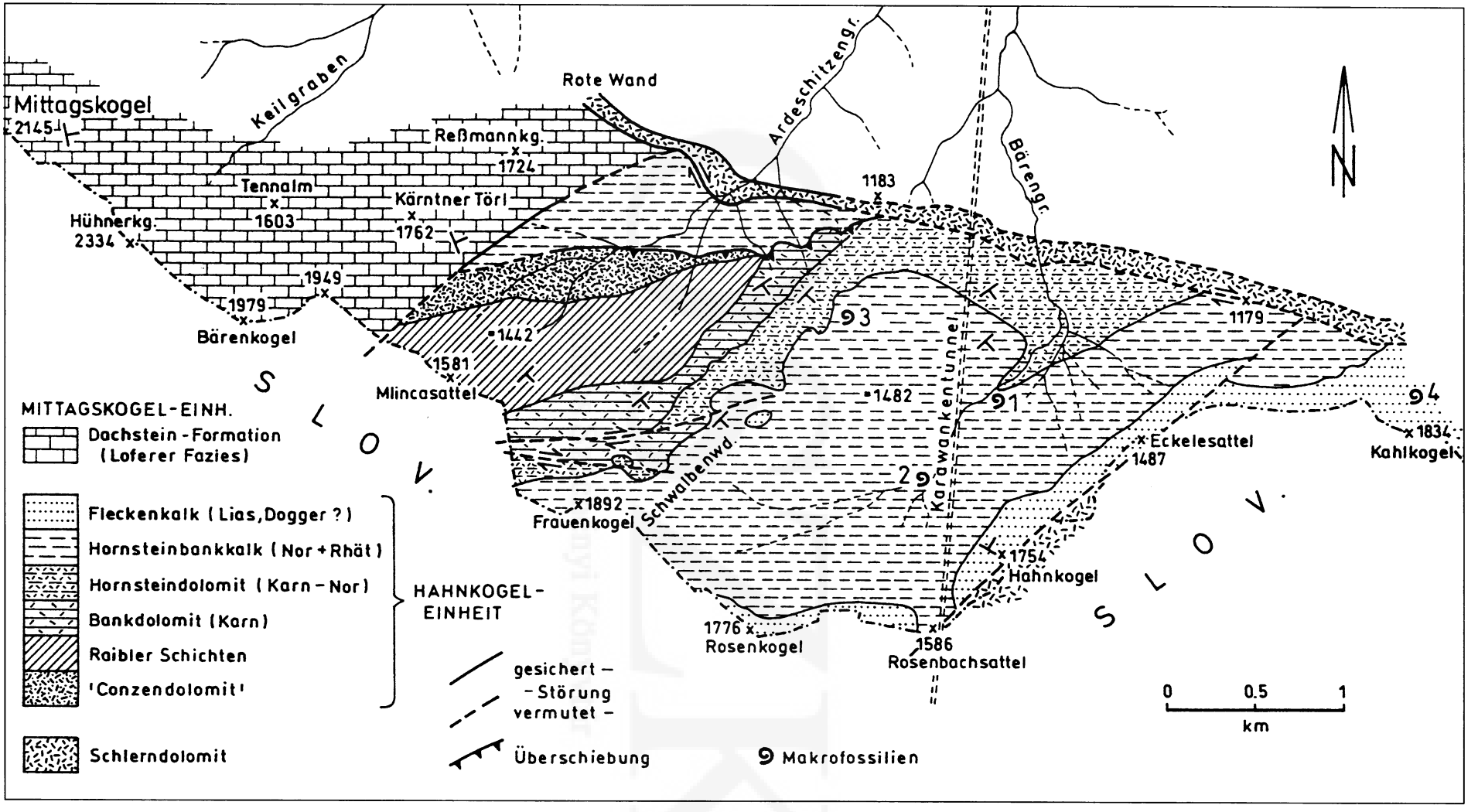
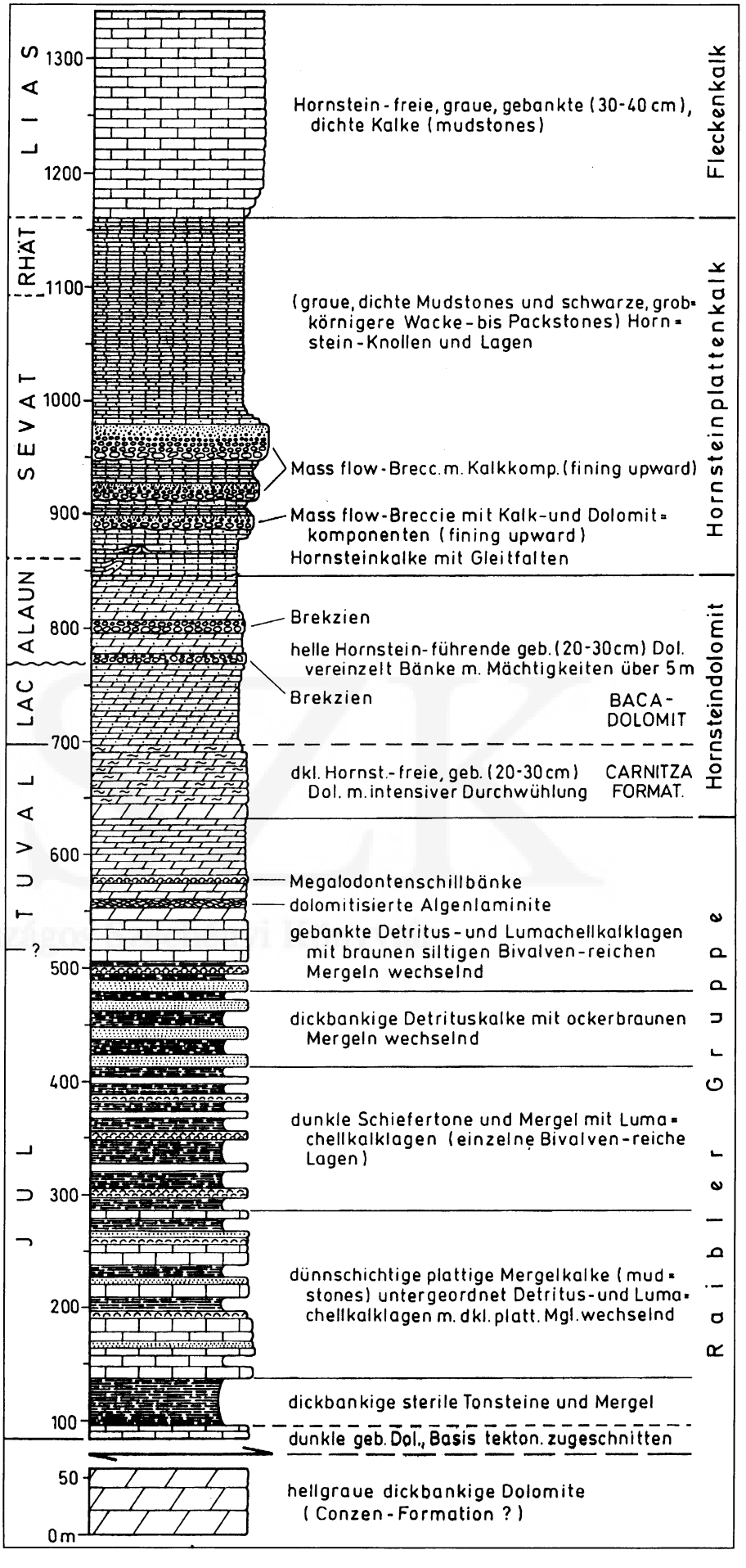


Abb. 2.
Geologische Karte der Hahnkogel-Einheit zwischen Mittagskogel und Kahlkogel (Aufnahme: J. SCHLAF).
Makrofossilfundpunkte: 1 = *Monotis salinaria*, 2 = *Stenarcestes subumbilicatus*, 3 = *Halobia* cf. *norica*, 4 = ? *Arnioceras* sp.

Abb. 3.
Schichtfolge der Hahnkogel-Einheit.



chen entsprechen. Für diesen Abschnitt der Bankdolomite ist also ein evaporitisches inter- und zeitweise supratidales Bildungsmilieu anzunehmen. Anschließend folgen 60 m gut gebankte zuckerkörnige, ansonsten strukturfreie Dolomite. Auffallend sind vier schwarz/weiß-gesprenkelte Schillbänke mit dickschaligen Bivalven (*Neomegalodon* cf. *carinthiacus*). Sie zeigen ein clast-support-Gefüge und werden als Zusammenschwemmungen interpretiert. Im obersten Teil schalten sich einige Loferitlagen ein.

Das angenommene – und keineswegs gesicherte – oberkarnische Alter der Serie beruht auf einer lithostratigraphischen Korrelation mit dem ersten Karbonatzyklus oberhalb des terrigenen Lunz/Raibl-Events der Nördlichen Kalkalpen (ANGERMAIER et al., 1963). Dieser weiträumige Vergleich ist insoferne angebracht, als vergleichbare Ablagerungen in den Südalpen fehlen, da im dortigen Oberkarn Heraushebung bzw. Subsidenzstillstand weiträumig Schichtlücken oder faziell abweichende Gesteine (Klastika) hinterlassen haben.

3.2. Carnitza-Formation (Oberkarn)

Sie ist durch eine rund 10 m mächtige, in drei Bänke gegliederte Rippe aus hellgrauem, grobspätigem Dolomit von der unterlagernden Flachwasserfazies getrennt. Obwohl im Dünnschliff wegen der starken Rekristallisation kein primäres Gefüge mehr erhalten ist, vermuten wir in der Rippe Reste relativ rasch sedimentierter packstones (bis grainstones ?) eines beginnenden, noch seichten Beckens.

Darüber folgen 50 m mächtige, 1–5 dm eben- bis leicht welligebankte dunkle, teils bituminöse Dolomite. Auffallend ist eine intensive Durchwühlung, die im angeschnittenen Zustand deutlich hervortritt.

Der Beckencharakter der Serie wird durch reiche Plattform-Cono-

dontenfunde (Basis: *Gondolella polygnathiformis*, darüber *G. polygnathiformis* + *G.nodosa*, Top: *Metapolygnathus* cf. *communisti* + *Epigondollella* sp.), Brachiopoden der Gattung *Amphiclina* und selten Ammoniten bestätigt.

Faziell und stratigraphisch sind diese Schichten ein Äquivalent der Carnitza-Formation von Raibl (LIEBERMANN, 1978) sowie teilweise der Amphiclinen-Schichten Sloweniens und umfassen das mittlere bis obere Oberkarn (Tuval 2–3).

Typprofil: LIEBERMANN (1978).

3.3. Baca-Formation (Unter- bis Mittelnor)

Es folgen 150 m mächtige, 2–3 dm gebankte, helle, welligschichtige hornsteinführende Dolomite, die auf Grund ihrer Conodontenfauna das unterste Nor (Lac 1: *Epigondolella abneptis* A) sowie einen Großteil des Mittelnor (Alaun 1–3: *Epigondolella multidentata, E. postera, E. n.sp.* D.) umfassen. Letzteres beginnt mit einer 10–15 m dicken dolomitisierten Grobbreccie (Gleitpaket), an deren Unterkante das gesamte mittlere und obere Unternor (Lac 2–3) erosiv fehlt.

Eine weitere, etwas höher liegende 10m-Brekzie bestätigt die tektonische (?) Bodenunruhe während des Mittelnors und läßt Aussagen über die primäre Mächtigkeit der Abfolge nicht mehr zu.

Ein lithostratigraphisches Gegenstück des hellen Hornsteindolomites ist derzeit nur im Baca-Dolomit bekannt, dem norischen „Leitgestein" des Slowenischen Troges.

3.3. Frauenkogel-Formation (Obernor bis Rhät)

Die basalen 40 m bestehen aus dünn gebankten, z.T. laminierten, dunklen, hornsteinführenden, dichten Kalken (mudstones). Auffallend sind häufig auftretende Rutschstrukturen, wie Gleitfalten und kleinräumige Schichtstapelungen.

Darüber folgt ein 100 m mächtiger Abschnitt dm-gebankter, teils bioturbater mudstones mit drei massflow-Horizonten. Die massflow-Brekzien sind 8 m (unterste), 11 m (mittlere) und 31 m (oberste Lage) dick und lassen sich mehrere Kilometer durch das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg verfolgen. Das Gefüge ist basal komponentengestützt und wird mit abnehmender Korngröße allmählich matrixgestützt. Während beide oberen Brekzienbänke ausschließlich aus Kalkkomponenten bestehen, sind in der untersten Brekzienbank sowohl Kalk als auch Dolomitkomponenten vertreten. Das erste massflow-Ereignis hat somit gebietsweise bis zum unterlagernden Hornsteindolomit erodiert und weitreichende Sedimentumlagerungen sowie große Schichtlücken bewirkt. Conodonten (*Epigondolella bidentata*, *E.* cf *humboldtensis* und Bivalven (*Monotis*) weisen auf ein untersevatisches Alter der Brekzien hin.

Die hangenden 200 m bestehen aus vorwaltend 1–2 dm gebankten dünnschichtigen Hornsteinbänder-führenden Kalken. Folgende lithologische Haupttypen lassen sich unterscheiden:

a) graue, dichte mudstones, oft durchwühlt;
b) schwarze, feinkörnige wacke- bis packstones mit ungradiertem Plattformhangschutt (mit Echiniden und Foraminiferen);
c) gradierte Kalke mit Feinlamination (distale Turbidite).

Stratigraphisch nachgewiesen sind hohes Obernor (Sevat 2: *Epigondolella bidentata* + *Misikella hernsteini*) und Rhät, letzteres durch *M. posthernsteini*-Dominanz bzw. *M. rhaetica* sowie einen leider losen Fund von *Choristiceras marshi* belegt.

Typprofil: Schwalbenwand W Kleiner Frauenkogel (SCHLAF, 1995).

3.4. Hahnkogel-Formation (? Rhät–Lias)

Es handelt sich um graue, dichte mudstones (Fleckenkalke) ohne Hornstein mit Bankmächtigkeiten zwischen drei und zehn dm. Die Biogenführung ist minimal und besteht aus seltenen Schwammnadeln sowie aus als Radiolarien gedeuteten rundlichen, mit Zement verfüllten Hohlräumen. Von den liegenden Hornsteinplattenkalken unterscheidet sich diese Serie vor allem durch die geringere Biogenführung, fehlenden Flachwassereintrag sowie durch das Fehlen von Hornstein. Für den durch dm-dicke harte Kalkmergellagen ausgezeichneten Liegendanteil ist ein Rhät-Alter nicht auszuschließen, aber nicht wahrscheinlich, da Conodontenproben negativ verliefen, leider auch Nannoplanktonproben. Im anschließenden ton- und mergelzwischenlagenfreien Hangendabschnitt wurde ein leider unhorizontierter Arietitidenrest (? *Arnioceras* sp.) gefunden, der zumindest Sinemur belegt.

Typusprofil: Schwalbenwand, Hahnkogel (SCHLAF, 1995).

4. Tektonik und Paläogeographie

Dem vorläufigen Charakter dieser Arbeit entsprechend soll auf die tektonische Konfiguration des Umfeldes und auf die paläogeographischen Implikationen nur stichwortartig eingegangen werden. Fest steht, daß die untereinander faziell differenten Serien des Mittagskogels und des Hahnkogels vom Sockel der Südkarawanken durch steilstehende Störungen allseitig abgetrennt sind und als Terranes angesprochen werden können. Nach unseren zunächst noch lokalen Geländebefunden nehmen wir an, daß es sich bei der Mittagskogel- oder Hahnkogel-Einheit um Reste eines eigenständigen tektonischen Stockwerkes der Südkarawanken handelt, welches sich weit gegen SE hin auf slowenischem Territorium fortsetzt. So beschreibt KOLAR-JURKOVŠEK (1994) idente Serien aus dem Raum südlich der Koschuta. Wie der Mitagskogel besteht auch die Koschuta aus obertriassischen Flachwasserkarbonaten in Dachsteinkalk-Fazies. Ebenso besitzen beide eine idente, im Karn-Niveau abgescherte tektonische Basis. Wir betrachten deshalb die Mittagskogel-Einheit als ein tektonisches Äquivalent der Koschuta-Decke. Unsere Koschuta-Einheit unterscheidet sich allerdings von der ursprünglichen Definition (WINKLER-HERMADEN et al., 1936), da wir sie als ein vom Sockel der Südkarawanken abgetrenntes und damit viel enger eingegrenztes tektonisches Element erkennen. Die Mittagskogel- bzw. Koschuta-Einheit reicht an ihrem Südrand (Begunjscica) in den Jura hinein, welcher aus geringmächtigen pelagischen Schwellensedimenten (Ammonitico rosso) besteht.

Eine völlig andere Faziesentwicklung mit mächtigen norischen bis liassischen Beckensedimenten weist dagegen die Hahnkogel-Einheit auf. Sie stellt in ihrem Hauptverbreitungsgebiet zwischen Frauenkogel und Kahlkogel eine tektonisch klar umgrenzte Scholle dar, fehlt im Bereich des östlich anschließenden Hochstuhl-Massives und setzt als schmale, tektonisch ebenso isolierte Lamelle

südlich der Koschuta fort (Abb. 4). Die laterale Zerstückelung wird von POLINSKI (1991) als relativ spätes Ereignis im Zusammenhang mit der finalen Deformation entlang der Periadriatischen Linie gedeutet. Analog zur Mittagskogel-Einheit ist auch die Hahnkogel-Einheit an der Karn-Basis tektonisch amputiert und steht deshalb in keinem sedimentären Zusammenhang mit dem Sockel der Südkarawanken. Koschuta/Mittagskogel-Einheit und Hahnkogel-Einheit stellen demnach durch Störungen allseits abgegrenzte Fremdelemente im heutigen Südkarawankenraum dar.

Für die Rekonstruktion ihrer ursprünglichen paläogeographischen Position sind wir daher auf den obertriadisch-jurassischen Faziesvergleich bzw. die heute noch erkennbaren Fazieszusammenhänge angewiesen.

Für die paläogeographische Rekonstruktion bieten sich drei Zeitebenen an:

a) das Karn mit der vom südlichen Vorland stammenden terrigenen Sedimentzufuhr,
b) Nor und Rhät mit der Gliederung in Becken und Karbonatplattformen und
c) der Jura mit seinen Differenzierungen in terrigenes Becken und pelagische Tiefschwellen.

Im Karn stehen die terrigenreichen externen Ablagerungsräume des „Julischen Vorlandes", der Hahnkogel-Serie und des Slowenischen Troges den internen, Raibl-Event-freien Julischen Alpen und der in Hallstätter Fazies entwickelten Pokljuka-Decke gegenüber, wobei die Koschuta-Einheit eine faziell vermittelnde Stellung einnimmt. Die Hahnkogel-Serie schließt sich dabei aufgrund ihrer identen Raibler-Schichten eng an das „Julische Vorland" an und nimmt dabei eine externere paläogeographische Position ein als das durch „slope-Riffe" ausgezeichnete Terrigenbecken des Slowenischen Troges (vgl. TURNŠEK et al., 1982). Im Nor/Rhät stehen Hahnkogel-Einheit und Slowenischer Trog als Beckenentwicklung in scharfem Kontrast zu den angrenzenden Südalpen, welche zeitgleich eine Flachwasserentwicklung aufweisen (COUSIN 1981). Dieses Becken verzahnen wir im Süden mit der Plattform des „Julischen Vorlandes" und im Norden mit jener der Koschuta-Einheit bzw. der Julischen Alpen. Im Jura werden die Karnonatplattformen abgesenkt und bilden nun randliche Rotkalkschwellen sowohl in der Koschuta-Einheit als auch im Nordteil des „Julischen Vorlandes" (COUSIN, 1981), während im Becken (Hahnkogel-Einheit und Slowenischer Trog) mächtige tonige Graukalke zu Ablagerung kommen.

Hahnkogel-Einheit und Slowenischer Trog sind nach unserer Meinung Teile des gleichen Beckens, wobei jedoch die möglichen primären Zusammenhänge beider Räume tektonisch derzeit im Dunklen liegen. Nach Ansicht vieler slowenischer Geologen (u.a. BUSER) wird der heute im oberen Soca-Tal und damit rund 40 km südlich der Südkarawanken gelegene Slowenische Trog als ortsgebunden angesehen; dementsprechend wäre er praktisch im externen Teil der „Dinarischen Karbonatplattform" situiert. Wir dagegen sehen keine Hinweise auf ein autochthones Obertrias-Becken südlich bzw. westlich der Linie Tarvis – Ljubljana. Dieser Raum ist zur Gänze Teil der externen Triaskarbonatplattform („Julisches Vorland") und erst nördlich davon kann jenes Intraplattformbecken folgen, das die Hahnkogel-Einheit **und** den Slowenischen Trog beinhaltet hat. In seiner heutigen Position stellt der Slowenische Trog unseres Erachtens einen nach Süden fernverfrachteten Deckenrest dar, der auf Abb. 4 als Tolmin-Dekke ausgeschieden ist. Paläogeographisch weiter gegen N bzw. NE liegt dann die Karbonatplattform der Mittagskogel-Serie und der Julischen Alpen (Krn-Decke), an die schließlich ein offenmarines Hallstätter Becken (Pokljuka-Decke) grenzt. Unsere paläogeographische Rekonstruktion macht natürlich ein Überdenken der derzeit vertretenen tektonischen Gliederung Sloweniens unvermeidbar. Auf die weiteren Konsequenzen einer solchen Konfiguration in Bezug auf die bislang postulierte laterale Verbindung des Slowenischen Troges mit dem Belluno-

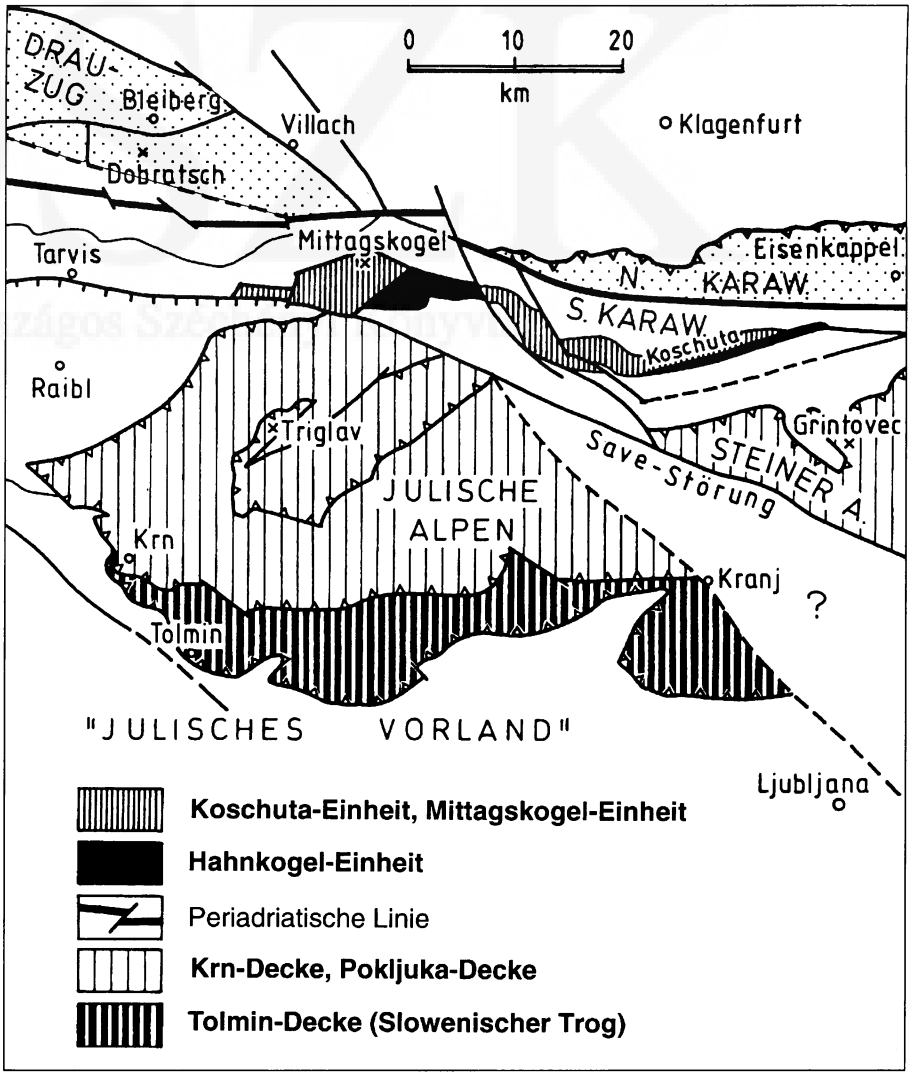


Abb. 4.
Tektonische Karte der diskutierten Einheiten.

Trog (GNACCOLINI & MARTINIS, 1974, COUSIN, 1981) sei nur ergänzend hingewiesen.

Von Interesse erscheinen uns ferner die jüngst aus dem nördlichsten Abschnitt des Transdanubischen Mittelgebirges von HAAS & KOVÁCS (1985), KOVÁCS & NAGY (1989) und KOZUR & MOCK (1991) bekanntgemachten obertriadischen Beckensequenzen, die in Schichtfolge und Fazies starke Ähnlichkeiten mit der von uns im Hahnkogel-Gebiet angetroffenen Serie aufweisen. Vorausgesetzt es handelt sich bei diesen beiden Entwicklungen nicht um Konvergenzen, sondern um Teile eines einst zusammengehörigen Faziesraumes, würde damit die von KAZMER & KOVÁCS (1985) wiederholt geforderte Lateralverschiebung des schmalen „transdanubischen" Krustenstreifens nach Osten hin nicht nur gestützt, sondern nunmehr eine exaktere Anbindung des Transdanubischen Mittelgebirges an die Südalpen und Norddinariden möglich. Ziel weiterer Arbeit soll es sein, diese Verbindung genauer zu erfassen und die Fortsetzung der behandelten Serien in die eigentlichen Dinariden zu suchen.

Abschließend sei am Beispiel der Mittagskogel- und Hahnkogel-Serie die Warnung ausgesprochen, wie gering und lückenhaft im selbst gut erforschten alpinen Raum unser Kenntnisstand über ursprünglich vorhanden gewesene Fazieszonen und deren Vielfalt ist, und welche Überraschungen gerade auf paläogeographischer und damit auch auf palynspastischer Ebene im Herzen Europas noch auf uns warten mögen.

Literatur

ANDERLE, N. (1970): Stratigraphische und tektonische Probleme im Bereich des österreichischen Anteiles der Westkarawanken zwischen Rosenbach und Thörl unter Berücksichtigung der alpinen Orogenese. – Geologija, **13**, 116–132, 2 Taf., Ljubljana.

ANDERLE, N. (1977): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt Villach-Assling. – Wien (Geol. B.-A.).

ANGERMEIER, H., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H.J. (1963): Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolerischen Einheit" der östlichen Chiemgauer Alpen. – Mitt. bayer. Staatsamml. Paläont. etc., **3**, 83–105, 3 Abb., 1 Tab., München.

BAUER, F.K. (1982): Südalpine Permotrias der Westkarawanken. – In: HAUSER, Ch. (ed.): Erläuterungen zu Blatt 201–210 Villach–Assling, 20–26, Wien (Geol. B.-A.).

BAUER, F.K., BUDKOVIČ, T., FERJANČIĆ, L. & POLTNIG, W. (1993): Geologische Karte der Westkarawanken zwischen Wurzenpaß und Kahlkogel 1 : 25.000. – Klagenfurt – Ljubljana.

COUSIN, M. (1981): Les rapports Alpes – Dinarides. Les confins de l' Italie et de Yougoslavie. – Soc. Geol. Nord, **5**, Bd. 1+2, 1042 S., 17 + Taf., div. Abb., Villeneuve d' Ascq.

GNACCOLINI, M. & MARTINIS, B. (1974): Nuove ricerche sulla formazioni calcaree giurassico-cretaciche della regione compresa tra le valli del Natisone e del Piave. – Riv. Ital. Pal. Strat., **14**, 5–109, 48 Abb., Milano.

HAAS, J. & KOVÁCS, S. (1985): Lihostratigraphical subdivision of the Hungarian Triassic. – Albertiana, **4**, 5–15, Utrecht.

HAUSER, Ch. (1982): Erläuterungen zu Blatt 201–210 Villach–Assling. – 44 S., 7 Abb., Wien (Geol. B.-A.).

KAHLER, F. (1954): Mußte der Bau des Karawankentunnels so schwierig sein? – Geol. Bauwesen, **20**/4, 198–211, 6 Abb., Wien.

KAZMER, M. & KOVÁCS, S. (1985): 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.

KERN, A. (1980): Bericht zur Kartierung des Mittagskogel-Gebietes. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**, 1–8, 1 Beil., Wien.

KOLAR-JURKOVŠEK, T. (1994): Microfauna from the Upper Triassic of Karavanke Mts (Slovenia). – Mem. Géol. (Lausanne), **22**, 53–62, 1 Taf., 2 Abb., (Lausanne).

KOVÁCS, S. & NAGY, G. (1989): Contribution to the Age of the Avicula- and Halobia-Limestones (Fekete-Hegy Limestone Formation) in Pilis Mts. (NE Transdanubian Central Range, Hungary). – Mag. All. Földt. Intez., **1987**, 95–129, 11 Taf., 6 Abb., Budapest.

KOZUR, H. & MOCK, R. (1991): New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonic Implications for the Buda Mountains and Adjacent Areas. – Jb. Geol. B.-A., **134**/2, 271–297, 7 Taf., 2 Tab., 1 Abb., Wien.

LIEBERMANN, H.M. (1978): Carnitza Formation – ein neuer Begriff für oberkarnische Beckenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 35–60, Taf. 16–20, 7 Abb., Wien.

PINZ, F. (1983): Geologische Neuaufnahme der Westkarawanken zwischen Feistritz- und Worounitzgraben. – Unveröff. Diss. Formal-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 270 S., 2 Beil., 46 Taf., 37 Abb., Wien.

POLINSKI, R. (1991): Ein Modell der Tektonik der Karawanken, Süd-Kärnten, Österreich. – Diss. Fak. Bio.-Geowiss. Univ. Karlsruhe, 143 S., 1 Kt., div. Abb., Karlsruhe.

SCHLAF, J. (1995): Ein obertriadisches Intraplattformbecken aus den Südkarawanken (Kärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Begbaustud., **39/40**, 1–14, Wien (im Druck).

SCHMIDT, Th., BLAU, J. & KAZMER, M. (1991): Large-scale strike-slip displacement of the Drauzug and the Transdanubian Mountains in early Alpine history: evidence from Permo–Mesozoic facies belts. – Tectonophys., **200**, 213–232, 10 Abb., Amsterdam.

SEELMEIER, H. (1942): Der geologische Bau zwischen dem Gr. Mittagskogel und dem Gr. Suchagraben in den Karawanken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **33** (1940), 1–10, 3 Abb., 1 Kt., Wien.

TELLER, F. (1910): Geologie des Karawankentunnels. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **82**, 145–250, 29 Abb., 3 Taf., Wien.

TURNSEK, D., BUSER, St. & OGORELEC, B. (1982): Carnian Coral-Sponge Reefs in the Amphiclina Beds between Hudajuzna and Zakriz (Western Slovenia). – Razprave IV. razr. SAZU, **24**/2, 51–98, 6 Abb., 12 Taf., Ljubljana.

Umweltgeologie
Rohstoffgeologie

Környezetföldtan
Ásványi nyersanyagok

Environmental Geology
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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 419–435	Wien, November 1994	2. rész	pp. 419–435	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe von Geochemie und Geophysik

Von Sándor Baranyi, József Deák, Jorge Dreher, Heinrich Mahler, Pál Major, Ferenc Neppel, Wolfgang Papesch, Vinzenz Rajner, Dieter Rank, Johann Reitinger & Roland Schmalfuss*)

Mit 11 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel (Beilage)

Österreich
Ungarn
Burgenland
Neusiedlersee
Leithagebirge
Parndorfer Platte
Seewinkel
Hanság
Ikvatal
Ödenburger Hügelland
Ruster Hügelland
Wulkatal
Wasserhaushalt
Grundwasser
Unterirdische Speicherung
Tritium
Sauerstoff-18
Kohlenstoff-14

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 77, 78, 79, 108, 109

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Inhalt

Zusammenfassung 420
Összefoglalás 420
Abstract 420
1. Einleitung 421
2. Methodik 422
2.1. „Klassische" hydrologische Methoden 422
2.2. Isotopenhydrologische Methoden 423
3. Ergebnisse (Stand Ende 1989) 424
3.1. Einzugsgebiet östlich des Neusiedlersees (Parndorfer Platte, Seewinkel, Hanság) 424
3.2. Einzugsgebiet südwestlich des Neusiedlersees 429
3.3. Wulkatal 431
3.4. Leithagebirge 432
4. Schlußfolgerungen 434
4.1. Wasserhaushalt des Neusiedlersees 434
4.2. Methodische Erkenntnisse 434
Dank 435
Literatur 435

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Ing. Dr. Sándor Baranyi, Dipl.-Geophys. József Deák, Dipl.-Ing. Pál Major, Dipl.-Geol. Ferenc Neppel, Forschungszentrum für Wasserwirtschaft (VITUKI), Pf. 27, H-1453 Budapest; Dipl.-Ing. Jorge Dreher, Dipl.-Ing. Dr. Johann Reitinger, Dipl.-Ing. Roland Schmalfuss, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, Karlsplatz 13, A-1040 Wien; Dipl.-Ing. Dr. Wolfgang Papesch, Ing. Vinzenz Rajner, Dipl.-Ing. Dr. Dieter Rank, Geotechnisches Institut, Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal, Pf. 8, A-1031 Wien.

Zusammenfassung

Der Wasserhaushalt des Neusiedlersees, eines am Übergang von den Ostalpen zur pannonischen Tiefebene gelegenen Steppensees, wird überwiegend von dem auf die Seefläche fallenden Niederschlag und durch die Verdunstung von der Seeoberfläche bestimmt; oberirdischer Zu- und Abfluß spielen eine untergeordnete Rolle. Der unterirdische Zu- und Abfluß ist das – wohl als Folge der komplizierten geologischen Verhältnisse – am wenigsten erforschte Glied der Wasserhaushaltsgleichung. Die nähere Erforschung des Grundwasserhaushaltes im Einzugsgebiet des Neusiedlersees ist Ziel eines im Jahre 1980 begonnenen Forschungsprojektes von Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal (Wien), Technischer Universität (Wien), VITUKI (Budapest) und Umweltschutz- und Wasserwirtschaftsdirektion Györ. Eine wichtige Grundlage des Projektes ist der Einsatz von Isotopenmethoden zur Bestimmung von Verweilzeit und Herkunft von Grund- und Quellwässern. Zusammen mit umfangreichen hydrologischen und geologischen Untersuchungen hat dies zu einheitlichen und widerspruchsfreien Aussagen geführt, die die Vorstellungen über den Wasserhaushalt des Neusiedlersee-Gebietes und über den unterirdischen Zufluß zum Neusiedlersee wesentlich verbessert haben und als Grundlage für wasserwirtschaftliche Entscheidungen dienen können.

Die wichtigsten Ergebnisse des Forschungsprojektes – Stand Ende 1989 – sind, daß in der näheren Umgebung des Sees nicht mit bedeutenderen zusammenhängenden Grundwasserhorizonten zu rechnen ist, daß vor allem im Osten des Sees eine stockwerkartige Gliederung vorliegt und daß die Wässer des zweiten Stockwerkes hohe Verweilzeiten – bis einige 10.000 Jahre – aufweisen. Zusammen mit der starken Verdunstung und dem im Nahbereich des Sees vorherrschenden feinkörnigen, geringdurchlässigen geologischen Material bedeutet dies, daß die Horizontalbewegung der Grundwässer außerordentlich gering ist und daß demnach keine für die Wasserbilanz des Neusiedlersees bedeutenden Wassermengen den See erreichen. Auch die an der Westseite des Neusiedlersees über die wasserführenden Leithakalke und Ruster Schotter bis in die Nähe des Sees gelangenden Wässer dürften nur zu einem geringen Teil den See auf unterirdischem Weg erreichen.

Das Projekt wurde 1990 abgeschlossen und hat eine allgemeine Übersicht über den Grundwasserhaushalt im Neusiedlersee-Gebiet gebracht. Auf ihr können für wasserwirtschaftliche Maßnahmen notwendige Einzeluntersuchungen aufbauen.

Tanulmány a Fertő-tó vízháztartásáról a geokémia és a geofizika segítségével

Összefoglalás

A Keleti Alpok és a Pannon-medence átmenetében fekvő Fertő-tó, mint sztyepp-tó – vízháztartását elsősorban a tó felületére hulló csapadék és a tófelszín párolgása határozza meg. A bonyolult geológiai felépítés következtében a felszínalatti hozzá- és elfolyás a vízmérleg legkevésbé felderített tagja. A bécsi Bundesversuchs- und Forschungsanstalt és a Technische Universität, valamint a budapesti VITUKI és a győri Északdunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóság által 1980-ban megkezdett kutatási program célja a Fertő-tó vízgyűjtő területe felszínalatti vízháztartásának részletes kutatása. A kutatás alapja a felszínalatti és forrásvizek tartózkodási idejének és származásának meghatározása izotópvizsgálati módszerekkel. Ezek a széleskörű hidrológiai és hidrogeológiai vizsgálatokkal együtt egységes és ellentmondásmentes következtetésekhez vezettek, amelyek a Fertő-környék vízháztartásáról alkotott elképzeléseket lényegesen pontosították és vízgazdálkodási döntések alapjául szolgálhatnak.

A kutatási program legfontosabb eredményei 1989 nyaráig:

A tó közvetlen környezetében nem kell számolni jelentős összefüggő vízvezető zónákkal; a felszínalatti vizek többszintes tagolódása mutatható ki, főleg a tótól keletre. A talajvíztartó alatti első rétegvíztartó vizeinek is már igen magas a tartózkodási ideje, amely néhány tízezer évet is elér. Ezek az eredmények – a nagymértékű párolgást és a tó közelebbi környezetében előforduló finomszemű, gyenge áteresztőképességű földtani képződményeket is figyelembe véve – azt jelentik, hogy a felszínalatti vizek horizontális mozgása rendkívül csekély mértékű, és így a tavat nem éri el a felszín alatt a tó vízmérlege szempontjából jelentős vízmennyiség. Még a Fertő-tó nyugati oldalán a vízvezető lajtamészkőben és ruszti kavicsban egészen a tó közeléig eljutó vizeknek is csak jelentéktelen része éri el felszínalatti úton a tavat.

Az 1990-ben záródó program általános áttekintést eredményezett a Fertő-tó vízháztartásáról, amelyre alapozva további részletes vizsgálatok végezhetők a különböző vízgazdálkodási kérdések megoldásához.

Study of the Hydrological Regime of the Neusiedlersee with the Aid of Geochemistry and Geophysics

Abstract

The Neusiedlersee is a steppe lake situated where the outlying hills of the Eastern Alps slope into the Pannonian plain. The water balance of the lake is primarily determined by precipitation and evaporation to and from the water surface. Surface inflow and surface outflow play a minor role. Only insufficient information is available about subterranean inflow and outflow, because of the complicated geological relationships. A closer examination of the groundwater in the catchment area of Neusiedlersee is the goal of a research project started in 1980, by the Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal (Vienna); the Technical University (Vienna), VITUKI (Budapest), and the North-Transdanubian District Environment and Water Authority, Györ. The project includes the use of isotope methods to determine the residence times and origin of ground and spring waters. The isotope methods, together with extensive hydrological and geological investigations, provided uniform and consistent evidence that greatly improved the conceptions about the water balance in the Neusiedlersee area and about the subterranean inflow to Neusiedlersee. These results can also serve as a basis for decisions concerning water resources management.

The most important results of the research project – status as of summer, 1989 – are that in the areas most closely surrounding the lake, no important continuous aquifers can be expected; that above all, in the eastern area of the lake multi-layered aquifer systems exist; and that the waters in the second aquifer system have very high residence times – up to several 10,000's of years. These results, when considered together with the high evaporation and the fine-grained, slightly permeable geological material in the area near the lake, indicate that the horizontal groundwater transport is exceptionally minor, and that therefore no amounts of water reach the lake that can significantly affect the water balance. Also, only a small part of the groundwater that reaches the western side of Neusiedlersee through the water-bearing Leitha Limestone and Rust Gravel enter the lake as subterranean inflow.

The project was completed in 1990, and has provided a general survey of the groundwater regime in the Neusiedlersee area. Indiviudal investigations necessary for water resource management can be based upon the results from this project.

1. Einleitung

Weinbau, Fremdenverkehr und Naturschutzgebiete prägen die Neusiedlersee-Landschaft, alles untrennbar verbunden mit dem See und seinem klimatischen Einfluß. Maßnahmen zur Erhaltung dieser Natur- und Kulturlandschaft in ihrem derzeitigen Zustand setzen eine genaue Kenntnis des Wasserhaushaltes des Gebietes und aller Faktoren voraus, die darauf Einfluß haben. Mit der näheren Erforschung der Grundwasserverhältnisse im Neusiedlersee-Gebiet und des unterirdischen Zuflusses zum Neusiedlersee befaßt sich seit 1980 ein gemeinsames österreichisch-ungarisches Forschungsprojekt mit dem Arbeitstitel „Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und Geophysik". Die Studie baut auf dem Einsatz von Isotopenmethoden auf, der zusammen mit klassischen geohydrologischen Untersuchungen zu einem besseren Verständnis der hydrologischen Vorgänge und Zusammenhänge führen soll. Die Literatur über frühere Arbeiten im Neusiedlersee-Gebiet ist im Ab-

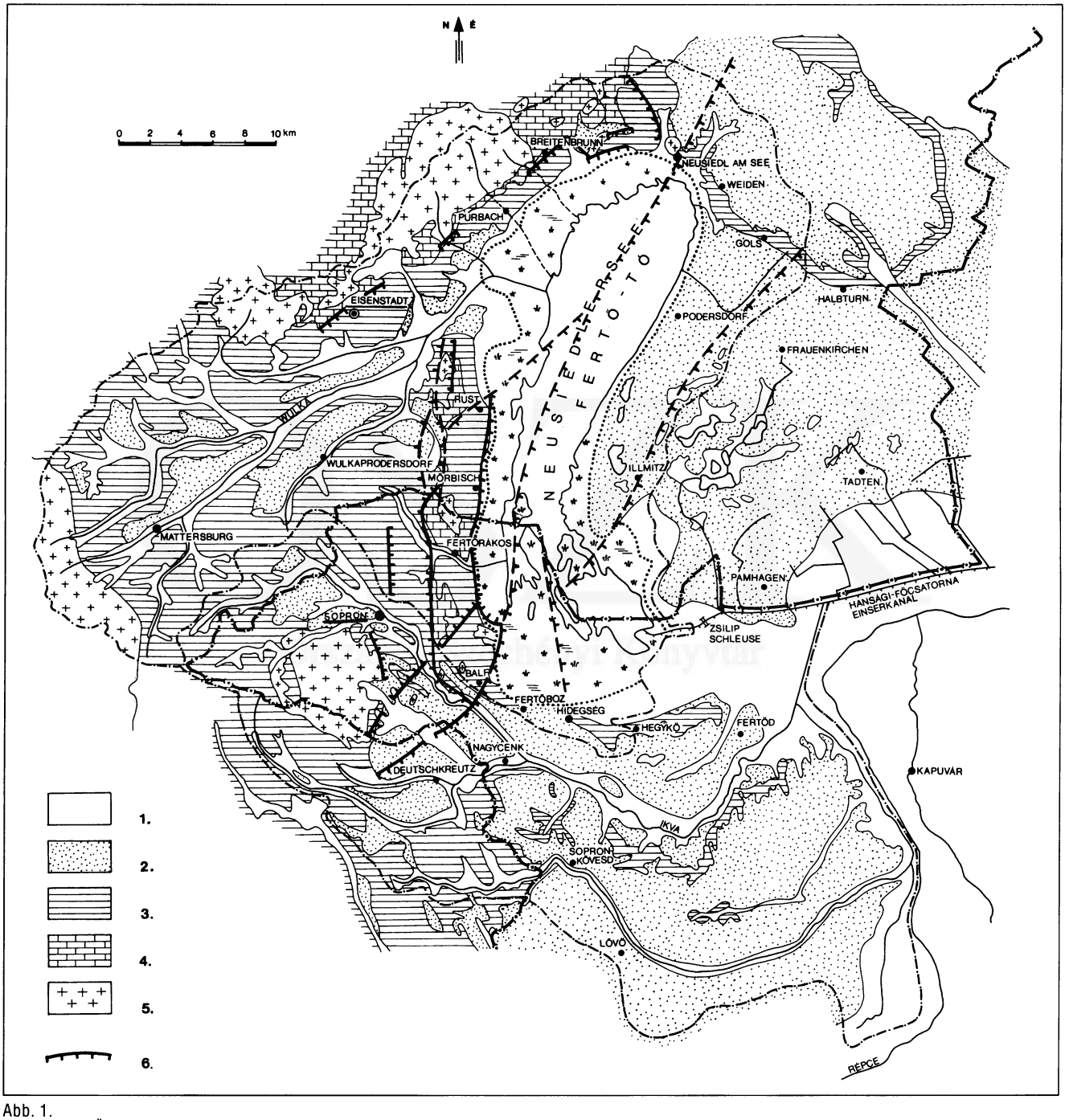


Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte des Einzugsgebietes des Neusiedlersees.
1) Holozän (fluviatile Ablagerungen).
2) Pleistozän (Löß und fluviatile Ablagerungen).
3) Neogen ohne Leithakalk (vorwiegend Miozän; Ton, Tonmergel, Sand, Kies).
4) Verkarstungsfähige Gesteine (vorwiegend Leithakalk).
5) Grundgebirge (vorwiegend kristalline Schiefer).

1) Holocén (folyóvizi képződmények).
2) Pleisztocén (lösz és folyóvizi képződmények).
3) Neogén, lajtamészkö nélkül (föleg miocén; agyag, agyagmárga, homok, kavics).
4) Karsztosodó képződmények (föleg lajtamészkö).
5) Alaphegységi képződmények (föleg kristályos palák).

schlußbericht zur ersten Projektphase dieser Studie zusammengestellt (S. BARANYI et al., 1985), die jüngste Zusammenfassung der hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet des Neusiedlersees enthält T. GATTINGER (1979).

Der Neusiedlersee liegt an der Grenze zweier geologischer Großeinheiten, im Westen die noch in Horsten vorhandenen Reste des vorwiegend aus kristallinen Schiefern bestehenden Grundgebirges des alpin-karpatischen Gebirgsbogens (Leithagebirge, Ruster Höhenzug, Rosaliengebirge), im Osten die großen pannonen Beckensysteme mit der „Kleinen Ungarischen Tiefebene" als ihrem westlichsten Teil (Abb. 1). Das abgesunkene Grundgebirge ist von mächtigen neogenen Sedimenten bedeckt, westlich des Sees Breccien, Konglomerate, Tone, Sande, Schotter, Kalksandsteine und Kalke, im östlichen Bereich des Neusiedlerseebeckens vorwiegend Sande und Schotter. Zwischengelagerte tonige Horizonte bewirken die Ausbildung von Grundwasserstockwerken. Teils durch Tektonik, teils durch Erosion entstanden verschiedene terrassenförmige Gebiete, die den See von der Kleinen Ungarischen Tiefebene her umrahmen (Parndorfer Platte, Seewinkel, „Südufer-Platte"). Der See als einheitliches stehendes Gewässer wurde nach den Ablagerungen der Seewinkelschotter gebildet, frühestens Ende Würm, wahrscheinlich aber im Alt-Holozän. Die Seespiegellagen schwankten entsprechend den klimatischen Bedingungen. Es kamen wesentlich höhere Seespiegellagen als heute vor, aber auch die vollkommene Austrocknung des Sees wurde beobachtet.

Der Steppenseecharakter spiegelt sich deutlich in den hydrologischen Grunddaten des Neusiedlersees wider (Tab. 1). Das Einzugsgebiet des Sees ist nur ungefähr dreimal so groß wie die Seefläche selbst, die Verdunstung von der Seeoberfläche übertrifft den auf sie fallenden Niederschlag erheblich. Als Folge der hydrogeologischen Bedingungen ist der oberirdische Zufluß zum See sehr gering und der Einfluß ausgeprägter Schwankungen in den Witterungsverhältnissen auf die Lage des Seewasserspiegels entsprechend groß. Eine Reihe von aufeinanderfolgenden niederschlagsarmen Jahren kann – wie die Geschichte zeigt – sogar zum vollständigen Austrocknen des Sees führen. Aus diesem Grunde kommt der Bedienungsvorschrift für die Schleuse im Einserkanal – dem künstlichen Abfluß aus dem See – eine besondere Bedeutung für die Stabilisierung des Seewasserspiegels zu. Diese Bedienungsvorschrift beruht auf den Ergebnissen von einer Reihe von Wasserhaushaltsstudien für den Neusiedlersee. In allen diesen Studien wurde der unterirdische Zu- und Abfluß als Restglied der Wasserhaushaltsgleichung errechnet, entsprechend unterschiedlich sind die ermittelten Werte. Ein Ziel des in dieser Arbeit beschriebenen Projektes ist es, über eine genauere Erforschung der Grundwasserverhältnisse im Seebecken und in dessen Umgebung zu einer näheren Eingrenzung dieser am wenigsten bekannten Komponente des Wasserhaushaltes des Neusiedlersees zu kommen.

Tabelle 1.
Grunddaten des Neusiedlersees.
Höhenangaben beziehen sich auf österreichische Höhenkoten über Adria; Bezugswasserstand 116,00 m ü.A.

1. Flächenverhältnisse				
Einzugsgebiet		894 km²		
Neusiedlersee		317 km², davon Schilffläche: 181 km² (1989)		
österr. Teil		242 km², davon Schilffläche: 118 km² (1989)		
ung. Teil		75 km², davon Schilffläche: 63 km² (1989)		
2. Hydrologische Grunddaten				
Niederschlag	See	h_N	580 mm	Gebietsmittel aus seenahen Stationen 1967–1983)
	Land	h_N	612 mm	(Apetlon 1923–1983)
		h_N	592 mm	(Apetlon 1965–1983)
		$h_{N,max}$	889 mm	(Apetlon 1936)
		$h_{N,min}$	365 mm	(Apetlon 1932)
Verdunstung	See		660 mm	(1965–1983)
Lufttemperatur			10°C	(Gebietsmittel)
3. Seedaten				
Oberirdischer Zufluß		$MQ_{Z,gesamt}$	47	$\cdot 10^6$ m³/a (1967–1984)
		$MQ_{Z,Wulka}$	33	$\cdot 10^6$ m³/a (1967–1984)
Oberirdischer Abfluß		MQ_A	25	$\cdot 10^6$ m³/a (1967–1984)
		MQ_A	106	$\cdot 10^6$ m³/a (1967)
		MQ_A	10,5	$\cdot 10^6$ m³/a (1979)
Mittlerer Seewasserstand			115,45	m ü.A. (1965–1983)
Zugehöriger Seeinhalt			248	$\cdot 10^6$ m³
Zugehörige Seefläche			287	km²

2. Methodik

2.1. „Klassische" hydrogeologische Methoden

In allen untersuchten Teileinzugsgebieten lagen bereits gewisse hydrographische Daten vor. Auf österreichischer Seite waren dies hauptsächlich Daten des Hydrographischen Dienstes, die zum Teil auch auf Datenträgern zur Verfügung standen. Neben den Niederschlagssummen wurden in erster Linie die Grundwasserstandsdaten ausgewertet. An der Südostabdachung des Leithagebirges war jedoch nur eine amtliche Grundwassermeßstelle vorhanden, weshalb es notwendig war, für die Dauer von zwei Jahren ein Sondermeßnetz einzurichten. Ebenso mußte in diesem Teil des Untersuchungsgebietes ein Durchflußmeßnetz an kleinen Oberflächengewässern eingerichtet werden.

In enger Kooperation mit Vertretern der Geologischen Bundesanstalt in Wien sowie mit ungarischen Geologen erfolgten in Detailuntersuchungsgebieten zahlreiche geohydrologische Untersuchungen. Am östlichen Ufer des Neusiedlersees zwischen Neusiedl und Podersdorf, im Wulkatal um Schützen am Gebirge sowie im ungarischen Teil des Untersuchungsgebietes wurde eine Reihe von Bohrungen und Sondierungen abgeteuft; die gewonnenen Bodenproben wurden entsprechend den geohydrologischen Erfordernissen analysiert. Eine Interpolation der Untergrundverhältnisse zwischen den Bohrungen am Ostufer des Sees ermöglichten geoelektrische Sondierungen. Eine wesentliche Erweiterung der so erhaltenen lokal begrenzten Angaben über die Untergrundverhältnisse konnte durch die Auswertung des Archives der Geologischen Bundesanstalt erreicht werden.

Kurzpumpversuche in den neuen Bohrungen sowie in zahlreichen Grundwassermeßstellen des Hydrographischen Dienstes und im Sondermeßnetz erlaubten gewisse Abschätzungen des Transportvermögens des Aquifers (Abb. 2). Eine näherungsweise Auswertung erfolgte für die instationäre Phase der Kurzpumpversuche nach THEIS-JACOB.

Die Grundwasserstandsdaten wurden mit Verfahren der multivariaten Statistik analysiert, es kamen Algorithmen der Faktoren- und der Clusteranalyse zur Anwendung. Das Ziel dabei war, Gebiete mit ähnlichen Schwankungen des Grundwasserstandes herauszufinden. So konnten einerseits die Ergebnisse der Detailuntersuchungsgebiete auf andere Gebietsteile extrapoliert werden und andererseits Gebiete mit unterschiedlichen sai-

Abb. 2.
Kurzpumpversuch bei einem Brunnen mit Entnahme von Wasserproben für Isotopenbestimmungen.
Apetlon, Paulhof, Brunnen 123.

sonalen Schwankungen sowie längerfristigen Tendenzen herausgeschält werden. Die für einzelne Teilgebiete charakteristischen Ganglinien des Grundwasserstandes wurden einer Zeitreihenanalyse unterzogen. Unter Einbeziehung von Grundwasserschichten-, Differenzen- und Flurabstandsplänen war es möglich, wesentliche Merkmale des Grundwasserhaushaltes in den Bearbeitungsgebieten zu erfassen.

Zahlreiche Abflußmessungen sollten Aufschluß über die Wechselwirkungen zwischen Grund- und Oberflächengewässern geben. Im Seewinkelgebiet konnten damit die Frachten der Entwässerungskanäle abgeschätzt werden. Im Gewässersystem der Wulka waren aufwendige simultane Durchflußmessungen zur Bestimmung der Grundwasserexfiltration im Beckengebiet zwischen Wulkaprodersdorf und Schützen am Gebirge notwendig. Während eines mehr als zweijährigen Zeitraumes erfolgten monatliche simultane Abflußmessungen in den Gräben des Leithagebirges. Sie ermöglichen eine Ermittlung der Abflußfrachten aus den höhergelegenen kristallinen Bereichen und eine Bilanzierung der Versickerungsfrachten in die Kalkformationen.

Auf ungarischer Seite erfolgten spezielle Messungen von Temperatur und Leitfähigkeit in Oberflächengewässern, aus denen Rückschlüsse auf Grundwasserexfiltrationen gezogen werden sollten.

2.2. Isotopenhydrologische Methoden

Die hydrologische Anwendung von Isotopenverhältnismessungen beruht auf den in natürlichen Wässern auftretenden Häufigkeitsschwankungen von ^{2}H, ^{3}H und ^{18}O. Für die Konzentrationsschwankungen der stabilen Isotope ^{2}H und ^{18}O sind hauptsächlich Isotopentrennprozesse bei Phasenumwandlungen verantwortlich. Beispielsweise

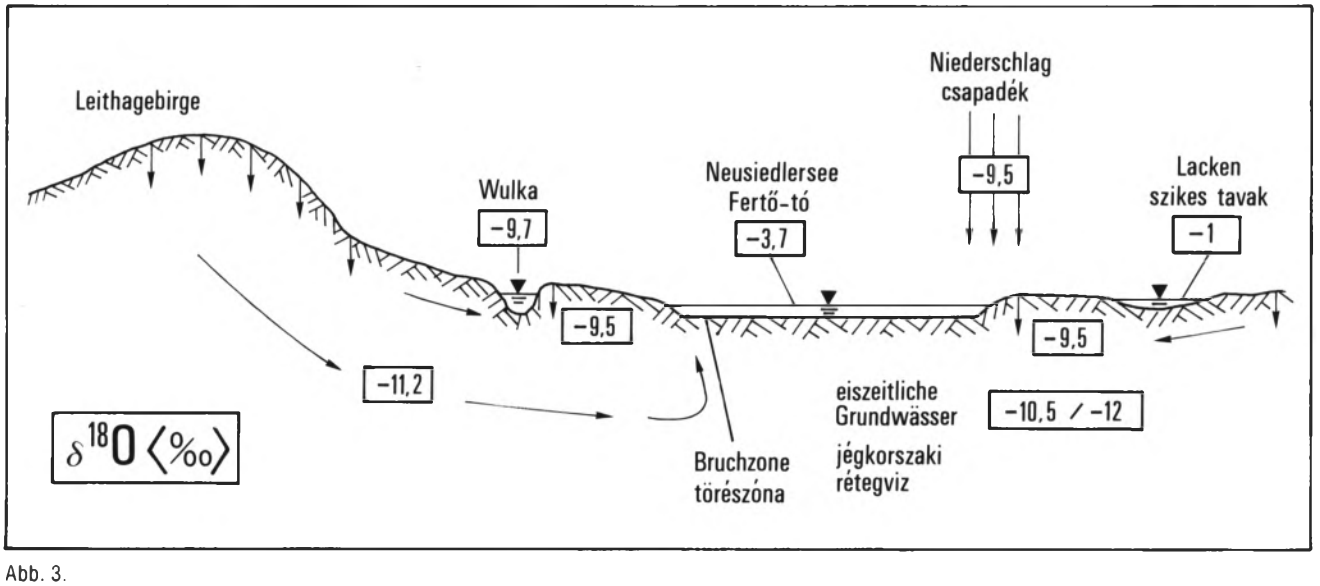


Abb. 3.
^{18}O-Gehalte des Niederschlags, der Oberflächengewässer und Grundwässer im Gebiet des Neusiedlersees (Jahresmittel, D. Rank 1986).
Der ^{18}O-Gehalt wird als Relativwert zu einem Standard – V-SMOW, mittleres Meereswasser – angegeben:

$$\delta^{18}O = (R_{Probe} - R_{Standard})/R_{Standard} \times 1000\ [‰]$$

R_{Probe} und $R_{Standard}$ sind darin die Isotopenverhältnisse $[^{18}O] : [^{16}O]$ in Probe und Standard.

kommt es beim Verdampfen und Kondensieren zu einer Anreicherung der schweren Moleküle in der flüssigen und zu einer Abreicherung in der gasförmigen Phase. Das Ausmaß der Isotopenfraktionierung ist dabei umso größer, je niedriger die Temperatur bei der Phasenumwandlung ist. Diese Temperaturabhängigkeit führt zu einer Abhängigkeit des ^{2}H- und ^{18}O-Gehaltes der Niederschläge von den allgemeinen klimatischen Bedingungen, von der Jahreszeit und der orographischen Höhe. Der Jahresgang zeigt im allgemeinen ein Maximum im Sommer und ein Minimum im Winter. Als Folge der Schwankungen der Isotopenverhältnisse in den Niederschlägen treten auch in den Oberflächen- und Grundwässern mehr oder weniger ausgeprägte Schwankungen auf, die sich für hydrologische Interpretationen eignen. Beispielsweise weisen Grundwässer, bei denen kein unmittelbarer Einfluß des Niederschlags vorliegt, keine jahreszeitlichen Schwankungen im Isotopengehalt auf. Wegen der hohen Verdunstungsrate sowie der geringen Wassertiefe des Neusiedlersees und der Lacken unterscheiden sich die Isotopenverhältnisse dieser stehenden Oberflächengewässer sehr deutlich von denen der übrigen ober- und unterirdischen Wässer des Neusiedlersee-Gebietes (Abb. 3).

Der ^{3}H-Gehalt der Niederschläge wird seit 1952 durch die bei den Kernwaffenversuchen freigesetzten ^{3}H-Mengen bestimmt. Das Jahresmittel stieg dadurch im Jahr 1963 bis auf das 1000fache des natürlichen ^{3}H-Gehaltes an und liegt derzeit (1989) noch etwa um den Faktor 2 über dem natürlichen Gehalt. Auch der ^{3}H-Gehalt der Niederschläge zeigt jahreszeitliche Schwankungen. Diese sind im wesentlichen nicht wie bei ^{2}H und ^{18}O auf Isotopenfraktionierungseffekte, sondern auf den jahreszeitlich unterschiedlichen Luftmassenaustausch zwischen Stratosphäre (^{3}H-Reservoir) und Troposphäre zurückzuführen. Der Jahresgang der Monatsmittel weist ein Maximum im späten Frühjahr und ein Minimum im Spätherbst auf. Der ^{3}H-Gehalt liefert durch den radioaktiven Zerfall des ^{3}H – 12,43 Jahre Halbwertszeit – zusätzlich eine Altersinformation, die bei Grundwässern Aufschlüsse über die Verweilzeit des Wassers im Untergrund geben kann.

Tabelle 2 gibt einen Überblick über die Entwicklung des ^{3}H-Gehaltes in den Wässern des Neusiedlersee-Gebietes. Der ^{3}H-Gehalt des Neusiedlersees folgt dem allgemeinen Rückgang des ^{3}H-Gehaltes im Niederschlag. Die Entwicklung des ^{3}H-Gehaltes der Grundwässer ist unterschiedlich. Der ^{3}H-Gehalt von Grundwassermeßstelle N 1 hat seit 1965 zugenommen und lag 1984 fünfmal so hoch wie der damalige ^{3}H-Gehalt des Niederschlags, im Gegensatz dazu führen die Bohrungen P3 und I10 nach wie vor überwiegend Wasser, das von Niederschlägen aus der Zeit vor Beginn der Kernwaffenversuche stammt, mit nur geringfügigen jüngeren Anteilen. Der ^{3}H-Gehalt der Grundwasseraustritte im Schilfgürtel bei Purbach weist auf einen hohen Anteil von Wasser aus der Zeit vor 1952 hin, ein unmittelbarer Einfluß des Niederschlags ist hier kaum anzunehmen.

Tabelle 2.
Entwicklung des ^{3}H-Gehaltes (TE) in den Wässern des Neusiedlersee-Gebietes.
1 TE (Tritiumeinheit, TU) entspricht einer Konzentration von einem ^{3}H-Atom in 10^{18} Wasserstoffatomen bzw. 0,118 Bq/kg für Wasser.

	1965	1969	1980	1984	1988
Niederschlag (Jahresmittel)	880	215	40	23	17
Neusiedlersee (Jahresmittel)	930	255	58	34	23
Bohrloch N 1 (Neusiedl)	10–22*)	33–96	111	116	64
Bohrloch P 3 (Podersdorf)	9–30	1–25	2	0,5	—
Bohrloch I 10 (Apetlon)	3–12	0–74	0,3	1,5	—
Grundwasseraustritte im Schilf (Purbach)	—	12–28**)	25–35	21–33	19–28

*) 1966 **) 1970

Die Isotopenverhältnisse im Wasser werden im Gegensatz zu chemischen Parametern vom durchflossenen Medium im allgemeinen nicht beeinflußt. Beim Neusiedlersee-Gebiet sprechen noch weitere Gründe für die Anwendung von Isotopenmethoden: Durch die stark ausgeprägten Uneinheitlichkeiten der Untergrundverhältnisse sowohl der Fläche als auch der Tiefe nach ist es kaum möglich, mit den üblichen geohydrologischen Untersuchungsmethoden zu allgemein gültigen Aussagen zu gelangen. Weiters erleichtert die schon erwähnte starke Isotopenfraktionierung durch Verdunstungseinflüsse in den stehenden Oberflächengewässern das Studium von Wechselwirkungen zwischen Oberflächen- und Grundwässern.

Ältere Grundwässer sind ^{3}H-frei. Sie können durch Messung des Radiokohlenstoff-(^{14}C)-Gehaltes datiert werden. Der Datierungszeitraum reicht von ca. 1.000 bis zu ca. 40.000 Jahren. Die besonderen Verhältnisse im Seewinkel erlauben auch bis zu einem gewissen Grad eine indirekte Datierung dieser alten Wässer über den ^{18}O-Gehalt. Ermöglicht wird dies durch die geringen Höhenunterschiede im Seewinkel, als deren Folge Höheneffekte für die Isotopenverhältnisse der Niederschläge keine Rolle spielen. Somit hängt der ^{18}O-Gehalt der Niederschläge und der aus ihnen gebildeten Grundwässer im wesentlichen von der mittleren Jahrestemperatur ab. In den ^{18}O-Gehalten der älteren Wässer müssen sich demnach die starken Klimaschwankungen an der Wende Pleistozän-Holozän abgebildet haben.

3. Ergebnisse (Stand Ende 1989)

Die Datenauswertung ist noch im Gange; die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Ergebnisse entsprechen dem Stand von Ende 1989. Ein Abschlußbericht mit einer Zusammenfassung aller Ergebnisse der Studie ist vorgesehen.

3.1. Einzugsgebiet östlich des Neusiedlersees (Parndorfer Platte, Seewinkel, Hanság)

Die Arbeiten beschränkten sich vorwiegend auf Seewinkel und Hanság; nur in geringerem Umfang wurden auch die hydrologischen und geologischen Verhältnisse der Parndorfer Platte untersucht (S. BARANYI et al., 1985; J. DEAK et al., 1989; P. HAAS et al., 1990; D. RANK, 1986; D. RANK et al., 1986; J. REITINGER, 1990). In den tertiären und quartären Sanden und Schottern – mit zwischengelagerten tonig-schluffigen Horizonten – von Seewinkel und Hanság wurde das Vorhandensein mehrerer – zumindest zweier – Grundwasserstockwerke nachgewiesen, die allerdings häufig geologisch nicht deutlich getrennt sind und die auch nicht im gesamten Untersuchungsgebiet anzutreffen sind.

Das „obere Stockwerk" enthält junge Grundwässer mit mittleren Verweilzeiten von einigen Jahren bis einigen Jahrzehnten, die mehr oder weniger jahreszeitlichen – meteorologischen – Einflüssen unterliegen. Dieses Stockwerk ist nicht überall vorhanden und zeigt keinen einheitlichen Charakter in den Isotopenverhältnissen (Abb. 4). Im Bereich des Ostufers des Neusiedlersees ist seine Mächtigkeit sehr gering. Es kann nicht von einem zusammenhängenden Grundwasserkörper gesprochen werden, son-

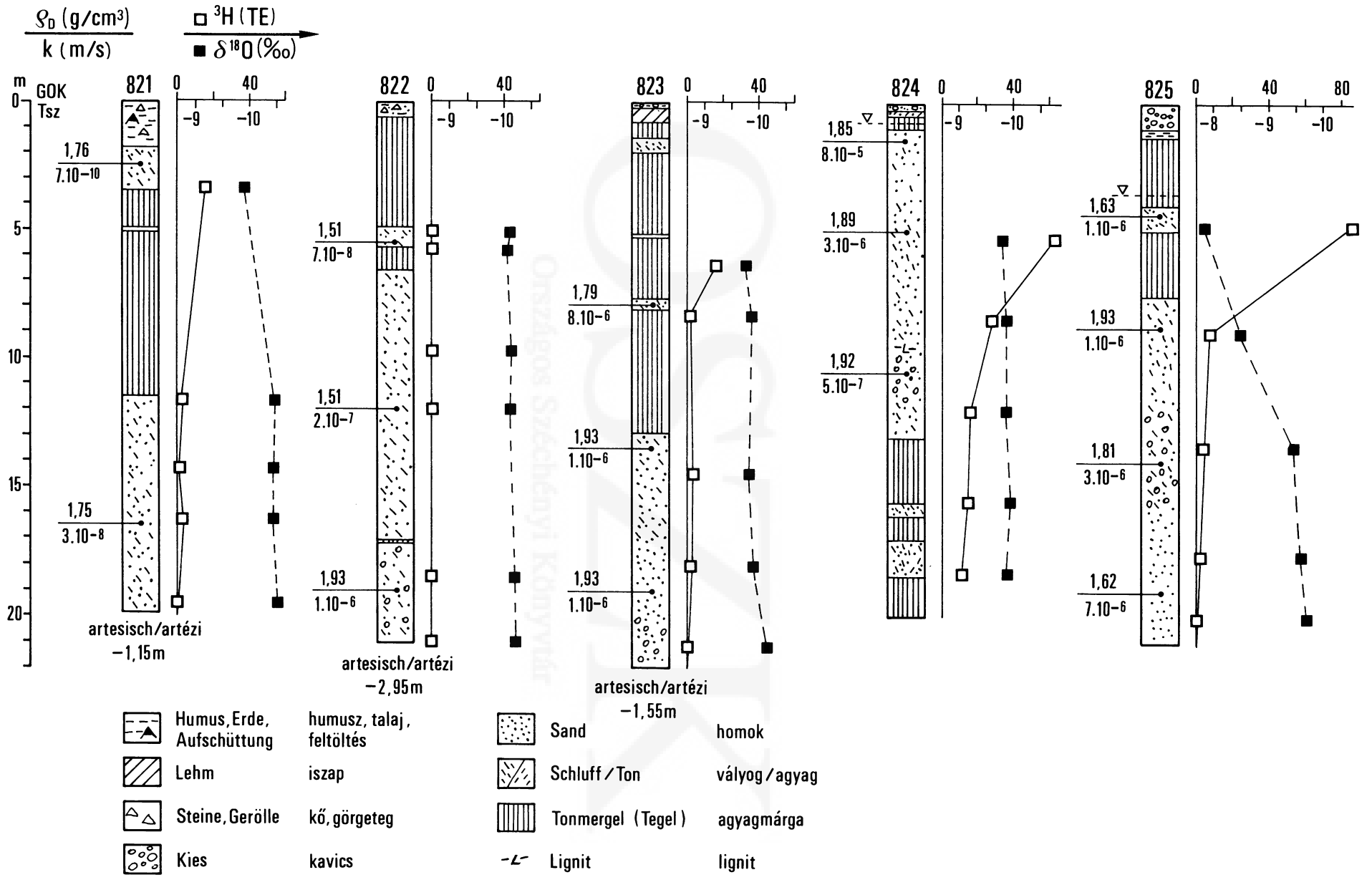


Abb. 4.
Geologische Profile der Aufschlußbohrungen 821–825 im Seeuferbereich Neusiedl – Podersdorf mit Angabe von bodenmechanischen Kenndaten (Trockendichte ρ_D, Durchlässigkeitsbeiwert k) und Ergebnissen der Isotopenanalysen an den entnommenen Wasserproben (S. BARANYI et al., 1985).

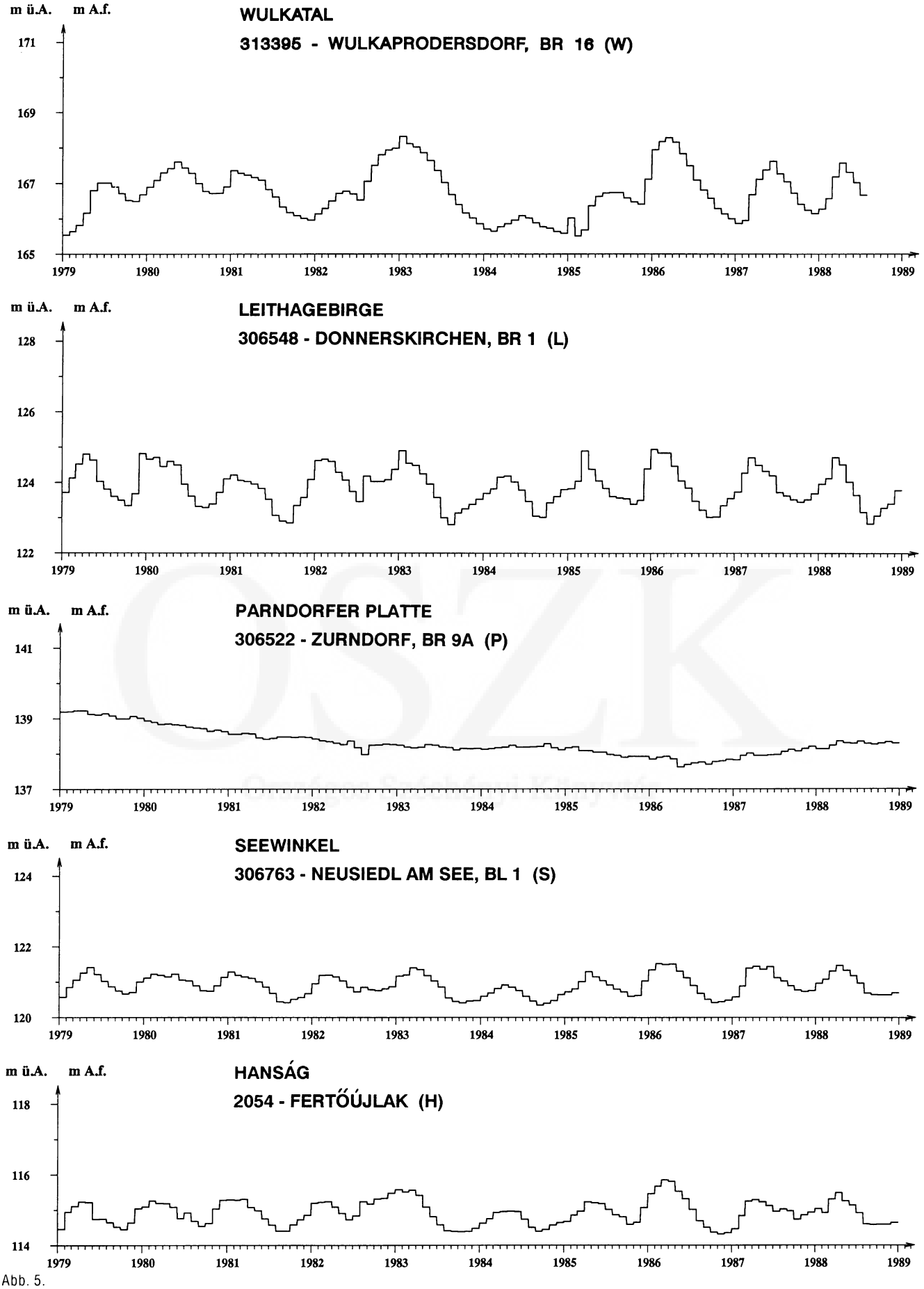


Abb. 5.
Typische Ganglinien von Grundwassermeßstellen in der Umgebung des Neusiedlersees (Monatsmittel, Jahresreihe 1979–1988).

dern von einem mosaikartigen System von Wasserkörpern geringer horizontaler und vertikaler Ausdehnung, die infolge stark schwankender Durchlässigkeiten auf komplizierte Weise miteinander zusammenhängen und kommunizieren. Die starken örtlichen Schwankungen der Isotopenverhältnisse können nur auf das Fehlen einer nennenswerten Horizontalbewegung des Grundwassers zurückgeführt werden.

Dies steht in einem scheinbaren Widerspruch zum regionalen Hydroisohypsenplan, der zunächst eine gleichmäßige Grundwasserströmung zum Neusiedlersee erwarten läßt (Taf. 1). Ausgenommen ist die Uferstrecke im Bereich des Einserkanales, wo von einem dauernden, äußerst geringfügigen Ausströmen aus dem See auszugehen ist.

Erwartungsgemäß beeinflussen sowohl Niederschlag als auch Verdunstung die Höhenlage des Grundwasserspiegels im Seewinkel und im Hanság (Abb. 5). Im Seewinkel lassen sich dabei zwei Zonen unterscheiden, in denen die meteorologischen Verhältnisse den Grundwasserhaushalt unterschiedlich stark beeinflussen (Abb. 6).

Zone 1 erstreckt sich entlang des gesamten Ostufers und über weite Bereiche des Seewinkels. Neben einer deutlichen Beeinflussung durch den Niederschlag zeigen die Ganglinien, daß – jahreszeitlich unterschiedlich – ein besonders ausgeprägter Verdunstungseinfluß vorliegt. Diese Zone kommt damit nicht als wesentliches Nährgebiet für den Neusiedlersee in Frage.

In Zone 2 – sie umfaßt vor allem das Innere des Seewinkels – ist zwar die Grundwassererneuerung aus örtlichen Niederschlägen nicht sehr groß, aber der Verdunstungseinfluß ist wesentlich kleiner als in Zone 1, so daß es zu einer geringen Speisung der Zone 1 aus Zone 2 kommen kann.

In einer dritten Zone, die sich etwa mit dem Gebiet der Parndorfer Platte deckt, ist der Niederschlagseinfluß noch geringer. Auch dieser Bereich kommt nicht als wesentliches Grundwassernährgebiet in Betracht.

Das „untere Grundwasserstockwerk" enthält unterschiedlich alte, teilweise artesisch gespannte Wässer mit Verweilzeiten von einigen 100 bis einigen 10.000 Jahren. Auch dieses Stockwerk zeigt keinen einheitlichen Charakter. Herkunft bzw. Alter der angetroffenen Wässer sind örtlich sehr verschieden (Abb. 7), eine Systematik läßt sich aus den derzeit vorliegenden Daten nicht ableiten. Die Wässer dieses Stockwerkes werden in unterschiedlicher Tiefe angetroffen, häufig fehlt die klare Trennung zwischen den beiden Stockwerken.

In Seenähe gibt es Bereiche, in denen bereits das oberste Grundwasser ^{3}H-frei ist. In diesen Bereichen findet somit keine für die Grundwasserneubildung bedeutende Versickerung von Niederschlagswasser statt.

Wasserwirtschaftlich bedeuten die Ergebnisse, daß der Grundwasserzufluß aus dem Gebiet Parndorfer Platte/Seewinkel/Hanság zum Neusiedlersee nur sehr gering ist und daß Grundwasserentnahmen nur beschränkt möglich sind.

Jeder geplante Eingriff ins Grundwasser – z.B. der Bau von Kanälen oder Hafenanlagen – sollte daraufhin überprüft werden, ob es nicht durch Anschneiden des zweiten Grundwasserstockwerkes zu irreversiblen Grundwasserableitungen käme. Hinsichtlich der Wasserqualität ist damit zu rechnen, daß ins Grundwasser eingebrachte Schadstoffe im Bereich der Einleitungsstelle bleiben bzw. sich dort anreichern.

3.2. Einzugsgebiet südwestlich des Neusiedlersees

Das südliche Ufergebiet ist durch eine sich 30 m bis 50 m über das Niveau des Seebeckens erhebende Tafel gekennzeichnet, die aus geringmächtigen oberpannonen Ton- und Sandschichten aufgebaut ist.

Das Tal der Ikva ist in diese Tafel eingeschnitten. Nach Norden – zum See hin – ist die Tafel durch einen erosionsbedingten steilen Abhang begrenzt. Zwischen diesem Abhang und dem See sind oberflächennah geringdurchlässige tonige Schlammschichten vorhanden, die in geringem Umfang mit Torf vermengt sind. Die Ikva ist in eine schmale holozäne Kiesaufschüttung eingebettet.

Die Tafel entwässert daher größtenteils in die Ikva. Zu einem geringeren Teil dringt Wasser auch in die pannonen Schichten der Tafel ein, im westlichen Teil der Tafel noch weniger als im Osten. Dementsprechend weisen die tieferen Wässer im Westteil ein besonders hohes Alter – mehrere 10.000 Jahre – auf (Abb. 7; S. BARANYI et al., 1985).

Der Verlauf der unterirdischen Wasserscheide in der Tafel ist nicht feststellbar. Entlang des erwähnten erodierten Hanges treten einige Quellen aus, deren Wässer unterschiedliche Alter aufweisen. In sehr geringem Umfang fließt Grundwasser durch die erwähnten Schlammschichten zum See. Zum überwiegenden Teil wird jedoch das geringe Grundwasserdargebot durch das Homok-Sarrod-Entwässerungssystem vom See abgehalten und dem Einserkanal zugeführt.

Die Hauptströmungsrichtung der Tiefenwässer des Ikvatales führt südlich am Neusiedlersee vorbei. Die außerordentlich langsame Grundwasserströmung in Richtung See wird auch durch die hohen ^{14}C-Alter der Brunnenwässer in Seenähe belegt. Die aus den ^{14}C-Altern folgende Transmissivität ist wesentlich geringer, als es dem in den Bohrungen angetroffenen geologischen Material entspräche, es ist demnach nicht mit zusammenhängenden, gut durchlässigen Schichten zu rechnen (Abb. 8).

Die geologischen Hauptformationen im südlichen Teil des westlichen Ufergebietes (Ödenburger bzw. Ruster Hügelzug) bestehen aus kristallinen Schiefern und miozänen Kalksedimenten.

Die Kluftgrundwässer der kristallinen Schiefer sind für den Wasserhaushalt des Sees bedeutungslos. Diese Wässer speisen einige kleinere Quellen, die wenige Meter über dem Seeniveau austreten. Diese Tatsache weist darauf hin, daß die wasserführenden Klüfte der kristallinen Schiefer im Seeniveau kolmatiert sind. Die Quellen enthalten kaum rezente Wässer.

Die kalkhaltigen, kieseligen und sandigen Miozänsedimente sind etwas bessere Grundwasserleiter. Die Wässer aus diesen Schichten speisen mehrere Quellen, deren Wasser früher unmittelbar in den See geflossen ist.

Durch verschiedene Regulierungsmaßnahmen wurde später das Quellwasser über Kanäle abgeleitet. Die Errichtung eines größeren Wasserwerkes brachte Quellen zum Versiegen und führte zum Trockenfallen von Kanälen.

Es sind deutliche Hinweise vorhanden, daß auch die miozänen Schichten nicht auf unterirdischem Weg den Neusiedlersee alimentieren. Einerseits fehlt der entsprechende geologische Kontakt, andererseits verhindert dies der Absenktrichter des Wasserwerkes von Fertörákos. Das Alter dieser Wässer beträgt einige Jahrzehnte und mehr.

Ein beträchtlicher Teil der in den Wasserwerken geförderten Wassermenge dient der Wasserversorgung der

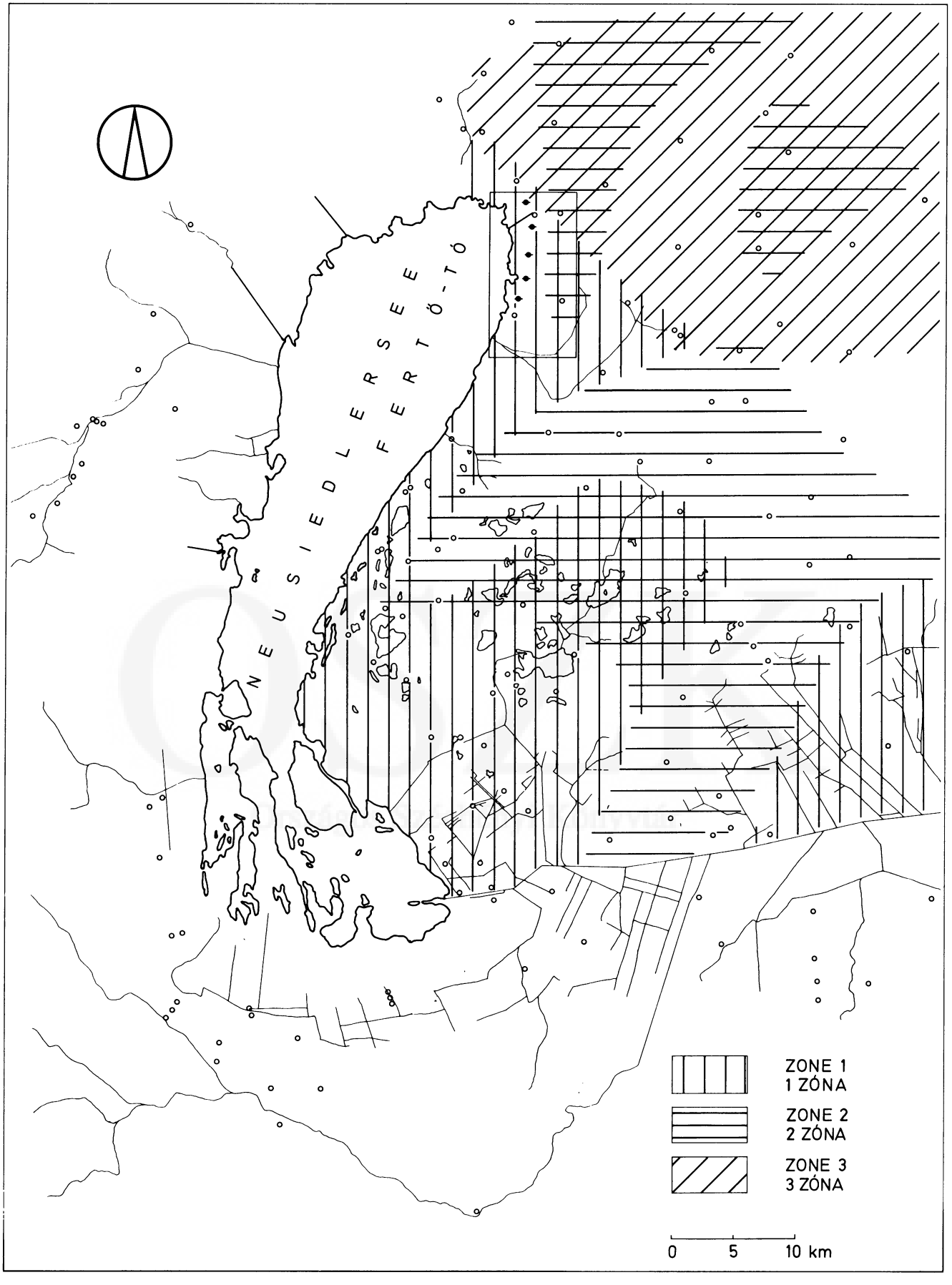


Abb. 6.
Einteilung des Seewinkels in Grundwasserzonen als Ergebnis der statistischen Analyse der Grundwasserganglinien.
Faktorenanalyse siehe BARANYI et al. (1985).

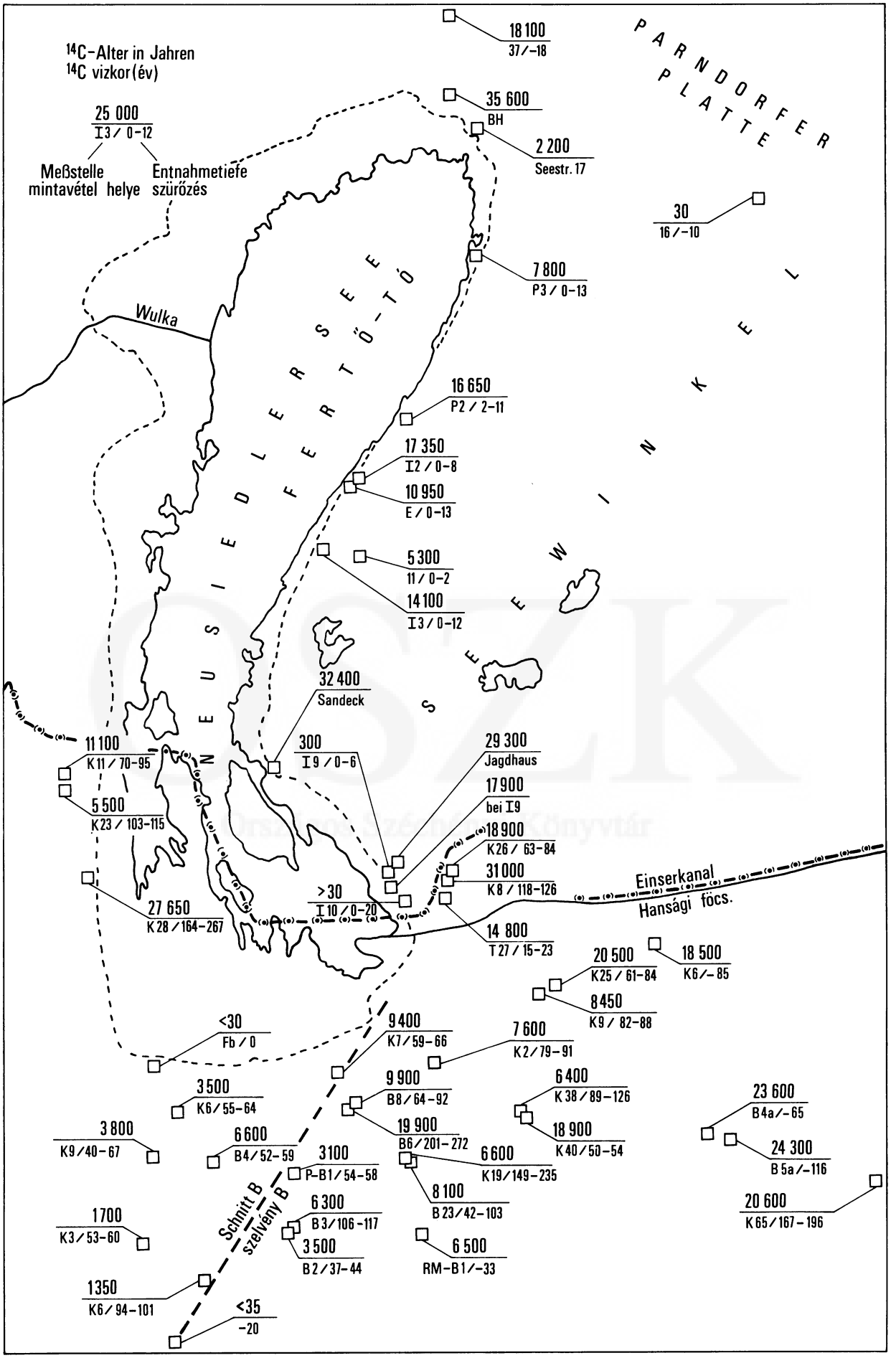


Abb. 7.
Ergebnisse der ^{14}C-Datierung von ^{3}H-armen Grundwässern (S. BARANYI et al., 1985, ergänzt).
Den Werten liegt eine ^{14}C-Halbwertszeit von 5730 Jahren und eine Anfangsaktivität von 85 % modern zugrunde.

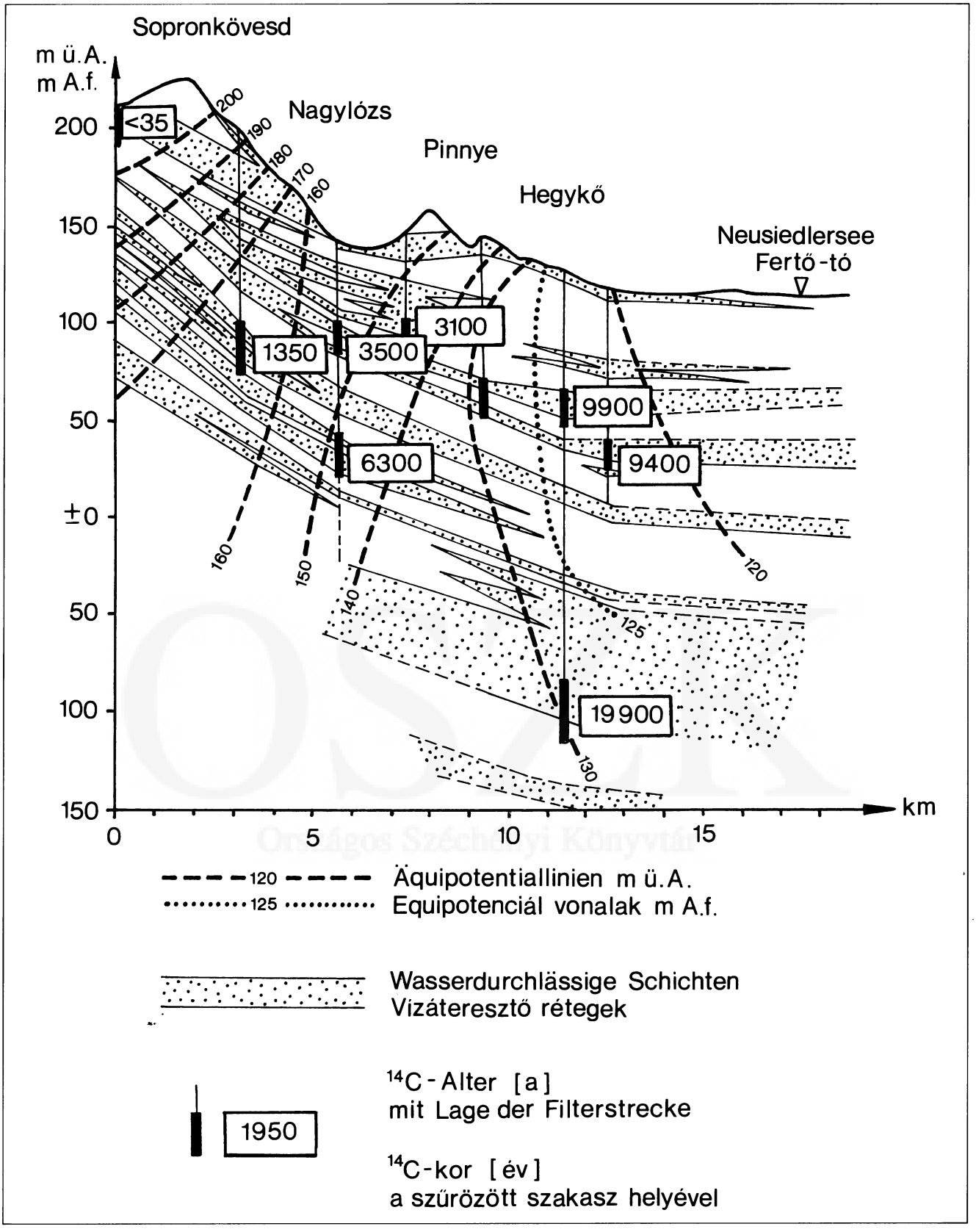


Abb. 8.
Geohydrologischer Schnitt für den Raum Sopronkövesd-Hegykö mit Angabe von ^{14}C-Wasseraltern.
Die Alter beziehen sich auf eine Anfangsaktivität von 85 % modern. Die Lage des Schnittes ist aus Abb. 7 bzw. Taf. 1 (Schnitt B – B) zu entnehmen.

Stadt Ödenburg und wird aus dem Einzugsgebiet des Neusiedlersees abgeleitet.

Bereits etwa 25 Jahre zurückliegende geophysikalische Messungen erbrachten den Nachweis eines Mineralwasserhorizontes in mehreren zehn Metern Tiefe unter der Beckenoberfläche südlich der Linie Apetlon – Rust. Diese Tatsache weist in Übereinstimmung mit den übrigen Forschungsergebnissen ebenfalls auf eine kaum vorhandene

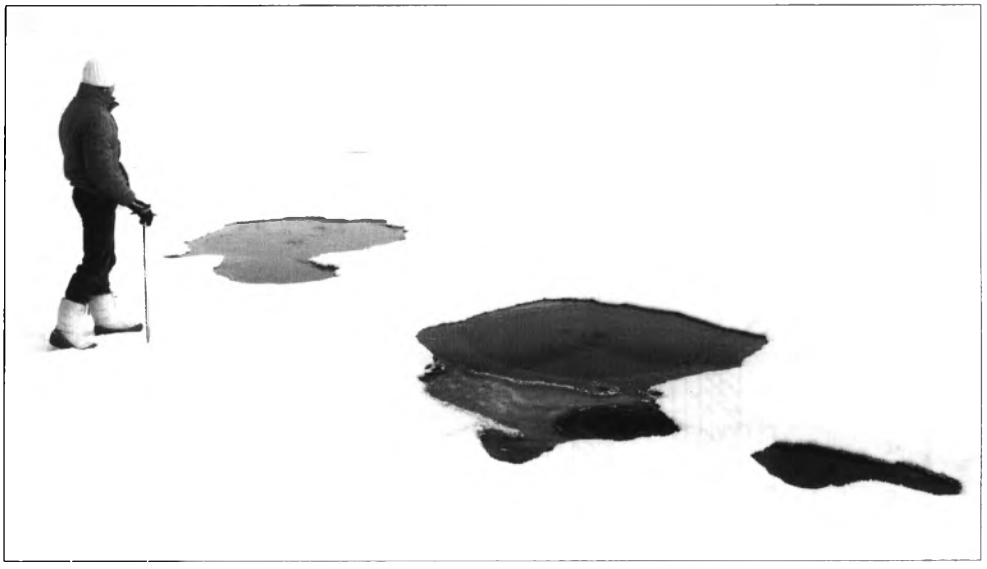


Abb. 9.
Die „Kochbrunnen" im Neusiedlersee bei Rust am 17. 1. 1985. Das aufsteigende Gas, hauptsächlich Methan, hält diese Stellen auch bei Eisdicken von 30 cm noch offen. Grundwasser tritt hier nicht aus (D. RANK et al., 1985).

Dotierung des Neusiedlersees aus tieferliegenden Formationen hin.

Auch die Suche nach unterseeischen Grundwasseraustritten mit Hilfe von Temperatur-, Leitfähigkeits- und Isotopenmessungen brachte keine Hinweise, die auf einen für die Wasserbilanz des Sees bedeutsamen unterirdischen Zufluß schließen lassen. Die bekannten „Ruster Kochbrunnen" (Abb. 9) erwiesen sich als reine Gasaustritte – vorwiegend Methan – ohne Beteiligung von Grundwasser.

Eine Zusammenfassung aller Untersuchungsergebnisse für den südwestlichen Uferabschnitt des Neusiedlersees führt zu dem Schluß, daß in diesem Bereich mit keinem für die Wasserbilanz des Sees maßgeblichen unterirdischen Zufluß zu rechnen ist.

3.3. Wulkatal

Im Westen des Neusiedlersees liegt das den Wasserhaushalt des Sees am stärksten beeinflussende Teilgebiet mit dem Hauptvorfluter Wulka, das etwa ein Drittel des gesamten Einzugsgebietes des Neusiedlersees umfaßt. Der mittlere und nordöstliche Bereich des Wulkaeinzugsgebietes wird von einem großen Beckengebiet eingenommen. Über einen etwas engeren Talabschnitt bei Schützen entwässert es in Richtung Nordosten zum Neusiedlersee. Im Norden begrenzt das Leithagebirge das Becken. Westlich schließt eine hügelige Landschaft an, die sich ringförmig um das Beckengebiet bis zum Ruster Höhenzug im Osten erstreckt und auch Teile des Rosaliengebirges mit den höchsten Erhebungen des Einzugsgebietes umfaßt. Geologisch besteht der Großteil des Einzugsgebiets aus zum Teil mit Löß überlagerten tertiären und altpleistozänen Sedimenten. Im tiefer liegenden Bereich des Beckens überwiegen alluviale Talfüllungen. Das vorwiegend aus kristallinen Schiefern bestehende Grundgebirge reicht im Leithagebirge, im Ruster Höhenzug und in der Rosalia bis an die Oberfläche. An den Flanken des Leithagebirges finden sich verkarstete tertiäre Kalkserien (T. GATTINGER, 1975).

Je nach Höhenlage liegt die mittlere Jahressumme des Niederschlags zwischen 670 und 760 mm. Davon fallen etwa 85 % wieder der Verdunstung anheim. Im Hinblick auf den unterirdischen Wasserhaushalt läßt sich das Wulkaeinzugsgebiet generell in zwei Großgebiete unterteilen, in das Beckengebiet und das etwas höher gelegene obere Wulkagebiet. In beiden Gebieten ist ein bescheidenes unterirdisches Wasserdargebot vorhanden, dessen Erneuerung fast ausschließlich durch die Winterniederschläge erfolgt. Der gesamte unterirdische Durchfluß beider Gebiete tritt spätestens bis Schützen in Oberflächengewässer aus. Im Talquerschnitt bei Schützen wurden nur geringmächtige wasserführende Quartärschichten angetroffen, das in der Aufschlußbohrung W 314 nach Durchörterung von 28 m mächtigen Schluff- und Tonschichten angetroffene Wasser weist ein Alter von mehr als 30.000 Jahren auf (Abb. 10). Das bedeutet, daß ab dieser Talenge kein wesentlicher unterirdischer Zufluß in Richtung Neusiedlersee vorhanden ist.

Die geohydrologischen Verhältnisse in den beiden Gebieten sind deutlich unterschiedlich und lassen sich folgendermaßen charakterisieren (P. HAAS et al., 1987a und b):

- Der Anteil der Winterniederschläge, der im Beckengebiet zur Grundwassererneuerung beiträgt, wird verhältnismäßig rasch – teils noch in den Wintermonaten, teils im Frühjahr – an die Wulka abgegeben.
- Im oberen Wulkagebiet führen die Winterniederschläge ebenfalls nicht zu einer großen Grundwassererneuerung, das Wasser wird aber länger – über etliche Jahre – im Untergrund gespeichert und nicht so ungleichmäßig an die Vorfluter abgegeben wie im Beckengebiet (D. RANK et al., 1985).

Insgesamt gesehen ist somit ein gewisses Grundwasserdargebot im Wulkaeinzugsgebiet vorhanden, die Grundwasserleiter sind aber flächenhaft weit ausgedehnt, sodaß eine größere wasserwirtschaftliche Nutzung nicht möglich erscheint.

Die Einflüsse der Wulka auf den See lassen sich in vier Einzelkomponenten teilen, die im Rahmen des Forschungsprojektes auch näherungsweise quantifiziert werden konnten:

- Mehr oder minder gleichmäßiger Basisabfluß aus dem oberen Wulkagebiet, hauptsächlich gespeicherte Winterniederschläge.
- Kürzerfristige Exfiltration des im Beckengebiet gespeicherten Winterniederschlags.
- Direktabfluß als Folge von stärkeren Niederschlägen.
- Fremdwasserzufuhr durch die Wasserwirtschaftskomponente Wasserversorgung-Abwasserbeseitigung.

Das Wulkaeinzugsgebiet liefert im Vergleich zum übrigen Einzugsgebiet des Neusiedlersees bei weitem den größten Beitrag zur positiven Seite der Wasserbilanz des Sees. Im Vergleich zum Gesamtwasserhaushalt des Sees, der von Seeniederschlag und Seeverdunstung dominiert wird, ist der Anteil des Wulkaeinzugsgebietes allerdings eher bescheiden, jedoch keinesfalls unwesentlich (Tab. 1).

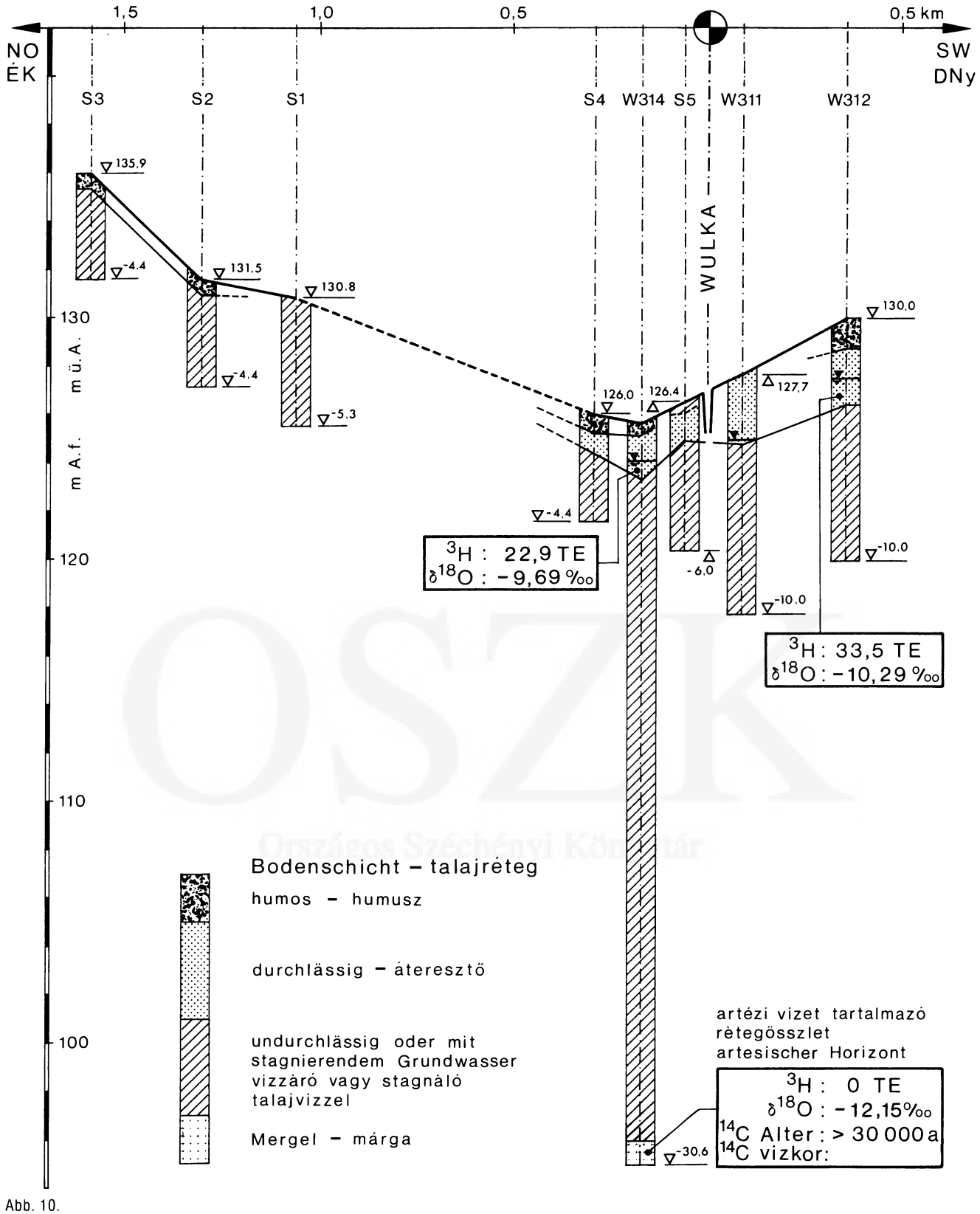


Abb. 10.
Schematischer geohydrologischer Schnitt (A – A in Taf. 1) durch das Wulkatal im Raum Schützen am Gebirge mit Angabe von Ergebnissen der Isotopenanalysen an den entnommenen Wasserproben.

3.4. Leithagebirge

In den höhergelegenen Teilen des Leithagebirges steht kristallines Gestein an. Als Grundwasserspeicher kommen vor allem die Verwitterungsschichten in Betracht, die im Kammbereich des Leithagebirges stellenweise Mächtigkeiten von mehreren Zehner-Metern erreichen (W. KASPER, 1987), eventuell in geringerem Ausmaß auch geklüfteter Fels.

In den etwas tieferliegenden Zonen des Leithagebirges ist das Kristallin mit Kalken und Kalksandstein überlagert (Abb. 11), die sich im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes nur entlang eines schmalen Streifens bis an die

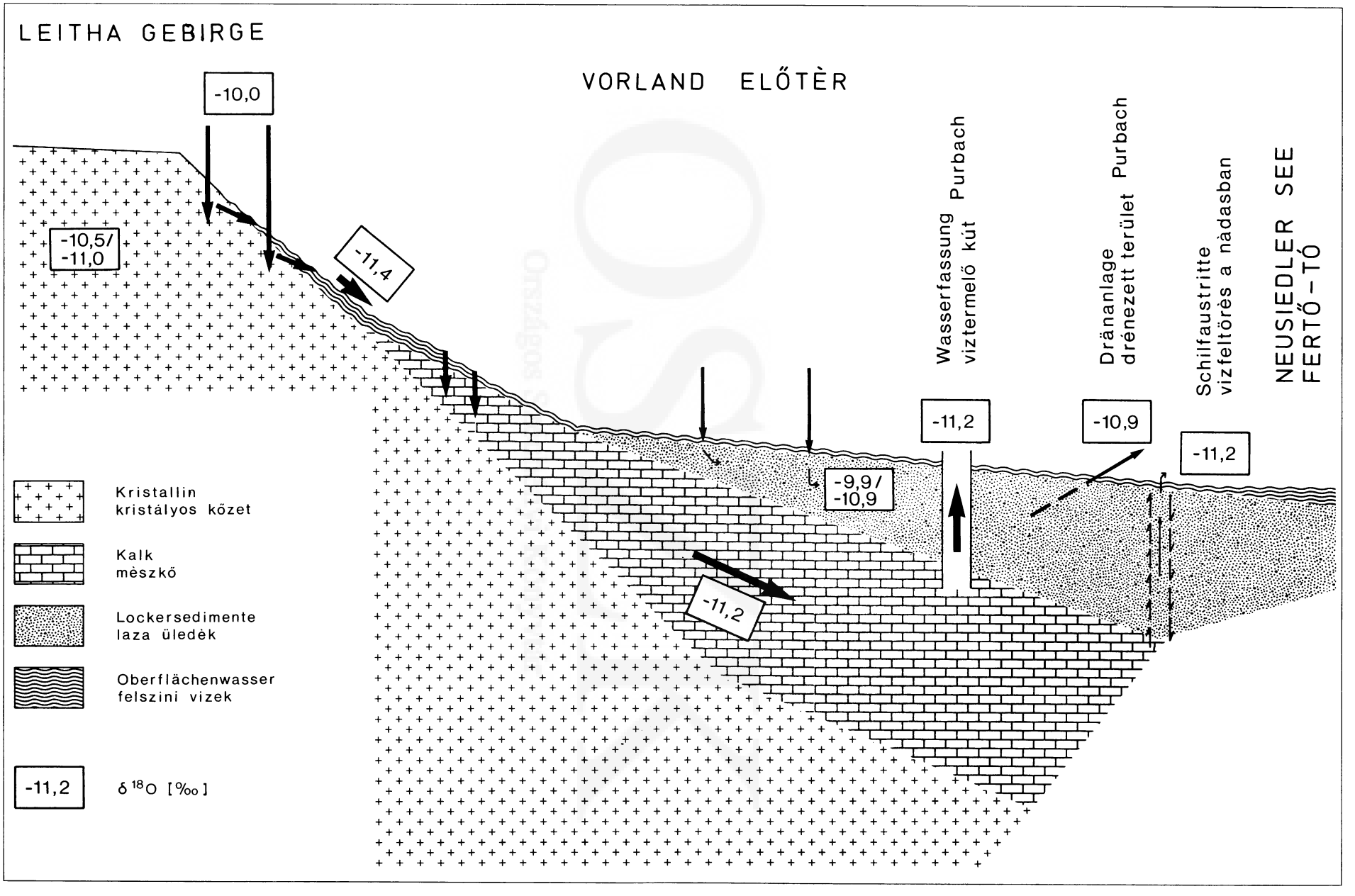


Abb. 11.
Schematischer geohydrologischer Schnitt durch die Südostabdachung des Leithagebirges im Raum Purbach mit Angabe von Jahresmittelwerten der Isotopengehalte der verschiedenen Wässer.

Oberfläche erstrecken, während dieser Bereich westlich von Donnerskirchen und nördlich von Breitenbrunn wesentlich großflächiger ausgebildet ist. Die Lockersedimente im Vorland des Leithagebirges, bei denen es sich teilweise um Geschiebe unterschiedlichen Korndurchmessers, vor allem in Seenähe aber überwiegend um schluffig-tonige Materialien mit nur sehr geringer Durchlässigkeit handelt, bilden eine schützende Deckschicht über dem Grundwasserkörper im Kalk. Das Grundwasservorkommen in dieser Deckschicht selbst dürfte aufgrund der kleinen Durchlässigkeiten von eher geringer Bedeutung sein.

Die Ergebnisse der Forschungsarbeiten im Leithagebirge führen zu folgenden Schlüssen über den Wasserhaushalt (BOROVICZÉNY et al., 1990; P. HAAS et al., 1988; H. MAHLER et al., 1990; D. RANK et al., 1988; D. RANK & V. RAJNER, 1984):

In den großen bewaldeten Bereichen des Leithagebirges dringt ein Teil der Winterniederschläge in den Untergrund ein, wird dort zurückgehalten und kommt nicht unmittelbar zum Abfluß. In der Vegetationsperiode muß hingegen davon ausgegangen werden, daß in weiten Bereichen nahezu der gesamte Niederschlag wieder der Verdunstung anheimfällt. Die Speicherung der Winterniederschläge erfolgt dabei wahrscheinlich in der Verwitterungsschwarte des anstehenden Kristallins, möglicherweise auch zum Teil im kristallinen Kluftsystem. Die mittlere Verweilzeit des in das Kristallin eingedrungenen Wassers liegt zwischen einem halben und einem Jahr. Das bedeutet, daß im Mittel diese Zeit vergeht, bis der eingedrungene Wassertropfen wieder an die Oberfläche kommt und oberirdisch abfließt. Bedingt durch die gegebenen Untergrundverhältnisse ist im Gegensatz zur Verweilzeit die hydraulische Reaktionszeit des Systems viel kürzer. Bereits etwa einen Monat nach den Winterniederschlägen kommt es zu einem verstärkten Abfluß in den das Leithagebirge entwässernden Gräben. Die Herkunft aus einem höhergelegenen Einzugsgebiet sowie die bevorzugte Neubildung in der kühleren Jahreszeit erklären dabei die verhältnismäßig niedrigen ^{18}O-Gehalte der Oberflächengewässer (Abb. 11).

Wesentlich ist der Umstand, daß die aus dem Kristallin kommenden wasserführenden Gräben anschließend die Kalkformationen queren, das Wasser dort größtenteils versickert und somit die Wässer aus dem Kristallin ein zweites Mal in den Untergrund gelangen. Diese Wässer stellen die Hauptkomponente des unterirdischen Wassers auch im Vorland des Leithagebirges dar. Ein gewisser, sicher aber deutlich kleinerer Anteil, der meßtechnisch leider nicht erfaßbar ist, dürfte aus den Niederschlägen jener Bereiche stammen, in denen die Kalkformationen bis an die Geländeoberfläche reichen.

Im Bereich Purbach werden die Grundwässer aus den Kalkschichten größenteils zur Trinkwasserversorgung genutzt. Teilweise gelangen sie auch nach jahrzehntelangen mittleren Verweilzeiten schließlich in Seenähe – vermutlich entlang von geologischen Störungen – durch die darüberlagernden, geringer durchlässigen Lockersedimente wieder an die Oberfläche (Abb. 11). In diesen Sedimenten des Vorlandes selbst dürfte der Wasserhaushalt des dort vorgefundenen unbedeutenden Grundwasservorkommens vor allem durch den Einfluß von örtlichem Niederschlag und örtlicher Verdunstung bestimmt werden.

Insgesamt gesehen kommt es somit innerhalb des breiten bewaldeten Rückens des Leithagebirges zu einem für den Wasserkreislauf des gesamten Gebietes nicht unwesentlichen Rückhalt von Niederschlägen. Das vorhandene unterirdische Wasserdargebot im Bereich der Südostabdachung wird zum überwiegenden Teil für die Trinkwasserversorgung genutzt. Selbst wenn dies nicht der Fall wäre, käme dem Beitrag dieser Wässer zum Wasserhaushalt des Neusiedlersees nur eine sehr geringe Bedeutung zu.

Für die Erhaltung des beschriebenen Wasserkreislaufes ist es erforderlich, daß der Waldbestand im Leithagebirge in vollem Umfang erhalten bleibt und nur eine sehr vorsichtige Bewirtschaftung erfolgt. Von großer Bedeutung ist weiters, daß der Waldboden unbedingt von Schadstoffen freigehalten werden muß. Schließlich ist zur Erhaltung des Versickerungsvermögens und damit des Wasserkreislaufes der natürliche Zustand der das Leithagebirge entwässernden Gräben unbedingt zu bewahren. Durch Regulierungsmaßnahmen in den Versickerungsstrecken könnte die Grundwasserneubildung in den Kalkschichten stark beeinträchtigt werden.

4. Schlußfolgerungen

4.1. Wasserhaushalt des Neusiedlersees

Bei den früheren Arbeiten zum Wasserhaushalt des Neusiedlersees wurde der unterirdische Zufluß zumeist als Restglied der Wasserbilanzgleichung errechnet, d.h. als Differenz von teilweise nur mit großen Fehlerbreiten bestimmbaren Größen (Niederschlag, Verdunstung). Meist wurde dabei die Landverdunstung unterschätzt und das Ausmaß der Grundwasserneubildung damit überschätzt. Weiters war wenig über die Durchlässigkeitsverhältnisse im Untergrund des Einzugsgebietes bekannt; man ging von einem zu großen Transportvermögen der vorhandenen Grundwasserleiter aus. Dies alles führte zu einer Überschätzung des unterirdischen Zuflusses zum Neusiedlersee. Die Ergebnisse der jetzigen Studie widerlegen die Annahme, daß unterirdische Wasserzutritte den Wasserhaushalt des Sees maßgeblich beeinflussen. Der Neusiedlersee stellt einen hauptsächlich durch meteorologische Größen – Niederschlag und Verdunstung – beeinflußten Wasserkörper dar. Eine gewisse Bedeutung kommt auch den oberirdischen Zu- und Abflüssen zu.

4.2. Methodische Erkenntnisse

Wichtigste methodische Schlußfolgerung ist, daß in Gebieten, in denen mit ausgeprägten Inhomogenitäten im Untergrund zu rechnen ist, nur ein enges Zusammenwirken von „klassischen" hydrologischen und isotopenhydrologischen Methoden zu einem wirklichkeitsnahen Bild der geohydrologischen Verhältnisse führt. So ließen beispielsweise die Isotopenergebnisse der ersten Übersichtsbeprobung im Seewinkel – hohe Wasseralter – das Aufstellen eines mathematischen Strömungsmodelles für den Grundwasserzufluß zum See – eine Zielsetzung des Projektes auf Grund des scheinbar gleichmäßigen Verlaufes der Grundwasserschichtenlinien – von vornherein als aussichtslos erscheinen. Andererseits ermöglichte die eingehende Analyse der Ganglinien der Grundwasserspiegel den gezielten Einsatz von Isotopenuntersuchungen in der ungesättigten Bodenzone zum experimentellen Nachweis der Verdunstung von der Grundwasseroberfläche aus. In einer Reihe von Fällen – wie bei der Entwicklung eines Speicherungsmodells für das Leithagebirge – traten zunächst scheinbare Widersprüche zwischen Schlußfolgerungen aus „klassischen" bzw. Isotopenmessungen

auf. Die – zum Teil mühsame – Aufklärung der Ursachen für solche scheinbare Widersprüche führte aber insgesamt zu einem in sich konsistenten, widerspruchsfreien Bild der geohydrologischen Verhältnisse des Neusiedlersee-Gebietes. Dieses Bild weist große Unterschiede zu den früheren Vorstellungen auf, die ohne diese Methodenkombination entwickelt worden waren.

Dank

Für die Bereitstellung der finanziellen Mittel und für die Unterstützung bei den Arbeiten für dieses Projekt danken die Autoren den folgenden Institutionen: Bundesministerium für Bauten und Technik, Wien; Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, Wien; Amt der Burgenländischen Landesregierung, Eisenstadt; Ungarisches Staatsamt für Wasserwesen, Budapest; Hydrographisches Zentralbüro, Wien; Hydrographische Landesabteilung Burgenland, Eisenstadt; Zivilingenieurbüro Plattner, Wien; Esterházysche Güterverwaltung, Eisenstadt; Gemeindeverwaltungen des Untersuchungsgebietes.

Literatur

BARANYI, S., BOROVICZÉNY, F., DEÁK, J., DREHER, J., MAJOR, P., NEPPEL, F., RAJNER, V., RANK, D. & REITINGER, J.: Wasserhaushaltsstudie für den Neusiedlersee mit Hilfe der Geochemie und der Geophysik. 1980–1984. – Forschungsbericht **6**, 80 S., 20 Abb., Wien (Technische Universität Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft) 1985.

BOROVICZÉNY, F., HAAS, P., HAIDINGER, G., MAHLER, H., RANK, D., REITINGER, J. & SCHMALFUSS, R.: Wasserhaushalt Leithagebirge-Südostabdachung. – Forschungsbericht **13**, 51 S., 3 Abb., 24 Taf., 1 Tab., Wien (Technische Universität Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft) 1990.

DEÁK, J., KURCZ, I., PAPESCH, W., RAJNER, V., RANK, D. & SCHWARZ, U.: Zur Versickerung und Verdunstung im Neusiedler-See-Gebiet. Messung der Isotopenverhältnisse in der ungesättigten Bodenzone. – BFB-Bericht **71**, 53–60, 8 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1989.

GATTINGER, T.: The hydrogeology of Neusiedlersee and its catchment area. – In: Neusiedlersee: The Limnology of a Shallow Lake in Central Europe; herausgegeben von H. LÖFFLER, 22–32, 1 Abb., 1 Taf., Den Haag (Dr. W. Junk bv Publishers) 1979.

HAAS, P., HAIDINGER, G., MAHLER, H. & REITINGER, J.: Geohydrologie Wulkatal. Raum Schützen am Gebirge. – Forschungsbericht **10**, 32 S., 26 Taf., Wien (Technische Universität Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft) 1987a.

HAAS, P., HAIDINGER, G., MAHLER, H. & REITINGER, J.: Grundwasserhaushalt Wulkaeinzugsgebiet. – Forschungsbericht **9**, 85 S., 46 Taf., Wien (Technische Universität Wien, Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft) 1987b.

HAAS, P., MAHLER, H. & REITINGER, J.: Aspekte zum Wasserhaushalt des Leithagebirges. – BFB-Bericht **68**, 27–47, 8 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1988.

HAAS, P., MAHLER, H. & REITINGER, J.: Zur Erforschung des zweiten Grundwasserhorizontes im Seewinkel. – BFB-Bericht **74**, 9–16, 4 Abb., 1 Tab., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1990.

KASPER, W.: Untergrundverhältnisse Standort Nr. 6 a, Süd-Ost Mannersdorf. – Persönliche Mitteilung, Wien 1987.

MAHLER, H., REITINGER, J. & SCHMALFUSS, R.: Hydrologische Probleme im Leithagebirge. – BFB-Bericht **74**, 17–30, 8 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1990.

RANK, D.: Das neue Bild des Grundwasserhaushaltes im Neusiedlersee-Gebiet: Ergebnisse von Isotopenuntersuchungen. – Wasser und Abwasser, **30**, 293–323, 11 Abb., Wien (Bundesanstalt für Wassergüte) 1986.

RANK, D., PAPESCH, W. & RAJNER, V.: Abflußanalyse für die Wulka auf der Basis von Isotopenmessungen. – BFB-Bericht **55**, 83–86, 3 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1985.

RANK, D., PAPESCH, W. & RAJNER, V.: Verweilzeiten der jungen Grundwässer im Seewinkel (Burgenland). – BFB-Bericht **58**, 149–152, 2 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1986.

RANK, D., PAPESCH, W., RAJNER, V. & STAUDNER, F.: Zur Verweilzeit der Quell- und Grundwässer an der Westseite des Neusiedlersees. – BFB-Bericht **68**, 167–171, 3 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1988.

RANK, D. & RAJNER, V.: Isotopenhydrologische Voruntersuchungen am Westufer des Neusiedlersees. – BFB-Bericht **51**, 123–128, 7 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1984.

RANK, D., TSCHULIK, M., PAPESCH, W. & DOLEZEL, P.: Untersuchungen an den „Kochbrunnen" im Neusiedlersee bei Rust. – BFB-Bericht **55**, 45–49, 4 Abb., Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1985.

REITINGER, J.: 10 Jahre hydrologische Forschung im Einzugsgebiet des Neusiedlersees (1980–1989). – BFB-Bericht **74**, 5–7, Illmitz (Biologisches Forschungsinstitut für Burgenland) 1990.

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Harald Lobitzer, Géza Császár & Albert Daurer		
Teil 2	S. 437–464	Wien, November 1994	2. rész	pp. 437–464	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Stauraumfeinsedimente als „Geochronometer" von Schad- oder Rohstoffen: Moderne Sedimentologie, Mineralogie, Geochemie und Verwertung der Donausedimente von Aschach (Oberösterreich)

Von MARTIN KRALIK & KATALIN AUGUSTIN-GYURITS*)

Mit 27 Abbildungen und 6 Tabellen

Österreich
Oberösterreich
Donaukraftwerk Aschach
Stauraumsedimente
Mineralogie
Chemie
Verwertbarkeit

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 31

Inhalt

Zusammenfassung ... 438
Összefoglalás ... 438
Abstract ... 438
1. Einführung ... 439
2. Charakteristik von feinkörnigen Flußsedimenten ... 439
3. Stauraum Aschach und Probenahme ... 439
3.1. Probenahme ... 441
4. Untersuchungsmethoden ... 441
5. Resultate ... 442
5.1. Sedimentologie der Donaufeinsedimente ... 442
5.2. Sedimentmineralogie ... 448
5.3. Schwerminerale ... 449
5.4. Sedimentchemie ... 449
5.5. Sequentielle Laugung der Schwermetalle ... 450
5.6. Porenwässer der Stauraumfeinsedimente ... 450
6. Diskussion ... 451
6.1. Sedimentäre Prozesse ... 451
6.2. Physikalische Parameter, Mineralogie und Hauptelemente ... 453
6.3. Spurenelemente und Pb-Isotopen ... 453
6.4. Sedimentologisch-geochemische Trends (1963–1986) ... 457
6.5. Zusammenhänge zwischen den Parametern und Faktorenanalyse ... 457
6.6. Bewertung der Schwermineralbelastung ... 460
7. Verwertbarkeit der Donaufeinsedimente ... 460
7.1. Allgemein ... 460
7.2. Ziegelei-Rohstoff ... 461
7.3. Zuschlagstoff für Beton und Mörtel ... 461
7.4. Rohstoff für die Zementherstellung ... 461
7.5. Straßenbau ... 461
7.6. Landwirtschaft ... 462
7.7. Dichtungsmaterial für Deponien, Dämme und Schmalwände ... 462
Dank ... 463
Literatur ... 463

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Doz. Dr. MARTIN KRALIK, Dr. KATALIN AUGUSTIN-GYURITS, Abteilung Umweltgeologie, Geotechnisches Institut, FPZ-Arsenal, Postfach 8, A-1030 Wien.

Zusammenfassung

Aufgrund der Schwebstoffmessungen der Wasserstraßendirektion und Auswertung der Literatur konnte die Hauptsedimentation als jährliches periodisches Ereignis im Zusammenhang mit der Schneeschmelze in den Monaten Mai bis August festgelegt werden.

Als Hauptherkunftsgebiet scheint aus sedimentologischen und geochemischen Überlegungen die zentrale alpine Zone Salzburgs und Tirols in Frage zu kommen. Es kam während des über zwanzigjährigen Betriebes des Kraftwerkes zu einer Akkumulation von ungefähr 20 Mio. m³ Feinsediment im untersten Drittel des Stauraumes, was stellenweise einer Sedimentation von 50 % des ursprünglichen Flußbettes oder von 80 cm/a entspricht. Im untersten Drittel und in einer Tiefbohrung (17 m) wurden 37 Einmeter-Bohrkerne genommen und untersucht.

Die Sedimente bestehen aus ca. 70 % Silt (Schluff) und jeweils 15 % Ton und Feinsand. Die sehr homogene mineralogische Zusammensetzung besteht aus durchschnittlich 30 % Quarz und Feldspat, 22 % Karbonat, 44 % Ton- und Glimmerminerale sowie 3,4 % organischer Anteil. Die mittlere chemische Zusammensetzung der Hauptelemente schwankt in einem sehr engen Rahmen und entspricht einem stark sandigen Mergel bis Ton. Die Spurenelementgehalte sind mit einem durchschnittlichen Tonschiefer vergleichbar. Die in Relation zum Tonschiefer markante Erhöhung der Konzentration von N, Cr, Ni, Zn, Pb, As, Cd, Ag und Hg ist vermutlich vorwiegend auf anthropogene Einflüsse zurückzuführen. Trotzdem handelt es sich um ein „mäßig belastetes" Flußsediment. Nur bei Cr und Ni werden die oberösterreichischen Bodengrenzwerte geringfügig überschritten.

Sequentielle Laugung und Faktoren-Analyse belegen die vorwiegende Bindung der anthropogen hinzugefügten Anteile von Ni und Pb an Mn-(hydr)oxide, und von Cr, Cu und Zn an partikuläre organische Substanz.

Der Anteil von organischer Substanz, Calcit, Cu, As, Hg nahmen von 1964–1986 ab, der Zn-Gehalt blieb gleich und der Cr-Gehalt stieg vermutlich geringfügig an.

Die Untersuchung der Feinsedimente auf die Möglichkeit eines Einsatzes als Massenrohstoff ergab einen bedingten Einsatz als Ziegelrohstoff und als Düngungs- und Bodenverbesserungsmaterial in der Landwirtschaft. Besser sind jedoch die Möglichkeiten als Zementrohstoff und als Dichtungsmaterial für Deponien, Dämme und Schmalwände.

A tározótéri üledékek mint a mérgező- vagy nyersanyagok „geokronométerei": Korszerű üledékföldtan, ásványtan és geokémia és a dunai üledékek hasznosítása az ausztriai Aschach példáján

Összefoglalás

A Víziutak Igazgatóságának lebegőanyagmérései, valamint az irodalmi adatok kiértékelése alapján megállapítható volt az éves időszakos fő üledékképződési esemény, amely a május–augusztusi hónapok hóolvadásával áll kapcsolatban.

Fő származási területnek – szedimentológiai és geokémiai meggondolások alapján – Salzburg és Tirol központi alpi zónája látszik. Az erőmű több, mint húszéves üzemeltetése során mintegy 20 millió köbméter finomüledék halmozódott fel a tározótér legalsó harmadában, ami helyenként a folyó eredeti üledéke 50 %-ának, vagyis 80 cm/év-nek felel meg. A legalsó harmadból és egy 17 m talpmélységű fúrásból összesen 37 egy m-es fúrómagot vettünk és vizsgáltunk meg.

Az üledékek mintegy 70 %-ban kőzetlisztből (iszap) és 15–15 % agyagból és finomhomokból állnak. Az igen homogén ásványi összetétel átlag 30 % kvarcból és földpátból, 22 % karbonátból, 44 % agyag- és csillámásványból, valamint 3,4 % szerves anyagból áll. Az átlagos vegyi összetétel a főelemek esetében igen szük határok között változik és erősen homokos márgának és agyagnak felel meg. A nyomelemtartalom egy átlagos agyagpaláéhoz hasonlít. Az agyagpalával szemben markáns koncentráció-növekedés a következő elemeknél: N, Cr, Ni, Zn, Pb, As, Cd, Ag és Hg feltehetőleg elsősorban antropogén behatásokra vezethető vissza. Ennek ellenére mérsékelten szennyezett folyami üledékről van szó. Csak a Cr és a Ni esetében tapasztalható a felsőausztriai talaj-határértékeket meghaladó dúsulás.

A szekvenciális kilúgozás és a faktor analízis arról tanúskodik, hogy az antropogén úton bekerült Ni és Pb-tartalom túlnyomórészt Mn-(hidr)oxidokhoz, míg a Cr, a Cu, valamint a Zn partikuláris szervesanyagokhoz kötődnek.

A szervesanyag, a kalcit, a Cu, az As és a Hg-tartalom 1964–1986 között csökkent, a Zn tartalom változatlan maradt, míg a Cr tartalom csekély mértékben növekedett.

A finomüledékek vizsgálata arra utal, hogy ezek feltételesen alkalmazhatók téglanyersanyagként, trágyázási és talajjavítási anyagként a mezőgazdaságban. Jobbak azonban a lehetőségek cementnyersanyagként, valamint hulladéktárolók, gátak és vékony falak tömítőanyagaként való alkalmazáuknak.

Please, translate your title into English!

Abstract

Daily quantitative measurements of the particular suspended matter by the Austrian water way administration and literature data indicate the deposition of the bulk of the fine grained reservoir sediments during short floods. These floods are caused by the snow melts in the high Alpine regions during the months of May till August. Geochemical indications support the Central Alpine areas of Salzburg and Tyrol as main source areas of the fine grained reservoir sediments. During the more than twenty years of reservoir operation about 20 million m³ fine grained sediment has been accumulated in the lowermost part of the reservoir. In areas closest to the reservoir dam about 50 % of the original river bed were filled by sediments and maximum sedimentation rates of up to 80 cm/y were observed.

In the area of fine grained sediment accumulation and in one deep drill core (17 m) 37 one-meter cores were sampled and investigated. The mean composition of the sediments consists of about 70 % silt and equal parts of 15 % fine sand and clay. The very consistent mineralogy is composed of 30 % Quartz and Feldspar, 22 % carbonate, 44 % clay and mica minerals, and 3.4 % organic matter. The mean chemical composition varies in a very narrow range and is equivalent to shales.

The trace elements are in the range of mean shale composition. Just N, Cr, Ni, Zn, Pb, As, Cd, Ag and Hg are relatively enriched by anthropogenic activities. However, in general the sediments are only "moderately polluted". Just the Cr and Ni contents slightly exceed the threshold values for agricultural soils.

Sequential leaching and factor analysis support the dominant fixation of anthropogenic added Ni and Pb to Mn-(hydr)oxids, whereas Cr, Cu and Zn seem to be attached to particular organic matter.

The content of organic matter, calcite, Cu, As and Hg seem to decrease continuously since 1964, whereas the Zn content stays more or less constant, and the Cr content, however, seems to have increased slightly since then.

Technological investigations of the reservoir fine sediments suggest the limited use as raw material for brick fabrication or for soil improvement in agriculture. More appropriate seems to be the use as raw material for concrete production or as barrier material in waste disposal sites and dams.

1. Einführung

Menschliche Aktivitäten haben häufig Einflüsse auf das natürliche Gleichgewicht, die in ihrem vollen Umfang oft unterschätzt wurden oder mangels Erfahrung schwer einschätzbar waren.

So ist bei einem Aufstau eines Flusses der Grad der Fließgeschwindigkeitsverringerung und die geographische Beschaffenheit und Größe des potentiellen Erosionsgebietes für die Ablagerung von großen Mengen an Feinsedimenten wichtig.

In einem Flußstau kommt es bezüglich der Sedimentation meist zu einer Dreierzonierung:

1) Die Stauwurzel, an der vielfach das Flußbett weiter eingetieft wird und die ursprüngliche Transportkraft erhalten bleibt;
2) die Zone der vorwiegenden Sandablagerungen und
3) die Zone der Ablagerung von feinem bis feinstem Schlamm.

Im allgemeinen sind es diese feinkörnigen Flußschlämme, die den Querschnitt des ehemaligen Flußbettes verringern und somit durch Ausbaggerung entfernt werden müssen.

Dieses Problem tritt nicht nur in vielen der über 30 Speicher- und 60 Laufkraftwerke Österreichs (P. OBERLEITNER & G. SCHILLER, 1983) auf, sondern ist weltweit ein umweltgeologisches Problem.

Insbesondere in der Nähe von Gebieten mit intensiver Erosion (z.B. hohe Gebirgsketten, mangelnde Vegetation etc.). fallen so jährlich viele Millionen Kubikmeter Feinsediment im letzten Teil der Stauräume an. Durchschnittliche Hochwässer erodieren vielfach nur die obersten wenig konsolidierten Ablagerungen. Künstliche Spülungen sind auf Grund der möglichen Mobilisierung von Schadstoffen und wegen der Beeinträchtigung der Flußfauna problematisch. Überdies wird in der Kraftwerksketten dadurch das Problem nur flußabwärts verlagert.

In den meisten Stauhaltungen verringert sich die Anlandungsrate nach einigen Jahren erheblich, doch in vielen Fällen steigt sie auch nach 15–20 Jahren noch beträchtlich an (R. PARTL, 1975).

Besonders für die in den letzten Jahrzehnten errichteten Stauräume wird es notwendig sein, aus Gründen der Aufrechterhaltung des technischen Betriebes, zur Verminderung der Hochwassergefahr sowie der Aufrechterhaltung der Schiffahrt Ausbaggerungen durchzuführen.

Die ausgebaggerten Sedimente bestehen nicht nur aus anorganischen mineralischen Ablagerungen, sondern enthalten auch natürlichen organischen Detritus der im Wasser lebenden und eingeschwemmten Organismen. Darüber hinaus enthalten sie anthropogen verursachte organische und anorganische Verunreinigungen.

In diesem Zusammenhang ist es für die Bewertung von erheblichen Interesse, zu klären, ob die Sedimentation kontinuierlich oder periodisch stattfindet und ob die Sedimente häufig wieder aufgearbeitet werden.

Eine wesentliche Fragestellung besteht auch darin, inwieweit die anfallenden Schlämme als Rohstoff oder Abfall anzusehen sind: Können sie nach der Baggerung wirtschaftlich verwertet werden und fallen sie unter den Begriff „Massenrohstoff"? Bei der Verwertung müssen alle Aspekte der Ökologie und Ökonomie berücksichtigt werden.

2. Charakteristik von feinkörnigen Flußsedimenten

In den Alpenflüssen, die in Österreich vorherrschen, werden im Flußbett hauptsächlich grobes Geschiebe und Sand abgelagert. In Nebenarmen, in Überflutungsgebieten und in künstlich geschaffenen Stauräumen hingegen, in denen die Fließgeschwindigkeit von durchschnittlich 2 m/sek. auf einige zehntel Meter bzw. cm/sek. reduziert wird (H. MÜLLER et al., 1989), wird vermehrt in Suspension transportierter Schwebstoff (ungefähr <0,04 mm, Abb. 15; G. MÜLLER & U. FÖRSTENER, 1968) angelandet. Charakterisitisch dafür ist der Korngrößenbereich des Silts (Schluff; 0,02–0,063 mm), der einen Mischbereich aus der Ton- (<0,002 mm) und der Quarz und Feldspat dominierten Sandfraktion (>0,063 mm) darstellt.

Der fortschreitende Ausbau der österreichischen Donau seit 1955 hat zu einer drastischen Änderung des Transports und der Ablagerung der Sedimente in der Donau geführt. An der Stauwurzel werden Schotter meist sogar erodiert. Im Mittelbereich herrschen Sande vor, während im letzten Drittel der Stauräume, in denen es zu großen Anlandungen per Stromkilometer kommt (Abb. 1), die Schluff-(Silt-)Fraktion dominiert (M. KRALIK & M. SAGER, 1986b; H. MÜLLER, et al. 1989).

Das Vorherrschen der Siltfraktion im untersten Drittel der Stauraumsedimente von Flußkraftwerken läßt sich gut aus der Korngrößenverteilung (Abb. 8, 10b) der Donaustauräume ablesen, wobei flußabwärts noch eine Verschiebung zu feineren Korngrößen ersichtlich ist (50 zu 75 % <0,02 mm; M. KRALIK & M. SAGER, 1986b). Die Sandfraktion bleibt bereits im Mittelteil des Stauraumes liegen, während der Großteil der Tonfraktion und des Feinsilts (0,002–0.006 mm) flußabwärts transportiert wird (s. Abb. 15).

Die Menge des abgesetzten Feinsediments hängt von der Menge und Beschaffenheit (Korngröße, Kornform, spez. Gew.) des im Einzugsgebietes erodierten Materials bzw. von der Reduktion der Fließgeschwindigkeit (Stauhöhe) ab.

3. Stauraum Aschach und Probenahme

Das Donaukraftwerk Aschach (Betriebsbeginn Jänner 1964) befindet sich am Stromkilometer 2162,7, ungefähr 2 km stromaufwärts des Ortes Aschach (Oberösterreich) und ist das erste österreichische Donaukraftwerk nach dem deutsch-österreichischen Kraftwerk Jochenstein (Abb. 1 u. 2). Durch die Hebung des Wasserspiegels der Donau an der Wehrstelle um rund 16 m über Mittelwasser auf ein Stauziel von 280 m ü.A. reicht der Rückstau über 40 km weit bis zur oberliegenden Stufe Jochenstein. Das Stauraumvolumen beträgt zwischen 100 und 130 Millionen Kubikmeter und der Durchfluß schwankt zwischen Regel-Niederwasser 680 m^3/sek. und Hochwasser 3550 m^3/sek. mit einer Mittelwasserführung vom 1480 m^3/sek. (0,21, 0,44, 1,0 m/sek. am Kraftwerk Aschach). Der mittransportierte Schwebstoffgehalt schwankt zwischen 2 bis 13 000 mg/l mit einem Mittelwert von 35 mg/l. Das bedeutet einen durchschnittlichen Schwebstofftransport von 3,3 Mio. t/J (1975–1987, Wasserstraßendirektion Wien)). Die Verlandung, besonders des hier betrachteten untersten Drittels (Strom-km. 2162,7–2176), geht nach 25 Jahren mit durchschnittlich

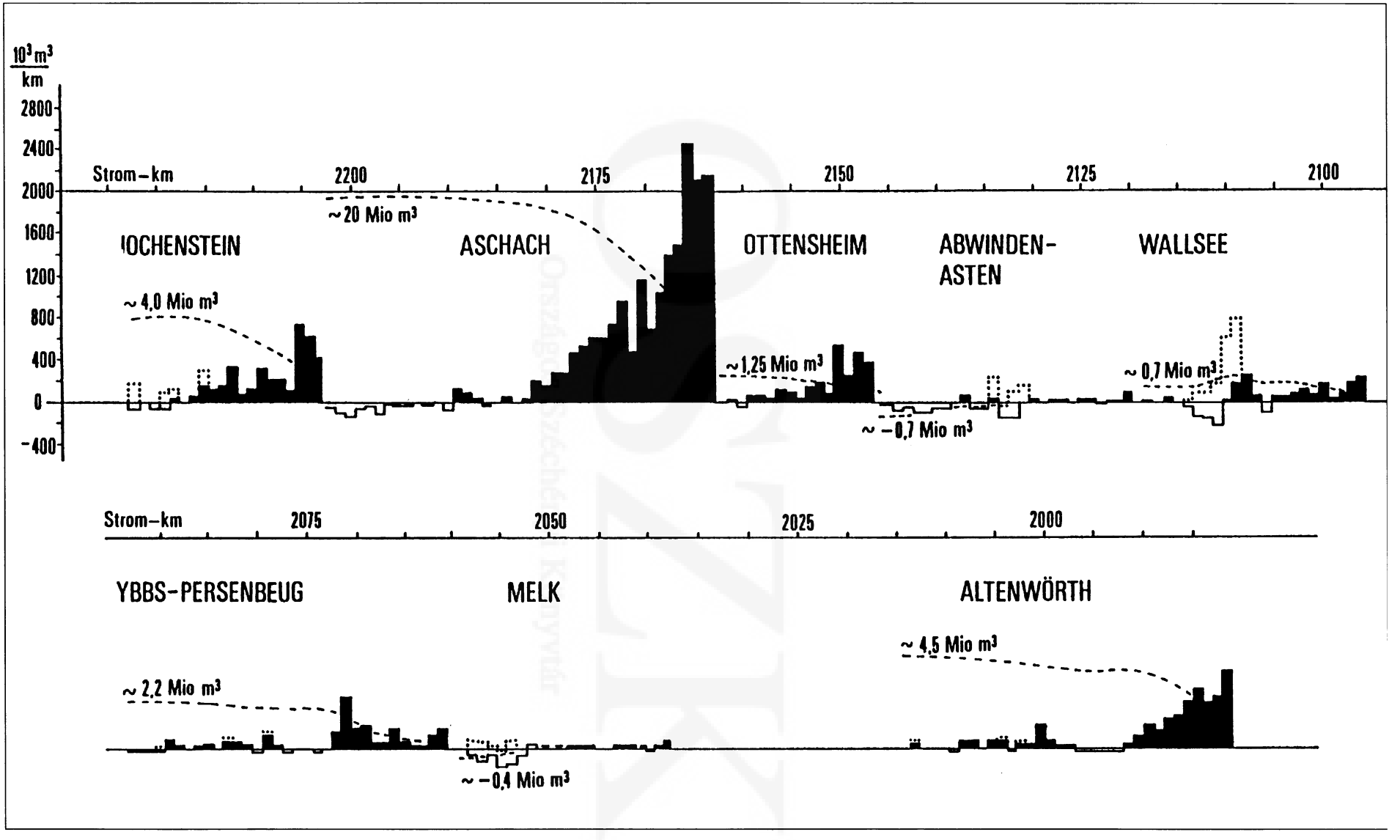


Abb. 1.
Anlandungskubaturen der österreichischen Donaustauräume (Stand 1983 bzw. 1985) mit Ausnahme von Greifenstein.
Schwarz: Angelandete Kubaturen. Weiß: Erosion. Gepunktet: Baggerungen (nach Unterlagen der Wasserstraßendirektion; (M. KRALIK & K. AUGUSTIN-GYURITS, 1987).
Sediment accumulation in Austrian Danube reservoirs. Black: accumulated sediments. White: eroded sediment. Stippled: dragged sediments).

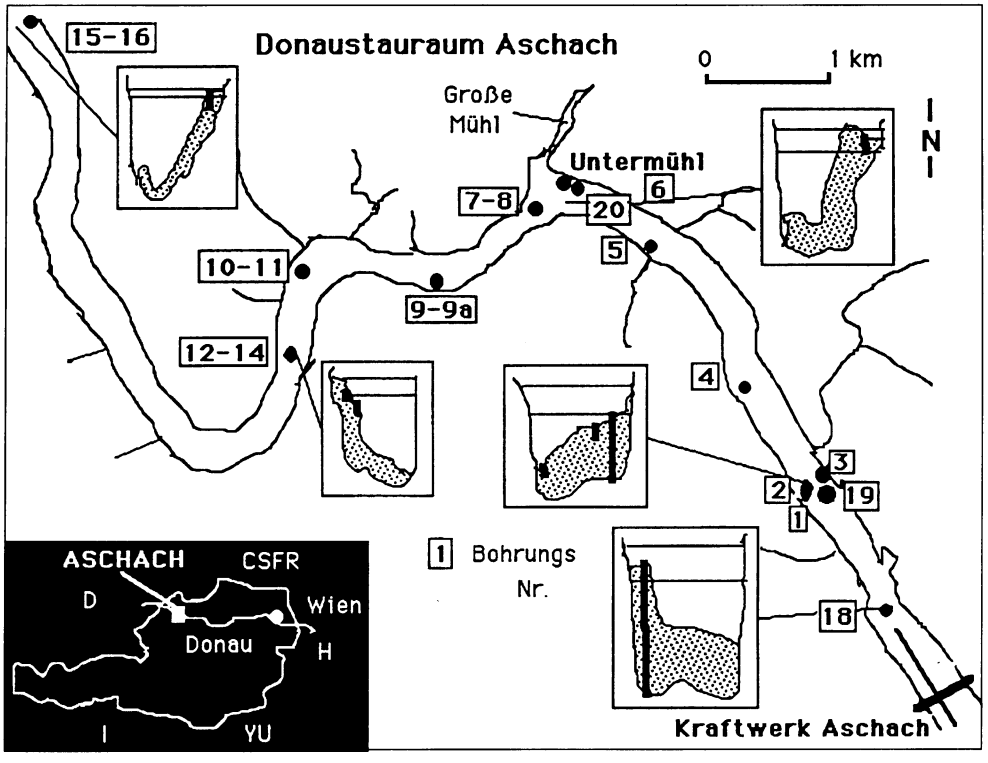


Abb. 2.
Lageplan des untersten Drittel des Stauraumes Aschach samt Flußquerschnitten und abgeteuften Bohrungen.
Map of the lowermost part of the Danube resevoir Aschach with cross-sections and drill-holes.

1 Mio. m³/Jahr nahezu ungebremst weiter und ist in der Kette der acht österreichischen Donaustauräume mit stellenweisen Mächtigkeiten bis zu 17 m einzigartig (Abb. 2, 4).

An Einzelproben wurden Korngröße und Mineralogie (F. KAPPEL et al., 1985), die Chemie (R. DWORSKY et al., 1973; P. DOLEZEL et al., 1985; M. KRALIK & M. SAGER, 1986b; F. EBNER & H. GAMS, 1989) und die Radionuklide (D. RANK et al., 1985, 1987, 1990) der Schlämme des Stauraumes bereits stichprobenartig erfaßt. Erste sedimentologisch-mineralogische Ergebnisse dieses Projekts wurden bereits durch M. KRALIK & K. AUGUSTIN-GYURITS (1987) publiziert.

3.1. Probenahme

Alle Proben wurden im Zeitraum von Oktober 1985 bis Ende April 1986 entnommen.

Probe Nr. 85/A1 wurde vom Ufer aus mit einer Schaufel von einer über das Wasser herausragenden Anlandungsbank in größerer Menge im Oktober 1985 genommen. Die Probe wurde im Labor homogenisiert und als Laborstandard (18 kg) für die Reproduzierbarkeit der Untersuchungsmethoden verwendet.

Die Proben 85/A5–A31 wurden durch Abpressen eines Kunststoffrohres (Länge 2 m, Durchmesser 10 cm) ebenfalls im Oktober 1985 von einem Schiff gezogen. Es konnten nur Kerne bis zu 4 m Tiefe und nur in erheblich deformiertem Zustand gewonnen werden. Die Proben 86/A70–A99 wurden Ende April 1986 mit Hilfe eines Stechbohrgerätes Durchmesser 5 cm (J. MERKT & STREIF, H., 1970) abgeteuft. Dieses Gerät erlaubte es, die maximale Sedimentmächtigkeit von 16,8 m (Bohrung 18, Abb. 4) zu beproben.

Alle Proben wurden beschrieben (z.B. Abb. 7), fotografiert, im Abstand von ca. 1 m geteilt und in luftdicht verschlossenen Plastiksäcken ins Labor transportiert.

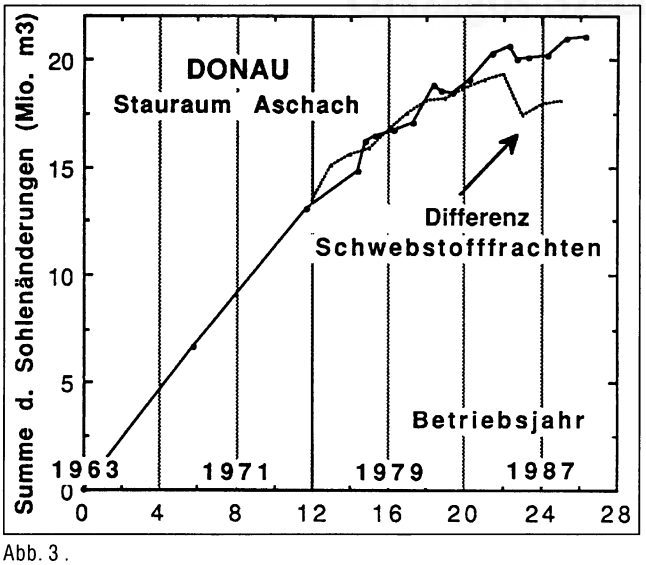


Abb. 3.
Anlandungsverlauf im Stauraum Aschach seit Operationsbeginn 1963. Rückgänge in den angelandeten Sedimentmengen in den Jahren 1981 und 1985 sind auf Umlagerungsdefizite während Hochwässern zurückzuführen. Gepunktete Kurve repräsentiert die Differenz der gemessenen Schwebstofffrachten (Wasserstraßendirektion) in Tonnen/1.35 t/m3.
Cumulative curve of reservoir sediments accumulated since 1963 (echo sounding). Reversals of the curve are caused by erosion during major floods in 1981 and 1985. Stippled curve shows the calculated suspended load (input – output/1.35 t/m3.

4. Untersuchungsmethoden

Nach der Homogenisierung der Proben und nach kurzem Rühren wurde der natürliche Wassergehalt durch Trocknung bei 45±5°C und 105±°C bis zur Massenkonstanz bestimmt.

Die Korngrößenverteilung der Proben wurde mittels Naßsiebung <0,02 mm und die Restfraktion mit einer Korngrößenanalysenzentrifuge Shimadzu ermittelt. Die Siebanalysen und die Korngrößenanalyse der Fraktionen <0,02 mm mit der Zentrifuge sind auf ±10 % relativ reproduzierbar. Die versuchsweise Eliminierung des organischen Anteils mit Wasserstoffperoxid (H_2O_2) bewirkt nur eine minimale Verschiebung der Korngrößenverteilung zu größeren Durchmessern, da der Hauptteil der organischen Substanz sich in der feinsten Fraktion befindet (s. Abb. 11).

Die bei 45°C getrocknete Proben wurden auf 50 g heruntergeviertelt und im Achatmörser analysenfein gemahlen. Die mineralogische Zusammensetzung wurde mittels Röntgendiffraktometer (unorientierte Pulveraufnahmen) bestimmt. Korrekturen an Hand der geochemischen Analysen und ergänzenden Aufnahmen von Differentialthermo- bzw. thermogravimetrischen Analysen (Mettler Ther-

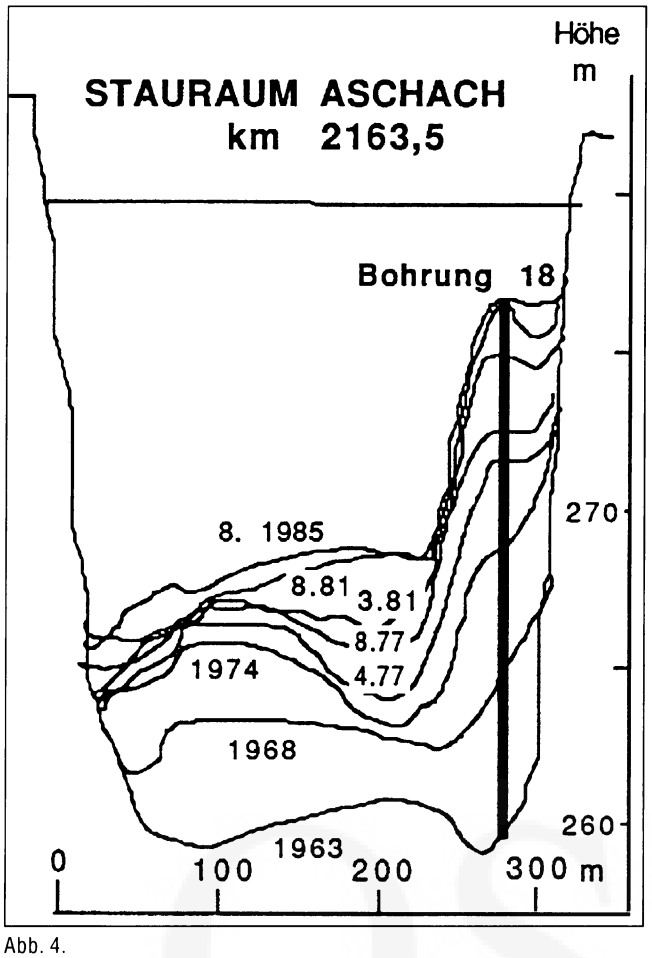


Abb. 4.
Stauraumquerschnitt mit Echolotprofilen der Sedimentationszuwächse 1963–1985. Beachtenswert sind die Sedimentationszuwächse 0,7 m zwischen April (4.77) und August (8.77) 1977 bzw. von 1,3 m zwischen März (3.81) und August (8.81) 1981 im Profil von Bohrung 18 nach Hochwässern.
Cross-section according echo sounding at the drill-hole 18. Between April (4.77) and August (8.77) 1977 as well as March (3.81) and August (8.81) 1981 0.7 and 1.3 m sediment was accumulted at this cross-section after floods.

moanalyzer TA2) als auch Infrarot-Analysen (KBr-Preßlinge, Bomem 120 MB) erlauben eine quantitative Bestimmung der Mineralphasen. Die Genauigkeit der Analysen wird bei Hauptphasen auf 15 %, bei Minoritätsphasen auf 50 % geschätzt.

Grobkörnigere Phasen in den Siebfraktionen wurden wie z.B. die Schwerminerale (Tetrabromäthantrennung, d = 2,94 g/cm³) wurden lichtmikroskopisch identifiziert und ausgezählt. Der organische Anteil wurde als die Differenz der Glühverluste bei 105°C und 360±10°C und Abkühlen im Exsikkator gravimetrisch bestimmt. Diese Temperaturen wurden aufgrund von bekannten Materialien mittels DTA-DTG-Analysen als bester Kompromiß zwischen Oxidation des organischen Materials und der H_2O- und CO_2-Abgabe von Tonmineralien und Karbonaten ermittelt.

Die für die mineralogische Analyse fein gemahlenen Proben wurden auf Haupt- und Spurenelemente mittels wellenlängen- und energiedispersiver Röntgenfluoreszenz an Pulverpreßlingen (Philips PW1400 , N. MÜLLER, 1984) und optischer Spektrometrie (Lösungsaufschluß durch Säuregemisch $HClO_4$ + HNO_3 + HF 1 : 1 : 1 bei Einwaage von 0,5 g) mit Simultangerät und induzierter gekoppelter Plasmaanregung (Philips PV8210, ICP-AES) untersucht.

As, Hg, Cd und Au wurden mittels Hydridapparatur und Graphitrohrküvette (Philips PU 9000, M. KRALIK & M. SAGER, 1986a) bestimmt. Stickstoff wurde als Gesamtstickstoff (Aufschluß) ÖNORM L 1082 analysiert. Der Glühverlust (105–1000°C) wurde ebenfalls gravimetrisch ermittelt.

Die sequentielle Laugung wurde, wie bei M. KRALIK & M. SAGER (1986b) beschrieben, nach einem Laugungsschema nach FÖSTNER/TESSIER durchgeführt. Die Proben 85/A6, /A7, /A12, /A30, /A31 wurden nach der Probennahme gleich naß gesiebt (<100 µm) und der Laugung unterworfen. Die Standardabweichung der Ergebnisse der einzelnen Laugungsschritte liegt innerhalb 10 % bzw. 50 % relativ bei den Haupt- und Nebenfraktionen.

Alle Daten wurden einer statistischen Auswertung und einer Faktorenanalyse (Principal Component Analysis, Oblique Solution Primary Pattern Matrix-Orthotran/Varimax) des Computerprograms Statview 512+ unterzogen.

Die bodenmechanische Klassifikation, die Durchlässigkeits- und Kompressionsversuche wurden nach ÖNORM, DIN 180130 und ÖNORM B4420 ausgeführt.

Die Brennversuche für die Eignung als keramischer Rohstoff bzw. für die Zementproduktion, wurden von den Firmen Wienerberger Baustoffindustrie AG bzw. Perlmooser Zementwerke AG durchgeführt.

5. Resultate

5.1. Sedimentologie der Donaufeinsedimente

Die Donau hat im österreichischen Abschnitt ein mittleres Gefälle von 0,45 ‰, was dem Gefälle eines Alpenflusses entspricht.

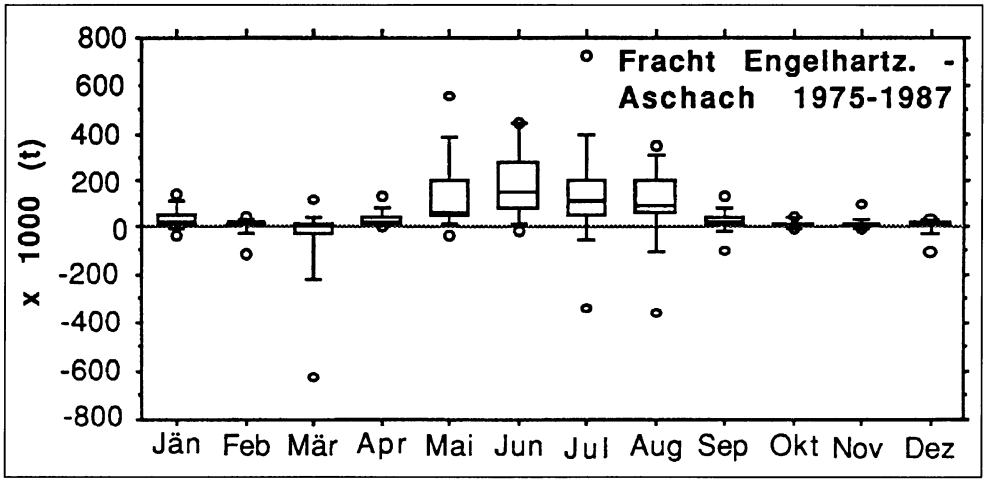


Abb. 5.
Boxplott-Darstellung der durchschnittlichen monatlichen Differenzen der Schwebstofffrachten (t 10^3) gemessen in Engelhartszell (Beginn Stauraum Aschach) und an der Staumauer Aschach für die Jahre 1975–1987 (nach Unterlagen der Wasserstraßendirektion).
Bemerkenswert ist die häufige Erosion im März und die Ablagerung in den Monaten der hochalpinen Schneeschmelzen Mai bis August.
Boxplot of the mean input minus output load of suspended matter. Remarkable is the frequent erosion in March and deposition during the months (May–August) of snow melt in the high Alpine areas.

Tabelle 1.
Physikalische Parameter und Mineralphasen [M-%] der Donaufeinsedimente des Stauraumes Aschach.
x = arithmetisches Mittel; SA = Standardabweichung; n = Anzahl der Proben; Extremw. = Extremwerte.

		<0.02mm	.02-.063	.063-.25	Ton	Silt	Sand
1	x	58	24	18	15	67	18
2	SA	17	11	11	6	9	3
3	n	34	34	34	6	6	34
4	Extremw.	31-87	3-46	3-36	6-24	63-70	5-24
5							
6		Median	Mean	Schiefe	Kurtosis	k-Wert	Dichte
7		(µm)	(µm)			(m/s*)	(g/cm3)
8	x	11.1	10.3	+0.11	0.80	2.7e-9	2.647
9	SA	5.1	3.5	0.04	0.04	1.5	0.021
10	n	32	46	46	46	46	15
11	Extremw.	4-47	6.2-17.3	0.06-.37	.79-.95	1.2-7.9	2.61-68
12							
13		Rohdichte	Quarz	Feldspat	Dolomit	Calcit	Illit-Gli.
14		(g/cm3)					
15	x	1.35	22.5	7.9	9.9	12.0	27.7
16	SA	0.2	4.7	1.1	1.9	1.3	1.7
17	n	6	35	35	35	35	35
18	Extremw.	1.4-1.9	19-26	6-10	6-14	9-15	25-32
19							
20		Chlorit	Org. Mat.	H2O-Geh.			
21							
22	x	16.4	3.4	59.3			
23	SA	1.5	0.9	27			
24	n	35	35	34			
25	Extremw.	14-20	1.8-5.4	37-95			

*) Durchlässigkeitsbeiwert errechnet aus Korngrößenverteilung nach BIALAS & KLECZKOWSKI (1970).

Am Donaukraftwerk von Aschach werden durchschnittlich 3,3 Mio. Tonnen (1975–1987, 0,5–8,4 Mio. t/a) Schwebstofffracht jährlich gemessen. Der durchschnittliche Eintrag in den Stauraum in normalen Jahren ist im gleichen Zeitraum um ungefähr 30 M-% (9–56 M-%) höher und wird folglich im Stauraum sedimentiert. Subtrahiert man jedoch die Mengen, die je in den Hochwasserjahren 1981 und 1985 (Abb. 3; ungef. 2,5 Mio t) vermehrt ausgetragen wurden, so verbleibt eine Netto-Ablagerung von 0,22 Mio. t/a (6,3 M-%). Die Summe der Sohlenänderungen und die Schwebstofffrachtdifferenz (Aschach – Engelhartzell: 1,35 Lagerungsdichte) laufen von 1975 bis 1981 parallel, gehen nach dem Hochwasser 1985 erheblich auseinander. Die jahreszeitliche Betrachtung der Schwebstofffracht in Form einer Boxplotdarstellung (Abb. 4) zeigt die durchschnittliche Netto-Sedimentation von 100 bis 200·10³ t in den Monaten Mai bis August, während im März häufig ein Netto-Austrag stattfindet.

Die Sedimente bestehen hauptsächlich aus braungrauem (GSA Rock-Color Chart 5 Y 6/1), homogenem, tonig-sandigem Silt. Häufig wechseln im Dezimeter-Bereich hellere, sandigere mit dunkleren tonigeren Siltlagen ab.

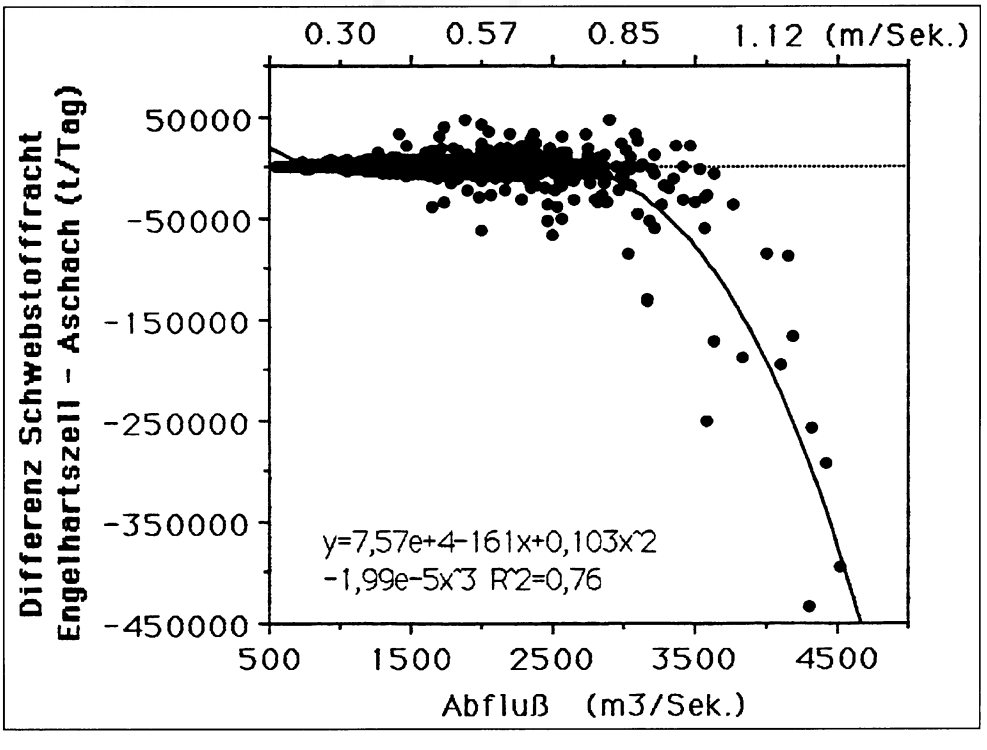


Abb. 6.
Abflußmenge (durchschnittliche Fließgeschwindigkeit) an der Staumauer Aschach gegen die tägliche Differenz des Schwebstoffeintrags (Engelhartzell) minus des Schwebstoffaustrags (Aschach) im Stauraum Aschach. Bemerkenswert ist die überwiegende Sedimentation bei durchschnittlichen Fließgeschwindigkeiten von mehr als 0,5 m/Sek., die von massiver Erosion bei Fließgeschwindigkeiten von mehr als 1 m/Sek. abgelöst wird.
Discharge vs. the dayly mean input minus output load of suspended matter. Remarkable is the dominant sedimentation by velocities larger than 0.5 m/sec., which change to mass erosion by velocities larger than 1 m/sec.)

Tabelle 2.
Mittelwerte und Standardabweichung der chemischen Haupt- [M-%] und Spurenelemente [mg/kg] der Donaufeinsdeimente des Stauraumes Aschach und vergleichende Literaturdaten.

	Herkunft der Daten	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3t	MnO	CaO	MgO	K2O	Na2O	P2O5	S
1	Durchschn. Tongest. Turekian 1961	58.4	15.1	0.83	6.7	0.11	3.1	2.5	3.3	1.3	0.16	0.25
2	Mittel Geochem. Atlas Zentralzone	-	17.4	0.92	5.7	0.10	1.8	2.5	3.3	2.0	0.28	-
3	Oberösterr. Hintergrundwerte	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4	Laugungsschritte HNO3+Rest	-	13.3	-	3.6	0.046	-	-	-	-	0.24	-
5	Aschach Ebner & Gams 1989(1984)	-	-	-	4.58	0.085	-	-	-	-	-	-
6	<100µ Müller & Wimmer 1987(1985)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	n=1 <20 Dolezel et al. 1985	-	14.1	0.58	5.5	0.133	11.4	4.11	2.29	0.66	0.45	-
8	n=1 <2µ Kralik & Sager 1986b(1985)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9	n=22 <20 Kralik et al. 1991 (1986)	39+1.7	14.9+.9	-	6.7+.56	0.114+7	13.0+1.7	5.0+.40	2.53+.19	0.66+.07	0.36+.02	.093+.016
10	n=6 Ob. Stauraum 2168-2176km	45+1.4	14.5+.7	0.65+.03	5.0+.41	0.122+26	10.4+.64	4.5+.42	2.51+.20	0.93+.07	0.34+.07	-
11	n=9 Unt.Stauraum 2163-2168km	44+1.8	14.7+.7	0.66+.03	5.2+.44	0.116+16	10.3+.69	4.8+.40	2.62+.17	0.95+.09	0.30+.03	-
12	n=37 Gesamt 2163-2176 km	44+1.6	14.8+.7	0.64+.04	5.1+.37	0.120+20	10.3+.68	4.6+.36	2.54+.16	0.92+.11	0.31+.05	.087+.019#
13	n=37 Gesamt ohne Karbonat	56.5	18.9	0.82	6.5	0.15	0.84	2.9	3.24	1.17	0.40	.11#
14	n=37 Geo-Index = log2 C/B x 1.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.07	-
15	n=37 Geo-Index = log2 C/B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.51	-
16	Oberboden Oberösterr. Klärschlver.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

	Herkunft d. Daten	N	105oC	1000oC	Ba	Sr	Zr	V	Cr	Pb	Ni	Zn	Cu
1	Durchschn. Tongest. Turekian 1961	0.006	-	-	580	140	160	130	90	140	68	95	45
2	Mittel Geochem. Atlas Zentralzone	-	-	-	570	210		118	72	85	38	75	24
3	Oberösterr. Hintergrundwerte	-	-	-	-	-	-	-	38	-	37	106	15
4	Laugungsschritte HNO3+Rest	-	-	-	-	-	-	-	55	-	40	89	6.6
5	Aschach Ebner & Gams 1989(1984)	-	-	-	-	-	-	-	45+8	-	50+8	177+17	52+15
6	<100µ Müller & Wimmer 1987(1985)	-	-	-	-	-	-	-	60+13	-	69+7	175+29	38+ 9
7	n=1 <20 Dolezel et al. 1985	-	-	-	451	213	-	105	114	-	66	247	84
8	n=1 <2µ Kralik & Sager 1986b(1985)	-	-	-	-	-	-	-	140	-	65	317	61
9	n=22 <20 Kralik et al. 1991 (1986)	-	-	-	514+55	238+24	177+19	147+14	120+12	112+14	55+4	207+30	59+ 9
10	n=6 Ob. Stauraum 2168-2176km	-	0.53+.16	16.1+1.2	472+32	238+12	155+28	104+ 7	99+ 8	105+15	72+32	183+43	48+16
11	n=9 Unt.Stauraum 2163-2168km	-	0.73+.34	16.0+1.5	490+56	237+21	150+22	115+ 8	102+18	101+ 9	69+13	168+22	46+ 9
12	n=37 Gesamt 2163-2176 km	0.14+.04#	0.66+.29	16.1+1.3	483+46	239+22	153+21	113+ 9	102+11	103+11	72+20	181+41	49+14
13	n=37 Gesamt ohne Karbonat	0.18#	0.84	6.1	617	188	195	144	130	131	92	231	62
14	n=37 Geo-Index = log2 C/B x 1.5	4.32	-	-	-	-	-	-0.30	0.27	-	0.69	1.03	0.78
15	n=37 Geo-Index = log2 C/B	4.91	-	-	-	-	-	0.29	0.85	-	1.28	1.62	1.37
16	Oberboden Oberösterr. Klärschlver.	-	-	-	-	-	-	-	100	-	60	300	100

	Herkunft d Daten	Ce	Y	La	Co	Pb	As	Cd	Hg	Ag	Au
1	Durchschn. Tongest. Turekian 1961	70	35	40	19	20	13	0.22	0.4	0.07	0.003
2	Mittel Geochem. Atlas Zentralzone	85	30	43	19	24	5.0	-	-	0.09	-
3	Oberösterr. Hintergrundwerte	-	-	-	-	33	-	0.53	0.24	-	-
4	Laugungsschritte HNO3+Rest	-	-	-	-	25	5.1	-	-	-	-
5	Aschach Ebner & Gams 1989(1984)	-	-	-	-	61+ 9	-	0.61+.07		-	-
6	<100µ Müller & Wimmer 1987(1985)	-	-	-	-	65+14	-	0.73+.17	0.46+.26	-	-
7	n=1 <20 Dolezel et al. 1985	57	27	10	20	70	-	-	0.65	-	-
8	n=1 <2µ Kralik & Sager 1986b(1985)	-	-	-	18+1	147	19	1.5	1.1	-	-
9	n=22 <20 Kralik et al. 1991 (1986)	83#	-	27#	18+1	76+17	24+6	1.18+.28	1.35+.50	0.62#	-
10	n=6 Ob. Stauraum 2168-2176km	-	23+1.4	-	-	72+21	-	-	-	-	-
11	n=9 Unt.Stauraum 2163-2168km	-	23+3.5	-	-	63+11	-	-	-	-	-
12	n=37 Gesamt 2163-2176 km	67+8	24+3.6	24+10	21+1#	68+18	16+2.5#	0.63+.13	0.63+.07	0.6+.3	0.004+3
13	n=37 Gesamt ohne Karbonat	86	30	31	27	87	21	0.80?	0.80	0.79	-
14	n=37 Geo-Index = log2 C/B x 1.5	-	-	-	-0.08	1.27	1.49	0.83	0.42	2.55	-
15	n=37 Geo-Index = log2 C/B	-	-	-	0.51	1.86	2.07	1.42	1.00	3.13	-
16	Oberboden Oberösterr. Klärschlver.	-	-	-	-	100	-	2	2	-	-

Tabelle 2 (Fortsetzung).
Jahreszahl in Klammer = Jahr der Probenahme; Gesamt ohne Karbonat = Elementgehalt korrigiert auf karbonatfreier Basis. 00 Hintergrundwerte nach MÜLLER & WIMMER (1987).
HNO_3 + Rest = mineralisch fest gebundener (vgl. Abb. 14); Ob. = oberer; Unt. = unterer; n = Anzahl der Proben; Klärschlammver. = Klärschlammverordnung; Geo-Index = Geoakkumulationsindex nach G. MÜLLER (1981); # = Mittelwert von 10 Proben.

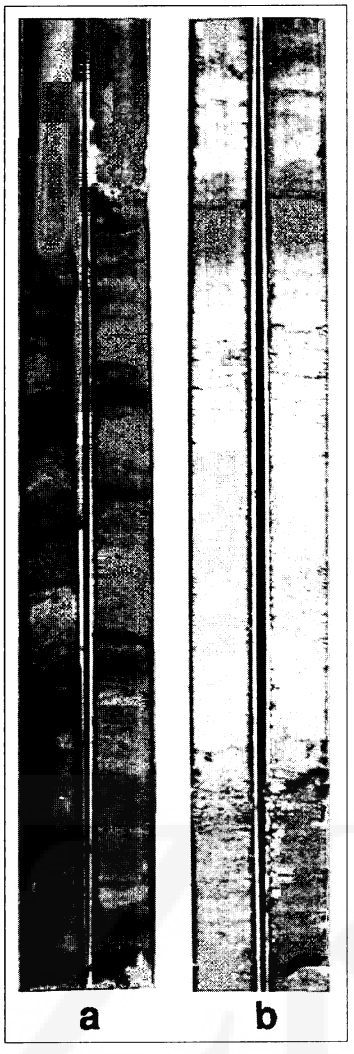


Abb. 7.
a) Bohrkern B 18; 16,1–16,8 m repräsentiert die zentimeterweise Wechsellagerung des Donausediments vor dem Vollaufstau 1964.
Drill-core B18; 16,1–16,8 m, showing the interlayering in the centimeter range typical for sedimetological changes before daming 1964.
b) Bohrkern B18; 8–9 m (1972 bis 1973) ist typisch für die homogene siltdominierte Stauraumsedimentation mit nur vereinzelten cm-mächtigen, an organischem Material reicheren Lagen. Letztere sind vermutlich nicht erodierte Reste der Niederwassersedimentation.
Drill core B18; 8–9 m (1972–1973) shows common, homogeneous silt dominated reservoir-sediments. They show rarely cm-thick, organic enriched layers, which are interpreted as not eroded low-water sedimentation.)

Vereinzelt sind noch dünne, organisch reichere dunkelbraune (10 YR 4/2) Zwischenlagen (85/A15.1, Tab. 1 oder z.B. Abb. 7) vorhanden. Die Bohrpunkte in der Nähe von Bacheinmündungen (Bohrungen 12–14) zeigen 5–75 cm mächtige, mehr sandige Lagen. Nur die Flußsedimente vor dem Aufstau zeigen einen dm-Wechsel von mehr oder weniger sandigeren Siltlagen (Abb. 7; Bohrung 18, 16–16,8 m). Oxidierende und teilweise reduzierende Bedingungen wechseln lagenweise (mehr tonig), aber auch domänenweise im cm-Bereich. Die durchschnittliche (n = 46) Korngrößenverteilung der relativ einheitlichen Stauraumsedimente beträgt 15 M-% Ton, 67 M-% Silt und 18 M-% Sand (Abb. 8 und Tab. 1). Der mittlere Durchmesser schwankt von 4 bis 47 µm und der Anteil <20 µm schwankt 31–87 M-%. Im detailiert beprobten untersten Drittel (Strom-km 2163–2176), in dem auch 85 % des Verlandungsmaterial sedimentierte, ist kein einheitlicher Trend zu feineren Korngrößen zu beobachten (Tab. 4). Die einzigen Komponenten größer als 0,2 mm sind stellenweise massenhaft Muscheln (*Pisidieum?*) und Würmer (*Limnodrilus?*) sowie vereinzelt Pflanzendetritus, Holzstücke und Plastikfetzen.

Der Wassergehalt beträgt durchschnittlich 59 M-% und der organische Anteil 3,4 M-% (Trockengewicht). Vereinzelte mikroskopische Beobachtungen deuten auf Erosion des Silts und darüber Sedimentation von feinkörnigem Sand (scoure and fill structures) in dünnen Lagen (Abb. 9). Die Feinstrukturen deuten vielfach eine Kornvergröberung nach oben an (reverse grading). Kornvergröberungen nach obenhin im Kleinmaßstab findet man durchaus häufig in Flußablagerungen,

Tabelle 3.
Korngröße, Mineralogie und Chemie [M-%; mg/kg] von Donaufeinsedimenten aus dem Stauraum Aschach.

	Proben Nr.	Quarz	Feldsp.	Dolomit	Calcit	Illit-Gli.	Chlorit	Org.Mat.	H2O-Geh.	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3t	MnO	CaO	MgO	K2O	Na2O	P2O5	105o
1	85/A1	24.0	8.5	12.0	11.0	25.0	17.0	2.2	33.0	45.1	14.4	.70	5.0	.090	10.3	4.5	2.5	1.04	.250	.30
2	85/A5	21.0	7.5	11.0	13.0	25.0	17.5	2.9	38.0	41.9	14.0	.62	4.7	.150	11.4	5.2	2.3	.92	.310	.50
3	85/A6	25.0	9.0	10.0	9.0	28.0	17.0	1.8	33.0	45.5	13.7	.68	5.2	.100	10.3	4.8	2.7	1.02	.260	.30
4	85/A7	21.0	9.5	13.0	10.0	26.0	19.0	2.1	34.0	44.0	13.6	.66	5.6	.120	10.2	5.3	2.7	1.08	.310	.40
5	85/A12	19.5	6.0	11.0	11.5	28.0	20.0	3.7	49.0	42.0	14.3	.65	5.9	.120	10.3	5.6	2.9	.94	.370	.60
6	85/A13	23.0	9.0	13.0	11.0	26.0	18.0	3.6	46.0	42.0	14.5	.67	5.8	.100	10.7	4.7	2.9	.93	.300	.60
7	85/A15.1	24.0	6.0	5.0	11.5	29.0	19.0	7.9	•	46.1	14.4	.72	5.6	.120	10.1	3.9	2.5	.96	.440	1.30
8	85/A20	26.0	9.0	9.0	13.0	26.0	15.0	2.7	41.0	46.2	14.6	.65	4.6	.130	10.0	4.4	2.4	.97	.310	.50
9	85/A24	25.0	6.5	11.0	12.0	31.0	16.0	3.8	33.0	45.7	15.7	.68	5.1	.150	9.4	4.1	2.5	.82	.400	.80
10	85/A27	24.0	8.5	8.0	11.0	27.5	15.5	4.5	43.0	44.0	14.0	.62	4.5	.150	10.7	4.1	2.2	.89	.450	.60
11	85/A30	21.0	7.0	14.0	13.0	25.5	16.5	2.9	43.0	42.5	13.9	.63	5.4	.110	11.3	5.2	2.8	.92	.330	.50
12	85/A31	22.0	10.0	9.0	11.5	26.0	18.5	3.0	42.0	43.5	14.3	.63	5.5	.100	10.5	4.7	2.7	.94	.300	.50
13	85/A35	22.0	7.5	10.0	13.0	27.5	17.5	4.0	47.0	43.1	14.9	.73	5.5	.104	10.8	4.7	2.8	1.20	.351	.60
14	85/A39	24.0	10.0	11.0	10.0	25.0	16.0	2.0	37.0	44.7	14.0	.69	5.1	.101	11.5	4.4	2.4	1.10	.289	.40
15	86/A70	24.0	8.5	11.0	12.0	28.0	15.0	2.8	40.0	46.1	15.2	.60	4.7	.130	9.8	4.7	2.5	1.02	.290	.70
16	86/A71	23.5	10.0	11.0	10.0	28.5	15.0	2.6	32.0	46.1	15.4	.62	4.7	.130	9.1	4.3	2.5	1.08	.280	.30
17	86/A72	23.0	7.0	9.0	13.0	30.0	15.0	2.9	37.0	46.1	15.9	.60	5.0	.130	9.5	4.6	2.6	.96	.290	.50
18	86/A73	24.0	9.0	9.0	12.0	28.0	14.0	2.6	33.0	46.6	14.6	.58	4.5	.120	9.7	4.3	2.4	1.03	.260	.40
19	86/A74	23.0	8.0	6.0	14.0	29.0	16.0	4.0	40.0	44.0	15.3	.60	5.1	.150	10.2	4.5	2.5	.86	.350	.70
20	86/A75	21.0	8.0	7.0	12.0	29.0	16.0	3.9	37.0	44.8	15.3	.62	5.1	.150	9.6	4.5	2.5	.86	.330	.95
21	86/A76	26.0	6.0	11.0	12.0	28.0	15.5	2.9	33.0	45.1	15.1	.65	5.0	.100	9.8	4.6	2.5	.87	.280	.60
22	86/A77	24.0	6.0	8.0	11.0	31.0	18.0	3.6	34.0	44.0	16.0	.63	5.2	.140	9.9	4.5	2.6	.88	.280	.70
23	86/A78	23.0	7.0	9.0	11.5	29.0	16.0	4.8	35.0	44.2	14.5	.61	4.7	.110	9.9	4.3	2.5	.77	.290	1.00
24	86/A79	24.0	7.0	9.0	11.0	29.5	18.0	2.6	33.0	45.1	15.1	.66	5.1	.100	10.0	4.9	2.5	.91	.290	.40
25	86/A80	20.0	8.0	10.0	11.0	32.0	19.0	2.4	35.0	44.1	16.4	.69	5.6	.110	9.5	4.9	2.7	.89	.260	.30
26	86/A81	22.0	6.5	7.0	13.0	28.0	15.0	5.4	37.0	44.1	15.1	.61	5.0	.140	10.5	4.3	2.4	.67	.330	1.20
27	86/A82	20.0	6.0	6.0	13.0	29.0	18.0	3.0	35.0	42.1	15.5	.63	5.2	.130	11.1	4.9	2.5	.83	.260	.40
28	86/A83	19.0	8.0	11.0	15.0	25.0	14.0	4.3	34.0	41.1	13.8	.55	4.7	.120	11.5	5.2	2.3	.75	.250	.50
29	86/A84	22.0	7.5	9.5	15.0	26.0	15.0	4.2	33.0	43.1	14.3	.58	5.0	.120	11.3	4.6	2.3	.78	.330	.70
30	86/A85	22.0	8.0	11.0	14.0	27.0	15.0	4.2	33.0	43.1	15.0	.63	5.1	.130	10.6	4.5	2.4	.75	.330	.95
31	86/A86	29.5	10.0	13.0	10.0	22.5	13.0	1.7	27.0	48.2	12.8	.53	3.7	.130	10.6	4.5	2.0	1.12	.230	.30
32	86/A90	21.0	7.0	8.0	12.0	28.0	17.0	3.0	35.0	44.1	15.8	.68	5.4	.120	9.5	4.9	2.6	.86	.250	1.14
33	86/A99	21.0	8.0	9.0	11.0	28.0	18.0	3.4	37.0	47.0	15.2	.61	4.7	.100	9.6	4.4	2.5	.98	.300	.90
34	86/A111	21.0	7.5	12.0	12.0	26.5	16.0	3.7	39.0	42.3	15.0	.67	5.4	.110	11.1	4.7	2.7	.87	.290	.94
35	86/A118	20.0	7.5	11.0	13.0	28.0	15.5	4.9	46.0	43.2	14.8	.69	5.4	.100	10.5	4.3	2.7	.86	.340	1.30
36	86/A119	20.0	7.5	11.0	12.5	28.0	16.0	4.0	43.0	43.2	14.6	.68	5.3	.110	10.9	4.5	2.6	.80	.320	1.07

Tabelle 3 (Fortsetzung).

	ProbenNr.	1000o	Ba	Sr	Zr	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	Y	<20 µ	20-63 µ	63-250 µ	Median µ	Strom-km	Teufe (m)
1	85/A1	14.4	454	224	188	99	86	60	44	130	42	90	23	38	41	20	28.5	2188.8	0.0 - .2
2	85/A5	17.6	422	263	149	107	98	76	49	153	74	99	25	81	15	4	8.0	2164.6	0.0 - 1.1
3	85/A6	13.6	474	230	141	115	86	79	41	128	56	81	22	31	38	31	47.0	2164.6	0.0 - 1.3
4	85/A7	14.1	585	260	158	120	99	61	51	145	55	95	25	46	21	35	28.0	2164.6	1.3 - 2.0
5	85/A12	17.4	611	249	92	125	118	48	55	187	74	89	27	81	7	12	5.7	2168.0	0.0 - 0.5
6	85/A13	17.4	474	203	140	120	92	86	49	190	64	107	21	80	4	16	6.7	2168.0	0.5 - 1.4
7	85/A15.1	17.4	478	204	195	130	113	71	62	190	74	90	23	33	24	43	22.0	2168.3	0.7 - 0.8
8	85/A20	15.6	436	249	174	105	89	81	32	160	75	115	25	64	24	12	10.0	2169.3	0.8 - 2.0
9	85/A24	16.2	471	252	164	103	129	126	59	226	100	131	25	73	8	19	5.0	2170.2	1.2 - 2.0
10	85/A27	18.2	474	245	158	103	120	79	77	242	91	117	22	33	41	27	32.0	2171.0	0.7 - 1.7
11	85/A30	16.1	531	239	115	115	95	43	38	165	59	84	23	57	29	13	18.0	2176.2	0.0 - 1.6
12	85/A31	15.9	466	220	128	96	93	40	40	175	64	91	22	58	28	14	12.0	2176.2	1.6 - 3.2
13	85/A35	17.8	486	188	147	111	112	55	48	178	60	108	20	84	11	5	4.5	2176.2	.86 - 1.1
14	85/A39	14.8	392	182	153	107	89	41	24	126	40	88	20	31	34	34	38.0	2176.2	1.74 - 1.95
15	86/A70	15.6	445	247	164	108	98	82	31	149	57	108	23	47	21	31	24.0	2163.5	0.0 - 1.0
16	86/A71	14.1	447	252	180	111	99	77	30	162	109	110	18	37	27	36	36.0	2163.5	1.0 - 2.0
17	86/A72	15.6	457	257	169	104	101	72	34	179	80	115	20	56	20	24	15.0	2163.5	2.0 - 3.0
18	86/A73	14.4	469	251	169	103	88	73	44	175	50	112	21	44	30	26	25.0	2163.5	3.0 - 4.0
19	86/A74	16.6	431	249	158	108	110	126	69	219	87	118	22	83	12	4	4.5	2163.5	4.0 - 5.0
20	86/A75	16.5	501	259	159	117	102	103	72	192	104	117	17	87	9	3	4.0	2163.5	5.0 - 6.0
21	86/A76	15.1	464	217	134	114	98	72	44	140	42	92	25	75	19	6	7.5	2163.5	6.0 - 7.0
22	86/A77	16.1	451	262	177	122	98	102	41	140	97	115	22	50	31	19	20.0	2163.5	7.0 - 8.0
23	86/A78	18.0	574	214	126	116	107	62	53	176	77	90	25	78	2	18	5.0	2163.5	8.0 - 9.0
24	86/A79	16.6	482	249	157	121	91	79	46	178	50	102	26	50	27	23	21.5	2163.5	9.0 - 10.0
25	86/A80	14.9	549	251	147	131	99	60	43	138	61	101	31	54	29	17	16.0	2163.5	10.0 - 11.0
26	86/A81	17.1	521	248	141	118	123	50	82	291	87	102	28	61	21	18	7.0	2163.5	11.0 - 12.0
27	86/A82	15.4	490	256	129	119	102	58	57	182	59	95	25	74	19	7	6.0	2163.5	12.0 - 13.0
28	86/A83	16.5	493	270	137	111	97	77	47	193	55	96	30	57	31	12	10.0	2163.5	13.0 - 14.0
29	86/A84	16.4	514	264	135	119	120	78	65	272	93	97	33	35	28	36	36.0	2163.5	14.0 - 15.0
30	86/A85	17.8	532	237	141	105	126	78	65	286	65	97	24	47	46	7	22.0	2163.5	15.0 - 16.0
31	86/A86	14.1	385	247	157	79	79	59	24	137	63	90	25	45	12	43	22.0	2163.5	16.0 - 16.8
32	86/A90	15.3	506	249	152	129	102	73	50	168	40	105	27	64	18	18	8.5	2164.6	2.4 - 3.1
33	86/A99	14.9	503	253	141	101	93	69	49	180	52	98	28	72	25	3	7.0	2167.9	2.0 - 3.0
34	86/A111	17.0	475	219	164	109	94	67	43	168	66	108	25	57	32	11	17.0	•	
35	86/A118	17.6	466	210	161	117	105	62	60	204	64	108	21	56	30	13	17.0	•	
36	86/A119	16.9	468	210	162	120	109	44	47	187	73	105	17	51	29	21	20.0	•	

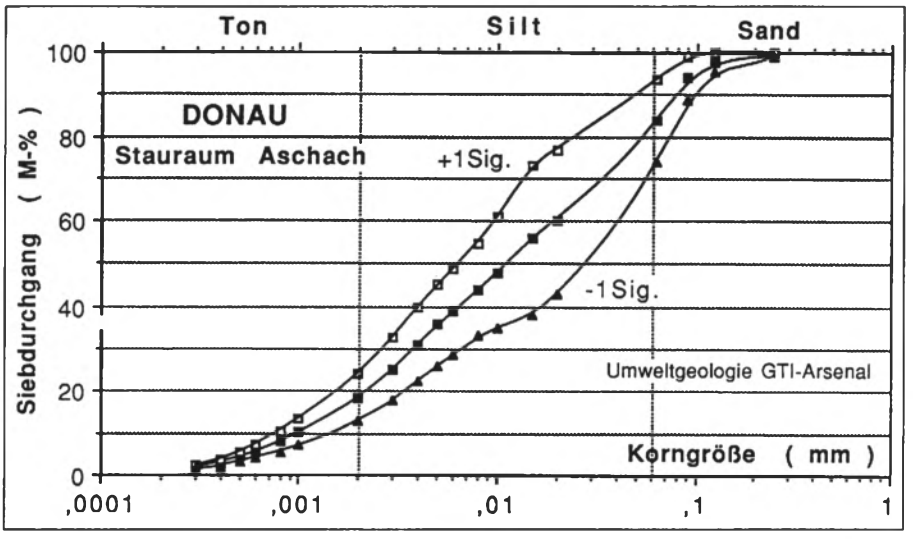


Abb. 8.
Mittlere Korngrößensummenkurve der Feinsedimente des untersten Drittels des Stauraumes Aschach und deren 1 Sigma Abweichung. 0,02–0,25 mm Mittelwert von 46 Siebproben. <0,02 mm Mittelwert von 6 Proben (Korngrößenzentrifuge).
Cumulative curve of the mean grain size fractions of the reservoir sediments from the lowest third of the Aschach reservoir.

die von hoch konzentrierten Suspensionsströmen sedimentiert wurden (H. REINECK & I. SINGH, 1980). Die mächtige Sedimentation im Stauraum abseits der unmittelbaren Strömungsrinne mit seiner sehr schlechten Sortierung kann mit den Ablagerungen auf Überschwemmungsflächen (flood plains) von unregulierten Flüssen verglichen werden. Eine detaillierte Analyse der Feinstrukturen dieser Stauraumsedimente geht jedoch über das Ziel dieser Untersuchung hinaus.

5.2. Sedimentmineralogie

Die mineralogische Zusammensetzung und der Anteil an organischen Substanzen der untersuchten 1 m Bohrkernproben sind in den Tabellen 1 und 3 und Abb. 10a, die Siebfraktionen der Probe 85/A6 ist in Abb. 11 dargestellt.

Die Zusammensetzung der mineralogischen Phasen in den 36 untersuchten Proben ist mit ungefähr 45 M-% Glimmer-Chlorit, 30 M-% Quartz-Feldspat und 22 M-% Calcit-Dolomit relativ konstant und kann nach H. FÜCHTBAUER (1959) als karbonatisch stark sandiger Ton (kST) und vereinzelt als stark sandiger Mergel (SMgl) klassifiziert werden (Abb. 10a).

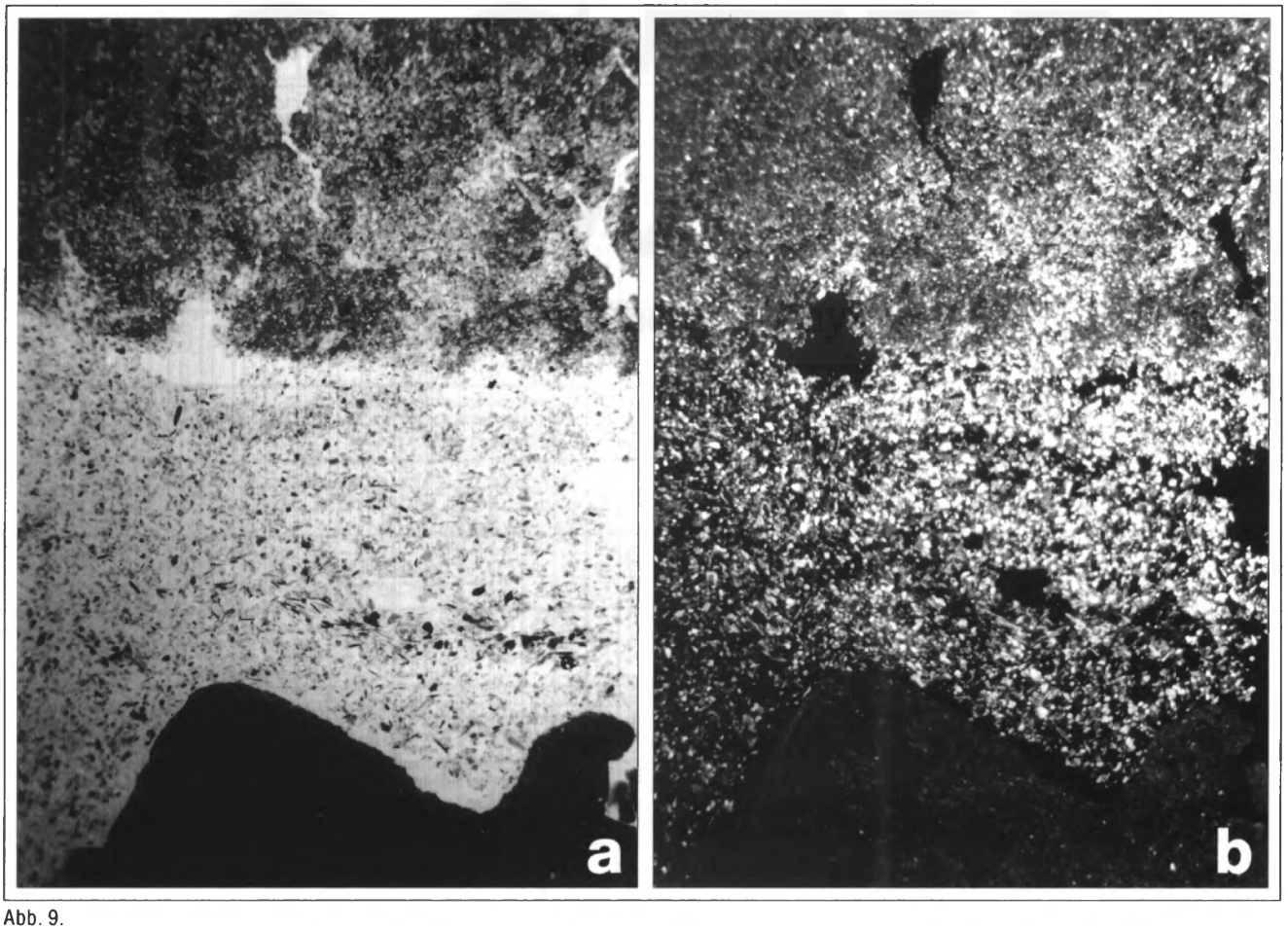


Abb. 9.
Dünnschliffmikrophotographie (1,5 cm Höhe) eines Bohrkernes B19; 16,38 m.
a) ohne und b) mit polarisiertem Licht.
Weiße bzw. schwarze Flecken sind Präparationsartifakte. "Scour-and-fill-structure": feinkörniger Silt wird von einer dünnen Feinsandlage verdrängt, die vermutlich von einem einmündenden Bach geschüttet wurde. Die Feinsandlage geht schnell in eine etwas gröbere bioturbat durchmischte Siltlage über.
Thin section (1.5 cm height) of the drill core B19: 16,38 m a) without and b) with crossed nicols. White as well as black dots are artifacts. "Scour-and-fill-structure": fine grained silt was eroded and filled by a small fine sand layer transported in by small creeks. The sand layer changes rapidly to a bioturbated coarse silt layer.)

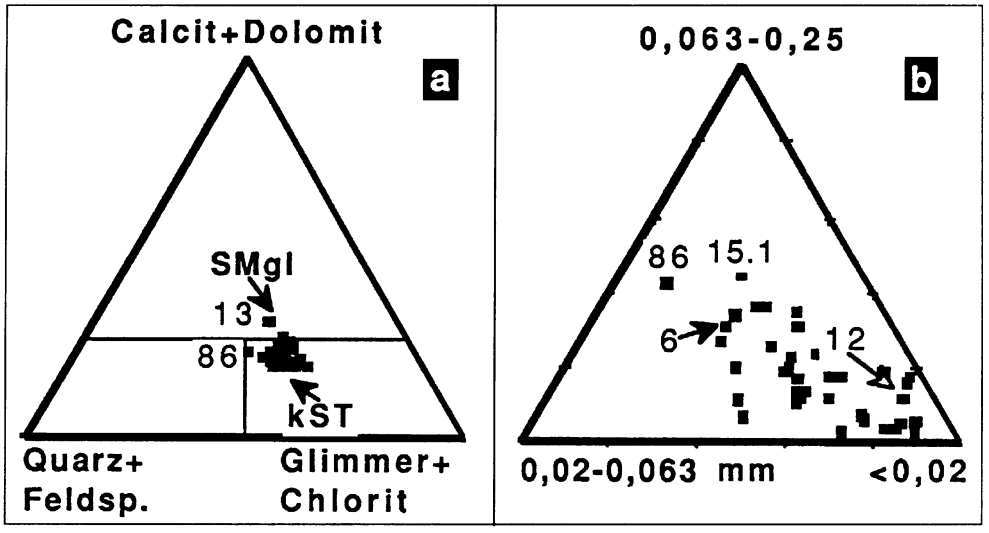


Abb. 10.
a) Die mineralogische Zusammensetzung nach H. FÜCHTBAUER (1959) ist relativ einheitlich kST = karbonatisch stark sandiger Ton und teilweise (SMgl) stark sandiger Mergel.
The mineralogical composition varies in a narrow range and is equivalent to (carbonatic) shales.
b) Die Kornzusammensetzung des tonig-sandigen Silts schwankt von 2 bis ungefähr 30 M-% Feinsand. Probe Nr. 86 ist Flußsediment vor dem Stau und Nr. 15.1 eine dünne organisch reiche Lage (siehe Text).
The sand size fraction of the sandy silt samples varies between 2 and 30 M-% fine sand. Sample No. 86 is river sediment before the construction of the dam. No. 15.1 is a thin organic rich layer representing "non flood sedimentation".)

Nur der Dolomitanteil und der Anteil an organischer Substanz übersteigt Standardabweichungen von 15 M-% relativ. Es sind auch diese Schwankungen vermutlich vorwiegend mit Änderungen in der mittleren Korngröße zu erklären. Quarz, Dolomit und Plagioklas nehmen zu kleineren Korngrößen hin ab, der Gehalt an Chlorit und Calcit und die organische Substanz nehmen jedoch zu (Abb. 11, Tab. 4).

5.3. Schwerminerale

Der Durchschnitt der Schwermineralverteilung von drei Einzel- (85/A6, A12, A31) und drei Großmischproben (86/A111, A118, A119) ist in Abb. 12 für die Kornfraktionen 0,09–0,125 und 0,125–0,250 mm präsentiert. Der durchschnittliche Schwermineralgehalt ist 1,3 bzw. 2,4 M-% Das Schwermineralspektrum wird von Hornblende, Granat und opaken Mineralen dominiert. Granat und opake sind in der gröberen Fraktion signifikant höher. Keines der wirtschaftlich wichtigen Schwerminerale sind in den untersuchten Proben wesentlich angereichert.

Interessant ist nur, daß in der Probe 85/A6 (Bohrung 3) und in der dazugehörigen Großmischprobe (86/A111) 10–20 M-% vom Schwermineralanteil als Baryt (Schwerspat) ausgezählt wurde. Das läßt auf eine lokale Herkunft aus einem Seitenbach oder eine Verunreinigung schließen.

5.4. Sedimentchemie

Die Chemie der Hauptelemente ist in den Tabellen 2 und 3 dargestellt. Sie entspricht geochemisch den Durchschnittswerten eines sandigen Mergels. Die durchschnittliche Zusammensetzung der 1 m-Bohrkernproben ist sehr konstant. Die Standardabweichung übersteigt nur bei den Elementen Mn und P 10 M-% relativ. Nur die Si- und Na-Gehalte nehmen zu kleineren Korngrößen hin ab, die Gehalte aller anderen nehmen geringfügig zu.

Die Spurenelementgehalte sind in den Tabellen 2 und 3 aufgeführt.

Korrigiert man die Durchschnittswerte auf eine karbonatfreie (22 M-% Calcit + Dolomit) Basis, so entsprechen die meisten Gehalte den Mittelwerten des Geochemischen Atlas (Zentralalpines Kristallin, Geochemischer Atlas, 1990) bzw. dem weltweiten durchschnittlichen Tongestein (K. TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961). Im Verhältnis dazu sind die Gehalte an P,N,Cr, Ni,Zn,Pb,As,Cd,Ag und Hg signifikant höher (Tab. 2). Der

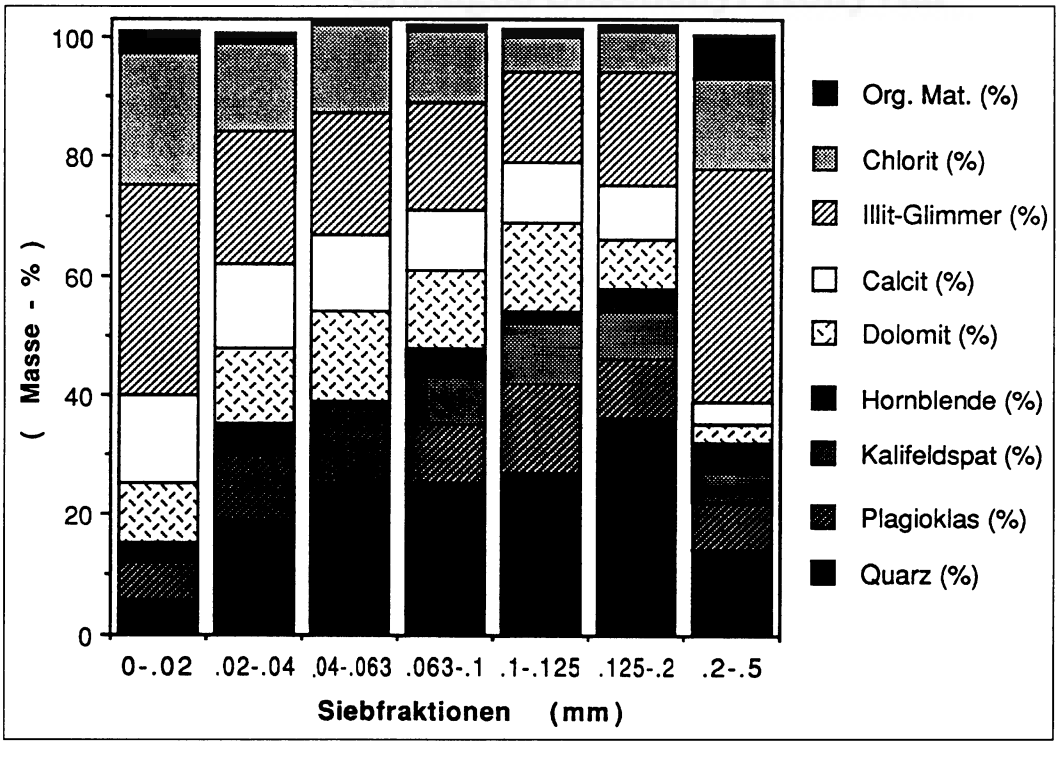


Abb. 11.
Änderung der Anteile der Mineralphasen mit der Korngröße in Probe 85/A6 (km 2164,6).
Changes in mineral composition (M-%) with grain size.

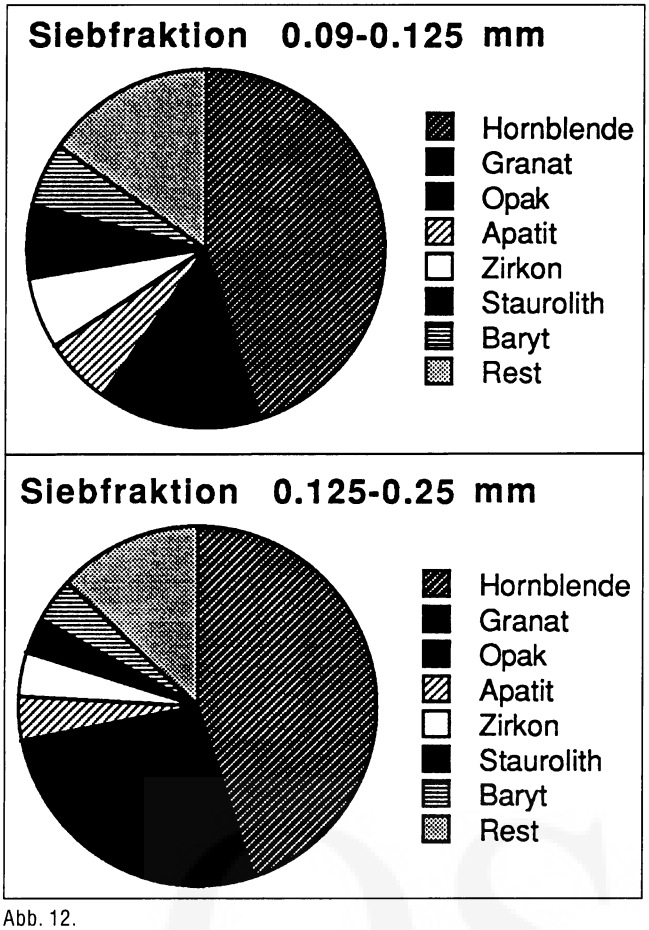


Abb. 12.
Durchschnittlicher Anteil (M-%) der Schwermineralphasen aus drei Mischproben (Stromkilometer 2.163 – 2.168).
Durchschnittlich gewonnener Schwermineralanteil in den Siebfraktionen 0,09–0,125 mm ist 1,3 bzw. 2,4 (M-%).
Mean composition of heavy minerals from three large compound samples in the 0.09–0.125 and 0.125–0.25 mm size.

durchschnittliche Cr- und Ni-Gehalt von 102±11 bzw. 72±20 mg/kg des Gesamtsediments ist knapp über den Grenzwerten für Oberböden der oberösterreichischen Klärschlammverordnung (100 bzw. 60 mg/kg, Tab. 3).

Die Spurenelementverteilung in den Siebfraktionen der Probe 85/A6 ist aus den Abbildungen 13a,b ersichtlich.

Die Abbildungen 13a,b zeigen für alle Elemente eine sattelförmige Verteilung. Die niedrigsten Werte werden in den Grobsiltfraktionen 0,02–0,2 mm erreicht. Ähnliche sattelförmige Verteilungen weisen auch die Gehalte von Illit-Glimmer, Chlorit und organischer Substanz auf, die bevorzugt Schwermetallgehalte anlagern können.

5.5. Sequentielle Laugung der Schwermetalle

Die Ergebnisse der sequentiellen Laugung nach FÖRSTNER/TESSIER (M. KRALIK & M. SAGER, 1986b) sind in der Abb. 14 zusammengefaßt. Die erste Betrachtung der Abb. 14 zeigt, daß Mn und P zu 50 bzw. 80 M-% leicht mobilisierbar sind. Ebenso werden die Schwermetalle ansteigend von Cr zu 45 % (NH_4-Acetat bis H_2O_2 Laugungsschritte) bis Cu zu 90 % leicht mobilisiert. Der Hauptanteil der leichter mobilisierbaren Anteile der Elemente Mn, Ni und Pb wird im 3. (0,1M-Hydroxilamin/25 %Essigsäure) Laugungsschritt mobilisiert. Der Hauptanteil der Elemente Fe, P, Cr, Cu und As wird in der 4. (0,2M-Oxalatpuffer pH3) Laugungsstufe gelöst.

5.6. Hydrologie des Porenwassers der Stauraumfeinsedimente

Der Wassergehalt aller gesammelten Proben (Entnahmetiefe größtenteils bis 3 m unter der Sedimentoberfläche) liegt zwischen 47 % und 95 %. Der Wassergehalt in den Proben der Tiefbohrung (B 18, Abb. 2, 4) variiert zwischen 37 M-% und 67 M-% (bezogen auf Trockensubstanz). In den obersten, noch nicht konsolidierten Sedimenten (bis 75 cm Tiefe) findet sich ein Wassergehalt um 85 M-%. Mit der Tiefe wird er etwas geringer und liegt konstant zwischen 47–67 M-%. Er variert vor allem mit dem wechselnden Anteil der Fraktion <0,02 mm (Abb. 20). Die Proben mit hohem Feinanteil weisen höhere Wassergehalte auf und umgekehrt.

Der Tritiumgehalt von ausgepreßten Porenwässern der Bohrung 18 entspricht annähernd dem des Donauwassers zum Zeitpunkt der Sedimentation (D. RANK et al., 1987). Die steigenden Tritiumwerte und die mehr oder minder konstanten Wassergehalte mit der Tiefe lassen den Schluß zu, daß die Porenwässer zum Zeitpunkt der Sedimentation eingeschlossen wurden und seither nicht vertikal migrieren konnten. Das wird durch den Befund der geringen Durchlässigkeiten (s. Kap. 7.7., Abb. 27) des Sedimentes noch bekräftigt.

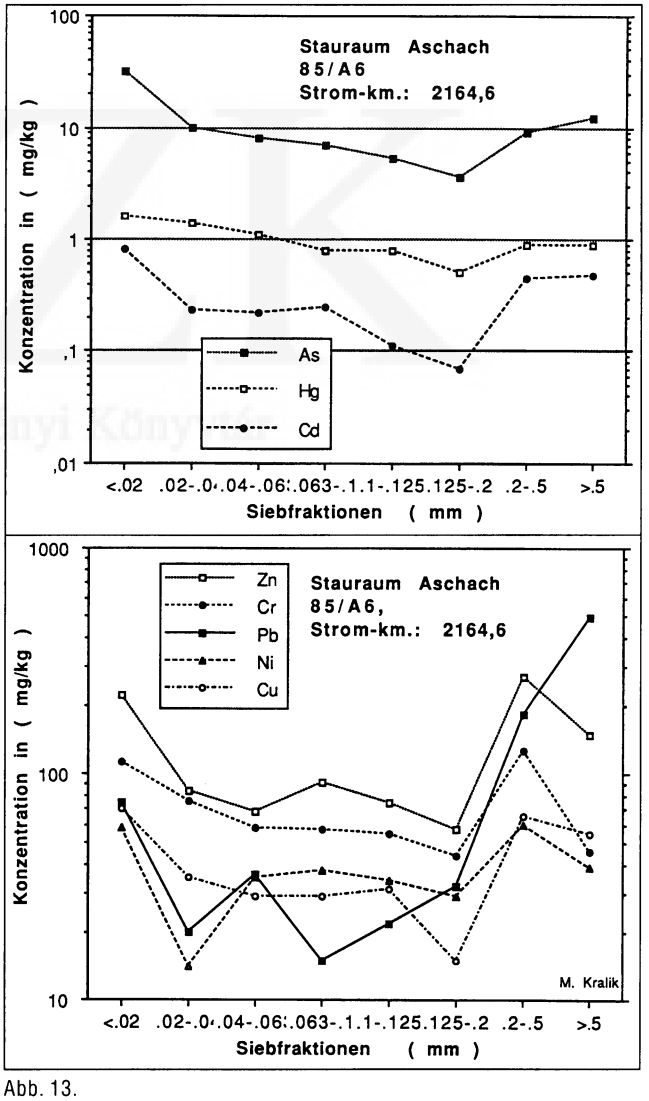


Abb. 13.
Schwermetallgehalte in Abhängigkeit von der Korngröße (Probe 85/A6).
Heavy metal contents of different size fractions (sample 85/A6).

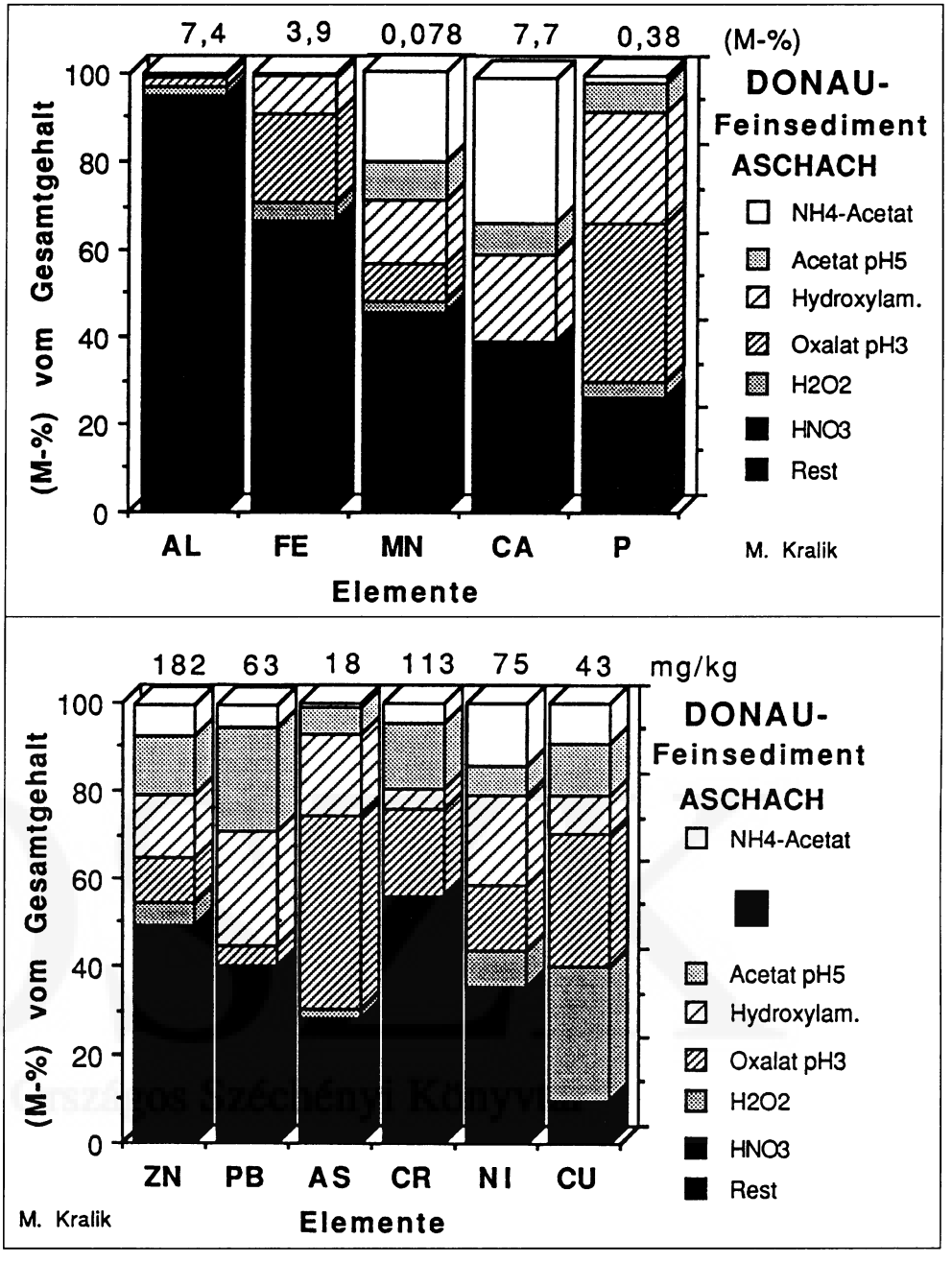


Abb. 14.
Sequentielle Laugung (FÖRSTER/TESSIER) von Haupt- und Spurenelementen.
Die helleren Anteile sind relativ leicht mobilisierbar. Die dunklen Anteile sind mineralisch fest gebunden.
Sequential leaching (FÖRSTER/TESSIER) of main and trace elements.
Easily extractable fractions are shown in light symbols; stronger bound fractions in minerals are shown as dark symbols.

Ähnlich wie im Donauwasser ist die Häufigkeit der Ionen auch im Porenwasser Ca ± Mg ± Na ± K (E. SCHROLL, 1973). Zn, Pb, As und Cd im Porenwasser sind gegenüber dem Donauwasser erheblich und Hg etwas angereichert. Die Konzentration aller Ionen mit Außnahme von Li ist im Porenwasser der Sedimente höher als der Durchschnitt von Flußwässern (K. TUREKIAN, 1969). Zn, Pb, Cd-Gehalte überschreiten die Richtlinien für Imissionen, As-Gehalte auch die der Emissionen.

6. Diskussion

6.1. Sedimentäre Prozesse

Betrachtet man die Anlandungskubaturen per Stromkilometer der österreichischen Donaustauräume in Abb. 1 so fällt die Sonderstellung des Stauraumes Aschach sofort ins Auge. Dies läßt sich auch aus Abb. 3 mit einer durchschnittlichen Anlandungsrate von über 1 Mio. m³ bis 1975 zeigen. Ab 1975 bis 1989 hat sich die Anlandungsrate, die durch jährliche Profilaufnahmen der Wasserstraßendirektion erfaßt wird, auf eine durchschnittliche Rate von 0,6 Mio. m³ per Jahr etwas abgeschwächt. Die Differenz der durchschnittlichen Schwebstofffrachten (t/1,35 = m³), die täglich von der Wasserstraßendirektion gemessen werden, ergeben niedrigere Anlandungsvolumina als die Sohlenaufnahmen. Dies ist insbesondere markant nach den Hochwässern 1981

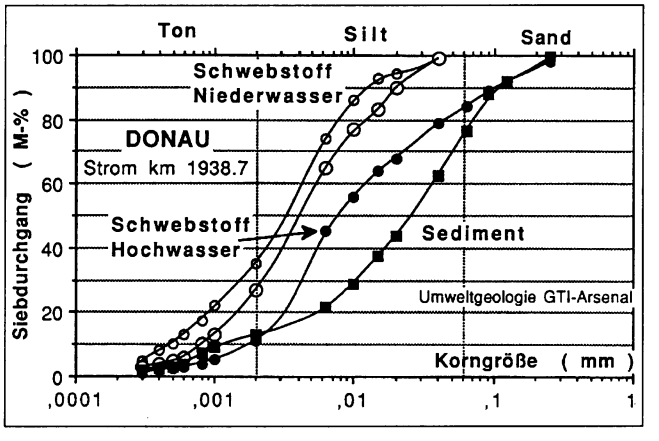


Abb. 15.
Korngrößenverteilung von Niederwasser- (ufernah 2,3 mg/l, Stromitte 7,5 mg/l) und Hochwasserschwebstoffproben (130 mg/l ufernah) sowie des abgelagerten Feinsediments beim Einlaufbauwerk Neue Donau (M. KRALIK et al., 1990).
Die Korngrößenverteilung des Hochwasserschwebstoffes nähert sich der des abgelagerten Feinsediments an.
Grain-size districation of suspended matter in low-water (2.3–7.5 mg/l; open circles) and high-water (130 mg/l; full circles), as well as from bottom sediments (black squares).

und 1985. Entweder ist die bestimmte Lagerungsdichte von 1,35 t/m³ zu hoch, oder der Sedimentbeitrag der lokalen Zuflüsse in den Stauraum, der in der Differenz der Schwebstoffrachten nicht berücksichtigt wird, ist für die fehlenden Sedimentmengen verantwortlich (Abb. 3).

Das überproportionale Wachstum der Anlandungen des keineswegs ältesten Stauraumes Aschach (1964; Jochenstein 1953; Ybbs-Persenbeug 1959) hat einerseits durch die überdurchschnittliche Höhe des Aufstaues (15,3 m) und der damit verringerten Fließgeschwindigkeit des Mittelwassers von 1,9 m/Sek. auf 0,44 m/Sek, aber auch mit dem alpinen Einzugsgebiet zu tun. Die exponentielle Zunahme der Schwebstofffracht zur Abflußspende ist hinlänglich bekannt (O. GRUBER, 1978).

Die Sedimentation in den Monaten Mai bis August, die mit der Schneeschmelze in den Alpen zusammenfällt, ist ein wichtiger Hinweis für die Herkunft des überwiegenden Teiles der Stauraumsedimente. Die Ausreißer der Boxplotdarstellung in Abb. 5 deuten darauf hin, daß in den Jahren mit extremen Abflußmengen größere Mengen erodiert und abtransportiert werden als während der Hochwässer 1981 und 1985 (s. auch Abb. 3,). Daß dies nur ungefähre Nettobilanzen sind und es aufgrund der Strömungsgeometrie und der daraus folgenden unsymetrischen Anlandungen (Abb. 2, 4) zu einem komplizierten System von Erosion und Deposition innerhalb des Stauraumes kommt, hat H. PRAZAN (1990) kürzlich eingehend beschrieben.

Die häufige Erosion im Monat März läßt sich als Erosion der in den Wintermonaten abgelagerten Sedimente während der erhöhten Wasserführung durch die Schneeschmelze in den Tallagen interpretieren. Dies ist umso wahrscheinlicher, als nach H. POSTMA (1967) konsolidierter Silt erst bei Strömungsgeschwindigkeiten von mehr als 1 m/Sek. erodiert wird. Das oberste frisch abelagerte Sediment ist jedoch mit Wassergehalten von 80–90 % bereits bei leicht erhöhten Fließgeschwindigkeiten von 0,5 m/Sek. erodierbar. Diese dünnen dunkleren Lagen mit erhöhtem Ton- und organischen Anteil sind nur selten erhalten (Abb. 7).

In diesem Sinne sind auch die Dünnschliffbeobachtungen (Abb. 9) zu interpretieren, die im mm Bereich über einer Erosionsmorphologie die Ablagerung einer Feinsandlage anzeigt, über der eine sandig-siltige Feinsedimentation folgt.

Typisch hingegen sind jedoch homogene Siltablagerungen (Abb. 7), die beim Abklingen der Hochwasserwelle relativ schnell abgelagert werden. So wurde das natürlich produzierte Radionuklid ^{7}Be (53,3 d Halbwertszeit), das aus der Atmosphäre ausgewaschen wird und in die Gewässer gelangt, in der Bohrung 15 im Oktober 1985 bis zu einer Tiefe von 1 m gefunden, was auf eine dementsprechende Sedimentationsrate nach dem Hochwasser hindeutet (D. RANK, 1987). Ebenso wurden viele lebende Würmer (*Limnotrilus*) und Muscheln (*Pisidium*), in den Bohrungen 5,6,9,15 und 18 bis in die ungewöhnliche Tiefe von 1 m gefunden. Ebenso läßt sich rein rechnerisch aus der Sedimentationsmächtigkeit von 16 m am Bohrpunkt 18, die in den 22 Betriebsjahren bis 1986 abgelagert wurde, eine durchschnittliche maximale Sedimentationsrate von 78 cm/a ermitteln.

Diese schnelle Sedimentation von 0,5–2,0 m während ein paar Tage erhöhter Wasser- und Schwebstofführung läßt sich auch aus den Sohlenaufnahmen am Bohrpunkt 18 zwischen April und August 1977 bzw. März und August 1981 erkennen (Abb. 4). Dies sind zwar Jahre mit überdurchschnittlicher Hochwasserführung, aber der Sedimentationsmechanismus dürfte in abgeschwächter Form für die übrigen Jahre gelten.

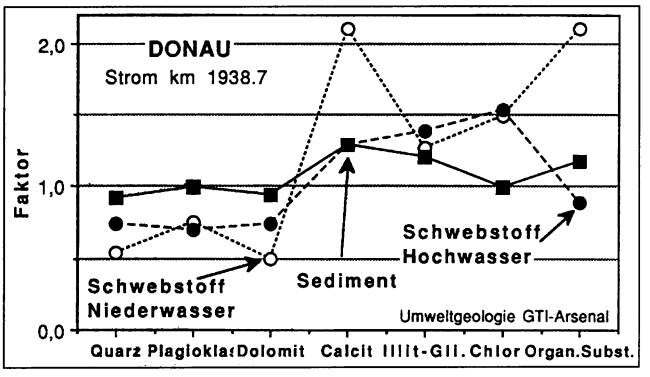


Abb. 16
Mineralphasen der Schwebstoffe und des abgelagerten Feinsediments normalisiert auf die durchschnittliche Zusammensetzung der Donaufeinsedimente um Wien (M. KRALIK & M. SAGER 1986a).
In den Niederwasserschwebstoffen sind insbesondere Calcit und Org. Substanz angereichert bzw. Quarz und Dolomit sind abgereichert. Die Mineralzusammensetzung im Hochwasserschwebstoff nähert sich der des Feinsediments an (M. KRALIK et al, 1990).
Mineral and organic matter content of suspended matter normalized to the mean Danube sediment composition in the Vienna area (M. KRALIK & M. SAGER 1986a). The low water samples (open circles) are enriched in calcite and organic matter and are depleted in quartz and dolomite. The high water sample approaches the bottom sediment composition).

Diese Änderung des Sedimentationsmechanismus, der in der Abb. 5 die schnelle Sedimentation bei Schneeschmelzereignissen, normalerweise im Zeitraum von Mai bis August, von der langsamen Sedimentation während des Restes des Jahres unterscheidet, läßt sich auch aus den Schwebstoffuntersuchungen flußabwärts bei Wien erhärten. Der Schwebstoff während des Niederwassers im September ist kleiner als 40 µm, und enthält gegenüber dem abgesetzten Sediment höhere Anteile an Calcit, Organischer Substanz (Abb. 16) und höhere Spurenelementgehalte von Zn, Cu, Pb und Cd (Abb. 17). Der Hochwasserschwebstoff im August nähert sich in seiner Zusammensetzung weitgehend dem des abgelagerten Sediments an (M. KRALIK et al., 1990).

Diese Ergebnisse legen auch eine Änderung des Erosionsmechanismus in den Einzugsgebieten nahe. Während normaler Niederschlagsverhältnisse werden punktförmig Ufer erodiert und Böden oberflächlich abge-

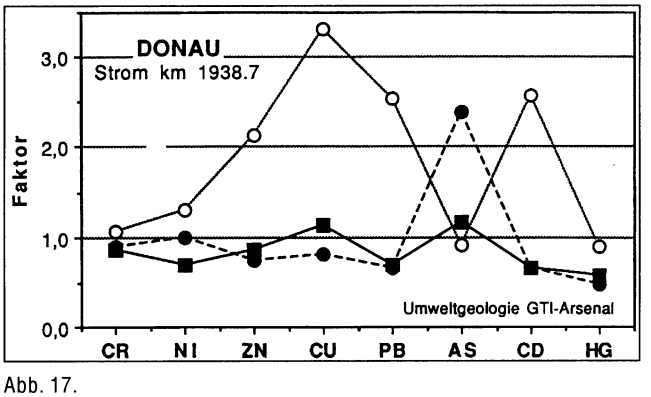


Abb. 17.
Gehalte der Schwermetalle normalisiert auf den durchschnittlichen Anteil in den Donaufeinsedimenten um Wien (M. KRALIK & M. SAGER 1986a). Zn, Cu, Pb und Cd sind im Niederwasserschwebstoff angerreichert. Der Schwermetallgehalt des Hochwasserschwebstoffes nähert sich mit Ausnahme von As dem des Feinsedimentes an.
Heavy metal composition normalized to the mean Danube sediment composition in the Vienna area (M. KRALIK & M. SAGER 1986a). The low water samples (open circles) are enriched in Zn, Cu, Pb and Cd. The high water sample approaches the bottom sediment composition).

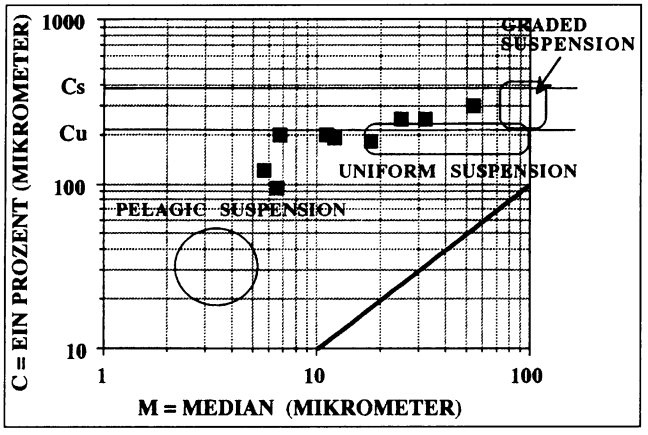


Abb. 18.
Die sehr feinkörnigen Donausedimente sind nach dem C-M-Digramm (R. PASSEGA and R. BYRAMJEE, 1969) aus "uniform suspension" abgelagert worden.
The very fine grained Danube sediments are according the C-M diagram deposits from uniform suspension.

schwemmt. Zu Zeiten der Schneeschmelze wird Boden intensiv wassergesättigt und besonders alpine Gebiete mit geringer Vegetation werden flächenmäßig erodiert. Diese Feinsedimente wurden in einer ungestauten regulierten Donau in Donauauen und Überflutungsflächen als Art „overbank sediments" (R.T. OTTESEN, et al., 1989) abgesetzt. Die mineralogische und chemische Zusammensetzung des Feinsediments ist daher ein Querschnitt aus den bevorzugt erodierten alpinen Herkunftsgebieten.

6.2. Physikalische Parameter, Mineralogie und Hauptelemente

Die Untersuchung der Korngrößenverteilung der Donausedimente vor den Staumauern der österreichischen Donaukraftwerke zeigt stromabwärts eine Abnahme des Feinsandanteil von 22 auf 6 % (M. KRALIK & M. SAGER, 1986b). Ein relativ hoher mittlerer Feinsandanteil wird von den Sedimenten 2 km vor der Staumauer des Kraftwerkes Altenwörth (km 1982,2) mit 23,4 M-% beschrieben. Der Tonanteil mit 23,1 M-% (H. MÜLLER et al., 1989) entspricht dem generellen Trend der Tonanteilzunahme, die im Kraftwerk Greifenstein fast 30 M-% (unpubl. Daten) beträgt.

Der höhere Quarz-, Plagioklas- und Dolomitgehalt in den Donausedimenten der freien Fließstrecke um Wien (M. KRALIK & M. SAGER, 1986a), verglichen mit den Werten im Stauraum Aschach, dürften auf das Vorherrschen eines gröberen Kornanteils und damit verbundenen Verschiebung der Mineralzusammensetzung zurückzuführen sein.

F. KAPPEL et al. (1985) finden eine ähnliche mineralogische Zusammensetzung für ihre Aschacher Feinsedimentprobe wie in dieser Arbeit. Stromabwärts finden sie in den Stauraumsiltproben eine Abnahme des Dolomitanteils (16 auf 9 M-%) und eine Zunahme des organischen Anteils (3,9 auf 6,5 M-%). Das entspricht auch dem internen Mineralverteilungstrend der Aschacher Feinsedimente. H. MÜLLER et al. (1989) finden jedoch in ihrer Bohrung 5 (n = 15) eine markant andere Mineralzusammensetzung mit wesentlich höherem Schichtsilikat- (49 M-%) und Dolomitanteil (18 M-%) und geringerem Quarz- (14 M-%) und Chloritgehalt (6 M-%).

Die dominierenden Schwerminerale Hornblende, Granat und Opake dürften ähnlich wie im Kamp (H. STATTEGGER, 1986) überwiegend aus den lokalen Gesteinen der Böhmischen Masse stammen, die den Stauraum Aschach umgeben. Ein Ferntransport der relativ groben Schwermineralfraktionen (0,09–0,125 u. 0,125–0,25 mm) über Staustufen hinweg wird nur für einen geringen Anteil als zutreffend erachtet.

Im Vergleich zu den Donaufeinsedimenten (<100 µm) im Raum Wien (M. KRALIK & M. SAGER, 1986a) sind die Gehalte an Al, Fe, Mn, Ca, K und P etwas höher und nur die Gehalte an Mg und H_2O (105°C) sind etwas niedriger. Das ist vermutlich, wie schon bei der Mineralogie erwähnt, auf die Abreicherung des Illits, Chlorits und Calcits und auf die Anreicherung des Dolomits in der leicht gröberen Korngrößenverteilung (Median 18 µm) in den Feinsedimenten der freien Fließstrecke um Wien zurückzuführen. Der Durchschnitt der 37 analysierten Hauptelemente, insbesondere nach der Korrektur der Karbonate, ist gut vergleichbar mit durchschnittlichen Tongesteingehalten (K. TUREKIAN & K. WEDEPOHL, 1961) und den häufigsten Werten der alpinen Zentralzone (Tirol, Salzburg; Geochemischer Atlas, 1990, Tab. 2). Die erhöhten Werte von Mn, P und N sind typisch für anthropogen beeinflußte Flußsedimente. Der Schwefel ist, wie für Süßwassersedimente zu erwarten, relativ niedrig.

Das Fe korreliert nur mit dem Chlorit und vielleicht mit Dolomit (Fe/Si) signifikant (Tab. 4). Die sequentielle Laugung zeigt, daß vermutlich Dolomit-Fe im 3. Hydroxylamin- und bereits Chlorit-Fe im 4. Oxalatschritt gelöst wird. Es ist unwahrscheinlich, daß mehr als 4 % des Aluminiums als Al-(Hydr)oxid im Sediment vorliegt. Es spricht mehr dafür, daß im Oxalatschritt bereits feinkörniger Fe-Chlorit gelöst wird (F. RAPIN & U. FÖRSTNER, 1983). Im 7. HNO_3-Schritt wird jedoch sicher 30–40 % des Chlorits, vielleicht auch etwas Biotit, gelöst (Abb. 14). Der Anteil des Fe aus Fe-(Hydr)oxiden kann demnach als gering angesehen werden.

Vermutlich ist in diesen feinkörnigen Sedimenten relativ viel leichtlöslicher (biogener?) Calcit vorhanden, der bereits im 1. NH_4-Acetat Schritt sich löst. Im Gegensatz zu den Untersuchungen von M. SAGER et al. (1990) löst sich ein erheblicher Anteil des Dolomit-Ca erst im 7. HNO_3-Schritt.

Mn korreliert mit keiner mineralogischen Phase signifikant. Bedingte Korrelationen sind mit Calcit (Mn/Si) und Illit-Glimmer (Mn/Ca) wahrscheinlich. Der Hauptanteil des Calcits wird in den ersten beiden und der des Illit-Glimmers in den letzten beiden Laugungsschritten gelöst.

Der Mn-Anteil, der im 3. Hydroxylamin- (15 %) und im 4. Oxalat-Schritt (9 %) gelöst wird, dürfte größtenteils aus Mn-(Hydr)oxiden stammen. Das entspricht auch der angestrebten spezifischen Lösungskapazität der Reagenzien (U. FÖRSTNER & W. CALMANO, 1982).

P korreliert signifikant mit der organischen Substanz. Das Laugungsmuster mit dem Hauptanteil des P im 4. Oxalat- (37 %) und im 3. Hydroxylamin-Schritt (24 %) entspricht den Ergebnissen von reiner Huminsäure (M. SAGER et al., 1990). Der HNO_3-lösliche P dürfte zu einem wesentlichen Teil im Apatit vorhanden sein (Abb. 12).

6.3. Spurenelemente und Bleiisotope

Am markantesten sind die signifikanten Korrelationen von Cr, Cu und Zn mit dem organischen Anteil bestimmt durch 360°C Glühverlust. Im Laugungsschema ist der für P charakteristische 4. Oxalat-Schritt für die Elemente Cr und Cu für den leicht laugbaren Anteil dominierend. Dies ist nicht so für Zn.

Tabelle 4.
Korrelationskoeffizienten der analysierten Parameter der Donaufeinsedimente des Staurauames Aschach.
Die Proben 86/A86 (Sediment vor Aufstau) und 85/A15.1 (10 cm organisch reiche schwarze Lage) sind in diese Berechnungen nicht einbezogen.

	Name	Quarz	Feldsp.	Dolomit	Calcit	Ill-Gli	Chlorit	Org. Mat.	SiO2	Al2O3	Fe2O3t	Fe/Si	Fe/Al	MnO	Mn/Si	Mn/Al	Mn/Fe	Mn/Ca	CaO	MgO	K2O
1	Quarz	1.00	.18	.02	-.31	.10	-.37	-.23	.63	.03	-.38	-.53	-.34	-.05	-.20	-.08	.10	.08	-.32	-.63	-.20
2	Feldsp.	.18	1.00	.26	-.37	-.45	-.13	-.42	.25	-.41	-.14	-.20	.12	-.22	-.28	-.09	-.10	-.20	.03	-.18	-.06
3	Dolomit	.02	.26	1.00	-.20	-.47	.11	-.36	-.16	-.45	.26	.26	.49	-.43	-.38	-.28	-.43	-.44	.20	.37	.32
4	Calcit	-.31	-.37	-.20	1.00	-.17	-.44	.54	-.41	.06	-.18	.01	-.20	.35	.43	.34	.34	.16	.39	.09	-.40
5	Ill-Gli	.10	-.45	-.47	-.17	1.00	.13	.11	.35	.81	.08	-.07	-.40	.29	.20	.02	.19	.52	-.69	-.26	.18
6	Chlorit	-.37	-.13	.11	-.44	.13	1.00	-.27	-.30	.03	.73	.68	.61	-.31	-.23	-.32	-.52	-.29	.01	.54	.70
7	Org. Mat.	-.23	-.42	-.36	.54	.11	-.27	1.00	-.35	.08	-.13	.03	-.17	.43	.48	.41	.39	.31	.16	-.26	-.28
8	SiO2	.63	.25	-.16	-.41	.35	-.30	-.35	1.00	.33	-.46	-.72	-.56	-.05	-.27	-.17	.12	.25	-.73	-.60	-.16
9	Al2O3	.03	-.41	-.45	.06	.81	.03	.08	.33	1.00	.06	-.08	-.53	.26	.17	-.08	.16	.48	-.65	-.30	.11
10	Fe2O3t	-.38	-.14	.26	-.18	.08	.73	-.13	-.46	.06	1.00	.95	.82	-.31	-.21	-.34	-.63	-.30	.09	.56	.87
11	Fe/Si	-.53	-.20	.26	.01	-.07	.68	.03	-.72	-.08	.95	1.00	.84	-.23	-.07	-.21	-.53	-.32	.33	.65	.74
12	Fe/Al	-.34	.12	.49	-.20	-.40	.61	-.17	-.56	-.53	.82	.84	1.00	-.41	-.27	-.24	-.62	-.52	.44	.65	.68
13	MnO	-.05	-.22	-.43	.35	.29	-.31	.43	-.05	.26	-.31	-.23	-.41	1.00	.97	.94	.93	.92	-.10	-.21	-.41
14	Mn/Si	-.20	-.28	-.38	.43	.20	-.23	.48	-.27	.17	-.21	-.07	-.27	.97	1.00	.95	.88	.83	.08	-.06	-.37
15	Mn/Al	-.08	-.09	-.28	.34	.02	-.32	.41	-.17	-.08	-.34	-.21	-.24	.94	.95	1.00	.91	.78	.12	-.10	-.46
16	Mn/Fe	.10	-.10	-.43	.34	.19	-.52	.39	.12	.16	-.63	-.53	-.62	.93	.88	.91	1.00	.86	-.10	-.37	-.65
17	Mn/Ca	.08	-.20	-.44	.16	.52	-.29	.31	.25	.48	-.30	-.32	-.52	.92	.83	.78	.86	1.00	-.47	-.33	-.28
18	CaO	-.32	.03	.20	.39	-.69	.01	.16	-.73	-.65	.09	.33	.44	-.10	.08	.12	-.10	-.47	1.00	.35	-.18
19	MgO	-.63	-.18	.37	.09	-.26	.54	-.26	-.60	-.30	.56	.65	.65	-.21	-.06	-.10	-.37	-.33	.35	1.00	.45
20	K2O	-.20	-.06	.32	-.40	.18	.70	-.28	-.16	.11	.87	.74	.68	-.41	-.37	-.46	-.65	-.28	-.18	.45	1.00
21	Na2O	.24	.53	.36	-.53	-.20	.24	-.67	.35	-.19	.10	-.04	.20	-.38	-.45	-.33	-.33	-.28	-.11	.08	.36
22	P2O5	.06	-.13	-.06	.15	.04	-.01	.52	-.12	-.14	.02	.06	.09	.49	.49	.56	.41	.39	.12	-.21	-.09
23	105o	-.13	-.41	-.37	.32	.17	-.19	.72	-.02	.28	-.06	-.04	-.22	.34	.33	.25	.28	.36	-.16	-.28	-.15
24	Ba	-.57	-.32	.14	.02	.14	.37	.30	-.32	-.08	.45	.47	.43	-.12	-.05	-.09	-.27	-.10	-.06	.43	.37
25	Sr	-.32	-.26	-.27	.31	.27	-.11	.10	.03	.22	-.25	-.21	-.33	.59	.57	.54	.56	.59	-.21	.20	-.32
26	Zr	.53	.34	-.12	-.20	.16	-.34	-.30	.60	.31	-.45	-.58	-.55	.25	.10	.14	.37	.39	-.43	-.53	-.32
27	V	-.38	-.41	-.05	-.09	.34	.41	.04	-.36	.24	.54	.55	.32	-.04	.03	-.12	-.24	-.02	-.06	.47	.39
28	Cr	-.18	-.44	-.20	.43	.26	-.14	.74	-.26	.19	.07	.14	-.06	.54	.58	.50	.41	.46	.04	-.18	-.16
29	Ni	.34	-.12	-.27	.15	.41	-.27	.20	.23	.36	-.24	-.27	-.41	.58	.50	.46	.55	.66	-.36	-.35	-.23
30	Cu	-.27	-.35	-.45	.36	.13	-.05	.74	-.30	.02	.01	.11	-.02	.49	.54	.50	.39	.37	.12	-.16	-.24
31	Zn	-.17	-.23	-.31	.58	.03	-.36	.79	-.23	.05	-.11	-.01	-.13	.44	.48	.44	.40	.32	.18	-.29	-.37
32	Pb	.05	-.12	-.32	.16	.37	-.20	.51	.02	.25	-.16	-.13	-.27	.73	.69	.65	.65	.73	-.21	-.36	-.19
33	Rb	.28	-.06	-.37	.17	.48	-.30	.27	.33	.54	-.27	-.33	-.54	.67	.56	.50	.65	.79	-.47	-.50	-.22
34	<20 µ	-.30	-.47	-.20	.31	.18	.27	.39	-.29	.25	.25	.31	.06	.19	.25	.11	.06	.19	-.07	.19	.26
35	20-63 µ	.16	.35	.10	-.11	-.24	-.23	-.30	.16	-.21	-.28	-.28	-.11	-.18	-.20	-.11	-.04	-.24	.20	-.14	-.33
36	63-250 µ	.32	.42	.24	-.42	-.05	-.19	-.34	.32	-.21	-.11	-.21	.04	-.12	-.19	-.05	-.04	-.05	-.09	-.15	-.08
37	Strom-km	.13	.26	.36	-.18	-.46	.19	-.22	-.03	-.33	.16	.13	.32	-.43	-.41	-.34	-.40	-.47	.28	-.07	.21
38	Teufe (m)	-.29	-.40	-.35	.55	.20	-.24	.49	-.35	.22	-.12	.02	-.24	.16	.23	.10	.15	.04	.23	-.02	-.41

Tabelle 4 (Fortsetzung).

	Na2O	Namen	P2O5	105o	Ba	Sr	Zr	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Pb	Rb	<20µ	20-63µ	63-250µ	Strom-km	Teufe (m)
1	.24	Quarz	.06	-.13	-.57	-.32	.53	-.38	-.18	.34	-.27	-.17	.05	.28	-.30	.16	.32	.13	-.29
2	.53	Feldsp.	-.13	-.41	-.32	-.26	.34	-.41	-.44	-.12	-.35	-.23	-.12	-.06	-.47	.35	.42	.26	-.40
3	.36	Dolomit	-.06	-.37	.14	-.27	-.12	-.05	-.20	-.27	-.45	-.31	-.32	-.37	-.20	.10	.24	.36	-.35
4	-.53	Calcit	.15	.32	.02	.31	-.20	-.09	.43	.15	.36	.58	.16	.17	.31	-.11	-.42	-.18	.55
5	-.20	Ill-Gli	.04	.17	.14	.27	.16	.34	.26	.41	.13	.03	.37	.48	.18	-.24	-.05	-.46	.20
6	.24	Chlorit	-.01	-.19	.37	-.11	-.34	.41	-.14	-.27	-.05	-.36	-.20	-.30	.27	-.23	-.19	.19	-.24
7	-.67	Org. Mat.	.52	.72	.30	.10	-.30	.04	.74	.20	.74	.79	.51	.27	.39	-.30	-.34	-.22	.49
8	.35	SiO2	-.12	-.02	-.32	.03	.60	-.36	-.26	.23	-.30	-.23	.02	.33	-.29	.16	.32	-.03	-.35
9	-.19	Al2O3	-.14	.28	-.08	.22	.31	.24	.19	.36	.02	.05	.25	.54	.25	-.21	-.21	-.33	.22
10	.10	Fe2O3t	.02	-.06	.45	-.25	-.45	.54	.07	-.24	.01	-.11	-.16	-.27	.25	-.28	-.11	.16	-.12
11	-.04	Fe/Si	.06	-.04	.47	-.21	-.58	.55	.14	-.27	.11	-.01	-.13	-.33	.31	-.28	-.21	.13	.02
12	.20	Fe/Al	.09	-.22	.43	-.33	-.55	.32	-.06	-.41	-.02	-.13	-.27	-.54	.06	-.11	.04	.32	-.24
13	-.38	MnO	.49	.34	-.12	.59	.25	-.04	.54	.58	.49	.44	.73	.67	.19	-.18	-.12	-.43	.16
14	-.45	Mn/Si	.49	.33	-.05	.57	.10	.03	.58	.50	.54	.48	.69	.56	.25	-.20	-.19	-.41	.23
15	-.33	Mn/Al	.56	.25	-.09	.54	.14	-.12	.50	.46	.50	.44	.65	.50	.11	-.11	-.05	-.34	.10
16	-.33	Mn/Fe	.41	.28	-.27	.56	.37	-.24	.41	.55	.39	.40	.65	.65	.06	-.04	-.04	-.40	.15
17	-.28	Mn/Ca	.39	.36	-.10	.59	.39	-.02	.46	.66	.37	.32	.73	.79	.19	-.24	-.05	-.47	.04
18	-.11	CaO	.12	-.16	-.06	-.21	-.43	-.06	.04	-.36	.12	.18	-.21	-.47	-.07	.20	-.09	.28	.23
19	.08	MgO	-.21	-.28	.43	.20	-.53	.47	-.18	-.35	-.16	-.29	-.36	-.50	.19	-.14	-.15	-.07	-.02
20	.36	K2O	-.09	-.15	.37	-.32	-.32	.39	-.16	-.23	-.24	-.37	-.19	-.22	.26	-.33	-.08	.21	-.41
21	1.00	Na2O	-.12	-.58	-.29	-.40	.33	-.24	-.51	-.24	-.62	-.64	-.31	-.06	-.22	.09	.29	.44	-.71
22	-.12	P2O5	1.00	.28	.14	.01	-.16	-.20	.71	.24	.56	.57	.53	.39	.18	-.18	-.10	.13	-.11
23	-.58	105o	.28	1.00	.27	.08	-.18	.13	.56	.21	.58	.58	.28	.23	.41	-.34	-.33	-.27	.24
24	-.29	Ba	.14	.27	1.00	.18	-.60	.53	.38	-.31	.37	.25	-.01	-.33	.18	-.21	-.07	-.19	.27
25	-.40	Sr	.01	.08	.18	1.00	.15	.16	.17	.38	.26	.23	.39	.32	-.04	.06	.01	-.54	.30
26	.33	Zr	-.16	-.18	-.60	.15	1.00	-.33	-.25	.46	-.22	-.21	.17	.59	-.35	.27	.32	.08	-.21
27	-.24	V	-.20	.13	.53	.16	-.33	1.00	.08	-.07	.13	-.07	-.01	-.16	.15	-.30	.06	-.45	.30
28	-.51	Cr	.71	.56	.38	.17	-.25	.08	1.00	.22	.72	.80	.54	.32	.20	-.21	-.11	-.20	.39
29	-.24	Ni	.24	.21	-.31	.38	.46	-.07	.22	1.00	.28	.21	.50	.73	.20	-.21	-.10	-.37	.05
30	-.62	Cu	.56	.58	.37	.26	-.22	.13	.72	.28	1.00	.78	.41	.23	.29	-.17	-.29	-.22	.44
31	-.64	Zn	.57	.58	.25	.23	-.21	-.07	.80	.21	.78	1.00	.46	.28	.08	-.01	-.12	-.23	.53
32	-.31	Pb	.53	.26	-.01	.39	.17	-.01	.54	.50	.41	.46	1.00	.58	.13	-.25	.04	-.28	.15
33	-.06	Rb	.39	.23	-.33	.32	.59	-.16	.32	.73	.23	.28	.58	1.00	.20	-.27	-.05	-.23	-.07
34	-.22	<20 µ	.18	.41	.18	-.04	-.35	.15	.20	.20	.29	.08	.13	.20	1.00	-.83	-.81	-.14	-.01
35	.09	20-63 µ	-.18	-.34	-.21	.06	.27	-.30	-.21	-.21	-.17	-.01	-.25	-.27	-.83	1.00	.34	.24	.15
36	.29	63-250 µ	-.10	-.33	-.07	.01	.32	.06	-.11	-.10	-.29	-.12	.04	-.05	-.81	.34	1.00	-.02	-.16
37	.44	Strom-km	.13	-.27	-.19	-.54	.08	-.45	-.20	-.37	-.22	-.23	-.28	-.23	-.14	.24	-.02	1.00	-.48
38	-.71	Teufe (m)	-.11	.24	.27	.30	-.21	.30	.39	.05	.44	.53	.15	-.07	-.01	.15	-.16	-.48	1.00

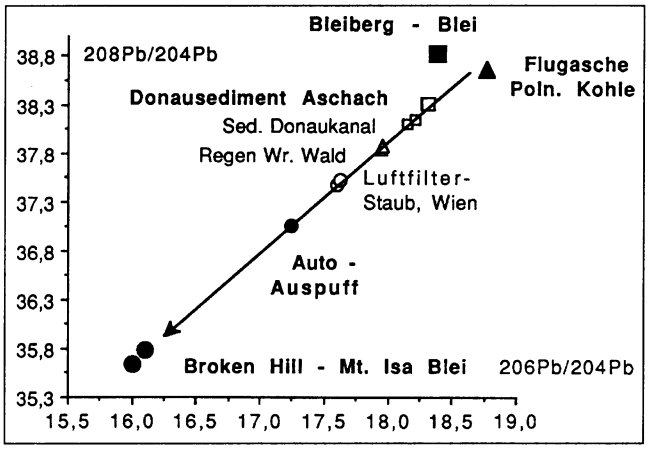


Abb. 19.
Bleiisotopenmessungen vom Aschacher Feinsediment (85/A1) und anderen Umweltproben (V. KÖPPEL, M. KRALIK & E. SCHROLL 1990) deuten auf 5–25 M-% „Benzinblei" hin. Das dem Benzin als Klopfmittel zugefügte Blei dürfte aus den australischen Lagerstätten Broken Hill und/oder Mt. Isa stammen.
Lead isotope measurements from the Aschach fine sediment (85/A1) and other samples (V. KÖPPEL, M. KRALIK & E. SCHROLL 1990) indicate a crontribution of 5–25 M-% of "petrol-lead". The lead isotops support as main source the mineral deposits of Broken Hill and/or Mt. Isa (Australia).

Pb und Ni korrelieren signifikant mit Mn. Im Laugungsschema ist der für Mn charakteristische 3. Hydroxylamin-Schritt bei letzteren Elementen für den leicht laugbaren Anteil wesentlich.

Signifikante Korrelationen zwischen V-Chlorit, Ni-Illit-Glimmer (Biotit) und Rb-Illit-Glimmer bilden einen wahrscheinlichen natürlichen Beitrag dieser Spurenelemente in den Aschachsedimenten.

Auch aus geochemischen Gründen ist es wahrscheinlich, daß der Großteil der Stauraumsedimente aus der alpinen Zentralzone über Salzach und Inn antransportiert wurden, da ein erheblicher Beitrag aus der Böhmischen Masse sich in einem höheren Ce- (200 mg/kg), La- (100), Y- (70 mg/kg), Zr-Gehalt (530 mg/kg) und in einem wesentlich niedrigeren Co- (7,0 mg/kg), Fe_2O_3 - (3,4 M-%), MgO- (0,83 M-%) und V-Gehalt (46 mg/kg) ausdrücken müßte (Geochemischer Atlas Österreich, 1990).

Der quantitative Beitrag des Schwebstofftransportes zu den Stauraumfeinsedimenten aus dem Süddeutschen Raum ist ungeklärt. Der Geochemische Atlas Deutschland (1985) läßt keinen direkten Schluß zu. Erstens sind die untersuchten Kornfraktionen (<2 mm) wesentlich grobkörniger und zweitens sind die Durchschnittswerte der analysierten Elemente aus dem Donauraum zwar etwas geringer, aber ansonsten denen der Zentralalpinen Zone durchaus ähnlich.

Gleichfalls sind die feinkörnigen Stauraumsedimente Aschach (<100 µm) nicht unmittelbar mit den gröberen Bachsedimentfraktionen (<180 µm) des Geochemischen Atlas Österreich (1990) vergleichbar, doch sollten sich trotz korngrößenbedingter Verschiebungen der Mineralphasenzusammensetzung, ein markanter Beitrag der umliegenden Böhmischen Masse entdeckt werden können.

Blei-Isotope werden neuerdings eingesetzt, um den Einfluß des aus Treibstoffen stammenden Bleis zu identifizieren. Erste Isotopenmessungen (V. KÖPPEL, M. KRALIK & E. SCHROLL, 1990) deuten darauf hin, daß das dem Treibstoff hinzugefügte Pb in Wien und im Südbayrischen Raum aus den australischen Lagerstätten Broken-Hill und/oder Mt. Isa stammt. Das natürliche und technologisch verwendete Blei liegt vorwiegend im Bereich des Bleiberger Bleis und des Bleis der polnischen Kohle. Daraus läßt sich ablesen, daß die dazwischen liegenden Pb-Isotopenwerte der Donausedimente Aschach (85/A1) zwischen 5–25 M-% Treibstoffblei enthalten (Abb. 19).

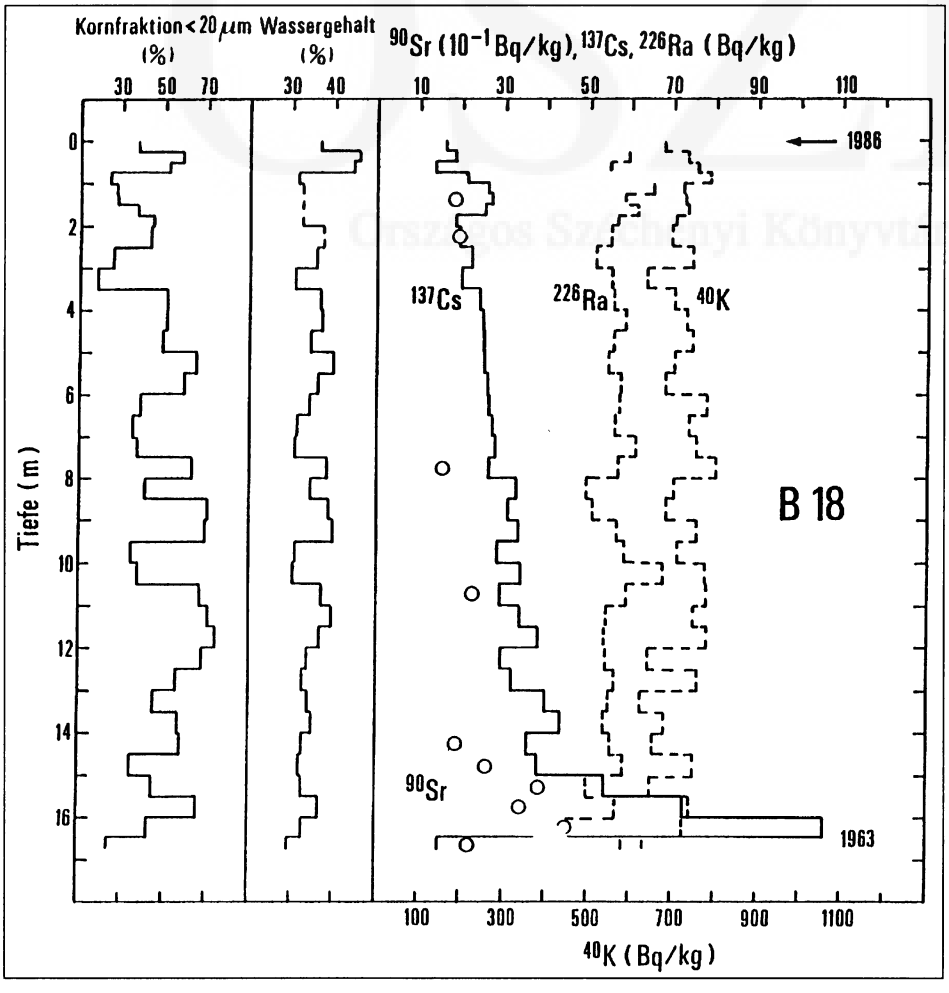


Abb. 20.
Stauraum Aschach, Bohrung 18 (1986/04/22).
Masseanteil der Kornfraktion <0,02 mm, Wassergehalt (% vom Gesamtgewicht), Sr-90, Cs-137, K-40 und Ra-226 Aktivität von der Korngröße Fraktion <0,02 mm mit der Tiefe (D. RANK, 1987).
Aschach reservoir, drill-hole 18 (1986/04/22). Content of the <0,02 mm, water content (% of total), Sr-90, Cs-137, K-40 and Ra-226 activity of the grain-size fraction <0,02 mm with depth (D. RANK, 1987).

6.4. Sedimentologisch-geochemische Trends (1963–1986)

Die Echolotmessungen des Stauraumes (Abb. 4) und die Tritiumdatierung des eingeschlossenen Porenwassers (D. RANK et al., 1987) ergeben eine gute Einstufung des Zeitpunktes der Sedimentablagerungen. Trotz der markanten Variation der einzelnen analysierten Parameter scheint ein Trend der kontinuierlichen Abnahme der Organischen Substanz und Calcits sowie einer Zunahme von Feinsand, Quarz und Feldspat im Sedimentpaket nach oben hin zu bestehen (Abb. 21). Ein ähnlicher Trend wurde z.B. auch im Ruhrstausee Baldeney (P. NEUMANN-MAHLKAU & H.T. NIEHAUS, 1984) beschrieben. Dies wird als Folge einer Kornvergröberung infolge erhöhter Fließgeschwindigkeiten in einem sich durch Sedimentation verengenden Flußquerschnittes angesehen (s. Kap. 6.1.).

Ebenso zeigen die Schwermetalle Cr, Cu und Zn einen abnehmenden Trend in den Gesamtproben und für As und Hg in der Fraktion <20 µm (Abb. 22; M. KRALIK et al., 1991). Da diese Elemente jedoch signifikant mit dem Gehalt an organischer Substanz oder mit dem Mn-Gehalt korreliert, wurde eine Normalisierung auf diese Parameter versucht (Abb. 23). Auch wenn diese neuen Trends statistisch nicht hoch signifikant sind, so deuten sie auf eine gleichbleibende Belastung für Zn und einen leichten Anstieg im Cr hin. Dieses Ergebnis zeigt, daß Änderungen in der Matrixzusammensetzung sehr wohl Einflüsse auf die angelagerten Spurenelementgehalte haben können und daher für die Bewertung nicht außer Acht gelassen werden darf.

6.5. Zusammenhang zwischen den Parametern und Faktorenanalyse

Mit Ausnahme einer dünnen, an organischem Material reichen Lage (Bohrung 7, Probe 85/A15.1) und dem vor der Stauhaltung abgelagerten Flußsediment (Bohrung 18, Probe 86/A86) wurden alle Proben und alle gemessenen Variablen einer Faktorenanalyse unterzogen. Sechs Faktoren sind relativ gleich verteilt für über 89 % der Probenvarianz verantwortlich (Tabelle 5).

Faktor 1 dominiert bei hohen positiven Ladungen von MnO, Sr, Pb und Ni. Der Faktor wird als „Mn-(hydr)oxid-Faktor" interpretiert. Das erscheint umso wahrscheinlicher, als die Ladung normiert auf Si und Al (Mn in Alumosilikaten unbedeutend!) etwas höher ist als normiert auf Fe oder Ca oder bloß die Ladung von MnO. Auf die wahrscheinliche Anlagerung von Pb und Ni an Mn-(hydr)oxide wurde bereits bei der sequentiellen Laugung hingewiesen.

Faktor 2 ist markant durch die positive Ladung von Chlorit, Fe_2O_3, MgO, K_2O und V. Generell kann man ihn als „Chlorit-Faktor" deuten. Die hohe positive Ladung in Ka-

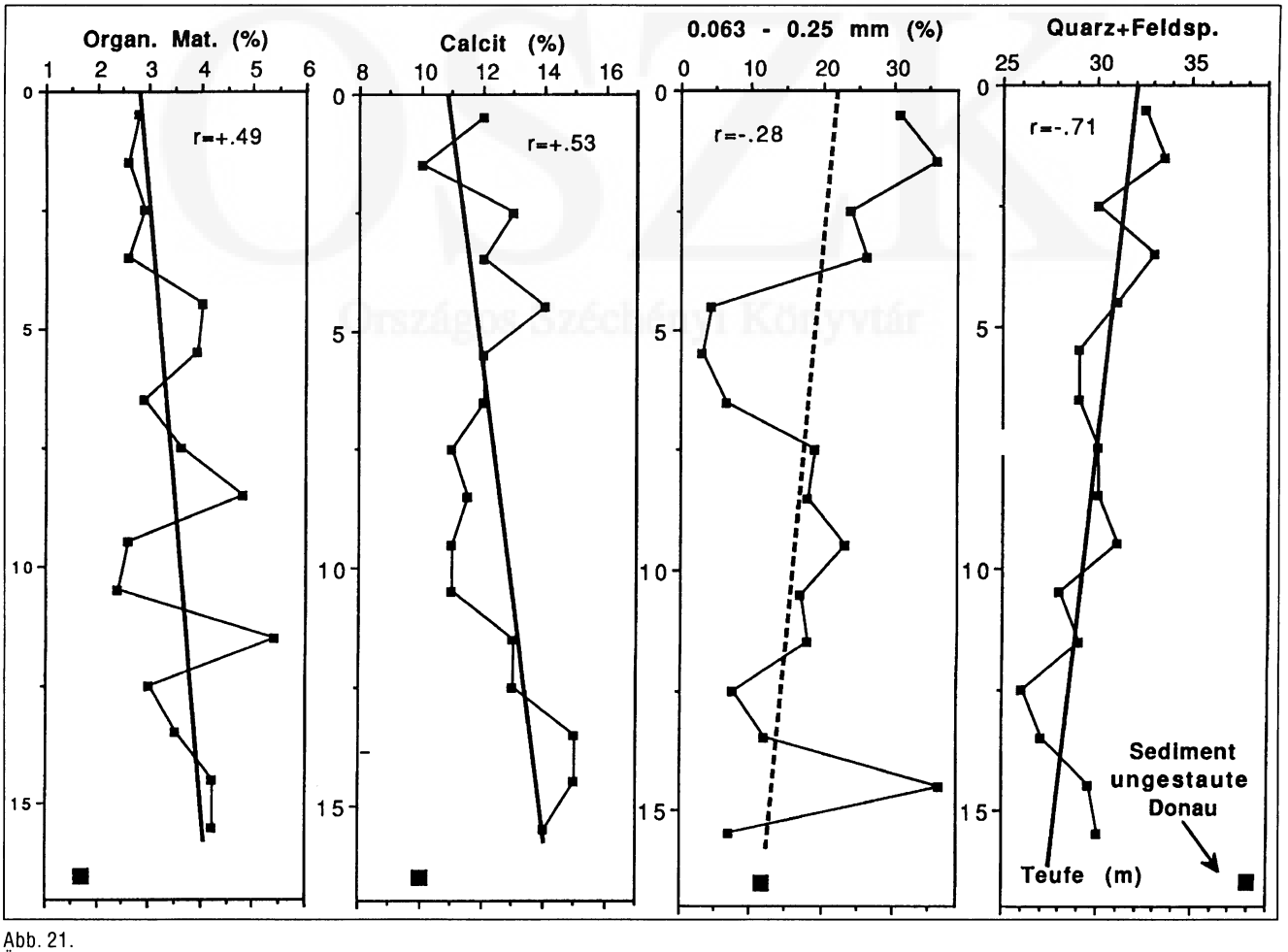


Abb. 21.
Änderung des Mineralphasen- und des Feinsandgehaltes der 1 m Bohrkernproben mit der Tiefe in der Bohrung 18.
Mit Ausnahme des Feinsandes nähern sich die Stauraumsedimente im Laufe der Zeit der Zusammensetzung vor dem Aufstau an.
Selected changes in mineral composition and fine sand content in the 1 m samples in drill hole 18. With the exception of the fine sand content the sediments change with time in the direction of the "pre-dam" composition (black square).

Tabelle 5.
Ladungen von sech rotierten Faktoren (Oblique solution primary pattern matrix-orthotran/varimax).
Faktorenanalyse der Donaufeinsedimentdaten aus dem Stauraum Aschach.

	Variable	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3	Faktor 4	Faktor 5	Faktor 6	Kommunalität
1	Quarz	-.17	-.31	.14	.14	.24	.08	.80
2	Feldsp.	.08	-.17	-.31	.42	.36	-.20	.61
3	Dolomit	-.12	.30	-.51	.16	.16	-.14	.55
4	Calcit	.14	-.16	-.40	-.50	-.44	.08	.77
5	Illit-Glim.	.08	.10	.92	-.15	.07	.11	.90
6	Chlorit	-.07	.66	.25	.22	-.08	-.07	.84
7	Org. Mat.	-.06	-.08	-.03	-.12	-.23	.82	.91
8	H2O-Geh.	.07	.33	-.36	.59	-.44	.26	.76
9	SiO2	-.19	-.67	.64	.39	.23	-.08	.94
10	Al2O3	0	-.04	.83	-.29	-.19	-.06	.87
11	TiO2	-.36	.50	.25	.20	.07	.11	.77
12	Fe2O3t	-.14	.94	.03	-.03	-.02	.14	.92
13	Fe/Si	-.04	.97	-.22	-.15	-.11	.13	.96
14	Fe/Al	-.10	.82	-.45	.15	.10	.14	.94
15	MnO	.96	-.01	0	.03	-.02	.06	.97
16	Mn/Si	.97	.12	-.14	-.06	-.07	.07	.97
17	Mn/Al	.99	0	-.28	.13	.05	.08	.96
18	Mn/Fe	.85	-.36	-.04	.07	0	0	.97
19	Mn/Ca	.84	-.10	.31	.13	.02	.03	.96
20	CaO	.04	.27	-.84	-.26	-.06	.05	.91
21	MgO	.23	.60	-.42	-.16	-.19	-.48	.91
22	K2O	-.19	.72	.16	.26	-.11	-.03	.89
23	Na2O	.02	.03	-.06	.62	.08	-.43	.81
24	P2O5	.33	.17	-.06	.54	.10	.81	.87
25	105o	-.22	-.21	.23	-.03	-.28	.66	.70
26	1000o	.05	.19	-.28	-.02	-.36	.65	.78
27	Ba	-.24	.35	.20	.02	.14	.50	.87
28	Sr	.75	-.11	.17	-.23	.14	-.33	.87
29	Zr	.36	-.34	.27	.06	.25	-.37	.80
30	V	.03	.70	.20	-.51	.12	-.03	.79
31	Cr	.15	.21	.15	-.03	.14	.90	.86
32	Ni	.55	0	.15	-.18	-.05	-.07	.71
33	Cu	.13	.09	.12	-.07	.03	.78	.76
34	Zn	.02	-.05	-.02	-.17	.13	.87	.87
35	Pb	.65	.10	.13	.13	.16	.36	.72
36	Rb	.58	-.12	.31	.14	-.11	.06	.83
37	Y	-.27	.02	.09	-.51	.08	.16	.61
38	<20 µm	.01	.12	-.03	.08	-.95	0	.95
39	20-63 µm	-.09	-.25	.03	-.15	.67	-.03	.85
40	63-250 µm	.10	.08	.02	.04	.91	.04	.83
41	Strom-km	-.37	-.01	-.18	.50	-.05	.16	.79
42	Teufe (m)	-.18	.03	.08	-.90	.08	.30	.88
43	%Var/Fakt.	18.70	17.50	14.20	10.80	12.10	15.70	•

lium kann damit jedoch nicht erklärt werden. Vielleicht steckt in diesem von Eisen und Magnesium dominierten Faktor auch der röntgenographisch nicht erfaßbare, kaliumhältige Biotit.

Der **Faktor 3** weist vorherrschend positive Ladungen von Illit-Glimmer, SiO_2, Al_2O_3 und eine negative Ladung von CaO auf. Er kann als „Illit-Glimmer-Faktor interpretiert werden.

Der **Faktor 4** weist keine sehr dominanten Ladungen auf, könnte aber wegen der etwas höheren Ladung in Na_2O und Feldspat als „Feldspat-Faktor" angesehen werden.

Der **Faktor 5** wird als „Feinsand-Faktor" (63 bis 250 µm) interpretiert, hat aber sonst keine dominanten Ladungen.

Der **Faktor 6** ist eindeutig von den positiven Ladungen des organischen Materials, P_2O_5, Cr, Cu und Zn beherrscht.

Korrelationsmatrix und Faktorenanalyse weisen hier auf die Bindungsart von anthropogen eingetragenen Schwermetallen hin, die durch sorgfältige Phasen- und Elementanalyse als Ergänzung zu dem Ladungsschema herangezogen werden können. Dabei erweist sich die Quotientenbildung von Fe und Mn durch wichtige mineralbildende Elemente wie Si, Al und Ca als interessante Möglichkeit, Fe- und Mn-(hydr)oxide als Anlagerungsphasen zu erkennen. Das ist insbesondere dann ein möglicher Hinweis, wenn Elemente mit einem Quotienten (z.B. Mn/Ca und Ni) besser korrelieren als mit MnO.

Im Falle der Beziehung von Mn zu Ni und Pb wird dies durch den hohen Laugungsanteil im 3. Hydroxilaminschritt unterstrichen. Die bevorzugte Bindung des anthropogen hinzugefügten Cr, Cu und Zn an die organische Substanz ließ sich bereits aus der großen Mobilität des Phosphors zusammen mit Cr und Cu im 4. Oxalat-Laugungsschritt vermuten, wird aber erst durch gute Korrelation und die hohe Faktorenladung sehr wahrscheinlich gemacht.

In Übereinstimmung mit P.G.C. CAMPBELL et al. (1988, Literaturübersicht) sind Ni, Pb am häufigsten an Fe/Mn-Oxide gebunden. Aber auch die Elemente Cr, Cu, Zn und As werden in ähnlichen Laugungsschemata am häufigsten von reduzierbaren Fe/Mn-Oxiden mobilisiert. Möglicherweise ist das auch auf die mangelnde Eignung der Laugungsschemata zurückzuführen, die spezifische Bindungen an organische Komponenten nicht sauber trennen können.

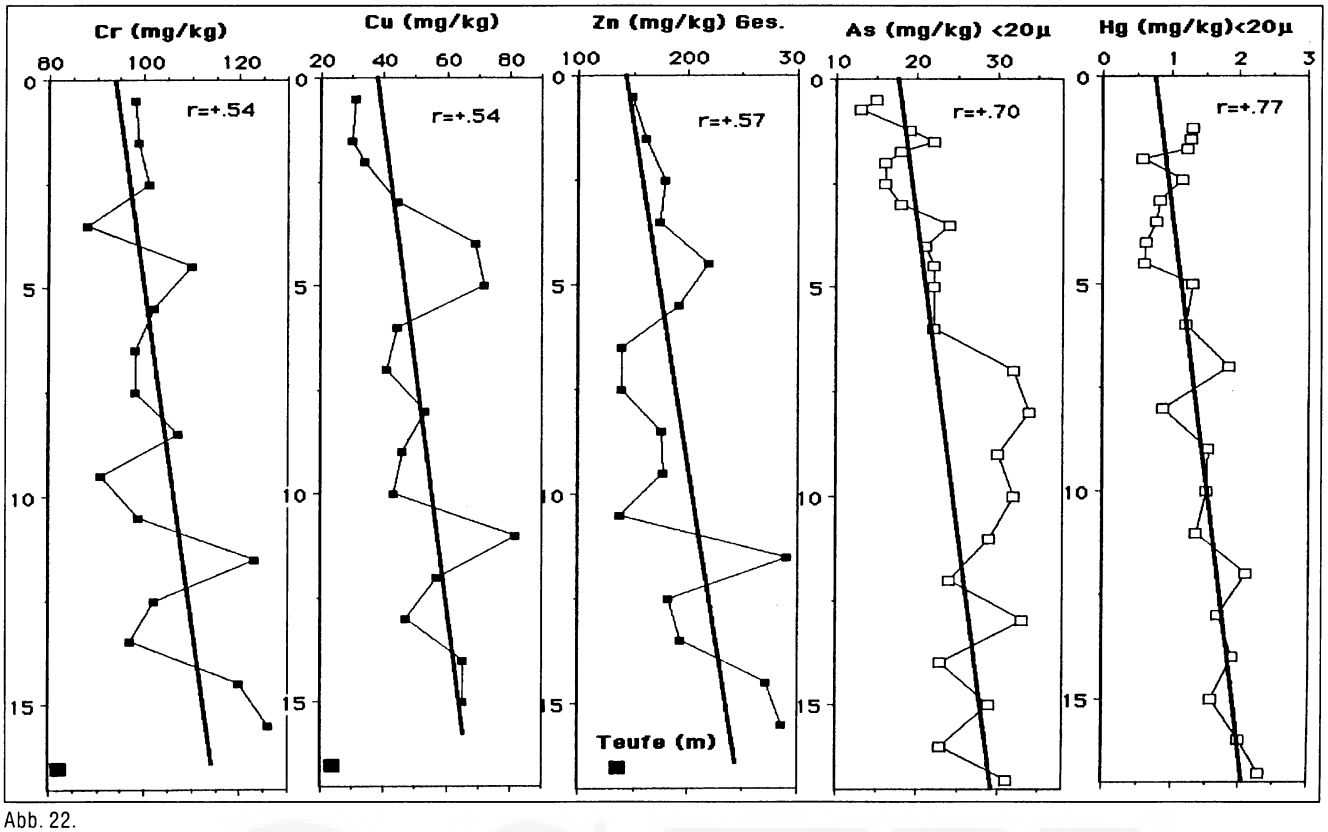


Abb. 22.
Abnahme von Cr, Cu, Zn in den Gesamtproben und As und Hg in den Fraktionen <20 µm in der Bohrung 18.
Decrease of Cr, Cu, Zn in the total samples and of As and Hg in the fractions <20 µm in the drill hole 18.

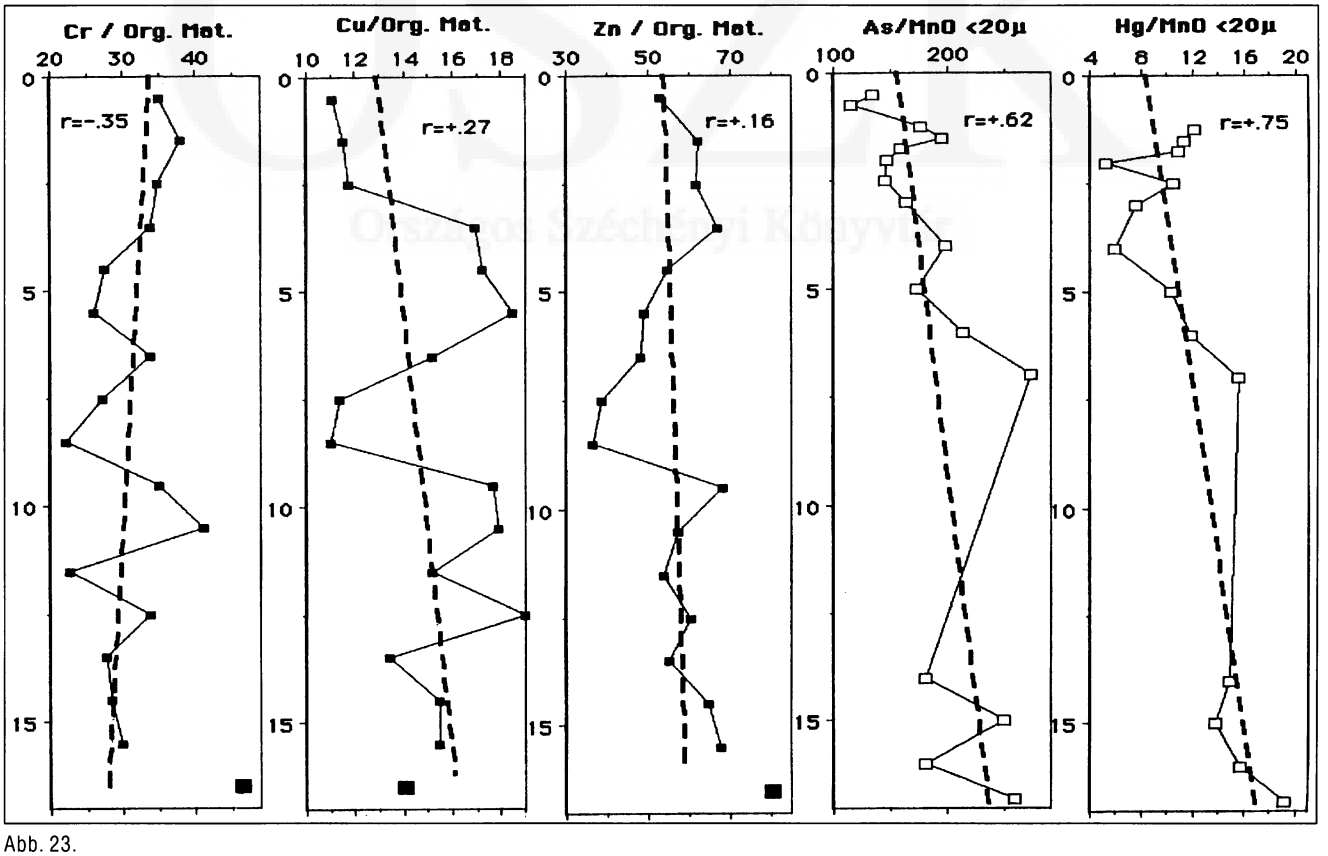


Abb. 23.
Normalisierung der Schwermetallgehalte auf org. Mat. und MnO bestätigen die Abnahme von Cu, As, Hg und deuten auf eine Zunahme von Cr sowie auf einen konstanten Eintrag von Zn mit der Zeit hin. Korrelationen weisen für anthropogen hinzugefügtes Cr, Cu und Zn organisches Material, für As und Hg MnO als dominierende Anlagerungsphasen aus (Tab. 4,5).
The normalized heavy metal compositions indicate a decrease in Cu, As, Hg, and an increase in Cr as well as a constant Zn-flux into the river. Correlation factors indicate that organich matter is the main scavanger substance for Cr, Cu and Zn, whereas Mn(hydr)oxides are the main scavanger substance for As and Hg.)

6.6. Bewertung der Schwermetallbelastung

Der Vergleich mit dem wahrscheinlichen dominierenden Herkunftsgebiet (Ostalpine Kristalline Zentralzone) ist nur mit dem karbonatfreien Donausediment sinnvoll. Das verursacht gewisse Unsicherheiten in der Bewertung besonders bei Elementen wie z.B. Cd oder Zn. Diese Bewertung durch den Geo-Index weist trotz der enormen Verdünnung durch die hochalpine Erosion bei der Schneeschmelze die mäßige Belastung mit Cr, Ni, Zn, Cu, Pb und As durch menschliche Aktivitäten nach. Dies wurde bereits durch die signifikanten Korrelationen mit organischem Material und Mn-Oxid sowie der hohen, leicht mobilisierbaren Anteile unterstrichen.

Betrachtet man die letzten 5 km (Stromkilometer 2.163–2.168) des Stauraumes nach der Einmündung der Großen Mühl, in dem der größte Teil des Feinsediments abgesetzt wird, und nimmt man konservativ eine einheitliche Sedimentation über die durchschnittlich 280 m breite Donau an, so wurde über die letzten 25 Jahre im Mittel die erhebliche Menge von 390 (280–440) kg m^{-2} a^{-1} abgelagert. Multipliziert man das mit der mittleren Konzentration, so ergeben sich aufgrund der extrem hohen Sedimentationsrate Schwermetallablagerungen im Gramm-Bereich pro Jahr (Cr: 40; Ni: 28; Zn: 70; Cu: 19; Pb: 27; As: 6; Cd: 0,25; Hg: 0,25; Ag: 0,24; Werte in g m^{-2} a^{-1}). Bei einem leicht mobilisierbaren Anteil von 11 bis 55 M-% (Abb. 15) sind diese Ablagerungen um einen Faktor 1000 höher als z.B. in den nordamerikanischen Großen Seen (W. SALOMONS & U. FÖRSTER, 1984) oder einen Faktor 50–500 höher als in den Skagerrak-Sedimenten (M. PAETZEL & H. SCHRADER, 1992).

Wie bereits in Kapitel 6.1. diskutiert, ist das in periodischen Ereignissen abgelagerte Feinsediment nicht repräsentativ für die Langzeitsedimentation bzw. für die Langzeitimmissionen. Aus diesen sedimentologischen Überlegungen wäre es für die Zukunft vorteilhafter, für ein „Monitoring" von Immissionen die obersten Feinsedimente, die zwischen Hochwasserereignissen abgelagert werden, zu beproben.

7. Verwertbarkeit der Donaufeinsedimente

7.1. Allgemein

Bei der Fragestellung der Verwertbarkeit von Stauraumsedimenten kann man auf den großen Wissensschatz über die Verwertbarkeit von Steinen und Erden zurückgreifen (U. STEIN, 1981) wo die wichtigsten Verfahren der Untersuchung, Erschließung und Bewertung beschrieben werden. Zusätzliche Informationen, sowohl über die Problematik der Gewinnbarkeit wie über die Verwertung von Feinsedimenten, liefert das in der Bundesrepublik Deutschland durchgeführte „Baggergut-Untersuchungsprogramm" (FACHSEMINAR BAGGERGUT 1984). Die Ausgangslage an der österreichischen Donau ist durch die geringe Schwermetall- und Schadstoffbelastung der Donausedimente etwas anders, doch treten ähnliche Verwertungsmöglichkeiten in den Vordergrund.

Primäre Unterscheidungsmerkmale sind die Korngrößenverteilung, sowie die mineralogisch-chemische Zusammensetzung des Materials. Je nach Verarbeitung und Verwendung soll die Schadstoffbelastung, insbesonders die Schwermetallkonzentration und ihre Mobilisierbarkeit berücksichtigt werden. Ein weiteres wesentliches Beurteilungskriterium ist der Inhalt an organischen Anteilen.

Wie in den ersten Abschnitten gezeigt, besitzen die Feinsedimente des untersten Drittel des Stauraum Aschach durchwegs die geforderte Homogenität und Gleichmäßigkeit einer Lagerstätte.

Eine Übersicht über die Abfolge und die Systematik der einzelnen Untersuchungsschritte zeigt die Tabelle 6. Neben der Probenahme, den Laboruntersuchungen un den in der vorliegenden Arbeit diskutierten Verwertungsmöglichkeiten wird in Tab. 6 auch auf gewisse wirtschaftliche Faktoren hingewiesen, die sowohl bei der Verwendung als auch bei der Deponierung als Kosten anfallen. Nach der materialkundlichen Eignung muß auch die Frage der Wirtschaftlichkeit durch eine Marktanalyse und eine Kosten-Nutzen-Analyse geklärt werden, die aber über den Rahmen dieser Arbeit hinausgeht.

Tabelle 6.
Verwertungsmöglichkeiten von Flußfeinsedimenten.

PROBENAHME LABORUNTERSUCHUNGEN GRUNDSTOFF für					
BAU - INDUSTRIE	**ZEMENT**	**SPEZIAL-PRODUKTE**	**STRAßENBAU**	**LANDWIRT-SCHAFT**	**DICHTUNGS-MATERIAL**
ZIEGELEI-PRODUKTE Beton Blähton Bausteine	**SILIKAT-TRÄGER KALK-MERGEL**	**Keramische Produkte Mineral-fasern Industrie-sande**	**Zuschlagstoffe für Asphalt Ungebundene Tragschichten**	**Mineral-dünger für Boden-verbesserung**	**MINERA-LISCHE DICHTUNGEN und SCHLITZ-WÄNDE**
FINANZIELLER AUFWAND Deponiekosten — Gewinnungskosten — Transport					
MARKTANALYSE					
KOSTENAUFWAND					

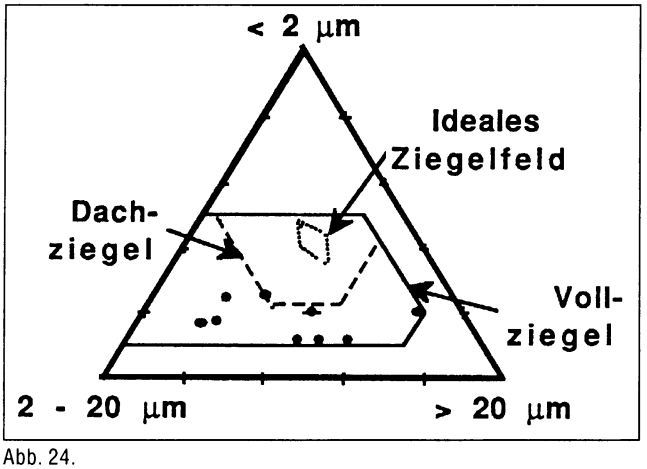


Abb. 24.
Ausgewählte Feinsedimentproben (85/A6, 7, 12, 13, 30, 31; 86/A111) als Ziegelrohmaterial im Korngrößendiagramm nach WINKLER.
Selected sediment samples show according to WINKLER that this material is only suitable as bricks of minor quality. To obtain better qualities (stippled field) material with higher <2µm fraction should be added.

7.2. Ziegelei-Rohstoff

Im Korngrößendiagramm nach WINKLER fallen die für diese Fragestellung untersuchten Proben in den unteren Bereich des Ziegelfeldes. Das ideale Ziegelfeld darüber zeigt, daß das Material für die Ziegelherstellung etwas zu grob ist, da der nur etwa 10 %-ige Tonanteil erfahrungsgemäß eine zu geringe Druckfestigkeit der Ziegel bewirkt. Ebenso könnte der relativ erhöhte Magnesium- und Natriumgehalt im Laufe der Zeit Ausblühungen in Form von Salzen bewirken.

7.3. Zuschlagstoff für Beton und Mörtel

Ein Vergleich der Sieblinienbereiche nach ÖNORM B 3304 mit der Siebsummenkurve der Feinsedimente des Stauraumes Aschach zeigt, daß diese als Zuschlagstoff für die Betonherstellung nicht geeignet sind. Die Sieblinie ließe jedoch eine Eignung für Feinverputze zu. Dagegen spricht, daß der Anteil von aufschlämmbaren Bestandteilen toniger Natur größer als 10 M-% ist und damit weit über dem in der Praxis bei Feinputzsanden anzutreffenden Anteil liegt. Die relativ schlechte Kornform (plattiger Anteil hoch) läßt auf eine schlechte Verarbeitbarkeit schließen. Da weder Sieblinienbereich noch Kornformkriterien für gut geeignete Mörtelsande eindeutig festgelegt sind, können nur Praxiserprobungen durch den Anwender (Maurer) und die dabei benötigte Bindemittelmenge Aufschluß über die Verwertbarkeit geben.

7.4. Rohstoff für die Zementherstellung

Der Zementklinker wird in Drehöfen durch Sintern aus einem Rohmehl mit festgelegtem Chemismus hergestellt. Das Rohstoffgemisch besteht hauptsächlich aus Calciumoxid CaO, Kieselsäure SiO_2, Aluminiumoxid Al_2O_3 und Eisenoxid Fe_2O_3. Als Ausgangsmaterialien dienen dazu Kalkmergelsteine oder Kalksteine mit Zusätzen von Tonen und/oder Quarzsanden und Eisenerze.

In Abb. 26 sind die oberen und unteren Anhaltswerte für Tone und Kalkmergel (VDI 2094 Emissionsminderung Zementwerke) mit den Durchschnittswerten der Aschacher Feinsedimente dargestellt.

Der Vergleich zeigt, daß das Material aus dem Stauraum Aschach auf Grund seiner chemischen Zusammensetzung sowohl als Kalkmergel als auch als Tonmineral für die Herstellung von Zementklinker verwendet werden kann. Nur die Elemente Na, Zn, Pb und Cd liegen geringfügig über den oberen Anhaltswerten.

7.5. Straßenbau

Im Straßenbau finden Sedimente in Form von Dammschüttmaterial, als Material in ungebundenen Tragschichten und als Zuschlagstoffe für die Asphalt- und Betonerzeugung Anwendung.

Da die Anwendung in ungebundenen Tragschichten (3 M-% <0,02 mm) wegen des hohen Feinanteils auszuschließen ist, käme nur ein Füller für die Asphaltherstellung in Frage. Laut RVS 8.111 ist für einen Füller (<0,09 mm) ein Gehalt von <10 % quellfähigen Tonmineralen vorgeschrieben. Darüber hinaus muß der Trockenhohlraumgehalt nach RIDGEN unter 40 % liegen. Da die Mischproben des Stauraumsediments Aschach einen Enslin-Wert von 75,8 % Wasseraufnahme und 50,2 % Trockenhohlraumgehalt nach RIDGEN aufweist, ist eine Verwendung als Füller im Asphaltstraßenbau nicht möglich.

Die Eignung als Dammschüttmaterial ergibt sich auf Grund des Reibungswinkels. Der Reibungswinkel des Feinsedimentes von Aschach liegt bei 28° (errechnet aus Rahmenscherversuch bei einer Kohäsion von 0 kN/m²). Dem entspricht für eine im Bauwesen übliche Sicherheitsannahme von u = 1,3 eine Böschungsneigung von ca. 1 : 2,5.

Da erstens beim Bau von neuen Straßen bereits bei der Projektierung auf einen Ausgleich der Massen geachtet wird und zweitens der Bau neuer Straßen immer mehr zurückgeht, bestehen für die Verwendung des Feinsedimentes Aschach als Dammschüttmaterial geringe Chancen.

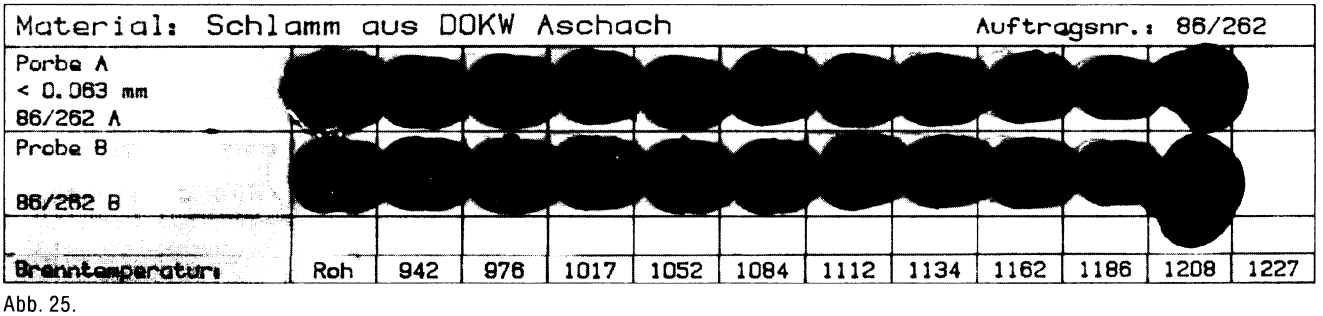


Abb. 25.
Mischprobe 86/A111 (unten), 86/A111<0,063 mm (oben) nach verschiedenen Brenntemperaturen (942–1208°C).
Die gebrannten Proben haben gleichbleibend eine hell-ziegelrote Farbe (5YR8/4 moderate orange pink, Rock Color Chart, Geol. Soc. Amer. oder Nr. 304 Nuancier D'argiles Société Francaise Céramique) und beginnen bei 1162°C zusammensintern.
Compound sample 86/A111 (below), 86/A111<0,063 mm (above) after increasing temperatures (942–1208°C).
All the fired samples have a similar light brick red colour and start sintering and loosing their shape at 1162°C.

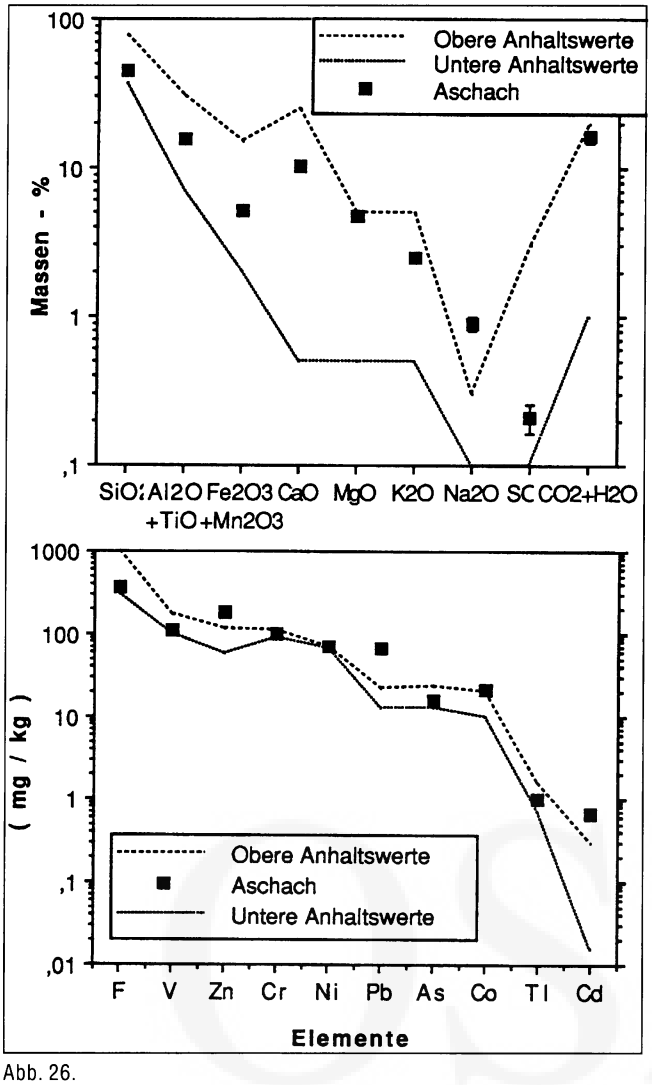


Abb. 26.
Chemische Durchschnittswerte der Aschacher Feinsedimente und Anhaltswerte für Tonrohstoffe zur Herstellung von Portlandzementklinker (VDI 2094 Emissionsminderung Zementwerke).
Nur Na_2O, Zn, Pb und Cd übersteigen die Anhaltswerte geringfügig.
Mean chemical composition of the Aschach fine sediments and recommended values for shale raw materials (Portlandcement; VDI 2094).
Only Na_2O, Zn, Pb and Cd are slightly higher than the recommended values.

7.6. Landwirtschaft

Nach persönlicher Auskunft wurde Feinsediment aus dem Stauraum Aschach zur Bodenverbesserung in der Landwirtschaft weitergegeben und brachte zufriedenstellende Erfolge.

Im Vergleich zum Klärschlamm ist der Gesamtstickstoffgehalt (N = 0,14 M-% und der Phosphorgehalt (P_2O_5 = 0,31 M-% = P = 0,14 M-%) geringer, der Calciumgehalt (CaO = 10,3 M-%) vergleichbar, sowie der Magnesiumgehalt (MgO = 4,7 M-%) und der Kaliumgehalt höher. Eine offenen Frage ist die nicht bekannte Pflanzenverfügbarkeit.

Laugungsexperimente bescheinigen einen hohen Anteil an Ionenaustauschbaren Ca (Laugungsschritt 1; Abb. 14).

In Tabelle 2 sind die Mittelwerte der Analysen der Stauraumsedimente den Grenzwerten der OBERÖSTERREICHISCHEN KLÄRSCHLAMM-VERORDNUNG 1990 für Böden gegenübergestellt. Aufgrund der leicht überschrittenen Bodengrenzwerte für Chrom und Nickel sollte auf die Anreicherung dieser Elemente in den angebauten Pflanzen geachtet werden.

In einer Studie zu Gesteinsmehlen kommen W. BLUM et al. (1989a,b) zu einer eher pessimistischen Aussage, was den Dünge- und Bodenverbesserungswert dieser Mehle betrifft. Es wurde jedoch kein Gesteinsmehl mit einem entsprechend hohen Karbonatanteil (10 M-% Dolomit, 12 M-% Calcit) untersucht. Auf jeden Fall müßte für die Eignung in der Landwirtschaft noch spezielle Untersuchungen durchgeführt werden.

7.7. Dichtungsmaterial für Deponien, Dämme und Schmalwände

Für die Eignung der Feinsedimente des Stauraumes Aschach als Dichtungsmaterial für Deponien, Dämme und Schmalwände wurden bodenphysikalische Untersuchungen in Form von Atterberg'schen Zustandsgrenzen sowie von Proctor-Versuchen, Durchlässigkeitsversuchen, Kompressions- und Rahmenscherversuchen durchgeführt.

Die Atterberg'schen Zustandsgrenzen wurden an Subproben der Mischprobe 86/A111 ermittelt. Der Wassergehalt bei der Fließgrenze beträgt wL = 48,4 M-% und der Wassergehalt bei der Ausrollgrenze wP = 34,5 M-%. Die Plastizitätszahl errechnet sich daraus mit Ip = 13,9 %. Aufgrund der Lage dieser Werte im Plastizitätsdiagramm von CASAGRANDE wird das Sediment als mittelplastischer Schluff (UM) klassifiziert. Die Proctordichte beträgt 1,53 g/cm³ (Abb. 27; Dpr = 100 %) bei einem Proctor-Wassergehalt von 24 M-%. Der Proctorversuch zeigt einen typischen Verlauf für schluffige Böden und erlaubt einen von der Witterung weitgehend unabhängigen Einbau, da zum Beispiel für einen geforderten Verdichtungsgrad von Dpr = 95 % Einbauwassergehalt zwischen 11 und 29 M-% möglich sind.

Die an drei Subproben der Mischprobe 86/A111 durchgeführten Durchlässigkeitsversuche bei Verdichtungsgraden zwischen 95 und 100 % und Einbauwassergehalten bei Beginn der Versuchsdurchführung von 20,6 %, 47,8 % und 45,7 % ergeben ein enges Feld mit Durchlässigkeits-

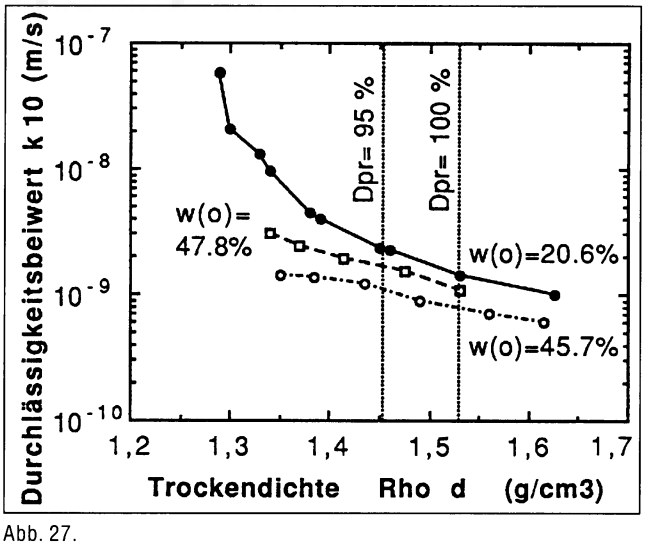


Abb. 27.
Durchlässigkeitsbeiwert k10 in Abhängigkeit von der Trockendichte.
Der Durchlässigkeitsbeiwert wurde im Kompressionsgerät mit Durchlässigkeitszelle bestimmt.
Dpr = Verdichtungsgrad bezogen auf die Standard-Proctordichte. w(o) = Einbauwassergehalt (bezogen auf Trockenmasse).
Permeability coefficient k10 versus dry density of Aschach reservoir sediments at different water content (20.6, 45.7 and 47.8 %).
Dpr = standard Proctor density.

beiwerten zwischen $1x10^{-9}$ bis $3x10^{-9}$ m/s (Abb. 27). Bei einem Einbauwassergehalt von w(o) = 20,6 % und geringer Trockendichte nimmt der Durchlässigkeitsbeiwert zuerst rasch ab und nähert sich dann einem Wert von $1x10^{-9}$ m/s. Bei niedrigeren Einbaudichten (Verdichtungsgrad unter Dpr = 95 %) steigt somit bei kleiner werdender Einbaudichte der Durchlässigkeitsbeiwert sehr stark an. So beträgt der Durchlässigkeitsbeiwert bei einem Verdichtungsgrad von Dpr = 89 % nur mehr ca. $1x10^{-7}$ m/s. Die Versuche wurden bei einem Gradienten i von 10 bis 30 durchgeführt und die Durchlässigkeitsbeiwerte auf eine Vergleichstemperatur von 10°C umgerechnet.

Das ergibt eine nahezu perfekte Übereinstimmung mit dem aus der Korngrößenverteilung nach der Formel von Z. BIALAS (1970)

$$k = (D20)\ 2{,}3 \times 0{,}0036)$$

mit $k = 2{,}7 \times 10^{-9}$ m/sek. ermittelten Wert (Tab. 1).

Die vorangegangenen bodenmechanischen Untersuchungen lassen die Sedimente für mineralische Deponieabdichtungen, als Abdichtungen im Dammbau und vermischt mit Zement und Zuschlagstoffen als Material für Schmalwände zwecks Abdichtung im Spezialtiefbau als geeignet erscheinen, wobei bei einem Einbau auf die Einhaltung der geforderten Einbaudichten zu achten ist.

Dank

Wir danken Dr. J. MERKT für seine tatkräftige Mithilfe bei der Durchführung der Bohrung 18 und für die Herstellung und Kommentare zu den Sedimentdünnschliffen. Unser Dank gilt auch Dr. P. DOLEZEL (ICP), Dipl.-Ing. N. MÜLLER (RFA) und Dr. M. SAGER (AAS) für die Durchführung von chemischen Analysen. Dr. E. SCHWAB und Ing. TYKAL sei für die Bodenmechanischen Untersuchungen herzlich gedankt.

Literatur

BIALAS, Z. & KLECZKOWSKI, A.S. (1970): Über den praktischen Gebrauch von einigen empirischen Formeln zur Bestimmung des Durchlässigkeitskoeffizienten k (mit polnischer, englischer und deutscher Zusammenfassung). – Archiwum Hydrotechniki, **17**/3, 405–417, Warschau.

BLUM, W.E.H., HERBINGER, B., MENTLER, A., OTTNER, F., POLLAK, M., UNGER, E. & WENZEL, W.W. (1989a): Zur Verwendung von Gesteinsmehlen in der Landwirtschaft. I. Chemisch-mineralogische Zusammensetzung und Eignung von Gesteinsmehlen als Düngemittel. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **152**, 421–425.

BLUM, W.E.H., HERBINGER, B., MENTLER, A., OTTNER, F., POLLAK, M., UNGER, E. & WENZEL, W.W. (1989b): Zur Verwendung von Gesteinsmehlen in der Landwirtschaft. II. Wirkung von Gesteinsmehlen als Bodenverbesserungsmittel. – Z. Pflanzenernähr. Bodenk., **152**, 427–430.

CAMPBELL, P.G.C., LEWIS, A.G., CHAPMAN, P.M., CROWDER, A.A., FLETCHER, W.K., IMBER, B., LUOMA, S.N., STOKES, P.M. & WINFREY, M. (1988): Biological available metals in sediments. – National Research Council of Canada, Nr. **27694**, 298. p.

DOLEZEL, P., RANK, D., KAPPEL, F. & AUGUSTIN-GYURITS, K. (1985): Übersichtsuntersuchung an Feinsedimenten aus den Stauräumen des österreichischen Donauabschnittes. II. Chemische Untersuchungen. – 25. Arbeitstagung, Intern. Arbeitsgem. Donauforsch., 10–15, Bratislava.

DWORSKY, R., EBNER, F., GAMS, H. & OTTENDORFER, L.J. (1973): Untersuchungen über den Quecksilbergehalt in österreichischen Oberflächengewässern. – Österr. Abwasserrundschau, **17**, Folge 4, 53–60, Wien.

EBNER, F. & GAMS, H. (1989): Schwermetalluntersuchungen in der Donau und den wesentlichen Nebenflüssen für den Zeitraum 1984 bis 1987. – Wasser und Abwasser, **33**, 69–140.

FACHSEMINAR BAGGERGUT (1984): – 403 S., Strom- und Hafenbau Hamburg.

FÖRSTNER, U. & CALMANO, W. (1982): Bindungsformen von Schwermetallen in Baggerschlämmen. – Vom Wasser, **59**, 83–92.

FÜCHTBAUER, H., (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl u. Kohle, **12**, 605–613.

GEOCHEMISCHER ATLAS DER REPUBLIK ÖSTERREICH. – Wien (Geol. B.-A.) 1990.

GRUBER, O., (1978): Gewässerkunde und Hydrographie im Bundesstrombauamt. – Österr. Wasserwirtsch., **30**, 198–203, Wien.

KAPPEL, F., RANK, D., FLECK, L. & GASSER, H. (1985): Übersichtsuntersuchungen an Feinsedimenten aus den Stauräumen des österreichischen Donauabschnittes, I.

KRALIK, M. & AUGUSTIN-GYURITS, K. (1987): Sedimentologie und Mineralogie des Donaustauraumes Aschach. – 26. Arbeitstagung, Intern. Arbeitsgem. Donauforsch., 142–146, Passau.

KRALIK, M. & SAGER, M. (1986a): Schwermetalle in Donau- und Donaukanalsedimenten in und östlich von Wien. – Österr. Wasserwirtschaft, **38**, 8–14, Wien.

KRALIK, M. & SAGER, M. (1986b): Umweltindikator „Schwermetalle": Gesamtgehalte und Mobilität in österreichischen Donausedimenten. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **79**, 77–90, Wien.

KRALIK, M., AUGUSTIN-GYURITS, K., DOLEZEL, P., KAPPEL, F., MÜLLER, N. & SAGER, M. (1990): Schwebstoff- und Schwermetalltransport der Donau am Einlaufbauwerk der „Neuen Donau" Wien/Österreich. – 28. Arbeitstagung d. Intern. Arbeitsgem. Donauforsch., Varna/Bulgarien.

MERKT, J. & STREIF, H. (1970): Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine Lockersedimente. – Geol. Jb., **88**, 137–148, Hannover.

MICHLER, G., HORN, P. & TODT, W (1987): Bleiisotopenanalysen zu Bestimmung der Herkunft von Bleiakkumulationen im Münchener Raum. – 26. Arbeitstagung Intern. Arbeitsgem. Donauforschung, 38–44, Passau.

MÜLLER, G. (1981): Die Schwermetallbelastung der Sedimente des Neckars und seiner Nebenflüsse: Eine Bestqandsaufnahme. – Chemiker-Ztg., **105**, 157–164.

MÜLLER, G. (1991): Ergebnisse der Untersuchung der Neckar-Sedimente in den letzten 20 Jahren – Chronologie der Schwermetall-Belastung. – In: G. MÜLLER (Hrsg.): 3. Neckar-Umwelt-Symposium, 7.–8. Okt. 1991. – Heidelberger Geowiss. Abh., **48**, 1–15.

MÜLLER, G. & FÖRSTNER, U. (1968): Sedimenttransport im Mündungsgebiet des Alpenrheins. – Geol. Rdsch., **58**, 229–259.

MÜLLER, G. & WIMMER, W. (1987): Schwermetallgehalte in Sedimenten oberösterreichischer Fließgewässer. – Amtlicher Oberösterreichischer Wassergüteatlas, **14**, 385 S.

MÜLLER, H.W., SCHWAIGHOFER, B., NACHTNEBEL, H.P. & SUMMER, W. (1989): Vergleich sedimentologischer und geochemischer Untersuchungen im Stauraum Altenwörth und in der Fließstrecke von Greifenstein bis Hainburg. – Österr. Wasserwirtschaft, **41**, 186–195, Wien.

MÜLLER, N. (1984): Routineverfahren zur Serienanalytik geologischen Materials mittels XRF. – X-Ray Spectrometry, **13**, 142–145.

NEUMANN-MAHLKAU, P. & NIEHAUS, H.T. (1984): Anthropogenic effects on sedimentary facies in Lake Baldeney, West Germany. – Environemntal Geol., **5**, 169–176.

OBERLEITNER, P. & SCHILLER, G. (1983): Wasserkraftausbau in Österreich. – Österr. Wasserwirtsch., **35**, 98–103.

OBERÖSTERREICHISCHE KLÄRSCHLAMMVERORDNUNG (1990): – Landesgesetzblatt f. OÖ, 8. Stück, 28. Feb.

OTTESEN, R.T., BOGEN, J., BOLVIKEN, B. & VOLDEN, T., (1989): Overbank sediment: a representative sample medium for regional geochemical mapping. – J. Geochem. Exploration, **32**, 257–277.

PAETZEL, M. & SCHRADER, (1992): Heavy metal accumulation in Skagerrak sediments over the last 200 years. – Kurzfass. Tag. Dt. Geol. Ver., Stuttgart.

PARTL, R. (1975): Zahlenmäßige Analyse von Stauraumverlandungen. – Die Talsperren Österreichs, **22**, 87–107.

POSTMA, H., (1967): Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. – In: LAUFF, G.H. (Hrg.): Estuaries. – Publ. Amer. Assoc. Adv. Sci., **83**, 158–179.

PRAZAN, H. (1990): Über Schwebstoffablagerungen in den Stauräumen der Donaukraftwerke in Österreich. – Österr. Wasserwirtsch., **42**, 73–84, Wien.

RANK, D., (1987): Die Radioaktivität der Donausedimente. – Wasser und Abwasser, **31**, 111–136.

RANK, D., MARINGER, F.J., KAPPEL, F. & AUGUSTIN-GYURITS, K. (1985): Übersichtsuntersuchung an Feinsedimenten aus den Stauräumen des österreichischen Donauabschnittes, III, Gammaspektrometrische Untersuchungen. – 25. Arbeitstagung d. Intern. Arbeitsgem. Donauforschung, 108–112, Bratislava.

RANK, D., KRALIK, M., AUGUSTIN-GYURITS, K., MARINGER, F.J., RANJER, V. & KURCZ, I. (1987): Investigation of Sedimenttransport in the Austrian Part of the Danube by using Environmental Isotopes. – Proc. Intern. Sympos. Isotope Techniques in Water Resources Development, 637–646, IAEA Wien.

REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional Sedimentary Environments. – 548 S., Springer, Berlin.

SALOMONS, F. & FÖRSTNER, U., (1983): On the selectivity of various extractans used in sequential leaching techniques for particulate metal speciation. – Proc. Intern. Conf. Heavy Metals in the Environment, 1074–1077, Heidelberg.

SAGER, M., BELOCKY, R. & PUSKO, R., (1990): Zur Ermittlung der Bindungsformen von Haupt- und Spurenelementen in Sedimenten durch Sequentielle Löseverfahren. – Acta hydrochim. hydrobiol., **18**, 123–139.

SALOMONS, W. & FÖRSTNER, U. (1984). – Metals in the hydrocycle. – 349 p., Springer.

SMITH.W.O., VETTERS, C.P. & CUMMINGS, G.B. (1960): Comprehensive Survey of Sedimentation in Lake Mead 1948–1949. – USGS Prof. Paper, **295**, 254 p.

STATTEGGER, K., (1986): Die Beziehungen zwischen Sediment und Hinterland: Mathematisch-statistische Modelle aus Schwermineraldaten rezenter fluviatiler und fossiler Sedimente. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 449–512.

STEIN, U. (1981): Lagerstätten der Steine , Erden und Industrie Minerale (Vademecum). – Verlag Chemie, Weinheim.

TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. – Bull. Geol. Soc. Am., **72**, 175–192.

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 465–483	Wien, November 1994	2. rész	pp. 465–483	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser und kerogenreicher Gesteine Österreichs

Von HARALD LOBITZER, GÁBOR SOLTI & CSABA RAVASZ
Mit Beiträgen von
MAX BICHLER, ALICE BRUKNER-WEIN, GÉZA CSÁSZÁR, LAJOS DOSZTÁLY, HANS EGGER, MAGDOLNA HETÉNYI, PETER KLEIN, LUDMILLA A. KODINA, REINHARD F. SACHSENHOFER & HERBERT STRADNER*)

Mit 1 Abbildung, 5 Tabellen und 3 Tafeln

Österreich
Nördliche Kalkalpen
Molassezone
Helvetikum
Flyschzone
Gosau-Gruppe
Kerogenreiche Gesteine
Bituminöse Gesteine
Ölschiefer
Geochemie
Kohlenwasserstoffe

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 88, 90, 93, 102, 104, 117, 163, 192, 197, 200

Inhalt

Zusammenfassung 466
Összefoglalás 466
Abstract 467
1. Einleitung 467
2. Bituminöse Gesteine des Paläozoikums 467
2.1. Rauchkofelkalk, Devon der Karnischen Alpen 467
2.2. Bituminöse Gesteine im Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen 468
3. Bituminöse Gesteine der Trias 468
3.1. Gutensteiner Schichten 468
3.1.1. Gutensteiner Kalk 468
3.1.2. Gutensteiner Dolomit 468
3.2. Wettersteinkalk 469
3.3. Bituminöse Gesteine des Karn 469
3.3.1. Göstlinger Schichten 469
3.3.2. Jägerhauskalk 469
3.3.3. Leckkogel-Schichten 469
3.3.4. Opponitzer Schichten 469
3.3.5. Südalpine Raibler Schichten 469
3.3.6. Aflenzer Karn 470
3.4. Seefelder Schichten (Hauptdolomit Formation) 470
3.4.1. Die Seefelder Schichten des klassischen Gebietes 470
3.4.2. Die Seefelder Schichten von Wiestal 470
3.4.3. Die Seefelder Schichten des Hahntennjochs 471
3.5. Kössener Schichten 471
3.5.1. Die Kössener Schichten des Gailbergsattel-Profils 471

*) Anschriften der Verfasser: Dr. HARALD LOBITZER, Dr. PETER KLEIN, Dr. HANS EGGER, Univ.-Prof. Dr. HERBERT STRADNER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich; Dr. GÁBOR SOLTI, Dr. CSABA RAVAS, Dr. GEZA CSÁSZÁR, Dr. ALICE BRUKNER-WEIN, Dr. LAJOS DOSZTÁLY, Ungarische Geologische Landesanstalt, Stefánia út 14, H-1442 Budapest, Ungarn; Dr. LUDMILLA A. KODINA, Russian Academy of Sciences, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Kosygin Str. 10, 117975 Moscow, Rußland; Prof. Dr. MAGDOLNA HETÉNYI, József Attila Universität, Egyetem u. 2-6, H-6701 Szeged, Ungarn; Dr. REINHARD F. SACHSENHOFER, Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften, A-8700 Leoben, Österreich; Dr. MAX BICHLER, Atominstitut der österreichischen Universitäten, Schüttelstraße 115, A-1020 Wien.

4. Bituminöse Gesteine des Jura 471
4.1. Scheibelbergkalk 471
4.2. Bächental Schichten 471
4.2.1. Bächental-Schichten des locus classicus 471
4.2.2. Bächental-Schichten des Grünbachgrabens 472
4.3. Lias-Epsilon-„Ölschiefer" 472
4.4. Allgäuschichten 472
4.5. Klentnitzer Schichten 472
5. Bituminöse Gesteine der Kreide 472
5.1. Roßfeld Schichten 472
5.2. Kainacher Gosau 472
5.3. Gosau der Nördlichen Kalkalpen 473
5.3.1. Gosau von Brandenberg 473
5.3.2. Gosau von Unterlaussa 473
5.4. Helvetikum 473
5.5. Rhenodanubische Flyschzone 473
5.5.1. Ofterschwanger Schichten 474
6. Tertiäre bituminöse Gesteine 474
6.1. Häringer Schichten 474
6.2. Deutenhausener Schichten 475
6.3. „Lattorf-Fischschiefer" 475
6.4. Egerien-Schlier (Obere Puchkirchner Serie) 475
6.5. Alginit der Hochriegelschichten 475
6.6. Alginit-Indikation von Mataschen 475
7. Schlußfolgerungen und Vorschläge für weiterführende Untersuchungen 475
Dank 475
Tafeln 1–3 475
Literatur 482

Zusammenfassung

In Ergänzung zu Datenmaterial, das von unserer Arbeitsgruppe in früheren Berichten bzw. Veröffentlichungen dokumentiert und z.T. interpretiert wurde (SOLTI et al., 1987, 1989; KODINA et al., 1988; LOBITZER et al., 1988; EBLI et al., 1991), werden hier weitere Ergebnisse sedimentologischer, paläontologischer und geochemischer Untersuchungen österreichischer bituminöser und/oder kerogenreicher Gesteine des Paläozoikums, Mesozoikums und Tertiärs mitgeteilt. Unser bisheriges Untersuchungspaket umfaßt i.a. folgende Analytikschritte: Mineralphasenanalyse, chemische Analyse inklusive Spurenelemente, z.T. Mikrofaziesanalyse, Soxhlet-Bitumenextrakte sowie gelegentlich Analytik der Bitumenfraktionen. Weiters wurden zum Teil Bestimmungen des C_{org}- und S-Gehaltes durchgeführt sowie vereinzelt auch Rock-Eval-Pyrolyse zwecks Maturitätsbestimmung, letztere unterstützt durch Inkohlungsuntersuchungen. Vereinzelte Isotopenuntersuchungen wurden im Hinblick auf $\delta^{13}C_{org}$, $\delta^{13}C_{bit}$ und $\delta^{13}C_{carb}$ durchgeführt.

Insbesondere werden Analytikdaten in tabellarischer Form von folgenden Formationen präsentiert: Unterdevonischer Rauchkofelkalk des Cellon-Profils (Karnische Alpen); anisischer Gutensteiner Kalk; Karn: Göstlinger Schichten, Opponitzer Schichten, südalpine Raibler Schichten; Nor: nord- und südalpine Seefelder Schichten des Hauptdolomits; nord- und südalpine Kössener Schichten; Alpine Lias-Epsilon-Schiefer: „Bächental Schichten"; Kainacher Gosau; Rhenodanubische Flyschzone des Salzburger Alpenvorlands; alttertiäre Häringer Schichten; Eger-Schlier der oberösterreichischen Molassezone.

Die Seefelder Schichten des Profils Nördlinger Hütte zeigen Kerogen des Typs I-II, wobei die meisten Proben immatur sind. Die Spurenelemente B, Ba, Co, Mo, Ni, Sr, V sind im bituminösen Hauptdolomit häufig angereichert.

Die Bächental Schichten des Lias Epsilon sind am locus classicus im Sinne der Kohlenwasserstoff-Maturität unreif; dies belegt sowohl die Rock Eval Pyrolyse, die Kerogen-Typ I ausweist, als auch Inkohlungsuntersuchungen, welche zeigen, daß die Kohlenreste das Glanzbraunkohlenstadium noch nicht erreicht haben. Zahlreiche Spurenelemente zeigen erhöhten Background, insbesondere B, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Pb, Sr, V, Y und Zr. Auch die Bächental Schichten des Grünbachgrabens zeigen Kerogen-Typ I sowie erhöhte Spurenelement-Gehalte.

Die bisherigen Untersuchungsergebnisse erweisen kein Vorkommen österreichischer bituminöser bzw. kerogenreicher Gesteine bergwirtschaftlich – etwa als Erz für seltene Metalle – als interessant. Besonders hingewiesen werden muß jedoch auf die traditionelle Nutzung in der pharmazeutischen und kosmetischen Industrie sowie auf die nichttraditionellen Nutzungsoptionen des „Alginit" sensu JAMBOR & SOLTI, 1975 (siehe z.B. SOLTI et al., 1994).

Néhány ausztriai bitumenes és kerogéndús képződmény fácies és geokémiai vizsgálata

Összefoglalás

Kiegészítésként korábbi jelentésekhez és publikációkhoz (SOLTI et al., 1987, 1989; KODINA et al., 1988; LOBITZER et al., 1988; EBLI et al., 1991) jelen munkában a paleozoikum, a mezozoikum, és a tercier bitumenes és/vagy kerogéndús ausztriai kőzetek szedimentológiai, őslénytani és geokémiai vizsgálati adatai kerülnek közreadásra. A kutatás az alábbi vizsgálati fajtákat ölelte fel: ásványfáziselemzés, vegyelemzések, beleértve a nyomelemeket is, részben mikrofácieselemzés, Soxhletbitumenkivonatok, valamint alkalmanként a bitumenfrakciók elemzése. Végeztünk továbbá C_{org}- és S-tartalom meghatározásokat is, valamint az érettség megállapítására szórványosan Rock-Eval pirolízist és szénülési vizsgálatokat is. A $\delta^{13}C_{org}$, $\delta^{13}C_{bit}$ és $\delta^{13}C_{carb}$ meghatározására szórványos izotópvizsgálatok történtek.

Táblázatosan az alábbi formációk elemzési adatai kerülnek bemutatásra: az alsó-devon Rauchkofeli Mészkő a Cellon-hegy szelvényéből (Karni Alpok); az anisusi Gutensteini Mészkő, a karni göstlingi és opponitzi rétegek, a délalpi raibli rétegek, az észak- és délalpi nóri Fődolomit Formációba tartozó seefeldi rétegek, az észak- és délalpi Kösseni Formáció, a "bächentali rétegek" az alpi liász epszilon-pala, a kainachi gosau rétegei, a kora-tercier häringi rétegek, valamint a felsőausztriai molassz-zóna egri slírje.

A "Nördlinger Hütte" szelvényének seefeldi rétegei I-II típusú kerogént tartalmaznak, miközben a legtöbb minta éretlen. A nyomelemek közül bitumenes Fődolomitban rendszerint a B, a Ba, a Co, a Mo, a Ni, a Sr, és a V dúsul.

A locus classicusként ismert bächentali-rétegek anyaga a szénhidrogén-érettség tekintetében éretlen. Ezt tanúsítja mind a Rock-Eval pirolízis, amely I. típusú kerogént mutatott ki, mind pedig a szénülési-fok vizsgálat, amelyek szerint a szenesedett növénymaradványok a fényes (zsíros) barnakőszén-stádiumot még nem érték el. Számos nyomelem – különösképpen a B, a Ba, a Co, a Cr, a Cu, a Ga, a Mo, a Ni, az Pb a Sr, a V, az Y és a Zr megemelkedett koncentrációt mutat. A bächentali rétegek grünbachgrabeni előfordulása is I. típusú kerogént tartalmaz és nyomelemekben is számottevően dúsult.

Az eddigi vizsgálati eredmények azt igazolják, hogy az ausztriai bitumenes, illetve kerogéndús előfordulások bányászati szempontból elhanyagolhatók. Ritkafémércként történő felhasználhatóságuk külön értékelést igényel. a gyógyszer-kozmetikai ipar hasznosítja, de JAMBOR & SOLTI (1975) értelmezése szerinti „alginit" nem hagyományos felhasználási lehetőségei (SOLTI et al., 1994) feltáratlanok.

Facies and Geochemical Analysis of some Bituminous and Kerogene-rich Formations in Austria

Abstract

As an addition to the former reports and studies published by SOLTI et al. (1987, 1989), KODINA et al. (1988), LOBITZER et al. (1988), EBLI et al. (1991) in the present paper the sedimentological, paleontological and geochemical data of the Paleozoic, Mesozoic and Tertiary bituminous and/or kerogene-rich rocks of Austria are discussed. The investigations include the following types of analyses: mineral phase analysis, chemical analysis including trace elements, partly microfacies analysis, Soxhlet bitumen extractions, and occasionally the analysis of bitumen fractions. Moreover, we performed determinations for the C_{org} and S contents, and for defining the maturation also Rock-Eval-pyrolysis was carried out sporadically. These latter are justified by the coalification studies. Also sporadic isotope analyses were carried out for $^{13}C_{org}$, $^{13}C_{bit}$ and $^{13}C_{carb}$ determination.

On the tables the analytical data of the following formations are shown: the Lower Devonian Rauchkofel Limestone from the Cellon section (Karnian Alps), the Anisian Gutenstein Limestone, the Carnian Göstling and Opponitz beds, the South-Alpine Raibl beds, the North- and South-Alpine Seefeld beds from the Norian Hauptdolomit Formation, the North- and South-Alpine Kössen beds, the "Bächental beds" (Alpine Lias Epsilon shale), the Kainach Gosau beds, the Rhenodanubian Flysch Zone of Salzburg, the Early Tertiary Häring beds and the Egerian schlier of the Upper Austrian Molasse zone.

The Seefeld beds of the "Nördlinger Hütte" section contain kerogene of types I-II, while most of the samples are immature. In the bituminous Hauptdolomit generally the following trace elements are enriched: B, Ba, Co, Mo, Ni, Sr, and V.

The material of the Bächental beds from the locus classicus, is immature as for the hydrocarbon maturity. This is proved by both the Rock-Eval pyrolysis that indicated kerogene type I, and the analyses of coalification degree according to which the coalified plant remains had not reached the subbituminous (bright) brown coal stage. Several trace elements, especially the B, Ba, Co, Cr, Cu, Ga, Mo, Ni, Pb, Sr, V, and Zr, indicate elevated concentration. Also the Grünbachgraben occurrence of the Bächental beds contain kerogene type I, and is enriched significantly in trace elements.

The results of investigations so far indicate that the bituminous and kerogene-rich occurrences are negligible from the points of view of mining. Their utilization as source of rare metals requires a separate study. It is utilized by the pharmaceutical and cosmetical industry but for alginite sensu JÁMBOR & SOLTI (1975) there are non-traditional possibilities of utilization (SOLTI et al., 1994).

1. Einleitung

Diese Veröffentlichung beruht auf den Ergebnissen von Geländearbeiten, die überwiegend im Rahmen der protokollarischen österreichisch-ungarischen geowissenschaftlichen Zusammenarbeit durchgeführt wurden; den logistischen und finanziellen Hintergrund bildete vor allem das Rohstoffprojekt ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich". Weiters konnten zahlreiche Feldbefunde in einer Kooperation der Geologischen Bundesanstalt Wien mit dem Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Moskau, erarbeitet werden, bzw. basieren nicht zuletzt auf gemeinsamen Exkursionen mit den im „Dank" begrüßten Kollegen. Ergänzende Geländebegehungen und ein Teil der geochemischen Analytik wurde im Rahmen des IGCP-Projekts 254 „Metalliferous Black Shales" durchgeführt.

Die vielfältigen Proben-Auswertungen im Labor bzw. am „Grünen Tisch" wurden von verschiedenen Instituten durchgeführt, wobei die Quelle der Information in den Tabellen jeweils klar aufgezeigt wird. Ein Teil der geplanten Untersuchungen steht noch aus und sie sollen bei späterer Gelegenheit dargestellt werden. Ergänzende Ergebnisse organisch-geochemischer Untersuchungen sowie der Rock Eval Pyrolyse sind ebenso einer gesonderten Studie vorbehalten. Für die zusammenfassende Interpretation der Ergebnisse zeichnet der österreichische Projekt-Koordinator (H. LOBITZER) verantwortlich, ebenso für die geologischen, insbesondere faziellen Beschreibungen und Diskussionen.

2. Bituminöse Gesteine des Paläozoikums

2.1. Rauchkofelkalk, Devon der Karnischen Alpen

Eine Probe aus dunkelgrauem, beim Anschlagen leicht bituminös riechenden Rauchkofelkalk der Cellonetta-Rinne im Plöckenpaßgebiet erweist sich als do-

Tabelle 1.
Chemische Analysen der wichtigsten Oxide [Gew.-%].
Wegen des z.T. erhöhten Anteils an organischen Substanzen wurden Fe- und $+H_2O$ nicht analysiert.

Lokalitäten	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	S*)	SO_3	GV**)	Org.
Rauchkofelkalk, Cellonetta	25,7	0,06	1,23	0,43		0,033	36,0	2,96	<0,01	0,25		<0,02		0,49			32,2	
Opponitzer Schichten, Stiegengraben	10,63	0,22	3,43	1,51		0,019	44,4	1,34	0,16	1,28		0,36	34,78	0,04	0,70	0,27	35,92	0,78
Göstlinger Schichten, laminiert, Göstling	16,28	0,53	5,92	2,37		0,021	26,2	10,03	0,32	1,75		0,50	29,39	0,11	0,22	<0,01	36,74	6,85
Schwarze Göstlinger Mergel, Göstling	12,2	0,04	0,59	0,48		0,014	45,7	1,87	0,05	0,13		0,02	37,52	0,03	0,15	<0,01	38,89	1,35
Göstlinger Schichten, kieselig, laminiert, Scheiblinggraben	54,0	0,08	1,90	1,54		0,094	18,7	2,12	0,15	0,39		0,26	16,88	0,07	0,33	<0,01	20,76	3,62
Schwarze Göstlinger Mergel, Scheiblinggraben	14,3	0,08	0,39	0,44		0,03	45,70	0,72	0,04	0,06		0,10	36,30	0,04	0,15	<0,01	37,83	1,43
Gutensteiner Kalk, Scheiblinggraben	3,62	0,11	0,51	0,22		0,007	52,2	0,84	0,03	0,11		0,14	41,73	0,04	0,09	<0,01	42,37	0,50
Leckkogelschichten, locus classicus	2,21	0,03	0,54	0,90	1,37	0,143	50,5	1,75	0,12	0,10	<0,02	0,06	41,8	0,217	0,40	<0,02		
Aflenzer Karn, locus classicus	53,3	0,57	21,2	3,28	2,81	0,057	2,08	2,52	0,44	5,03	6,09	0,91	1,17	0,074				
Südalpine Raibler Schichten, Rubland	6,30	0,03	2,19	0,64		0,011	29,4	17,0	0,01	0,61		0,02		0,03			42,8	

Tabelle 2.
Spektralanalytische Untersuchungsergebnisse der Spurenelementgehalte [ppm].

Lokalitäten	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Co	Cr	Cu	Ga	La	Mo	Mn	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	Ti	V	W	Y	Zn	Zr	Cd
Rauchkofelkalk, Cellonetta	<0,4	<600	25	100	<6	<16	<4	40	40	4		< 6		16	16	<60	< 6	1000		25	<60	<60	<100	<100	
Opponitzer Schichten, Stiegengraben	<0,4	<600	16	250	<6	<16	6	25	40	16		< 6		40	< 6	<60	< 6	600		25	<60	<60	<100	<100	
Göstlinger Schichten, laminiert, Göstling	<0,4	<600	40	250	<6	<16	6	60	100	25		25		60	< 6	<60	< 6	400		100	<60	<60	<100	<100	
Schwarze Göstlinger Mergel, Göstling	<0,4	<600	<16	100	<6	<16	4	25	16	4		< 6		40	< 6	<60	< 6	1600		16	<60	<60	<100	<100	
Göstlinger Schichten, kieselig, laminiert*)	<0,4	<600	25	400	<6	<16	4	60	40	6		60		40	10	<60	< 6	600		100	<60	<60	<100	<100	
Schwarze Göstlinger Mergel*)	<0,4	<600	<16	100	<6	<16	<4	25	40	< 4		< 6		16	< 6	<60	< 6	1000		16	<60	<60	<100	<100	
Gutensteiner Kalk*)	<0,4	<600	<16	250	<6	<16	<4	4	16	< 4				< 4	< 6	<60	< 6	4000		10	<60	<60	<100	<100	
Leckkogelschichten, locus classicus									14					9	13								15		<1
Aflenzer Karn, locus classicus									39					50	10								95		<1
Südalpine Raibler Schichten, Rubland	<0,4	<600	<16	1000	<6	<16	4	4	16	< 4		6		16	< 6	<60	< 6	250		10	<60	<60	100	<100	

*) Scheiblinggraben

lomitischer Kalkstein mit erheblicher kieseliger Komponente (27 % Quarz), 4 % Illit sowie 1 % Pyrit.

Der erwartungsgemäß geringe Bitumengehalt von 0,166 % setzt sich aus 7,1 % gesättigten und 13,7 % aromatischen Kohlenwasserstoffen sowie 37,4 % Harz und 38,0 % Asphalt zusammen.

Die chemische Analyse der wichtigsten Oxide sowie die Spurenelement-Verteilung ist Tab. 1 und 2 zu entnehmen.

2.2 Bituminöse Gesteine im Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen

Während bituminöse Horizonte in den Bellerophonschichten der Südalpen – insbesondere im italienischen Anteil – sehr häufig sind, kennen wir diesbezüglich aus den Nördlichen Kalkalpen nur einige wenige Mitteilungen, die immer mit der Evaporitfazies des Alpinen Haselgebirges in Verbindung stehen (PETRASCHECK, 1947; SCHAUBERGER, 1986). Stinkdolomite sind – ähnlich wie in den norddeutschen Zechstein-Evaporitgesteinsfolgen – auch in den kalkalpinen Salzlagerstätten typische Glieder eines infolge spezieller Faziesbedingungen modifizierten Staßfurt-Zyklus. Nach SCHAUBERGER (1986) kann das Stinkdolomitische Grausalzgebirge (Anhydritdolomit) in Hallstatt einen bis zu 2,5 % ansteigenden Bitumengehalt aufweisen. Eine von uns untersuchte Probe (Taf. 3, Fig. 1) aus dem Maria Theresia-Stollen weist nur sehr geringen Gehalt an C_{org} (0,13 %) auf, jedoch 1,27 % S_{tot}. Nach KLAUS (in SCHAUBERGER, 1986) zeigt das stinkdolomitische Grausalz von Hallstatt allerdings eine Mikroflora, die eine Einstufung in Oberskyth bis Anisbasis nahelegt. SCHAUBERGER (1986) erwähnt auch einen Gehalt von 1,78 % organischer Substanz (Bitumen) im Schwarzen Salzton, der nach PETRASCHECK (1947) durch seinen Gehalt an Melnikowit und Ammoniak als ehemaliges Sapropel gekennzeichnet ist.

3. Bituminöse Gesteine der Trias

Sieht man von der reichen Literatur über die Seefelder Schichten im hangenden Anteil des Hauptdolomits ab, finden sich nur relativ wenige veröffentlichte analytische Daten über bituminöse Gesteinshorizonte verschiedener stratigraphischer Horizonte der ostalpinen Trias Österreichs (weiterführende Literatur in BITTERLI, 1962; KÖSTER et al., 1988; KÖSTER, 1989; LOBITZER et al., 1988; POLESCHINSKI, 1989; SOLTI et al., 1989).

3.1. Gutensteiner Schichten

Bituminöse Lagen sind in den verschiedenen Varietäten der Gutensteiner Schichten keine Seltenheit und nehmen in mehreren Profilabschnitten, so z.B. im Pelson des Goldaugrabens bei Göstling erhebliche Ausdehnung an. Eine eventuelle Faziesgebundenheit kerogenreicher Horizonte im Profil ist allerdings noch weitgehend unbekannt. Ebenso wurde von uns dem gelegentlich bituminös entwickelten Annaberger Kalk (charakterisiert bei TOLLMANN [1976]) – einer lithologisch vom Gutensteiner Kalk abtrennbaren dickbankigeren und etwas helleren Sonderausbildung – bislang kein Augenmerk geschenkt.

3.1.1. Gutensteiner Kalk

TATZREITER & VÖRÖS (1991) weisen auf die abschnittweise erhebliche Bitumenführung in den klassischen pelsonischen (Anis) Profilen von Großreifling hin; nähere Untersuchungen dieses Materials stehen aus. Auch der Gutensteiner Kalk des locus classicus weist nicht selten bemerkenswerten bituminösen Geruch auf und erweist sich im Schliff überwiegend als relativ crinoidenreicher Biomikrit. Eingehendere Untersuchungen in organisch-geochemischer Hinsicht stehen von beiden Lokalitäten noch aus. Eine Probe aus dem bituminös riechenden Gutensteiner Kalk des Scheiblinggrabens bei Großreifling wurde chemisch analysiert (Tab. 1, 2).

3.1.2. Gutensteiner Dolomit

Es ist allgemein bekannt, daß der Gutensteiner Kalk bzw. Dolomit an nicht wenigen Lokalitäten beim Anschlagen einen mehr oder weniger leichten und sich meist rasch verflüchtigenden bituminösen Geruch aufweist. Die von uns untersuchte Probe einer „mergeligen" Zwischenlage aus dem Gutensteiner

Dolomit des Goldaugrabens bei Göstling weist einen C_{org}-Gehalt von 0,84 % auf, das sind 8,7 % des Gesamt-Kohlenstoffgehaltes von 9,61 %. Der Schwefelgehalt ist mit 0,062 % gering; 0,045 % sind in 2 molarer HCl unlöslich. Der Soxhlet-Extrakt beträgt 0,027 %.

3.2. Wettersteinkalk

Bituminös riechende Partien sind mancherorts dem lagunären Wettersteinkalk und auch Wettersteindolomit eigen. So sind etwa am Raxplateau, z.B. in der weiteren Umgebung des Habsburg-Hauses, den lagunären Algen-Bankkalken, die von *Teutloporella herculea* sowie Solenoporaceen dominiert werden, beim Anschlagen mit dem Hammer recht selten leicht bituminös riechende schwarze Birdseye-Kalke zwischengeschaltet. Der Gehalt an organischen Substanzen (64 ppm Bitumen) und der unlösliche Rückstand (0,1 %) ist darin sehr gering; ihre $^{13}C_{org}$-Isotope (–26,4 %) bzw. $^{13}C_{bit}$ (–27,6 %) wurden von Frau KODINA untersucht.

3.3. Bituminöse Gesteine des Karn

Bituminöse Schwarzschiefer des Cordevol, Jul und Tuval der Nördlichen und Südlichen Kalkalpen, die in der Literatur mit verschiedenen Namen bedacht werden, sind in mehreren tektonischen Einheiten anzutreffen. Im Gelände sind gute Aufschlüsse der häufig feinklastisch entwickelten Gesteine jedoch aufgrund der weichen und daher meist von Grasland geprägten Morphologie nur selten gut aufgeschlossen und brauchbare Aufschlüsse beschränken sich meist auf frische Böschungsanrisse. Die nicht selten kerogenreichen Reingrabener und Lunzer Schichten harren noch der Bearbeitung.

3.3.1. Göstlinger Schichten

Bituminös riechende, rhythmisch im mm-Bereich schwarz/beige gebänderte kieselige, ±dolomitische, wohl allodapische Kalk-Lagen, meist von geringen Mächtigkeiten im dm-, selten im m-Bereich, sind gebietsweise in der Lunzer Fazies den hangenden Reiflinger Schichten eingeschaltet; sie werden von LIPOLD (1864) als Göstlinger Schichten bzw. von TOLLMANN (1976) als Göstlinger Kalk bezeichnet und von letzterem näher faziell charakterisiert. Wir betrachten die Göstlinger Schichten als Sedimente einer distalen Turbiditfazies und stehen somit im Gegensatz zur Deutung als Sturmflutsedimente („Konturite"). MOSTLER & SCHEURING (1974) setzen sich ergänzend dazu mit deren Palynormorphen und Mikrofauna auseinander. Wir haben die sehr wahrscheinlich cordevolischen Göstlinger Schichten an zwei Lokalitäten studiert, einerseits an den Straßenaufschlüssen beim Gasthof Kögerlwirt in Richtung Göstling am Ausgang des Steinbachgrabens (Aufschlußfoto in TOLLMANN [1976, p. 125]) sowie im Scheiblinggraben bei Großreifling. Die Ergebnisse chemischer Untersuchungen sind in Tab. 1 und 2 dokumentiert. Die C_{org}-Gehalte bewegen sich in einer Größenordnung von 1,13–1,34 %, während der S_{tot}-Gehalt zwischen 0,262 und 4,8 % offensichtlich stark schwankt. Auch die Soxhlet-Extrakte sind zwischen 0,034–1,152 % stark schwankend. Die Rock-Eval-Pyrolyse zeigt für die Göstlinger Schichten am locus classicus Kerogen-Typ II-III bzw. Typ II im Scheiblinggraben.

Mikrofaziell erklärt sich der hohe SiO_2-Gehalt zwangslos aus dem Reichtum an kieselschaligen Fossilien, insbesondere an Radiolarien und auch Kieselschwamm-Elementen.

3.3.2. Jägerhauskalk

Bituminösen Geruch weist auch der schwarzgraue Jägerhauskalk auf, der in isolierten Blöcken im Wald unweit des aufgelassenen Ausflugsgasthauses Jägerhaus bei Baden bemustert werden kann. Aufgrund der ungenügenden Aufschlußverhältnisse ist eine fazielle Einbindung dieses wohl cordevolischen Colospongienkalks nur bedingt möglich. Es erscheint jedoch sehr wahrscheinlich, daß der spongienführende Anteil der Leckkogel-Schichten ein altersgleiches (und fazielles?) Äquivalent des Jägerhauskalks darstellt, wobei DULLO & LEIN (1982) letzteren für ein Sediment einer Intra-Plattform-Beckenentwicklung halten.

Eine Untersuchung des zweifellos sehr geringen organischen Anteils steht noch aus und könnte u.U. zusätzliche Hinweise auf das Palaeoenvironment liefern.

3.3.3. Leckkogelschichten

Auch die Leckkogelschichten des locus classicus im Dachsteingebiet weisen beim Anschlagen z.T. erheblichen bituminösen Geruch auf. Spongien-führende Partien sind allerdings keineswegs häufig.

Eine Faziesinterpretation der Leckkogelschichten durch DULLO & LEIN (1982) zielt auf eine Tieferwasser-Entwicklung (etwa im Bereich des oberen Slope); mit dieser Deutung kann sich der federführende österreichische Autor durchaus anfreunden. Die chemischen Analysen sind Tab. 1 und 2 zu entnehmen.

3.3.4. Opponitzer Schichten

Die lithologisch sehr vielfältig entwickelten Opponitzer Schichten, die von TOLLMANN (1976) sowie von HINTEREGGER (Unveröff. Dissertation Univ. Wien, 1979) charakterisiert werden, zeigen im Stiegengraben bei Lunz auch drei leicht bituminöse kalkmergelige Zwischenlagen von hellbrauner Farbe. Diese dürften den schlämmbaren Lagen entsprechen, aus denen KRISTAN-TOLLMANN (in TOLLMANN, 1976) eine Ostracoden-Faunula vorstellte.

Der Chemismus ist Tab. 1, 2 zu entnehmen. Die Gehalte an C_{org} (0,57 %) und S_{tot} (0,9 %) sind recht gering. Die Rock-Eval-Pyrolyse weist für die kerogenführenden Lagen Kerogen-Typ II aus. Das Soxhlet-extrahierte Bitumen beträgt 0,113 %. Illit stellt die Tonmineralfraktion dar.

Im Schliff zeigen die bituminösen Opponitzer Kalke des Stiegengrabens einen geflaserten Peloiden-Ostracodenkalk bzw. einen sehr feinkörnigen Peloidenkalk; organische Partikel von gelber Farbe sind selten.

KOLLMANN (1964) erwähnt stark bituminös riechenden, 10–30 m mächtigen schwarzen Dolomit der Opponitzer Schichten (Tuval) im Rauchkogelgraben.

3.3.5. Südalpine Raibler Schichten

KRAUS (1969) erwähnt bituminöse Lagen in den Raibler Schichten des Drauzugs unweit von Rubland. Der hangende stromatolithische Dolomit ist dickbankig entwickelt, zeigt graue bis braungraue Farbe und riecht beim Anschlagen bituminös. Das Soxhlet-Extrakt weist 0,21 % Bitumen auf, wobei 6,7 % aus gesättigten, 12,6 % aus aromatischen Kohlenstoffen besteht sowie 35,5 % Harze und 42,4 % Asphaltene.

Die röntgendiffraktometrische Analyse zeigt folgende mineralogische Zusammensetzung: 86 % Dolomit, 8 % Kalzit, 3 % Illit sowie je 1 % Montmorillonit, Quarz und Amphibol (?). In der chemischen Analyse (Tab. 1 und 2) sind vor allem die erhöhten Gehalte an Ba und K auffällig.

Tabelle 3.
Chemische Analysen der wichtigsten Oxide [Gew.-%] von ausgewählten Proben der Seefelder, Bächental- und Häringer Schichten.

	Lokalitäten	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	$GV_{tot.}$	H_2O	P_2O_5	SO_3	S_{tot}
Seefelder Schichten	Unnastollen	9,71	0,25	2,66	0,81	0,28	0,015	31,1	1,87	0,05	0,80	47,6	0,12	0,16	4,00	
	Mitteregg-stollen	26,2	0,56	6,99	1,74	1,00	0,026	19,7	6,29	0,17	2,13	33,9	0,20	0,10		
		18,9	0,25	6,17	2,02	0,43	0,029	22,4	8,13	0,10	1,98	34,6	0,32	0,10	3,87	
	Nördlinger Hütte	2,90	0,13	1,47	0,35	0,28	0,008	44,2	4,69	0,01	0,27	41,9	0,06	0,05	5,40	
		12,8	0,30	3,73			0,019	25,3	4,34	0,04	1,01	46,2	0,22	0,07	4,71	
	Wiestal	4,29	0,09	1,79	0,76		0,014	42,12	7,29	0,15	0,44	42,94	0,30	0,09	0,10	0,33
Bächental-Schichten	Bächental	38,5	0,43	7,82			0,682	13,6	1,44	0,39	1,20	31,6	1,08	0,13		
		44,2	0,38	7,31			0,890	19,6	1,60	0,38	1,09	14,4	1,30	0,07	4,26	
	Grünbachgraben	49,79	0,40	6,19	4,08		0,409	11,90	1,36	0,36	0,82	23,31	2,70	0,22	0,31	2,52
		43,90	0,35	4,59	3,71		0,596	16,36	1,15	0,32	0,63	26,87	1,60	0,19	0,15	2,44
Häringer Schichten, locus classicus		7,34	0,08	1,28	0,21	0,31	0,027	42,2	3,03	0,03	0,08	42,8	0,22	0,02	0,83	

*) Glühverlust total

Erwähnt werden soll auch EBERHARD (1984), der über ein Vorkommen von sterilen, stinkenden Kalken in den Raibler Schichten im Fenster von Nüziders in Vorarlberg berichtet.

3.3.6. Aflenzer Karn

Im Karn des Aflenzer Profils befindet sich eine markante Schwarzschiefer-Lage, die an der Mautstraße zur Aflenzer Bürgeralm auf ca. 1450 m SH aufgeschlossen ist. Die geochemische Zusammensetzung ist den Tabellen 1 und 2 zu entnehmen, während $^{13}C_{org}$ –23,2 ‰ PDB aufweist. Schlecht erhaltene Reste von Lamellibranchiaten konnte F. STOJASPAL der Familie Nuculanidae zuordnen.

3.4. Seefelder Schichten (Hauptdolomit-Formation)

Moderne Studien über die Seefelder Schichten im hangenden Anteil des Hauptdolomits wurden in jüngster Zeit unter Einbeziehung organisch-petrologischer und -geochemischer Methoden von FRIES et al. (1987), KÖSTER et al. (1988), KÖSTER (1989), KODINA et al. (1988), LOBITZER et al. (1988) und POLESCHINSKI (1989) bekanntgemacht. Hinsichtlich der faziellen und stratigraphischen Position dieser oftmals extrem organisch-reichen Gesteine sind vor allem die auf regionaler Kartierung beruhenden Ergebnisse von BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) sowie POLESCHINSKI (1989) von Bedeutung.

JANDA & SCHROLL (1959) berichten über Bor-Gehalte von zwei schwarzen Ölschieferproben aus den Seefelder Schichten, wobei eine Probe aus Seefeld, Revier Ankerschlag, stammt, die andere aus dem Woschackgraben bei Bleiberg-Kreuth.

3.4.1. Die Seefelder Schichten des klassischen Gebietes

Wesentliche neue Daten verdanken wir der Arbeit von POLESCHINSKI (1989). Zum einen gelang ihm eine biostratigraphische Einstufung der Seefelder Schichten im klassischen Gebiet mit Hilfe von Conodonten und Heterastridien. Die Seefelder Schichten sind demnach in das „Mittelnor", nämlich die obere *postera*-Subzone d.h. Mittel-Alaun zu stellen. Damit muß die in LOBITZER et al. (1988) vorgenommene stratigraphische Zuordnung der Seefelder Schichten in den Bereich Ober-Alaun/Unter-Sevat vermutlich revidiert werden! Außerdem lieferte die flächendeckende Kartierung des Seefelder Gebietes neue Aspekte zur Stellung der Seefelder Schichten innerhalb der Hauptdolomit Formation und der faziellen/paläogeographischen Beziehungen zu den Kössener Schichten und zum Plattenkalk. Ein weiterer wesentlicher Beitrag ist die Unterscheidung einer Beckenrand- und einer proximalen Beckenfazies innerhalb der Seefelder Schichten, die im Detail mikrofaziell gegliedert werden (POLESCHINSKI, 1989).

Weiters ist es nun möglich, die bisher aufgrund mangelnder Kenntnis der regionalgeologischen Verhältnisse paläogeographisch nicht einordenbaren isoliert entnommen Proben durch unsere Arbeitsgrupppe (KODINA et al., 1988; LOBITZER et al., 1988; SOLTI et al., 1989) in einen vernünftigen geologischen Rahmen einzubauen. Ausgewählte chemische Analysen sind in den Tabellen 3 und 4 dokumentiert.

3.4.2. Die Seefelder Schichten von Wiestal

Die bituminösen Partien im Hauptdolomit an der Lokalität Wiestal unweit von Hallein, sind seit der Arbeit von GORJANOVIC-KRAMBERGER (1905) als Fossillagerstätte von fossilen Fischen bekannt; zuletzt widmete VOGELTANZ (1969) diesem Aufschluß eine moderne palökologische Studie.

Die Ergebnisse unserer chemischen Untersuchungen sind den Tabellen 3 und 4 zu entnehmen. Der C_{org}-Gehalt der kerogenreicheren Partien ist mit 2,76 % durchaus ansehnlich, wie auch der S_{tot}-Gehalt mit 0,882 % sowie der Soxhlet-Extrakt von 0,191 %.

3.4.3. Die Seefelder Schichten des Hahntennjochs

KÖSTER (1989) und KÖSTER et al. (1988, 1989) sind eingehende Studien der z.T. tonig-mylonitischen Seefelder Schichten des Hahntennjochs in Tirol zu verdanken. Auch unsere Analysen erbrachten z.T. spektakulär hohe C_{org}-Werte, insbesondere aus tonig-mylonitischen Partien (10,7 % C_{org}; 2,58 % S_{tot}), während in den üblichen Seefelder Schiefern 2,19 % C_{org} und 1,14 % S_{tot} gemessen wurden.

3.5. Kössener Schichten

Die Kössener Schichten weisen sowohl an zahlreichen Lokalitäten der Nördlichen als auch der Südlichen Kalkalpen beim Anschlagen erheblichen bituminösen Geruch auf. In Ungarn laufen zur Zeit sogar Untersuchungen hinsichtlich technologischer Nutzungsoptionen von stark an organischen Substanzen angereicherten Partien. Eine Studie der nicht selten bituminösen Geruch aufweisenden Kössener Schichten des Kammerköhralm/Steinplatte-Gebietes wurde von KRISTAN-TOLLMANN et al. (1991) veröffentlicht. Ergänzende organisch-geochemische Untersuchungen werden in BRUKNER-WEIN et al. (1994) mitgeteilt.

3.5.1. Die Kössener Schichten des Gailbergsattel-Profils

Beruhend auf den Angaben von SCHÖNLAUB (1985) führten LOBITZER et al. (1988) und SOLTI et al. (1989) eine erste Analyse der bituminösen Kössener Schichten nördlich des Gailbergsattels in Kärnten durch. Ergänzend dazu wurden die Spurenelement-Gehalte von 10 Proben untersucht, wobei insbesondere die sehr hohen Gehalte von bis zu 600 ppm Ba sowie bis zu >4000 ppm Sr auffällig sind. Die Ergebnisse werden an anderer Stelle dargestellt werden.

4. Bituminöse Gesteine des Jura

Kerogenreiche Gesteine des Jura sind in Österreich vergleichsweise von erheblicher Bedeutung. Zum einen stellen die Lias-Ölschiefer von Bächental den zur Zeit einzigen aktiven Ölschiefer-Abbau in Österreich dar; andererseits scheint den oberjurassischen Klentnitzer Schichten die Hauptrolle als Erdölmuttergestein des Wiener Beckens zuzukommen.

4.1. Scheibelbergkalk

Im klassischen Gebiet am Scheibelberg nördlich der Kammerköhralm/Steinplatte (Tirol/Salzburg) gehen die beim Anschlagen bituminös riechenden Kössener Schichten wohl ohne Hiatus in mikritische schwarze Bankkalke mit Hornstein des Hettang über, die KLEBELSBERG (1935) sowie spätere Autoren für eine leicht bituminöse hornsteinführende Sonderfazies der Kössener Schichten erachteten. BRUKNER-WEIN et al. (1994) widmete dem organischen Anteil eine Studie; der C_{org}-Gehalt (0,15 %) sowie des S_{tot} (0,059) ist extrem gering.

An anderen Lokalitäten, so z.B. im Profil von Gaissau (WENDT, 1971), folgt Scheibelbergkalk ebenso über karbonatischen und bituminös riechenden Kössener Schichten, hangend gefolgt von der Lias-Rotkalkentwicklung der Adneter Schichten.

4.2. Bächental Schichten

Die Bächental Schichten des Lias Epsilon wurden von uns an zwei Lokalitäten eingehend untersucht und zwar am locus classicus im Achenseegebiet und im Grünbachgraben am Untersbergfuß in Salzburg.

4.2.1. Bächental Schichten des locus classicus

In den Bächental Schichten des locus classicus im Karwendelgebirge befindet sich zur Zeit der einzige Ölschieferabbau Österreichs. Da sich einige Arbeiten ausführlich mit diesen Lias-Ölschiefern aus verschiedener Perspektive befassen und nur einige wenige neue Daten von unserer Seite vorliegen, darf auf folgende Literatur verwiesen werden: BITTERLI (1962), KODINA et al. (1988), LOBITZER et al. (1988), SOLTI et al. (1989).

Tabelle 4.
Spektralanalytische Untersuchungsergebnisse der Spurenelementgehalte [ppm] von ausgewählten Proben der Seefelder, Bächental- und Häringer Schichten.

	Lokalitäten	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Co	Cr	Cu	Ga	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Sr	V	W	Y	Zn	Zr
Seefelder Schichten	Unnastollen	–	–	25	250	<6	–	< 4	16	25	4	25	25	10	–	–	1600	60	–	< 60	–	–
	Mitteregstollen	–	–	40	250	<6	–	< 4	10	25	4	16	< 1,6	16	–	–	600	40	–	< 60	–	–
		–	–	100	400	<6	–	< 4	25	60	10	100	25	25	–	–	1600	60	–	< 60	–	–
	Nördlinger Hütte	–	–	60	400	<6	–	10	40	60	16	< 6	100	6	–	–	2500	60	–	< 60	–	<100
		–	–	60	400	<6	–	< 4	16	40	6	40	16	25	–	–	2500	60	–	< 60	–	<100
	Wiestal	<0,4	<600	16	250	<6	<16	6	6	40	6	< 6	60	< 6	<60	<6	600	16	<60	< 60	<100	<100
Bächental-Schichten	Bächental	–	–	100	600	<6	–	16	60	160	25	60	100	60	–	–	1000	250	–	160	–	250
		–	–	100	1000	<6	–	10	100	100	25	60	60	100	–	–	1000	160	–	100	–	160
	Grünbachgraben	<0,4	<600	60	1000	<6	<16	25	25	100	10	6	40	25	<60	<6	1600	160	<60	< 60	<100	250
		<0,4	<600	60	600	<6	<16	25	10	100	10	6	25	16	<60	<6	1600	40	<60	< 60	<100	160
Häringer Schichten (loc. class.)		–	–	<16	160	<6	–	< 4	10	160	< 4	< 6	< 1,6	60	–	–	1600	< 4	–	< 60	–	<100

Ein Handstück aus dem Sprenggut des Bächental-Ölschieferabbaus zeigt eine ca. 1 mm dicke kohlige Lage. Nach den Untersuchungen durch SACHSENHOFER handelt es sich dabei um einen Xylit, wobei die Innenreflexe auf geringe Inkohlung hinweisen. Diese Annahme wird durch die folgenden an Phlobaphaniten bestimmten Reflexionsdaten unterstützt:

Mittlere Vitrinitreflexion Rr: 0,27 %
Standardabweichung: 0,02
Meßpunkte: 50

Eine geringe Beeinflussung des Reflexionsvermögens durch Bitumen ist nicht auszuschließen. Die Kohlenprobe hat aber sicherlich das Glanzbraunkohlenstadium noch nicht erreicht. Im Sinne der Kohlenwasserstoff-Maturität ist die Probe als unreif zu bezeichnen. Erstaunlich ist jedoch der sehr geringe Reflexionswert, der noch einer Interpretation bedarf.

Auch die Rock-Eval-Pyrolyse erweist die Bächental Schichten des locus classicus als unreif im Sinne der KW-Maturität; es konnte Kerogen-Typ I nachgewiesen werden. Die $^{13}C_{org}$-Werte liegen zwischen –29,8 und –31,6 % PDB, während die $^{13}C_{carb}$-Werte von –1,7 bis –3,2 % PDB reichen. Zahlreiche Spurenelemente (Tab. 3 und 4) zeigen z.T. auffällig erhöhten Background.

4.2.2. Bächental Schichten des Grünbachgrabens

Aus den Bächental Schichten des Grünbachgrabens, die zuletzt von KODINA et al. (1988) sowie SOLTI et al. (1989) eine Bearbeitung erfuhren, wird hier auf Taf. 2 eine Radiolarien-Faunula des Lias Epsilon dokumentiert (det. DOSZTÁLY). Auch die Bächental Schichten des Grünbachgrabens zeigen Kerogen-Typ I. Auffällig sind vor allem die Gehalte einiger Spurenelemente: Ba: 1000 ppm, V: 160 ppm, Zr: 250 ppm. Erheblich ist auch der Gehalt an C_{org} (4,57 %) und S_{tot} (2,95 %) in dieser Probe; weitere chemische Analysen in Tabelle 3 und 4. Und die Soxhlet-Extrakte gehören mit 0,277 bzw. 0,365 % zu den höchsten bislang gewonnenen.

4.3. Lias-Epsilon-Ölschiefer („Unkener Schiefer" sensu EBLI, in EBLI et al. [1991])

Aus der Unkener Mulde wurden von EBLI (1989) zwei Profile von stratigraphisch gut einstufbaren Ölschiefern bekanntgemacht und deren Foraminiferenfauna und Nannoflora beschrieben. In der Zwischenzeit wurden unter Leitung von O. EBLI unter Mitarbeit unserer Arbeitsgruppe weitere Daten erarbeitet (Mineralogie, ^{13}C-Isotope, C_{org}-Gehalte, Palynologie), die in der Arbeit von EBLI et al. (1991) dargestellt werden.

4.4. Allgäuschichten

In den Kalkalpen haben die Allgäuschichten im Steiniger Bach-Profil ein relativ hohes KW-Bildungspotential; doch sind sie aufgrund geringer Reife und terrestrisch beeinflußten Ausgangsmaterials dort nicht als Erdölmuttergestein zu bezeichnen (JACOBSHAGEN, 1965).

4.5. Klentnitzer Schichten

Überwiegend mergelige Sedimente in Beckenfazies von Oberjura (Oxford–Tithon)-Alter repräsentieren nach LADWEIN (1988) das mit Abstand wichtigste Erdölmuttergestein des Wiener Beckens. In erwähnter Arbeit werden die faziellen Beziehungen und organische Geochemie der als Klentnitzer Schichten bezeichneten Gesteine eindrucksvoll dargelegt. Ergänzend dazu darf auf TOLLMANN (1985) verwiesen werden, wo in bewährter Weise die wichtigsten diesbezüglichen Literaturdaten zusammengestellt und kommentiert sind. Wir haben zwar Probenmaterial von Straßenaufschlüssen unweit Ernstbrunn aufgesammelt, diese aber aufgrund der umfassenden kürzlich erfolgten Darstellung (o.c.) nicht bearbeitet.

KIESL et al. (1990) bearbeiteten eine Mergelprobe „karbonatischer Schwarzschiefer" des Oxford aus der tiefsten Aufschlußbohrung der ÖMV AG Zistersdorf PT 2A, die in 8552,1 m Tiefe gekernt wurde, in geochemischer Hinsicht, wobei der Schwerpunkt auf der Verteilung der Spurenelemente, insbesondere der Seltenen Erden, lag.

Eine moderne biofazielle Analyse der unteren Klentnitzer Schichten der mährischen Waschbergzone wurde von STRANIK et al. (1991) durchgeführt.

5. Bituminöse Gesteine der Kreide

Über bituminöse Gesteine der ostalpinen Kreide sind nur recht wenige Untersuchungen bekannt gemacht worden, obwohl ihnen eine relativ große Verbreitung zukommen dürfte. Mächtige Mergelschiefer-Folgen in der Kainacher Gosau waren der ÖMV AG sogar eine Kernbohrung wert (KRÖLL & HELLER, 1978). Weiters sind bituminöse bzw. kerogenreiche Gesteine in verschiedenen stratigraphischen Horizonten der Gosau der Nördlichen Kalkalpen keine Seltenheit und es dürfte ihnen sehr wahrscheinlich auch eine entscheidende Funktion bei der „Reifung" der Karstbauxit-Lagerstätte Unterlaussa mit bituminösen Hangendschichten zukommen (HABERFELNER, 1951; RUTTNER & WOLETZ, 1957); eine ähnliche Situation dürfte mancherorts auch in Brandenberg (SCHULZ, 1952) auftreten. Wir sind jedoch diesen interessanten möglichen genetischen Verknüpfungen bislang nicht nachgegangen. Weiters sind wir nun auch in der Lage, erste Daten zu Schwarzschiefer-Einschaltungen in der Rhenodanubischen Flyschzone Salzburgs zu berichten, die auf den Profilaufnahmen von EGGER (1989, 1990) aufbauen.

5.1. Roßfeld Schichten

R. SACHSENHOFER verdanken wir erste Ergebnisse von Inkohlungsstudien an Kohlepartikeln der Roßfeld Schichten des Lackbachprofils. Eine Darstellung ist an anderer Stelle vorgesehen.

5.2. Kainacher Gosau

Bituminöse Gesteine in der Kainacher Gosau fanden einerseits als Baustein Verwendung (ZIRKL, 1981), andererseits erregten sie auch das Interesse der Erdölindustrie im Hinblick auf eventuelle kohlenwasserstoffreiche „Ölschiefer", was zur Abteufung der Kernbohrung Afling 1 führte (KRÖLL & HELLER, 1978). Aufbauend auf den grundlegenden Untersuchungen von GRÄF (1975) und EBNER et al. (1983), befaßte sich auch unsere Arbeitsgruppe mit bituminös riechenden Karbonatgesteinslagen (KODINA et al., 1988; LOBITZER et al., 1988; SOLTI & LOBITZER, 1989). Die Ergebnisse unserer Untersuchungen sind in BODROGI, EBNER et al. (1994) niedergelegt, während SIEGL-FARKAS et al. (1994) die Pollen- und Sporen-Spektra der Bitumenmergel der Kainacher Gosau ebenfalls stratigraphisch auswerteten. Es scheint unbedingt vonnöten zu sein, die in Ungarn gepflegte Pollen-Stratigraphie der Oberkreide einer Revision zu unterziehen, da die stratigraphische Auswertung nicht im Einklang zur Ammoniten-, Foraminiferen- und

Nannofossil-Stratigraphie steht und die Palynomorphen vermutlich stets eine zu junge stratigraphische Einstufung ergeben.

5.3. Gosau der Nördlichen Kalkalpen

Bituminöse Einschaltungen sind aus zahlreichen Gosau-Vorkommen Österreichs bekanntgemacht worden. So werden etwa von PLÖCHINGER et al. (1964) bituminöse Mergelzwischenlagen in der Gosau der Lokalität Plomberg, Station Billroth, bei St. Gilgen am Wolfgangsee, erwähnt. Auch aus der Gosau der Gießhübler Mulde werden geringmächtige Bitumenkalk-Lagen des O-Santon/U-Campan NE von Sittendorf beschrieben. KOLLMANN et al. (1964) berichten über bituminöse Partien im Gosaubecken von Gams, wie z.B. braungraue, stark bituminöse Kalke mit Pflanzenresten des Obersanton am Akogel sowie über mit bituminösen Stoffen durchtränkten Gagat.

5.3.1. Gosau von Brandenberg

Bereits in der älteren Literatur finden bituminöse Gesteine in der Gosau von Brandenberg in Tirol wiederholte Erwähnung (z.B. KATSCHTHALER, 1935). SCHULZ (1952) macht eingehend auf diverse bituminöse Karbonatgesteinslagen aufmerksam. So berichtet er z.B. über obersantone bituminöse Mergel mit Kohleschmitzen auf der Zöttachalm, während in der Weißach-Ausbildung bituminöse Mergel des Untercampan angetroffen werden. HERM (1977) setzte sich mit der Fazies und Stratigraphie bituminöser, kohligflaseriger „Stinkkalke" der Brandenberger Gosau auseinander und kam zum Schluß, daß diese in einem brackischen Milieu bei deutlicher mariner Beeinflussung entstanden. Die jüngste Bearbeitung der Brandenberger Gosau verdanken wir LEISS (1990).

5.3.2. Gosau von Unterlaussa

HABERFELNER (1951) und RUTTNER & WOLETZ (1957) berichten über bituminöse Karbonate im Hangenden der Bauxite von Unterlaussa. Der C_{org} -Gehalt ist mit 2,25 % ganz erheblich, während S_{tot} mit 0,111 % gering ist.

Die Liegendserie der Weißwasser Gosau in den Weyerer Bögen stellt eine Wechselfolge von Mergeln, mergeligen Sandsteinen mit Kohleflözchen sowie gelegentlichen bituminösen Kalklagen dar; es soll sich um limnisch-brackische Sedimente handeln.

5.4. Helvetikum

Nach KUCKELKORN et al. (1990) stellen die Wangschichten (Campan/Maastricht) des Helvetikums durchaus ein potentielles Erdölmuttergestein dar; in den Allgäuer Alpen sind sie der einzige Schichtkomplex mit wesentlichem KW-Bildungspotential.

Die wohl ebenso organisch-reichen Gerhardsreiter Schichten des Maastricht des Salzburger Alpenvorlands – etwa von Mattsee – wurden noch nicht näher untersucht.

5.5. Rhenodanubische Flyschzone

In der Rhenodanubischen Flyschzone wurden für die vorliegende Arbeit zwei Profile neu beprobt:

Der erste Aufschluß befindet sich an der Nordflanke des Buchberges bei Mattsee, am äußersten Nordrand der Rhenodanubischen Flyschzone. Hier treten in einem Grabeneinschnitt dunkelgraue bis schwarze Tonsteine und einzelne dünne Lagen von grünen bioturbaten Tonsteinen auf. Eingeschaltet in diese Pelitabfolge sind Bänke und Linsen von allothigenen Konglomeraten. EGGER (1989, 376) interpretiert diese Abfolge als marginalen Flysch, der in einem nach Süden abfallenden Hangbereich abgelagert wurde Die beiden untersuchten Tonsteinproben wiesen C_{org}-Gehalte von 0,86 Gew.-% bzw. 1,14 Gew.-% auf. Die Schwefelgehalte lagen bei 0,360 Gew.-% bzw. 0,115 Gew.-%. Aufgrund von reichen Pollenfloren konnten diese Gesteine ins Alb eingestuft werden (det. I. DRAXLER).

Der zweite im Rhenodanubischen Flysch (Penninikum) beprobte Aufschluß befindet sich ca. 10 km nördlich der Stadt Salzburg und wurde erstmals von EGGER (1990, 148ff; Aufschluß B in Abb. 1) beschrieben. Dominierend sind dort Schlammturbidite (hellgraue siltige Mergel), die nur selten an ihrer Basis noch Feinsandstein erkennen lassen. Die Mächtigkeit der einzelnen Resedimentlagen liegt zwischen 0,2 m und 1,6 m. Die vorherrschenden Boumasequenzen sind T_{de} und T_e, nur selten treten T_{cde} und T_{bcde} auf. Aufgrund von reichen Foraminiferenfaunen (det. Dr. M. BUBIK, Brno) und Nannoplanktonfloren erfolgte eine stratigraphische Einstufung in den Grenzbereich Paleozän/Eozän (Foraminiferenzone: frühe P6; Nannoplanktonzone: späte NP9).

Mit scharfen Kontakten von diesen karbonatreichen Schlammturbiditen abgetrennt kommen im untersuchten Profil dunkelgraue bis schwarze Tonsteine vor, die als das nichtturbiditische hemipelagische Sediment interpretiert werden. Ihre Mächtigkeiten liegen zwischen 0,05 m und 0,4 m. Aufgrund eines hohen Pyritgehaltes

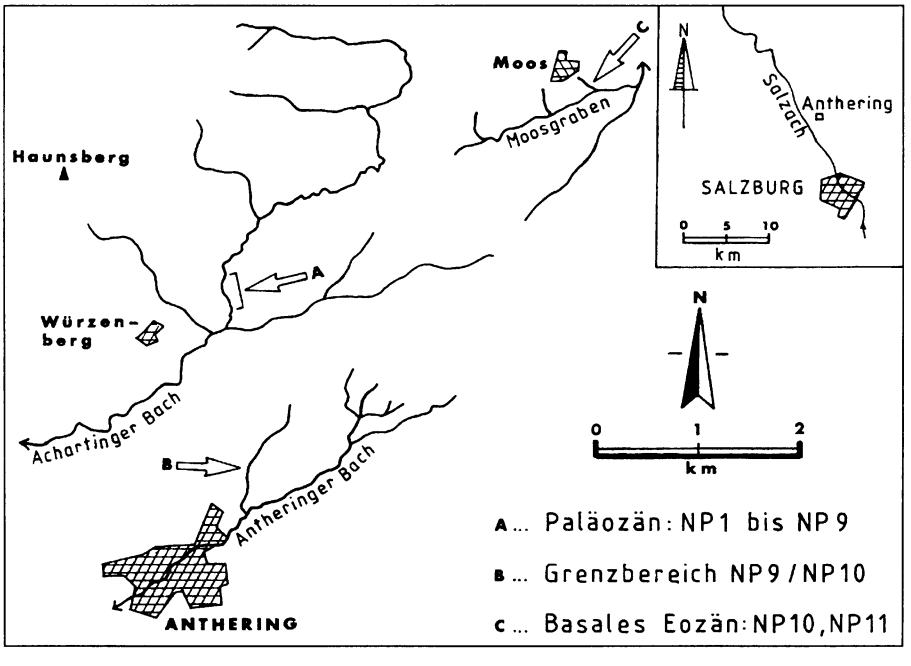


Abb. 1.
Lageskizze von Aufschlüssen im alttertiären Flysch des Salzburger Flachgaues.

Tabelle 5.
Schwarze Tonsteinproben aus dem Paläozän von Anthering [ppb].
Die mit einem Sternchen (*) versehenen Elemente können Meßfehler im Bereich von 5 % REL. aufweisen, alle anderen 10 %, wenn nicht anders angegeben.
Analytik: Spurenelemente M. BICHLER; C_{org}/S_{tot}: P. KLEIN.

Probe	Mächtigkeit	C_{org}	S_{tot}	Ce*)	Yb	Se	Th*)	Cr*)	Hf	Ba	Nd	Zr	Cs*)	Ni	Tb	Rb	Fe*)	Zn	Sc*)	Co*)	Ta	Eu	Sb
S1b/91	30 cm	0,95	2,35	61	1,9	3,8	10	151	4,2	367	17	155	8,1	39±20 %	0,64	128	4,85	111	19	12	0,93	0,92	0,98
S2 /91	42 cm	–	–	73	2,5	1,9	9,5	135	4,3	295	23	187	7,8	75	0,65	121	5,34	161	21	28	0,96	1,4	1,0
S3 /91	37 cm	0,86	1,08	75	2,6	2,2	8,8	137	4,5	328	28	155	7,1	117	0,92	115	5,45	167	22	50	1,0	1,6	0,9
S4 /91	35 cm	0,95	2,35	76	2,3	2,7	8,9	142	4,5	341	28	187	6,8	83	0,8	114	6,23	156	22	36	1,0	1,6	0,9
S5 /91	32 cm	–	–	62	2,0	3,4	8,4	127	4,1	294	19	174	7,1	59	0,62	114	5,34	129	20	27	0,98	1,24	0,87
S6b/91	27 cm	0,93	1,35	72	2,5	2,2	10,8	134	6,4	535	25	192	7,4	69	1,2	128	5,90	146	23	27	1,3	1,3	1,1

wittern diese Gesteine meist rostig an und manchmal blühen infolge der Sulfidverwitterung auch Gipskristalle auf der Gesteinsoberfläche aus. Der durchschnittliche Gehalt (5 Proben) an organischem Kohlenstoff beträgt 0,94 Gew.-%, der Schwefelgehalt derselben Proben liegt bei 2,12 Gew.-%. Der fehlende Karbonatgehalt belegt eine Ablagerung dieser Tonsteine unterhalb der lokalen Kalzitkompensationstiefe, es tritt daher auch kein kalkiges Plankton in diesen Gesteinen auf. Nach den Untersuchungen von M. BUBIK treten aber auch keine benthonischen Organismen auf, lediglich pyritisierte Steinkerne von Kieselalgenresten (*Triceratium* sp., *Coscinodiscus*? sp.) wurden beobachtet. Die Ablagerung dieser Sedimentgesteine erfolgte vermutlich im anaerobischen Bereich.Bemerkenswert ist diese Fazies vor allem deswegen, weil im Rhenodanubischen Flysch die Hemipelagite in der Oberkreide und im Paläogen üblicherweise grüne oder manchmal auch rote Farben aufweisen; auch belegen dort Bioturbationsflecken und oft reiche Benthosfaunen aerobische Ablagerungsbedingungen.

Ein dritter Typ von Pelitgesteinen im Antheringer Profil wird von dünnen (max. 0,02 cm) weißen, krümelig zerreibbaren Bentonitlagen gebildet. Die Röngtendiffraktometeraufnahmen, welche dankenswerter Weise von E. KIRCHNER (Salzburg) gemacht wurden, belegen aus diesen 13 Lagen sogar reinen Montmorillonit (s. EGGER, 1989, 383), sodaß eine Herleitung aus Aschentuffen wahrscheinlich ist. Altersgleiche Lagen sind aus dem Gurnigel-Flysch in der Schweiz beschrieben (s. WINKLER et al., 1985); bisher unbekannte Vorkommen konnten von EGGER in den Gosauablagerungen des Untersbergvorlandes westlich von Salzburg nachgewiesen werden (BICHLER & EGGER, in Vorbereitung).

Dieser kurzfristige intensive Vulkanismus im ausgehenden Paleozän liefert auch eine mögliche Erklärung für das Auftreten von Schwarzschiefern im Paleozän, die, soweit bisher bekannt ist, nur gemeinsam mit den Aschenlagen auftreten: vermutlich führte die vulkanische Aktivität zu einer stark erhöhten Planktonproduktivität im oberen Teil der Wassersäule. Die Oxidation des dadurch verstärkt anfallenden organischen Materials führte andererseits am Meeresboden schließlich zur Ausbildung anoxischer Bedingungen (z.B. WETZEL, 1991, 509).

An einigen Proben aus der Rhenodanubischen Flyschzone von Anthering wurden am Atominstitut der österreichischen Universitäten Spurenelement-Aktivierungsanalysen (Tab. 5) nach folgender Methodik durchgeführt: Die Proben wurden bei 105°C getrocknet, in einer Achatscheibenschwingmühle gemahlen und zu je etwa 100 mg in SUPRASIL-Quarzröhrchen (6 mm Durchmesser) eingewogen. Diese Ampullen wurden durch Abschmelzen verschlossen. Die Aktivierung erfolgte im Reaktor des Forschungszentrums Seibersdorf bei einem Neutronenfluß von $7x10^{13}$n $cm^{-2}s^{-1}$ für eine Bestrahlungsdauer von ca 100 Stunden. Gemeinsam mit den Proben wurden Standard Referenzmaterialien aktiviert. In diesem Fall:

NBS SRM 1633A Coal Fly Ash	SARM 1 Granit
CANMET Reference Soil SO-1	SARM 5 Pyroxenit
BCR No 142 Light Sandy Soil	ATI Standard Cerbara

Die Messung erfolgte nach einer Abklingzeit von 20 Tagen. Für die Gammaspektroskopie kam ein 100 cm^3 Reinstgermaniumdetektor mit 30 % Ausbeute in Verbindung mit einem Vielkanalanalysator auf PC-Basis zum Einsatz.

5.5.1. Ofterschwanger Schichten

KW-Maturitäts-Untersuchungen sind nach unserem Wissen aus der österreichischen Flyschzone noch nicht veröffentlicht worden. Vermutlich sind die zu erwartenden Ergebnisse nicht allzu vielversprechend und auch KUCKELKORN et al. (1990) erachten die Erdöl-Muttergesteinseigenschaften der Ofterschwanger Schichten des Cenomans im bayerischen Rhenodanubischen Flysch als von geringer Qualität.

6. Tertiäre bituminöse Gesteine

6.1. Häringer Schichten

Bituminöse Lagen bzw. Brennschiefer sind im Oligozän des Mergelbruchs der Perlmooser Zementwerke am Pölven bei Bad Häring seit alters wohlbekannt und animierten SANDER (1921, 1922) zu grundlegenden Studien österreichischer bituminöser Gesteine. Eine moderne Bearbeitung in sedimentologischer, palynologischer und nannopaläontologischer Hinsicht verdanken wir SCHNABEL & DRAXLER (1976), unter Mitarbeit von STRADNER. Unsere vorläufigen Ergebnisse sind bei KODINA et al. (1988), LOBITZER et al. (1988) sowie SOLTI & LOBITZER (1989) festgehalten. Die von uns eruierten C_{org}-Gehalte von 2,13 bzw. 6,4 % sind beachtlich, während S_{tot} eher geringere Werte (0,41 bzw. 1,0 %) zeigt.

6.2. Deutenhausener Schichten

Wir verdanken Univ.-Doz. W. RESCH, Innsbruck, den Hinweis auf organisch-reiche Mergelschiefer, die zu den Deutenhausener Schichten der Vorarlberger Molassezone zu rechnen sind. Laut mündlicher Aussage von RESCH zeigen Foraminiferen Hinweise auf allerunterstes Oligozän. Wir beprobten einen damals sehr schlechten Aufschluß, der bergwärts bei der Brücke gelegen ist, an der Straße von Dornbirn zum Bödele. Unsere bisherigen Untersuchungen beschränken sich auf C_{org}-Gehalt und einen Test auf Nannofossilien. Es zeigt sich, daß sowohl der C_{org}-Gehalt (0,45 %), als auch S_{tot} (0,227 %) sehr gering ist. STRADNER teilt dazu folgendes mit: Die Probe zeigt ein schlecht erhaltenes Spektrum von umgelagerten Kreide-Taxa mit *Braarudosphaera* sp., *Watznaueria barnesae, Cyclagelosphaera reinhardtii, Micula staurophora, Micula murus, Arkhangelskiella cymbiformis* und *Eiffellithus* sp.

6.3. „Lattorf-Fischschiefer"

Durch das freundliche Entgegenkommen der Fa. Rohöl A.G., Wien, konnten wir unter der Anleitung von Dr. L. WAGNER im Kerndepot Pettenbach mehrere Proben aus verschiedenen Faziesbereichen organisch-reicher „Lattorf-Fischschiefer" aus Bohrungen in der oberösterreichischen Molassezone, entnehmen. Die Ergebnisse unserer Untersuchungen stehen jedoch derzeit noch aus.

6.4. Egerien-Schlier (Obere Puchkirchner Serie)

Traditionellerweise fand in Oberösterreich Schlier für die Bodenverbesserung bzw. „Düngung" in der Landwirtschaft Verwendung. Dabei wurde in erster Linie der Kalziumgehalt im Boden erhöht, aber es werden auch magere Böden durch die Tonkomponente bindiger und damit besser wasserhaltend. Zusätzlich wird jedoch durch den Schlier auch eine bemerkenswerte organische Komponente eingebracht. Unsere Daten stammen vom Eger-Schlier des östlichen Mühlviertels. Auffallend sind die C_{org}-Gehalte, die von 0,96 %–2,38 % reichen, während die S_{tot}-Gehalte vergleichsweise gering sind (0,11 bis 1,54 %) und – wie die Schlämmproben zeigen – an Pyrit gebunden sind. Eine Darstellung des Schliers des östlichen Mühlviertels ist an anderer Stelle vorgesehen.

6.5. Alginit der Hochriegelschichten

Da dem bislang einzigen in Österreich bekannten Vorkommen von Alginit sensu JÁMBOR & SOLTI (1975) in Weingraben bei Oberpullendorf im Burgenland eine eigene Arbeit in dieser Jubiläumsschrift gewidmet wird (SOLTI et al., 1994) und erst kürzlich die Palynoflora dieses mittelmiozänen Vorkommens von DRAXLER & ZETTER (1991) monographisch beschrieben sowie auch das Vorkommen selbst von BACHMAYER et al. (1991) umfassend dargestellt wurde, darf hier von einer Wiederholung dieser Daten abgesehen werden.

6.6. Alginit-Indikation von Mataschen

DRAXLER et al. (1994) geben eine monographische Darstellung dieser bereits am ersten Tag der Alginit-Prospektion in Österreich durch SOLTI gefundenen Indikation von Alginit sensu JÁMBOR & SOLTI (1975). Eine erste Dokumentation dieser *Botryococcus*-führenden Papierschiefer des Pannon D/E in Mataschen bei Fehring wurde bereits bei SOLTI et al. (1987), LOBITZER et al. (1988) und SOLTI & LOBITZER (1989) niedergelegt.

7. Schlußfolgerungen und Vorschläge für weiterführende Untersuchungen

Moderne geologische und geochemische Untersuchungen von nicht kommerziell genutzten bzw. als Erdölmuttergestein verdächtigten kerogenreichen bzw. bituminösen Gesteinen stehen in Österreich noch in der Anfangsphase und sind im wesentlichen bislang auf die Seefelder-, Bächental- und die Klentnitzer Schichten beschränkt. Aus derzeitiger Sicht ist nicht anzunehmen, daß auch nur einem der bisher bekannten und nicht ohnehin genutzten Vorkommen in nächster Zukunft technologische Bedeutung zukäme.

Dennoch erscheinen weitere Untersuchungen in verschiedener Hinsicht interessant und empfehlenswert, insbesondere im Hinblick auf genetische Fragestellungen dieser „Sonderfazies" (KUKAL, 1990), aber auch vom Gesichtspunkt der Event-Stratigraphie und Paläogeographie bzw. Paläoklimatologie. Besonderes Interesse kommt dabei geochemischen Untersuchungen zu, wobei sowohl der Art und Menge der organischen Substanzen, als auch den Spurenelementen – insbesondere den „organophilen" Schwermetallen – besonderes Augenmerk geschenkt werden sollte. Diese Fragen können nur in einer interdisziplinären Zusammenarbeit von (traditioneller) Feldgeologie, Fazieskunde, Nanno/Mikro- und Makropaläontologie, Palynologie, Mineralogie und organischer Petrologie sowie organischer bzw. anorganischer Geochemie einer Lösung näher gebracht werden.

Konkret ist an eine systematische österreichweite Probennahme und Profilaufnahme in allen Formationen zu denken, die bituminöse s.l. Sedimentglieder einschließen sowie an ein der jeweiligen Fragestellung adäquat abgestuftes Analytik-Paket an diesen Proben.

Von großem Interesse wäre ferner eine Untersuchung von Bodenprofilen über ausgewählten Vorkommen von Ölschiefern s.l., die sich vergleichsweise reich an toxischen Spurenelementen zeigen. Diese Untersuchungen sind als Entscheidungsbasis unerläßlich, ob punktuell geomedizinische Untersuchungen empfohlen werden sollen, wie z.B. die Untersuchung von Wässern und Pflanzen(aschen) im Hinblick auf deren Gehalte an toxischen Schwermetallen sowie u.U. eventuell auch auf karzinogene organische Verbindungen.

Dank

Die Geländearbeiten zu diesem Zwischenbericht wurden zu einem erheblichen Teil im Rahmen des Rohstoffprojekts ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich" sowie im Kontext der Begleitenden Grundlagenforschung der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt. Die Möglichkeit zu dieser Zusammenarbeit auf breiter Basis verdanken wir in erster Linie dem fördernden Interesse der Leitung folgender Institutionen: Geologische Bundesanstalt Wien; Ungarisches Geologisches Institut Budapest; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow.

Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt P 8310-GEO „Verbindung Flyschzone Alpen-Karpaten", Projektleitung Dr. Wolfgang SCHNABEL, GBA Wien) wird für einen finanziellen Zuschuß gedankt, der Geländearbeiten von L.A. KODINA in der österreichischen Flyschzone ermöglichte.

Nicht zuletzt danken wir folgenden Firmen für die Möglichkeit der Probennahme in ihren Rohstoff-Abbauen bzw. Kern-Archiven: Gebrüder Albrecht, Pertisau; Perlmooser Zementwerke, Bad Häring; Rohöl-AG, Wien.

H. LOBITZER und L.A. KODINA danken ferner Univ.-Prof. Dr. Fritz EBNER (Montanuniversität Leoben) und Dr. Ludwig WAGNER (Rohöl Aufsuchungs AG, Wien) für gemeinsame Exkursionen in deren Arbeitsgebieten sowie letzterem auch für die Möglichkeit des Studiums von Bohrkernen von „Lattorf-Fischschiefern" aus der oberösterreichischen Molassezone. Univ.-Doz. Dr. Werner RESCH (Universität Innsbruck) und Dr. Walter KRIEG (Dir.i.R. der Vorarlberger Naturschau Dornbirn) verdanken wir den Hinweis auf organisch-reiche Mergelschiefer im (?)Oligozän der Molassezone Vorarlbergs. Weiters danken wir Dr. Franz TATZREITER (Wien) für Diskussionen über die Stratigraphie klassischer Lokalitäten der Gutensteiner und Reiflinger Schichten. Die REM-Photos von Taf. 3 fertigte Dr. Rouben SURENIAN (GBA Wien) an.

Dem österreichischen Projekt-Koordinator (H.L.) ist es ein Anliegen, allen Mitarbeitern und betroffenen Institutionen ergebenen Dank für die engagierte Zusammenarbeit in einer herzlichen und freundschaftlichen Arbeitsatmosphäre auszusprechen.

Tafel 1

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: **Bituminöser Hauptdolomit mit kerogenführenden Zwischenlagen.**
Seefeld; Mittereggstollen-Mundloch.

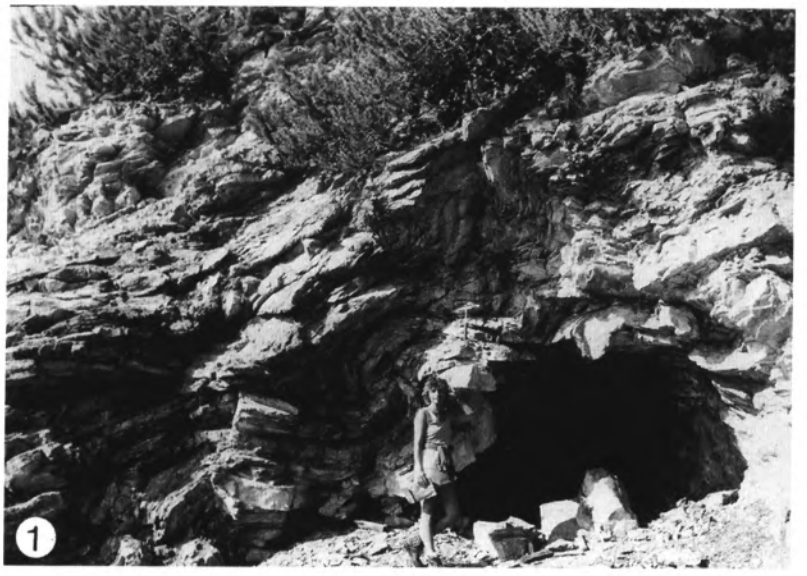
Fig. 2: **Dezimeter-gebankter Hauptdolomit**
mit kerogenreichen dünnbankigen Zwischenlagen.
Seefeld-Umgebung; Weg von der Nördlinger-Hütte zum Ursprungsattel.

Fig. 3: **Verfältelter kerogenreicher laminierter Seefelder-Schiefer,**
wechsellagernd mit cm-dicken Dolomitlagen des Hauptdolomites. Der Dolomit ist z.T. als cm-große Klasten dem Schiefer rosinenartig eingesprenkelt.
Seefeld-Ankerschlag.

Fig. 4: **Wechsellagerung kerogenarmer Hauptdolomit**
mit kerogenreichen schiefrigen Partien; Seefelder Fazies des Hauptdolomits
direkt bei der Nördlinger Hütte.

Fig. 5: **Extrem verfältelter kerogenreicher Seefelder-Schiefer**
in Wechsellagerung mit dolomitreicheren (hellen) Partien.
Seefeld-Ankerschlag.

Fig. 6: **Bituminöse Schiefer des Oligozäns**
im Mergelbruch des Häringer Zementwerkes; Bad Häring, Tirol.



Tafel 2

Radiolarien des Lias Epsilon (Bächental-Schichten) des Grünbachgrabens

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Fig. 1: ***Paronaella* aff. *grahamensis*** CARTER
260× vergr.

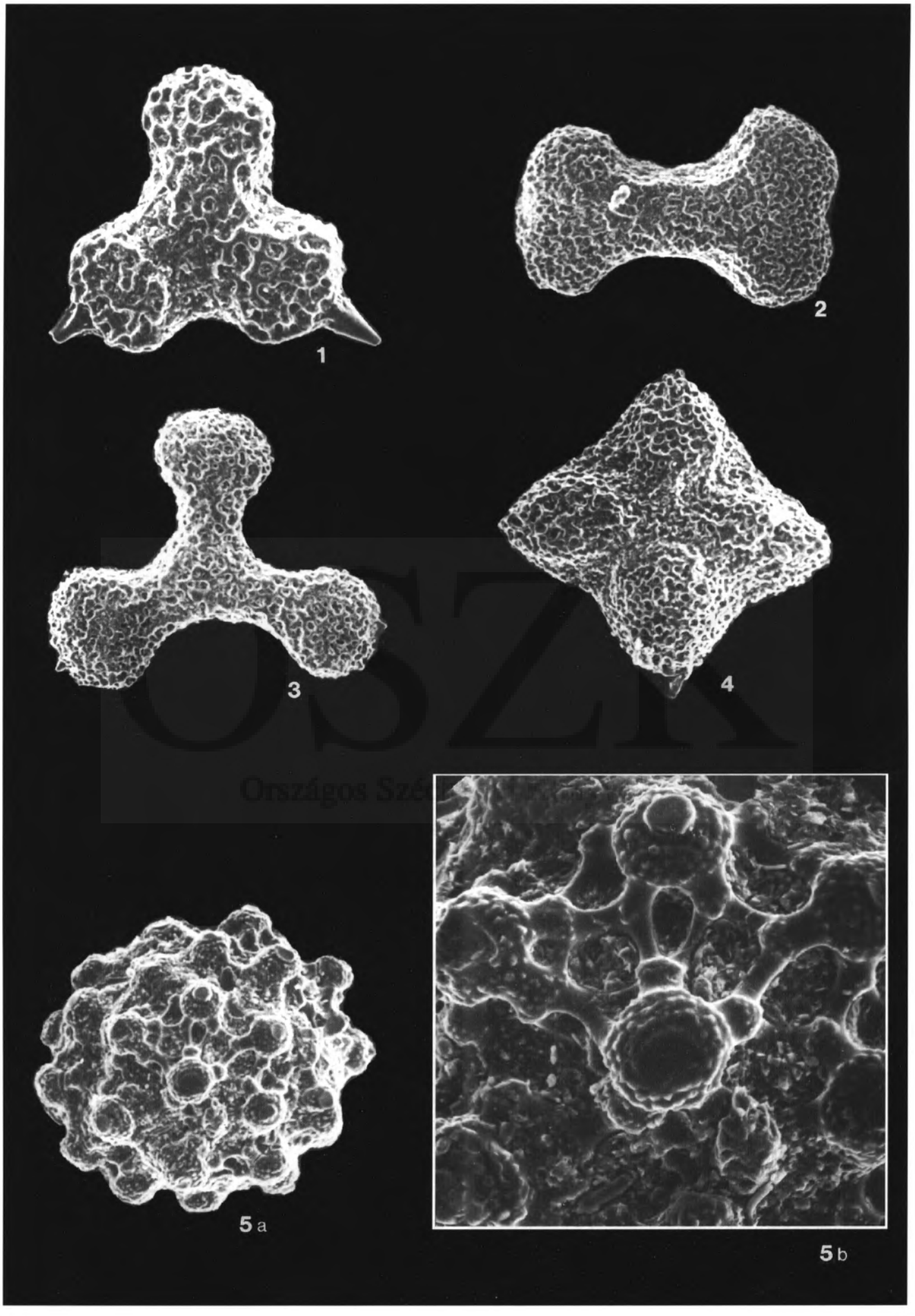
Fig. 2: ***Amphibrachium phantomensis*** CARTER
200× vergr.

Fig. 3: ***Paronaella* sp.**
200× vergr.

Fig. 4: ***Spongostaurus* sp.**
260× vergr.

Fig. 5: ***Praeconocaryomma immodica*** PESSAGNO & POISSON
a: 320× vergr.
b: 860× vergr.

Photos: Frau TAKACS, MAFI Budapest.



OSZK
Országos Szé

Tafel 3

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

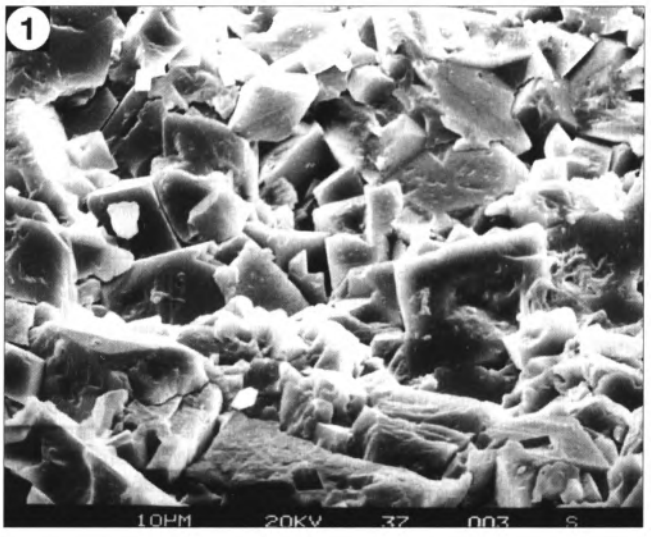
Fig. 1: **Dolomit des Stinkdolomitischen Grausalzgebirges**
im Maria Theresia Stollen in Hallstatt.

Fig. 2: **Gut gebankter laminierter bituminöser Mergelkalk.**
Bad Häring, Mergelbruch.

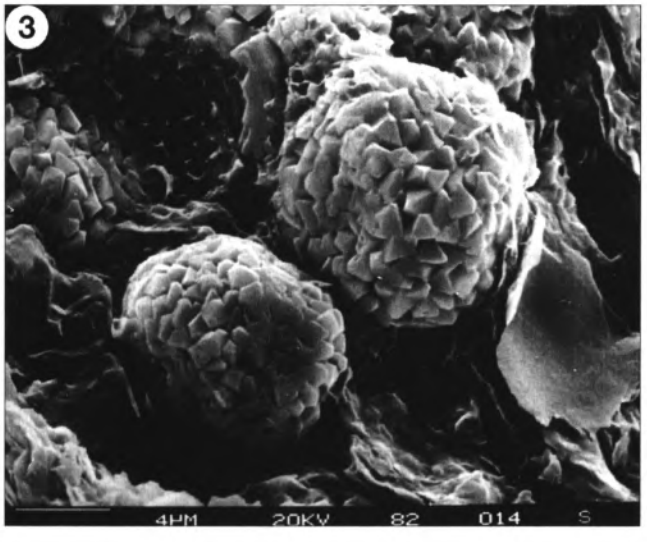
Fig. 3: **Pyritanreicherung im dunklen Tonstein**
des Flyschprofils von Anthering.
Probe S 6a/91, leg. EGGER.

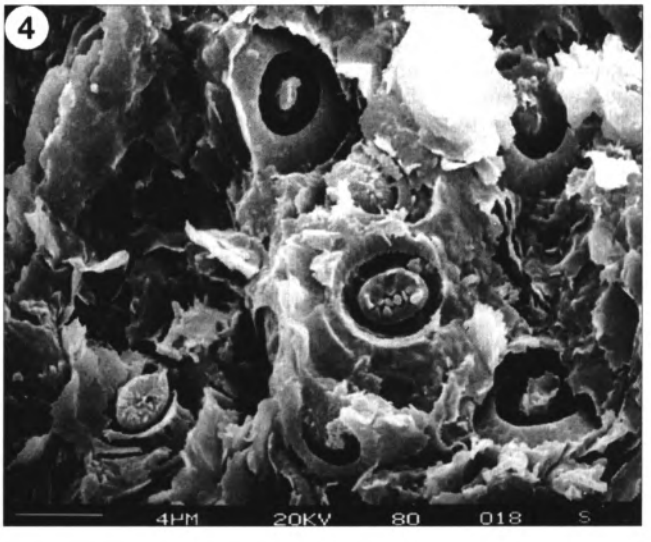
Fig. 4: **Abdrücke von Coccolithen**
im dunklen Tonstein am Kontakt Turbidit-Hemipelagit.
Probe S 1b/91, leg. EGGER.

REM-Photos: R. SURENIAN, GBA Wien.


1
10UM 20KV 37 003 S

2


3
4UM 20KV 82 014 S


4
4UM 20KV 80 018 S

ALBRECHT, GEBRÜDER: Die Steinölbrenner vom Bächental in Pertisau am Achensee. Die Geschichte des Tiroler Steinöls und der Steinölbrenner vom Bächental. – 28 S., Pertisau 1984.

BITTERLI, P.: Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – Erdöl-Z., **78**, 405–416, Wien 1962.

BODROGI, J., EBNER, F., LOBITZER, H., PAŠAVA, J. & SACHSENHOFER, R.F. et al.: Die Bitumenmergel der Kainacher Gosau (Steiermark, Österreich). – Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2, Wien (Geol.B.-A.) 1994.

BRUKNER-WEIN, A. Mit Beiträgen von LOBITZER, H. & SOLTI, G.: Organisch-geochemische Untersuchung des Bitumens der Kössener Schichten des Karbonatplattform-Becken-Komplexes Kammerköhralm – Steinplatte (Tirol/Salzburg). – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 2, 325–328, Wien (Geol. B.-A.) 1994.

CZURDA, K.: Parameter und Prozesse der Bildung bituminöser Karbonate (Bituminöser Hauptdolomit). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**, 235–250, Innsbruck 1972.

DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H. & CICHOCKI, O. Mit Beiträgen von HERRMANN, P., RAVASZ, C., SACHSENHOFER, R., STOJASPAL, F. & CSÁSZÁR, G.: Erster Nachweis von „Alginit" (sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbecken (Österreich). – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 2, 19–54, Wien (Geol. B.-A.) 1994.

DULLO, W.-Ch. & LEIN, R.: Facies and Environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). – Facies, **6**, 25–36, Erlangen 1982.

EBERHARD, M.: Das Fenster von Nüziders (Vorarlberg) und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 331–347, Wien 1984.

EBLI, O.: Foraminiferen und Coccolithen aus den Lias-Epsilon-Schiefern der Unkener Mulde (Tirolikum, Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **29**, 61–83, München 1989.

EBLI, O. (Unter Mitarbeit von DRAXLER, I., KLEIN, P., KODINA, L.A., LOBITZER, H. & SCHWAIGHOFER, B.): Fazies, Paläontologie und Organische Geochemie der Sachranger Schiefer (Untertoarcium) im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach (Lechtaldecke, Tirolikum). – Jb. Geol. B.-A., **134**, Wien 1991.

EBNER, F. et al.: Erläuterungen zur geologischen Basiskarte 1 : 50.000 der Naturraumpotentialkarte „Mittleres Murtal". – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 99–131, Wien 1983.

EGGER, H.: Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 375–395, 6 Abb., Wien 1989.

EGGER, H.: Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 147–155, 4 Abb., Wien 1990.

FRIES, W., KÖSTER, J., BECHSTÄDT, T. & KULKE, H.: Fazies, Diagenese, anorganische und organische Geochemie eines karbonatischen potentiellen Erdölmuttergesteins: Die „Seefelder Fazies" des Hauptdolomites (Trias, Ostalpen). – Heidelberger Geowiss. Abh., **8**, 73–75, Heidelberg 1987.

FRUTH, J. & SCHERREIKS, R.: Hauptdolomit – sedimentary and paleogeographic models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geol. Rdsch., **73**, 305–318, Stuttgart 1984.

GAUPP, R. & BATTEN, N.J.: Maturation of organic matter in Cretaceous strata of the Northern Calcareous Alps. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 157–175, Stuttgart 1985.

GERMANN, K.: Verbreitung und Entstehung manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., **17**, 123–150, Wien-New York 1972.

GERMANN, K. & WALDVOGEL, F.: Mineralparagenesen und Metallgehalte der „Manganschiefer" (Unteres Toarcium) in den Allgäu-Schichten der Allgäuer und Lechtaler Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **139**, 316–345, Stuttgart 1971.

GORJANOVIC-KRAMBERGER, K.: Die obertriadische Fischfauna von Hallein in Salzburg. – Beitr. Palaeont. Geol. Oesterr. Ungarn Orient, **18**, 193–224, Wien 1905.

GÜNTHER, W. & TICHY, G.: Die Ölschieferschurfbaue im Bundesland Salzburg. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, **119**, 375–381, Salzburg 1979.

HABERFELNER, E.: Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **96**, 62–69, Wien 1951.

HERM, D.: Zyklische Regressions-Sedimentation und Fossil-Vergesellschaftungen in der Gosau (Santonium) von Brandenberg/Tirol. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., 257–277, München 1977.

JACOBSHAGEN, V.: Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jb. Geol. B.-A., **108**, 1–114, Wien 1965.

JÁMBOR, A. & SOLTI, G.: Geological conditions of the Upper Pannonian oil shale deposits recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshat. – Acta Miner. Petrogr., **22**, 9–28, Szeged 1975.

JANDA, I. & SCHROLL, E.: Über Borgehalte in einigen ostalpinen Kohlen und anderen Biolithen. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt. (3. Folge), **7**, 118–129, Wien 1959.

JOHN, C.v.: Über die chemische Beschaffenheit der Asphaltschiefer der Bara-Bai (Buru). – N. Jb. Miner. etc., Beilagebd. **22**, 691–692, Stuttgart 1906.

KATSCHTHALER, H.: Die Gosau von Brandenberg in Tirol. (Vorbericht). – Verh. Geol. B.-A., Jg. **1935**, 172–182, Wien 1935.

KIESL, W., KOEBERL, C. & GÖTZINGER, M.A.: Geochemie und Mineralogie des Malm-Mergels (8552,1 m) der Bohrung Zistersdorf ÜT 2A. – Erdöl-Erdgas-Kohle, **106**. Jg., 193–196, Hamburg 1990.

KODINA, L.A., BOGATCHEVA, M.P. & LOBITZER, H.: An organic geochemical study of Austrian bituminous rocks. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 291–300, Wien 1988.

KOLLMANN, H.A., mit Beiträgen von PAPP, A. & WOLETZ, G.: Stratigraphie und Tektonik des Gosaubeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 71–159, Wien 1964.

KÖSTER, J.: Organische Geochemie und Organo-Petrologie kerogenreicher und bituminöser Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Nor) der Nördlichen Kalkalpen. – Dissertation Geol. Inst. T.U., 262 S., Clausthal 1989.

KÖSTER, J., FRIES, W., BECHSTÄDT, T. & KULKE, H.: DGMK-Bericht 361: Kerogenreiche und bituminöse Einschaltungen im Hauptdolomit (Obertrias, Ostalpen): Modell eines karbonatischen Muttergesteins. – DGMK Deutsche Wiss. Ges. f. Erdöl, Erdgas u. Kohle E.V., 305 S., 19 Tab., 125 Abb., Hamburg 1989.

KÖSTER, J., WEHNER, H. & HUFNAGEL, H.: Organic geochemistry and organic petrology of organic rich sediments within the „Hauptdolomit" formation (Triassic, Norian) of the Northern Calcareous Alps. – In: Advances in Organic Geochemistry 1987, Org. Geochem., **13**, 377–386, Oxford 1988.

KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. – Jb. Geol. B.-A., **112**, 81–152, Wien 1969.

KRISTAN-TOLLMANN, E., LOBITZER, H., SOLTI, G. et al.: Mikropaläontologie und Geochemie der Kössener Schichten des Karbonatplattform Becken-Komplexes Kammerköhralm-Steinplatte (Tirol, Salzburg). – Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, Wien (Geol. B.-A.) 1991.

KRÖLL, A. & HELLER, R.: Die Tiefbohrung Afling U1 in der Kainacher Gosau. – Verh. Geol. B.-A., 23–34, Wien 1978.

KUCKELKORN, K., HILTMANN, W. & SCHWERD, K.: Zur Maturität und Erdölbildung in den Allgäuer Alpen (1). – Erdöl-Erdgas-Kohle, **106**, 7–11, Hamburg-Wien 1990.

KUKAL, Z.: Recent and ancient marine anoxic environment. – Casopis miner. geol., **35**, 287–300, Prague 1990.

KUKAL, Z.: Recent and ancient marine anoxic environment. – Casopis miner. geol., **35**, 287–300, Prague 1990.

LADWEIN, H.W.: Organic Geochemistry of Vienna Basin: Model for Hydrocarbon Generation in Overthrust Belts. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **72**, 586–599, Tulsa 1988.

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.

MOSTLER, H. & SCHEURING, B.W.: Mikrofloren aus dem Langobard und Cordevol der Nördlichen Kalkalpen und das Problem des Beginns der Keupersedimentation im Germanischen Raum. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **4**/4, 1–35, Innsbruck 1974.

PEDERSEN, T. F. & CALVERT, S. E.: Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **74**, 454–466, Tulsa 1990.

PETRASCHECK, W.: Bitumen und Erdgas im Haselgebirge des alpinen Salzbergbaues. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **92**, 106–109, Wien 1947.

PLÖCHINGER, B. et al.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B. -A., **107**, 11–69, Wien 1964.

POLESCHINSKI, W.: Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie der Seefelder Schichten im Raum Seefeld/Tirol: Ein potentielles Erdölmuttergestein aus dem Ober-Nor der Nördlichen Kalkalpen. – Inaugural-Dissertation Univ. Innsbruck, V + 197 S., Innsbruck 1989.

RUSSEL, P.L.: Oil shales of the world, their origin, occurence and expoloitation. – IX + 753 p., Oxford etc. (Pergamon Press) 1990.

RUTTNER, A. & SCHNABEL, W.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Wien (Geol. B.-A.) 1988.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, Jg. 1955, 221–256, Wien 1957.

SANDER, B.: Über bituminöse Mergel. – Jb. Geol. St.-A., **71**, 135–148, Wien 1921.

SANDER, B.: Bemerkungen zur Petrographie der Häringer Bitumenmergel. – Jb. Geol. B.-A., **72**, 147–150, Wien 1922.

SANDER, B.: Über bituminöse und kohlige Gesteine. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 1–50, Wien 1922.

SCHAUBERGER, O.: Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 217–254, Wien 1986.

SCHNABEL, W. & DRAXLER, I.: Sedimentologische, palynologische und Nannofossil-Untersuchungen in der Inneralpinen Molasse des Unterinntales unter besonderer Berücksichtigung von Umlagerungsfaktoren. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 325–357, Stuttgart 1976.

SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 197 Kötschach. – Wien (Geol. B.-A.) 1985.

SCHULZ, O.: Neue Beiträge zur Geologie der Gosauschichten des Brandenberger Tales (Tirol). – N. Jb. Geol.Paläont. Abh., **95**, 1–98, Stuttgart 1952.

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

SOLTI, G., LOBITZER, H., KODINA, L.A. & RAVASZ, Cs.: Das Vorkommen von „Alginit" (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) in den Hochriegelschichten von Weingraben/Burgenland, Österreich). – Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 2, 485–492, Wien (Geol. B.-A.) 1994.

STEIN, R., RULLKÖTTER, J. & WELTE, D.H.: Changes in paleoenvironments in the Atlantic Ocean during Cretaceous times: results from black shales studies. – Geol. Rundschau, **78**/3, 883–901, Stuttgart 1989.

STEIN, R.: Ablagerungsbedingungen C_{org} -reicher mariner Sedimente: Ergebnisse aus Untersuchungen an DSDP/ODP-Kernmaterial. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 118–121, Innsbruck 1989.

STEIN, R.: C_{org} -Gehalt und Sedimentationsrate – ein „Paläoenvironment-Indikator" in marinen Sedimenten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **16**, 197–198, Innsbruck 1989.

STRANIK, Z., BUBIK, M. & HAMRSMID, B.: Locality: Souteska, Pavlovske vrchy Hills. – In: Excursion Guide 4th INA Conference, 83–85, Hodonin 1991.

TATZREITER, F. & VÖRÖS, A.: Vergleich der pelsonischen (Anis, Mitteltrias) Ammonitenfaunen von Großreifling (Nördliche Kalkalpen) und Aszofö (Balaton-Gebiet). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, 247–259, Wien 1991.

TOLLMANN, A.: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II, XV + 580 S., Wien (Deuticke) 1976.

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

VOGELTANZ, R.: Fischfunde aus der Salzburger Obertrias. – Der Aufschluß, Jg. **1969**, H.4, 96–99, Heidelberg 1969.

WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W.: Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl-Erdgas-Kohle, **102**, 12–19, Hamburg-Wien 1986.

WARREN, J.K.: Shallow-water evaporitic sediments and their source rock potential. – J. Sediment. Petrol., **56**, 442–454, Tulsa 1986.

WETZEL, A.: Stratification in black shales: depositional models and timing – an overview. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.): Cycles and events in stratigraphy. – 508–523, 6 Figs., Berlin (Springer) 1991.

WINKLER, W., GALETTI, G. & MAGGETTI, M.: Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft. – Eclogae geol. Helc., **78**/3, 545–564, 6 Abb., 8 Tab., Basel 1985.

ZIRKL, E.J.: Das Projekt Bau- und Dekorationssteine der Steiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **42**, 171–173, Graz 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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 485–492	Wien, November 1994	2. rész	pp. 485–492	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Das Vorkommen von „Alginit" (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) in den Hochriegelschichten von Weingraben (Burgenland, Österreich)

Von GÁBOR SOLTI, HARALD LOBITZER, LUDMILLA A. KODINA & CSABA RAVASZ*)

Mit 2 Abbildungen und 12 Tabellen

Österreich
Burgenland
Ölschiefer
Papierschiefer
Alginit
Hochriegelschichten
Rohstoffgeologie
Agrargeologie
Umweltgeologie
Erdölmuttergestein
Organische Geochemie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 107

Inhalt

Zusammenfassung 485
Összefoglalás 486
Abstract 486
1. Einleitung 486
2. Geologischer Rahmen 487
3. Dokumentation der Untersuchungsergebnisse 487
3.1. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen 487
3.2. Geochemische Untersuchungen 487
3.2.1. Anorganische Geochemie 487
3.2.2. Organische Geochemie 487
3.3. Agrargeologische und bodenkundliche Untersuchungen 491
3.4. Paläontologische Untersuchungen 491
4. Schlußfolgerungen und Empfehlungen für weiterführende Arbeiten 492
Dank 492
Literatur 492

Zusammenfassung

Der Papierschiefer der Hochriegelschichten von Weingraben im Burgenland erweist sich als „Alginit" sensu JÁMBOR & SOLTI (1975), der in Ungarn als hochwertiger bio-mineralischer Rohstoff insbesondere in der landwirtschaftlichen Bodenmelioration, aber auch im Umweltschutz Verwendung findet.

Dieser in Österreich erstmals in der Tongrube Mataschen/Fehring (SOLTI et al., 1987) nachgewiesene Rohstoff steht in Weingraben in einem kleinen Aufschluß mit etwa zwei Meter Mächtigkeit an. Die tatsächliche Mächtigkeit und laterale Erstreckung ist unbekannt, und es werden daher zur Klärung der Ausdehnung des Vorkommens seichte Kernbohrungen sowie Schurfröschen empfohlen. Bislang wurden von uns lediglich zwei Proben im Hinblick auf eine potentielle wirtschaftliche Nutzung untersucht.

Die Korngrößen-Untersuchungen des Papierschiefers zeigen siltigen Ton mit geringer Sandkomponente. In der Tonfraktion dominieren Montmorillonit mit >50 %, Illit (<20 %) und amorphe Mineralphasen (ca. 5 %), Hämatit und Goethit (ca. 1 %) sowie Dolomit in Spuren nachweisbar.

Die anorganisch-geochemische Zusammensetzung des Rohstoffs erweist diesen als günstig für die landwirtschaftliche Nutzung, wobei insbesondere die toxischen Spuren- bzw. Schwermetallgehalte erheblich unter den Schadstoff-Grenzwerten liegen. Die Ionenaustauschkapazität ist mit 47 me/100 g gut, insbesondere im Hinblick auf die Kationen Ca und Mg.

*) Anschriften der Verfasser: Dr. GÁBOR SOLTI, Dr. CSABA RAVASZ, Ungarisches Geologisches Institut, Stefánia ut 14, H-1442, Budapest; Dr. HARALD LOBITZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postfach 154, A-1031 Wien; Dr. LUDMILLA A. KODINA, Russian Academy of Sciences, Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Kosygin Str. 10, Russia-117975 Moscow.

Organisch-geochemische Untersuchungen weisen den Weingrabener Papierschiefer als unreifen Ölschiefer vom Typ „Alginit" aus. Der C_{org}-Gehalt beträgt 6 %, wobei die Grünanlage *Botryococcus braunii* sowie ein weites Spektrum von Pollen und Sporen (DRAXLER & ZETTER, 1991) einen Großteil der organischen Substanz repräsentieren. Mit der FISCHER-Methode können 3–6,8 % Schieferöl gewonnen werden; der Gehalt an Soxhlet-Bitumen beträgt 0,4–0,9 %. Die Rock Eval Pyrolyse weist die organische Substanz als vom Kerogen-Typ II aus, wobei diese sowohl von aquatischer als auch terrigener Herkunft ist. Das Kohlenwasserstoffpotential ist mit 27,65 bzw. 39,97 kg CH/t bedeutend und erweist den Alginit von Weingraben als potentielles Erdölmuttergestein. Mit Hilfe der Infrarot-Spektroskopie können zahlreiche aliphatische Gruppen sowie CO-Gruppen nachgewiesen werden, jedoch keine aromatischen Ringe. Die Anreicherung leichter Kohlenstoff-Isotope im Bitumen bzw. in dessen Fraktionen ist charakteristisch für sapropelische organische Substanzen, die überwiegend aus aliphatischen Ketten bestehen.

Stratigraphie und Ablagerungsbedingungen werden eingehend in der Arbeit von BACHMAYER et al. (1991) diskutiert; unsere Arbeitsgruppe schließt sich deren Schlußfolgerungen in faziell/paläogeographischer Hinsicht an.

Alginit előfordulás (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) a weingrabeni hochriegeli rétegekben (Burgenland, Ausztria)

Összefoglalás

A weingrabeni (Burgenland) hochriegeli rétegek papírpalája a JÁMBOR és SOLTI (1975) értelmezése szerinti alginitnak bizonyult, és megfelel a Magyarországon újabban kiváló minőségű "bio" ásványi nyersanyagnak, melyet elsősorban a mezőgazdaságban talajjavításra, valamint környezetvédelmi célokra használnak. Ez az Ausztriában első ízben a fehringi Mataschen agyagbányában kimutatott (SOLTI et al., 1987) nyersanyag Weingraben egy mintegy 2 méter vastagságú feltárásában jelentkezik. Tényleges vastagsága, valamint az oldalirányú kiterjedése jelenleg nem ismeretes, ezért a telep méretének meghatározására kismélységű magfúrások telepítése és kutatóárkok mélyítése ajánlatos. Ezideig két mintát vizsgáltunk meg, elsősorban a felhasználhatóság szemszögéből.

A papírpala a szemcsenagyság vizsgálatok alapján kőzetlisztes palás agyag, kis mennyiségű homok tartalommal. Az agyagfrakció uralkodó ásványa a montmorillonit (50 %), de jelentős az illit mennyisége is (10–20 %). Az amorf fázis (mintegy 12 %) mellett kimutatható még kaolinit, kvarc, plagioklász (kb. 5–5 %), hematit és goethit (kb. 1 %), nyomokban dolomit. A szervetlen-geokémiai vizsgálatok szerint a nyersanyag alkalmas a mezőgazdasági felhasználásra, különös figyelmet érdemel a mérgező nyomelem-, illetve nehézfémtartalmának szintje, amely minden esetben a károsanyag-határértékek alatt van. Az ioncsere kapacitás 47 me/100 mg értékével jónak ítélhető, különösen áll ez a Ca és Mg kationokra.

A szervesgeokémiai vizsgálatok a weingrabeni papírpalát "alginit"-típusú éretlen olajpalának mutatják. A C_{org}-tartalom 6 %, ahol a *Botryococcus braunii* zöldalga, valamint egy széles pollen és spóraegyüttes (DRAXLER & ZETTER, 1991) képviseli a szervesanyagok nagy részét. A Fischer-féle eljárással 3–6,8 % palaolaj nyerhető ki, a Soxhlet-bitumen tartalom 0,4–0,9 %. A Rock-Eval pirolízis a szervesanyagot II típusúnak mutatja, ami azt jelenti, hogy kevert kerogén típus, azaz a szervesanyag egyaránt vízi és szárazföldi eredetű. A szénhidrogénpotenciál 27,65, illetve 39,97 kg CH/t értéke jelentős, ami a weingrabeni alginitet potenciális kőolaj-anyagkőzetként minősíti. Az infravörös színképelemzéssel különböző jellegű alifás, valamint CO-csoportok mutathatók ki, azonban aromás gyűrűk nem. Könnyű szénizotópok feldúsulása a bitumenben, illetve annak frakcióiban, jellemző a szapropél szervesanyagokra, amelyek túlnyomórészt alifás vegyületekből állanak.

A rétegtani és az üledékképződési viszonyokat részletesen BACHMAYER et al. (1991) munkája tárgyalja. Az abban foglalt fácieselemzési és ősföldrajzi megállapításokkal munkacsoportunk egyetért.

The Occurrence of Alginite (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) in the Hochriegel Beds of Weingraben (Burgenland, Austria)

Abstract

The paper shale from Hochriegel beds of Weingraben, Burgenland has proved to be alginite complying with the interpretation by JÁMBOR and SOLTI (1975) and has been recently used in Hungary as a "bio"-mineral resource that is excellently suitable for use mainly in soil amelioration in agriculture and for environment protection. This sort of mineral resources first discovered in Austria in a clay pit at Fehring-Mataschen (SOLTI et al., 1987) appears in a some 2 m thick exposure at Weingraben. Neither its actual thickness nor its lateral extent have been known yet, therefore it is recommended to drill low-depth coring boreholes and to prepare exploratory trenches in order to define the dimensions of the deposit. Two samples have been studied so far, in regard mainly to potential applications.

As shown by grain size analyses, this paper shale is a silty and schistose clay with a low sand content. The clay fraction is dominated by montmorillonite (50 %), but the proportion of illite is also considerably high (10 to 20 %). In addition to the amorphous phase (some 12 %), also kaolinite, quartz, plagioclase (approx. 5 % for each), haematite and goethite (approx. 1 %) and in traces also dolomite can be detected. As shown by inorganic geochemical tests, this sort of mineral resources is suitable for use in agriculture, paying particular attention to its toxic trace element and heavy metal content which are always lower than the specified limit values. The ion exchange capacity of 47 me/100 gr is considered to be appropriate, and the same holds true especially in respect of Ca and Mg cations.

As shown by organic geochemical tests, the paper shale from Weingraben is an "alginite" type immature sort of oil shale, with a C_{org} content of 6 % in which the major part of organic matter is represented by *Botryococcus braunii* green algae and a diversified assemblage of spores and pollens (DRAXLER & ZETTER, 1991). Using the FISCHER's assay a shale oil amount of 3 to 6.8 % can be extracted. The Soxhlet bitumen content is 0.4 to 0.9 %. As shown by Rock-Eval pyrolysis, the organic matter is of type II, which means that it is a mixed kerogene type, that is the organic matter is of aquatic and terrestrial origin alike. Its hydrocarbon potential of 27.65 and 39.97 kg CH/t, resp., is significant, qualifying the alginite from Weingraben as a potential parent rock of petroleum. Using infrared spectral analysis, different aliphatic and CO-groups are detected, but no aromatic rings have been detected. The sapropelic organic matters consisting mainly of aliphatic compounds are characterized by the enrichment of light carbon isotopes in the bitumen and its fractions.

Stratigraphic and sedimentation conditions are discussed in detail in a paper by BACHMAYER et al. (1991). Their statements associated with facies study and paleogreography are agreed with by our team.

1. Einleitung

Im Rahmen eines lagerstättenkundlich orientierten Projektes des Bundesministeriums für wirtschaftliche Angelegenheiten, Oberste Bergbehörde, wurde unter der Projektleitung von SOLTI und LOBITZER unter dem Titel „ÜLG 19 Aufsuchung von Alginit in Österreich" nach dem bis dahin in unserem Bundesgebiet unbekannten Rohstoff „Alginit" sensu JÁMBOR & SOLTI (1975) prospektiert. Eine erste Dokumentation der Ergebnisse erfolgte in SOLTI & LOBITZER (1989). Unter „Alginit" sensu JÁMBOR & SOLTI (1975) wird ein toniges Sediment mit höherem Gehalt an

organischer Substanz verstanden, wobei das Kerogen überwiegend auf die ölproduzierende Grünalge *Botryococcus braunii* KÜTZING zurückgeht und das Sediment deshalb als Ölschiefer angesprochen werden kann.

In Ungarn wird dieser neue „alternative" Rohstoff seit 1975 insbesondere in der Agrogeologie zur Bodenmelioration bzw. als „Umweltrohstoff" aufgrund der Kationen-Austauschkapazität eingesetzt. Die Agrogeologie macht sich vor allem zunutze, daß Alginit einen hohen Montmorillonit-Gehalt aufweist und daher sandig-siltige Böden (z.B. in der ungarischen Puszta) bindig macht und diesen außerdem erhebliche Mengen an organischer Substanz und pflanzenverfügbaren Spurenelementen zuführt. Alginit ist aufgrund seiner mineralogischen/geochemischen Zusammensetzung auch ein ausgezeichneter Zementrohstoff, der außerdem durch seinen hohen Anteil an organischem Kohlenstoff eine bemerkenswerte Energieeinsparung beim Klinkerbrand bewirken kann. Weiters wäre überprüfenswert, ob Alginit z.T. auch als Blähton in Frage kommt, da sowohl die Mineralogie (insbesondere hoher Montmorillonit- und niedriger Karbonat-Gehalt) als auch der hohe Anteil an C_{org} eine prinzipielle Eignung nahegelegt.

Das Alginit-Vorkommen in Weingraben stellt bislang das einzige bekannte in Österreich dar, sieht man von einer unbedeutenden Indikation in Fehring-Mataschen (DRAXLER et al., 1994) ab.

2. Geologischer Rahmen

Die geologischen Verhältnisse im Neogen der Landseer Bucht wurden zuletzt von BACHMAYER et al. (1991), insbesondere auch im Hinblick auf die Fossillagerstätte Weingraben, detailliert beschrieben. Mit den paläoklimatischen Aussagen der Palynoflora der Hochriegelschichten von Weingraben setzten sich ergänzend dazu DRAXLER & ZETTER (1991) eingehend auseinander. Die grundlegenden Arbeiten dieses Gebiet betreffend, sind von JANOSCHEK (1932), KÜMEL (1936, 1957), KÜPPER (1957), WINKLER-HERMADEN (1951, 1962), MOSTAFAVI (1978) und TOLLMANN (1985). Wir wollen auf diese Arbeiten insbesondere auch deshalb besonders verweisen, da von unserem Team keine Geländearbeiten durchgeführt wurden, die über eine Probenpunktaufnahme hinausgehen.

3. Dokumentation der Untersuchungsergebnisse

3.1. Mineralogisch-petrographische Untersuchungen

SEEMANN (in BACHMAYER et al., 1991) gibt eine detaillierte mineralogisch-petrographische Analyse repräsentativer Proben des Papierschiefers von Weingraben. Da wir parallel dazu ebenso diesbezügliche Untersuchungen durchführten, seien sie hier ergänzend dokumentiert.

Tab. 1.
Röntgendiffraktometrische Mineralphasen-Analyse des Papierschiefers von Weingraben.
Analytik: G. RISCHÁK, Gy. PEIKER, MÁFI Budapest.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]
Montmorillonit	51	53
Illit	20	18
Kaolinit	5	6
Quarz	5	6
Plagioklas	6	4
Hämatit+Goethit	1	1
Amorph	13	12

Tab. 2.
Thermische (DTA-DTG-TG) Analytik des Alginits von Weingraben.
Analytik: M. FÖLDVARI, MÁFI Budapest.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]
Organ. Substanzen	<9	<12
Glühverlust	17,86	21,75
Aschengehalt	82,14	78,25
Feuchtigkeit	5,8	6,0
Montmorillonit	33	<40
Muskowit	+	+

Die Korngrößenanalyse erweist die Tonfraktion mit 62–67 % als dominierend, gefolgt von 31–32 % Silt und einem Sandanteil von 1,7–4,5 %. Der Papierschiefer von Weingraben erweist sich demnach als siltiger Ton.

Die röntgendiffraktometrische Untersuchung (Tab. 1) zeigt 76–77 % Tonanteil, wobei der Montmorillonit mit über 50 % den Ton als bentonitisch qualifiziert; der Illitgehalt beträgt 18–20 %, Kaolinit 5–6 %. Der Anteil an amorphen Tonmineralphasen von 12–13 % weist wohl auf einen nicht völlig alterierten vulkanischen Ton hin. Kalzit wurde nicht nachgewiesen, Dolomit lediglich in Spuren.

Die DTA-Untersuchung (Tab. 2) zeigt mit 33–40 % geringere Montmorillonitgehalte als die Ergebnisse der Röntgendiffraktometrie.

3.2. Geochemische Untersuchungen

3.2.1. Anorganische Geochemie

Die Gehalte an den wichtigsten Oxiden sind Tab. 3 zu entnehmen, die Spurenelemente Tab. 4 sowie die Kationenaustausch-Kapazität Tab. 5.

Tab. 3.
Chemische Analyse des Alginits von Weingraben.
Analytik: I. DER und E. BERTALAN, MÁFI Budapest.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]
SiO_2	46,2	44,4
TiO_2	0,82	0,89
Al_2O_3	19,6	18,4
Fe_2O_3	4,76	4,10
FeO	1,83	2,45
MnO	0,11	0,11
CaO	2,20	2,43
MgO	2,85	2,72
Na_2O	0,69	0,65
K_2O	3,11	3,04
$+H_2O$	13,5	15,1
$-H_2O$	4,08	4,28
CO_2	0,18	0,18
P_2O_5	0,54	0,67

Der SiO_2-Gehalt von etwa 45 % läßt auf ein basisches Herkunftsgebiet der verwitterten, erodierten und im Weingrabener Papierschiefer rhythmisch sedimentierten klastischen Sedimente schließen. Auffallend ist der hohe um 3 % liegende K_2O-Gehalt und auch der Gehalt an P_2O_5 um 0,6 %. Diese erhöhten Werte könnten bei einer eventuellen Nutzung des Papierschiefers für die landwirtschaftliche Bodenmelioration von Bedeutung sein. Ebenso ist die Kationenaustausch-Kapazität mit etwa 47 me/100 g ansehnlich, insbesondere für Ca, gefolgt von Mg.

Tab. 4.
Spektroskopische Analyse der Spurenelemente des Alginits von Weingraben.
Analytik: Spektroskopie-Gruppe, MÁFI Budapest.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [ppm]	Weingraben Lese-Probe [ppm]
Ag	< 4	< 4
As	<600	<600
B	25	25
Ba	600	600
Be	25	25
Bi	< 16	< 16
Co	60	40
Cr	100	60
Cu	60	60
Ge	10	4
Mo	< 6	< 6
Ni	100	100
Pb	6	< 6
Sb	< 60	< 60
Sn	< 6	< 6
Sr	600	600
V	100	160
W	< 60	< 60
Y	60	100
Zn	<100	<100
Zr	400	400

Die spektroskopischen Untersuchungen der Spurenelement-Gehalte (Tab. 4) erweisen diese als i.a. problemlos im Hinblick auf eine eventuelle landwirtschaftliche Nutzung des Alginits von Weingraben. Der Gehalt an Ni von 100ppm dürfte wohl mit einem serpentinitischen Liefergebiet verknüpft sein, wobei als solches das Köszeg-Hügelland (Günser Sporn) in Frage käme.

Tab. 5.
Kationen-Austausch-Kapazität des Alginits von Weingraben.
Analytik: I. DÉR & E. BERTALAN, MÁFI Budapest.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]
Ca	28,76	26,65
Mg	14,64	16,63
Na	0,77	1,04
K	2,66	2,95
Kationen-Austausch-Kapazität	46,83	47,27

3.2.2. Organische Geochemie
Stabile Isotope

Organisch-geochemische Untersuchungen weisen den Papierschiefer von Weingraben als unreifen Ölschiefer vom Typ „Alginit sensu JÁMBOR & SOLTI (1975)" aus. Dies steht im Einklang mit der Gepflogenheit, daß aus kerogenreichen Sedimenten durch Pyrolyse mehr als 4 % Schieferöl gewonnen werden können. In unseren Proben beträgt das durch die Fischer-Niedrigtemperatur-Pyrolyse gewonnene Schieferöl-Extrakt 3,0 bzw. 6,2 % (Tab. 6). Wie den Tab. 7, 8 zu entnehmen ist, weist der Alginit von Weingraben 5,11 bzw. 6,82 % C_{org} auf; an Chloroform-extrahiertem Soxhlet-Bitumen 0,408 bzw. 0,938 %, bzw. 9300 ppm; das Benzol-Methanol-Soxhlet-Extrakt (9:1 v/v) beträgt 0,74 %. Prozentuell setzt sich das Bitumen des Weingrabener Papierschiefers aus folgenden Fraktionen zusammen: Hexan-löslich 1,39 %, Hexan-Benzol 5,92 %, Benzol 7,27 %, Benzol-Methanol 24,24 % und Asphaltene: 61,13 %. Der HCl-unlösliche Anteil des Alginits beträgt 63,6 %. Auch die Verbrennungswärme von 1,74 bzw. 2,65 MJ/kg weist auf erheblichen organischen Anteil hin (Tab. 9).

Tab. 6.
Ergebnisse der Fischer-Pyrolyse und der Gasanalyse des Alginits von Weingraben.
Zum Vergleich sind die Parameter der Fischer Niedrigtemperatur-Destillation des Alginits von Várpalota/Ungarn angeführt.
Analytik: J. TAKACS, Zentrales Bergbauforschungsinstitut, Budapest.

Fischer Niedrigtemperatur-Pyrolyse (520°C)	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]	Alginit von Várpalota Bohrung 71-Ősi 211,1–211,5 m
Feuchtigkeit bei Untersuchung			
Rohprobe [%]	7,7	8,2	4,28
Lufttrockene Probe [%]	0	0	
Rohprobe, totes Gestein + Koks [%]	81,2	80,2	86,00
Lufttrockene Probe [%]	88,0	87,4	
Gehalt an Schieferteer, Schieferöl			
Rohprobe [%]	3,0	6,2	7,25
Lufttrockene Probe [%]	3,3	6,8	
Feuchtigkeit, grob			
Rohprobe [%]	6,7	4,6	1,05
Lufttrockene Probe [%]	7,2	5,0	4,28
Schiefergasmenge			
Rohprobe [m^3/t]	11,0	0	30,00
Lufttrockene Probe [m^3/t]	11,9	0	
Gas + Glühverlust			
Rohprobe [%]	1,4	0,8	1,25
Lufttrockene Probe [%]	1,5	0,9	
Gasanalyse			
Kohlendioxyd CO_2 Raum-%	6,9	0	
Kohlenmonoxyd CO Raum-%	1,6	0	
Methan, CH_4 Raum-%	6,4	0	
Wasserstoff H_2 Raum-%	2,6	0	

Die Rock-Eval-Pyrolyse (Tab. 7) zeigt in den beiden untersuchten Proben Kerogen Typ II, wobei die Maturität der Kohlenwasserstoffe sich nahe des Übergangsbereiches der unreifen zur reifen Zone befindet. Das Kohlenwasser-

Tab. 7.
Rock-Eval Pyrolyse des Alginits von Weingraben.
Analytik: M. HETÉNYI, József Attila Universität, Szeged.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]
C_{org} [%]	5,11	6,82
PC [%]	2,30	3,33
Tmax. [°C]	433	432
S_1 [CH/g Gestein]	2,87	1,00
S_2 [CH/g Gestein]	26,65	37,10
S_3 [CO_2/g Gestein]	2,97	3,47
Kohlenwasserstoff-Potential [kg CH/t Gestein]	27,65	39,97
PI	0,04	0,07
HI [CH/g C_{org}]	521	543
OI [CO_2/g C_{org}]	58	50
S_2/S_3	8,97	10,69
PC/C_{org}	0,45	0,49
Kerogen-Typ	II	II
Geschätzte Menge der organischen Substanz [%]	6,85	9,14

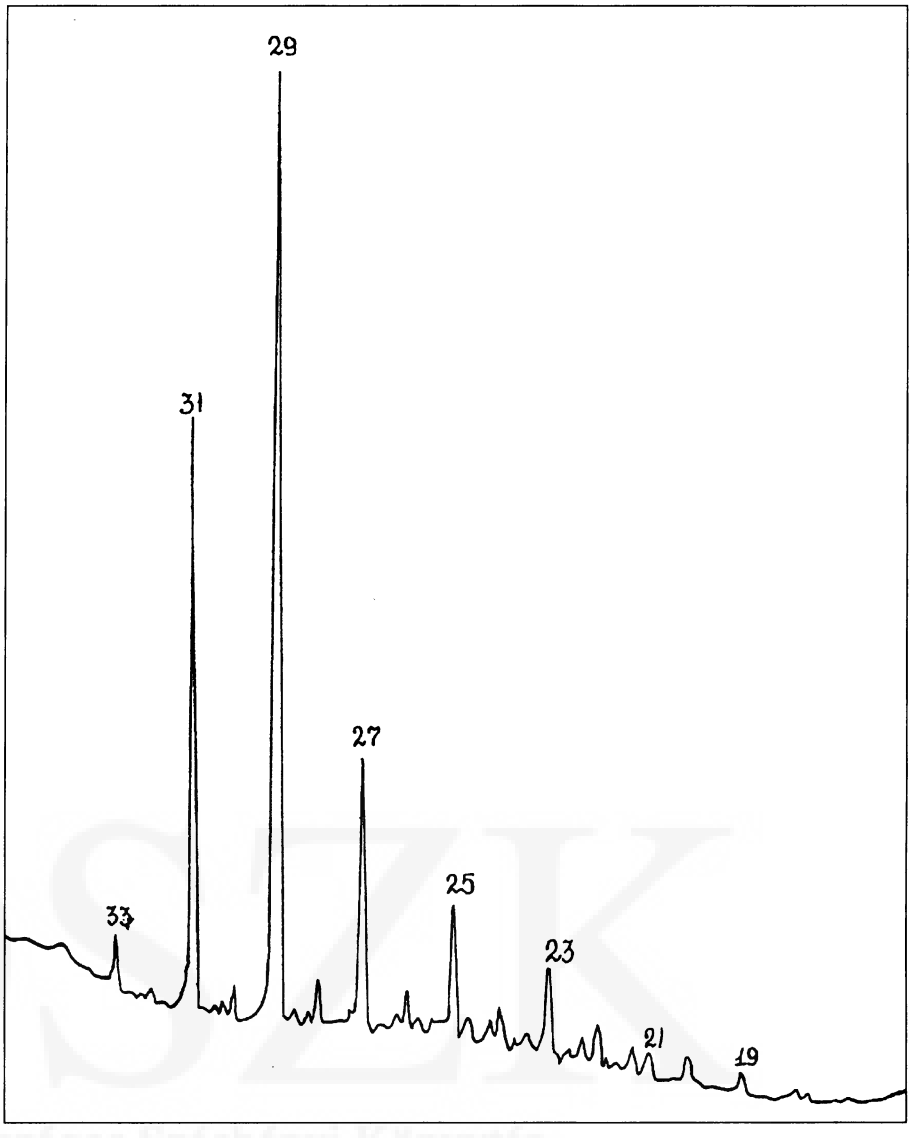


Abb. 1.
Gas-Flüssig-Chromatogramm von n-Alkanen. Hexan-Fraktion des Bitumens des Alginits von Weingraben.
Analytik L.A. KODINA.

stoffpotential ist mit 27,65 bzw. 39,97 kg CH/t Gestein erheblich; ebenso ist der Wasserstoffindex mit 521 bzw. 543 mg HC/g C_{org}. bedeutend. Der Alginit von Weingraben kann als potentielles Erdölmuttergestein von guter Qualität angesehen werden.

Das Benzol-Methanol-Soxhlet-Extrakt zeigt 61 % hochmolekulare Substanzen – Asphaltene, 24,2 % polare Benzol-Methanol-Harze, 1,4 % Kohlenwasserstoffe, 5,9 % Hexan-Benzol-Harze von niedriger Polarität sowie 7,3 % niedrig polare Benzol-Harze. Ein hoher prozentueller Anteil polarer Harze und Asphaltene ist charakteristisch für unreife organische Substanzen in Sedimenten. Der KW-Gehalt ist extrem niedrig.

Die Gas-Flüssig-Chromatographie zeigt, daß diese Bitumen-Fraktion aus ungeradzahligen hoch-molekularen Massen n-Alkanen (C_{23}-C_{31}) besteht, die charakteristisch sind für die Wachsschicht von Pollen, Sporen, Früchten und Blättern höherer terrestrischer Pflanzen. n-Alkane niedriger C-Nummer sind praktisch nicht nachweisbar (Abb. 1), was wohl auf mikrobiellen Abbau dieser Verbindungen zurückgeführt werden kann.

Wie Tab. 10 zu entnehmen ist, zeigt die Analyse der C-Isotope, daß die Kohlenwasserstoff (KW)-Fraktion die größte Anreicherung an leichten Isotopen (^{12}C) aufweist. Der niedrigste ^{13}C-Wert weist auf die terrestrische

Tab. 8.
Organisch-geochemische Analysen des Alginits von Weingraben.
Analytik: A. BRUKNER-WEIN, MÁFI Budapest.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]
Bitumoider Chloroform-Extrakt		
Soxhlet Bitumen [%]	0,408	0,938
Bitumoide IR-Extinktionsquotienten		
1380/1470	0,24	0,30
1710/1470	1,03	0,86
1720–40/1470	0,59	0,56
Bitumoide Fraktion		
Gesättigter CH [%]	2,8	1,7
Aromatischer CH [%]	5,3	3,8
Harz [%]	67,0	62,5
Glühverlust (zum Harz rechnen) [%]	22,5	16,2
Asphalt [%]	2,1	13,5

Tab. 9.
Kohlenchemisch/physikalische Parameter des Alginits von Weingraben.
Analytik: J. TAKACS, Zentrales Bergbauforschungsinstitut, Budapest.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2 [%]	Weingraben Lese-Probe [%]
Feuchtigkeit W_t^t [%]	11,7	32,8
Aschengehalt Ar [%]	76,3	54,5
Gehalt an flüchtigen Substanzen		
V^t [%]	11,0	11,3
Verbrennungswärme		
Q_s^r [MJ/kg]	1,74	2,65
Q_s^r [kcal/kg]	416	634
Heizwert		
Q_i^r [MJ/kg]	1,18	1,58
Q_i^r [kcal/kg]	282	378
Reine Verbrennungswärme des entfeuchteten und aschenfreien Materials		
Q_s^{def} [MJ/kg]	14,7	21,88
Q_s^{def} [kcal/kg]	3462	5234
Karbon C_t^r [%]	4,9	6,8
Wasserstoff HC_t^r [%]	1,2	1,2

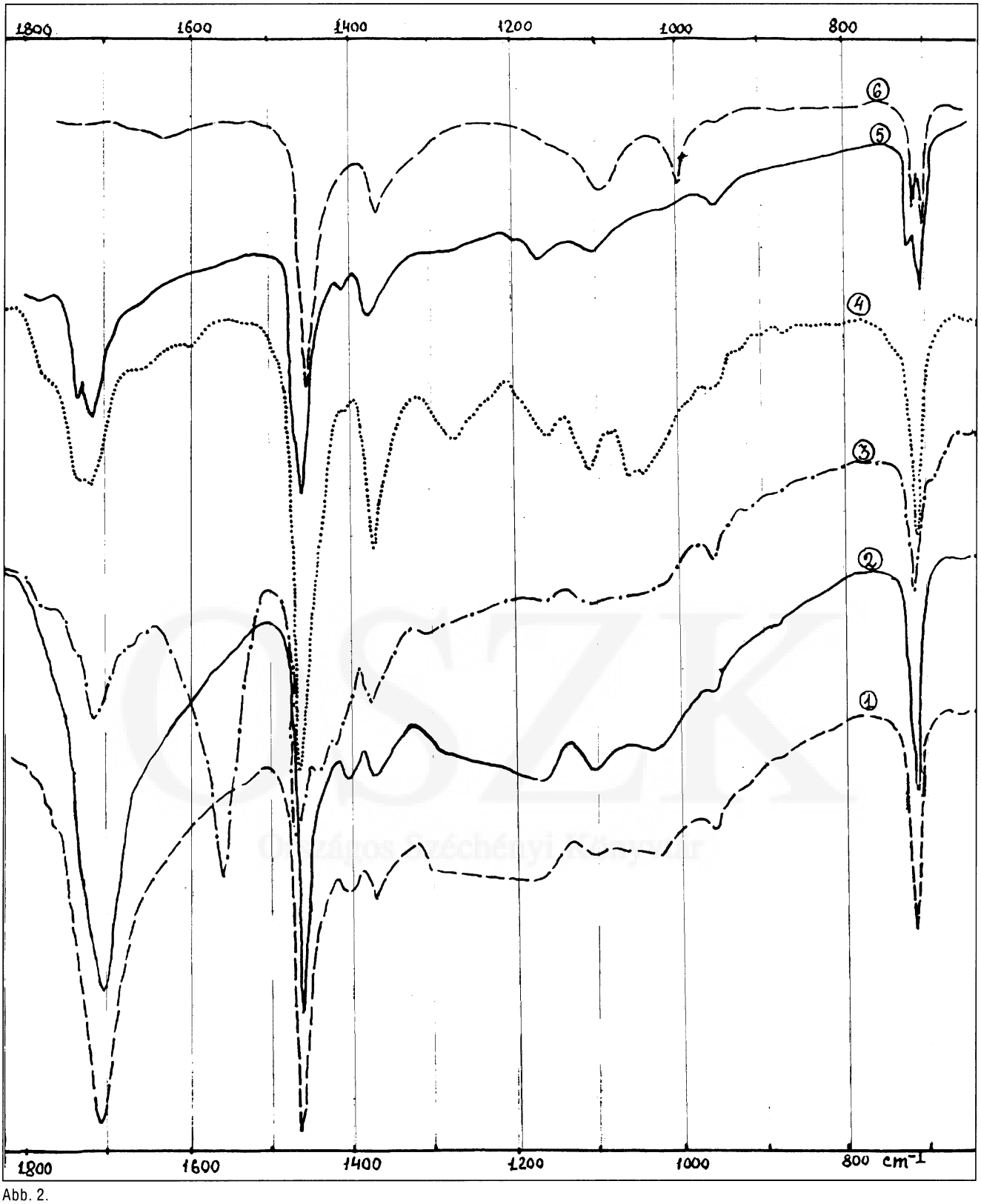


Abb. 2.
IR-Spektrum des Benzol-Methanol Extrakts des Alginits von Weingraben (1) und der extrahierten Fraktionen: Asphaltene (2), Benzol-Methanol-Harze (3), Benzol-Harze (4), Hexan-Benzol-Harze (5), Kohlenwasserstoffe/Hexan-Fraktion (6).
Analytik L.A. KODINA.

Herkunft der ungeradzahligen n-Alkane mit höheren C-Nummern hin. Die restlichen Bitumenfraktionen sind untereinander sehr ähnlich in ihrer C-Isotopen-Zusammensetzung.

Sie sind ebenso isotopisch leicht, was ein spezifisches Merkmal von sapropelischen organischen Substanzen darstellt, die überwiegend aus aliphatischen Ketten zusammengesetzt sind.

Die Infrarot-Spektren des Bitumens (Abb. 2) untermauern diese Vermutung. Zwei Besonderheiten von organischen Substanzen können beobachtet werden, nämlich, daß aliphatische Ketten dominieren (Bande 2920–2850,

Tab. 10.
C-Isotopen-Zusammensetzung des Bitumens und seiner Fraktionen. Analytik: L.A. KODINA, Moskau.

		^{13}C ‰ PDB
Bitumen (total)	7300 ppm	–30,6
Hexan-Eluent	(Kohlenwasserstoffe)	–34,0
Niedrigpolare Harze	Hexan-Benzol-Eluent	–29,4
	Benzol Eluent	–30,7
Polare Harze	Benzol-Methanol-Eluent	–30,1
	Asphaltene	–30,0

1460–1370, 720 cm^{-1}) sowie daß C-O-Gruppen eher signifikant sind (1700–1720 cm^{-1}). Weiters zeigen die IR-Spektren des Bitumens weitere Besonderheiten. Lang-kettige aliphatische Strukturen sind besonders charakteristisch für die Hexan (KW)-Fraktion (2920–2850, 1400–1370, 720 cm^{-1}), untergeordnet mit OH-Gruppen (3300–3500, 1000–1100 cm^{-1}). Hexan-Benzol-Harze enthalten C-O-Gruppierungen, wobei Säure-, Keton- und Äther-Gruppen (1720–1740, 1170, 1110 cm^{-1}) dominieren. Die Absorptions-Bande von O-Gruppen sind häufiger und intensiver ausgebildet in Spektren von Benzol-Harzen (Bereiche 1000–1270, 1700–1800, 3100–3600 cm^{-1}). Die IR-Spektren von Benzol-Methanol-Harzen enthalten die Bande 1550 cm^{-1}, was für das Vorhandensein von NH-Gruppen gemeinsam mit C-O-Gruppen spricht. Das Nichtvorhandensein von aromatischen Schwingungsamplituden ist ebenso charakteristisch für alle untersuchten Spektren. Das heißt, daß der Alginit von Weingraben keinerlei aromatische Verbindungen enthält, sondern überwiegend aliphatische Zusammensetzung zeigt und mittelmäßig oxidiert ist und von einer Biomasse stammt, die überwiegend auf planktonische Algen zurückzuführen ist, bei einer erheblichen Beteiligung von Pollen und Sporen.

3.3. Agrargeologische und bodenkundliche Untersuchungen

Aufgrund der im bodenkundlichen Labor in Keszthely ermittelten bodenkundlichen bzw. agrargeologischen Parameter (Tab. 11) erscheint der Papierschiefer von Weingraben als potentieller Rohstoff für die landwirtschaftliche Bodenmelioration gut geeignet zu sein.

Der hohe Gehalt an Tonmineralen, insbesondere an Montmorillonit, ermöglicht eine Bodenverdichtung und damit verbunden eine verbesserte Wasserhaltung sandig/siltiger Böden. Die leicht saure Reaktion wirkt sich günstig für die Mischung in Blumenerden aus. Der Humusgehalt um 6 % kann in ausgelaugte und/oder sandige Böden die notwendigen organischen Substanzen einbringen (Tab. 12).

Besonders bemerkenswert ist der hohe Gehalt an Makronährstoffen (Tab. 11, 12), wobei insbesondere die Pflanzenverfügbarkeit wichtig ist, die sich im Prozentsatz der in Ammoniumlaktat (AL) löslichen Elemente ausdrückt. Bemerkenswert ist mit 88–122 ppm der Anteil an wasserlöslichem Stickstoff. Der pflanzenverfügbare, in AL lösliche Gehalt an P_2O_5 ist mit 4550–6000 ppm außerordentlich hoch, was eine zusätzliche P-Düngung erübrigen würde. Der Gehalt an pflanzenverfügbarem Kalium entspricht mit 210–520 ppm einem mittelmäßig bis gut K-gedüngten Boden.

Auch die Verteilung der Mikroelemente (Tab. 11) ist relativ günstig, insbesondere von Zn, Cu, Mn und Fe. Die toxischen Elemente Cd und Pb sind nur in geringen Mengen vorhanden; hingegen zeigt sich jedoch der Ni-Gehalt mit

Tab. 11.
Bodenkundliche Untersuchung des Alginits von Weingraben. Analytik: J. FARKAS, Keszthely.

	Profil Weingraben Probe Nr. 2	Weingraben Lese-Probe [%]	Alginit von Gérce (Ungarn)
Gebundenheit K_A	84	82	74–84
Hygroskopizität hy_1	5,6	5,07	3,8–6,3
Gesamtsalzgehalt [%]	0,15	0,11	0,23–0,36
Reaktion pH H_2O	5,58	5,20	7,6–8,0
KCl	6,00	5,34	7,1–7,4
Kalkgehalt [%] $CaCO_3$	0,10	0,10	13–29
Humusgehalt [%]	6,84	5,30	4,3–6,6
Pflanzenverfügbare Nährstoffe [ppm]			
N	122	88	35–50
P_2O_5	6000	4550	100–600
K_2O	520	210	270–400
Ca	3700	3700	14300–25500
Mg	1145	1182	1450–1500
Na	50	50	100–300
Fe	1354	883	160–250
Mn	77	27	47–105
Cu	10,04	11,7	4,2–8,0
Zn	10,94	6,27	3,6–8,2
B	0,64	0,21	
Cd	0,3	0,34	0,40–0,60
Pb	3,44	4,00	3,01–4,82
Ni	33,2	20,0	15,54–40,41
Gesamtnährstoff-Gehalt			
N [%]	0,17	0,14	0,09–0,17
P [%]	0,49	0,50	0,12–0,39
K [%]	0,84	0,77	0,84–1,15
Ca [%]	2,0	1,5	4,71–13,30
Mg [%]	1,07	1,15	2,08–4,35
Na [%]	0,23	0,22	0,144–0,176
Fe [ppm]	37095	38378	40180–52520
Mn [ppm]	236	153	630–1018
Cu [ppm]	22,6	24,8	18,4–27,1
Zn [ppm]	184,8	144,7	63,7–96,4
Cd [ppm]	2,89	2,89	2,68–7,79
Pb [ppm]	11,6	14,6	3,25–31,5
Ni [ppm]	79,3	57,3	69,5–240,0

57–79 ppm erhöht, wobei der pflanzenverfügbare Anteil aber wohl weniger als 20 ppm betragen dürfte.

3.4. Paläontologische Untersuchungen

Die mittel-miozänen limnischen Papierschiefer von Weingraben erweisen sich als Fundgrube einerseits in paläobotanischer Hinsicht, wobei die Blattfloren von BER-

Tab. 12.
Vergleich der wichtigsten bodenkundlichen Parameter des Alginits von Weingraben (2 Proben) mit dem Alginit von Gérce/Ungarn (10 Proben) sowie den durchschnittlichen Parametern der ungarischen Böden (mehrere tausend Proben).

	Alginit von Weingraben	Alginit von Gérce (Ungarn)	Durchschnitt ungarischer Böden
Gebundenheit Ak	82–84	74–84	41,9
Reaktion pH (H_2O)	5,20–5,58	7,6–7,8	6,40
Gesamtsalzgehalt	0,11–0,15	0,23–0,36	0,032
Kalkgehalt [%]	0,10	13–19	3,08
Humusgehalt	5,30–6,84	4,3–6,6	2,20
Pflanzenverfügbare Nährstoffgehalte [ppm]			
AL–P_2O_5	4550–6000	100–600	151
AL–K_2O	210–520	270–400	232
Mg	1145–1182	1450–1500	211
Na	50	100–300	68,4
Zn	6,27–10,94	3,6–8,2	2,47
Cu	10,04–11,7	4,2–8,0	4,82
Mn	27–77	47–105	112

GER (1952, 1953) ansatzweise beschrieben und die reiche und guterhaltene Palynoflora jüngst von DRAXLER & ZETTER (1991) monographisch dokumentiert wurde. Andererseits repräsentiert dieser bislang nur bescheidene Aufschluß eine reiche Fossillagerstätte für fossile Insekten, wobei es BACHMAYER lediglich vergönnt war, in zwei kurzen Berichten darauf hinzuweisen und erste Fossillisten zu erstellen (BACHMAYER, 1952; BACHMAYER et al., 1991). BACHMAYER (1964) und BACHMAYER et al. (1991) berichten auch über Funde von Vogelfedern sowie über Schuppen eines karpfenartigen Süßwasserfisches, Wurmspuren, Spinnen und einen Eidechsenrest. Mit der für Alginit (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) charakteristischen Alge *Botryococcus braunii* KÜTZING setzen sich DRAXLER & ZETTER (1991) auseinander. Mit der Bildung und dem Anreicherungsmechanismus der Kohlenwasserstoffe in *Botryococcus* befassen sich LARGEAU et al. (1980, 1984) sowie TRAVERSE (1955). RÖGL (in BACHMAYER et al., 1991) parallelisiert schließlich die Schiefertone von Weingraben biostratigraphisch mit den marinen Mikrofaunen aus den Tegeln der alten Ziegelei von Weingraben und kann diese eindeutig der Sandschalerzone des mittleren Badenien zuordnen.

4. Schlußfolgerungen und Empfehlungen für weiterführende Arbeiten

Die Untersuchungsergebnisse der beiden Papierschiefer-Proben aus den Hochriegelschichten von Weingraben zeigen, daß es sich dabei um insbesondere auch rohstoffgeologisch interessanten „Alginit" (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) handelt. Prinzipiell erscheint dieses Rohmaterial sowohl für die Bodenmelioration in der Landwirtschaft geeignet, als auch aufgrund des hohen Montmorillonit- und C_{org} -Gehaltes sowie geringen Karbonatanteils eventuell als Blähton zur LECA-Erzeugung; letztere Nutzungsoption bedarf allerdings noch einer Überprüfung. Außerdem muß erwähnt werden, daß Alginit aufgrund seiner mineralogisch/chemischen Zusammensetzung und insbesondere wegen seines hohen organischen Gehaltes einen ausgezeichneten Zementrohstoff darstellen könnte.

Es wird empfohlen, sich mit den Grundeigentümern über die Durchführung von Schurfröschen und gegebenenfalls von seichten Kernbohrungen zu verständigen, um Mächtigkeit und Ausdehnung der Alginit-führenden Sedimentfolge zu klären. Das Ziel dieser Untersuchungen müßte die Abklärung des Verhältnisses Wertstoff (Alginit) zu taubem Material (vorwiegend Tone/Silte/Sande ohne höherem C_{org} -Gehalt) sein. Selbstverständlich sind i.d.F. detaillierte mineralogische, geochemische und paläontologische sowie gegebenenfalls auch technologische Studien dieser limnischen feinklastischen Sedimente erforderlich.

Dank

Die Arbeiten zu dieser Studie wurden im Rahmen des Lagerstättenprojekts ÜLG 19 „Aufsuchung von Alginit in Österreich" durchgeführt. Die Autoren danken den Direktoren der GBA in Wien und des MÁFI in Budapest sowie den verantwortlichen Herren an der Obersten Bergbehörde (BMwA) für die Bereitstellung der finanziellen Mittel. Den Hinweis auf die Papierschiefer von Weingraben verdanken wir Frau Dr. Ilse DRAXLER, GBA Wien.

Literatur

BACHMAYER, F., RÖGL, F. & SEEMANN, R.: Geologie und Sedimentologie der Fundstelle miozäner Insekten in Weingraben (Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1, 53–70, Wien (Geol. B.-A.) 1991.

BACHMAYER, F.: Fossile Libellenlarven aus miozänen Süßwasserablagerungen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Abt. I, **161**, 135–140, Wien 1952.

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

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

BERGER, W.: Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland) II. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Abt. I, **162**, 17–24, Wien 1953.

DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H. & CICHOCKIO. Mit Beiträgen von HERRMANN, P., RAVASZ, C., SACHSENHOFER, R., STOJASPAL, F. & CSÁSZÁR, G.: Erster Nachweis von „Alginit" (sensu JAMBOR & SOLTI, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbecken (Österreich). – Jubiläumschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 2, 19–54, Wien (Geol. B.-A.) 1994.

DRAXLER, I. & ZETTER, R.: Palynologische Untersuchungen in den mittel-miozänen Hochriegelschichten (Süßwasserschichten) von Weingraben (Gemeinde Kaiserdorf, Burgenland, Österreich). – In: LOBITZER, H. & CÁSZÁR, G. (Hrsg.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit österreich-Ungarn, Teil 1, 71–92, Wien (Geol. B.-A.) 1991.

JÁMBOR, A. & SOLTI, G.: Geological conditions of the Upper Pannonian oil-shale deposit recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. – Acta Miner. Petr., **22**, 9–28, Szeged 1975.

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

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

KÜMEL, F.: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 107–108 Mattersburg-Deutschkreutz. – Wien (Geol. B.-A.) 1957.

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

LARGEAU, C., CASADEVALL, E., BERKALOFF, C. & DHAMELINCOURT, P.: Sites of accumulation and composition of hydrocarbons in *Botryococcus braunii*. – Phytochemistry, **19**, 1043–1051, London (Pergamon Press) 1980.

LARGEAU, C., CASADEVALL, E., KADOURI, A. & METZGER, P.: Formation of *Botryococcus*-derived kerogens – Comparative study of immature torbanites and of the extant alga *Botryococcus braunii*. – Org. Geochem., **6**, 327–332, London 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.

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

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., Projektendbericht ÜLG 19/1986, Budapest-Wien (Geol. B.-A./ MÁFI) 1987.

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

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

TRAVERSE, A.: Occurence of the oil-forming alga *Botryococcus* in lignites and other Tertiary sediments. – Micropalaeontology, **1**, 343–350, New York 1955.

WINKLER-HERMADEN, A.: 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) 1951.

WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= 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 1962.

Geophysik

Geofizika

Geophysics

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 495–505	Wien, November 1994	2. rész	pp. 495–505	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Airborne Geophysical Measurements in the Transdanubian Central Range (Hungary)

By BEÁTA CSATHÓ, IMRE SZILÁGYI & WOLFGANG SEIBERL*)

With 10 Text-Figures and 1 Table

Ungarn
Transdanubisches Mittelgebirge
Aerogeophysik
Messungen

Aeroelektrische Prospektion

Inhalt

Zusammenfassung 495
Összefoglalás 495
Abstract 496
1. Introduction 496
2. Geological-Geophysical Model of the Transdanubian Central Range 497
3. Airborne Geophysical Survey 497
4. Data processing 498
5. Results 498
5.1. Electromagnetics 498
5.2. Magnetics 501
5.3. Radiometrics 501
5.4. Cross sections 502
5.5. Digital image analysis 502
6. Conclusions 503
References 505

Aerogeophysikalische Messungen im Transdanubischen Mittelgebirge (Ungarn)

Zusammenfassung

In den Jahren 1987–1991 wurden im Bereich des Transdanubischen Mittelgebirges in 10 Meßgebieten sehr detaillierte aerogeophysikalische Messungen (Elektromagnetik, Magnetik, Radiometrie) durchgeführt. Entsprechend den günstigen geologischen und geophysikalischen Bedingungen in den Untersuchungsgebieten konnten wichtige Informationen über verschiedene geologische Formationen und diverse petrophysikalische Bedingungen hergeleitet werden. Die Interpretation der Meßergebnisse beinhaltet sowohl eine regionale Bewertung der verschiedenen Parameterkarten als auch ein genaues Studium von Profildarstellungen zur Beurteilung von lokalen Strukturen.

Légi geofizikiai mérések a Dunántúli-középhegységben

Összefoglalás

A dolgozat a Dunántúli-középhegység tíz részterületén 1987-1991 közötti években végzett részletes légigeofizikai (elektromágneses, mágneses és radiometrikus) mérések eredményeit mutatja be. A kedvező geológiai-geofizikai modellnek köszönhetően nagyon fontos földtani információkat és különböző kőzetfizikai jellemzőket sikerült beszerezni. Az értelmezés kiterjedt a különböző paraméter térképek regionális értékelésére és az egyes szelvények szerkezeti kiértékelésére is.

*) Authors' addresses: Dr. BEÁTA CSATHÓ, IMRE SZILÁGYI, Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, Columbus u. 17–23, H-1145 Budapest, Hungary; Univ.-Prof. Dr. WOLFGANG SEIBERL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1030 Wien, Austria.

Abstract

Results of detailed airborne geophysical measurements (electromagnetics, magnetics, radiometrics) carried out during the years 1987–1991 over 10 areas of the Transdanubian Central Range are presented. Due to the favourable geological-geophysical model very useful information concerning geological formations as well as different petrophysical features was obtained. Interpretation includes regional evaluation of different parameter maps and studying individual profiles.

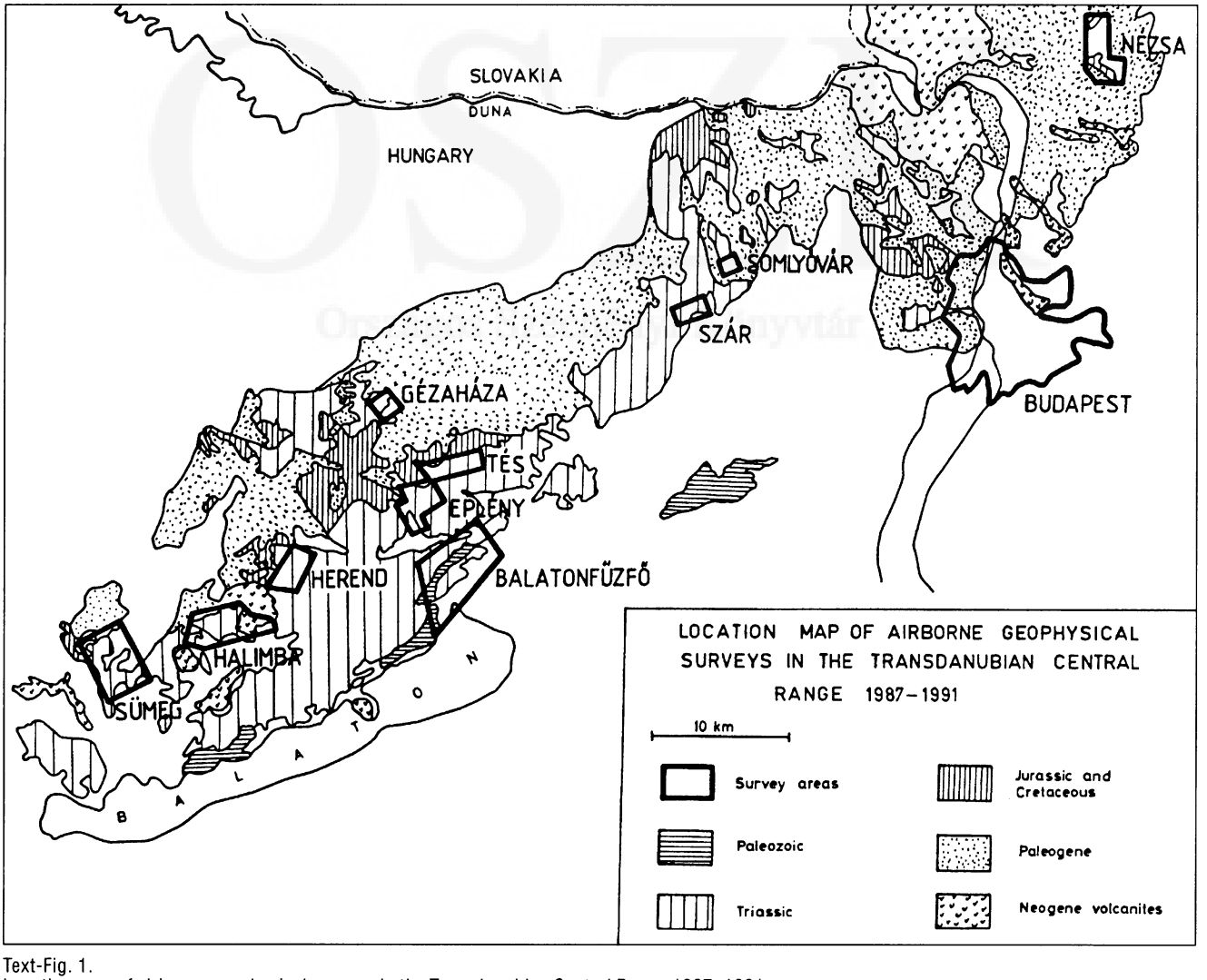
1. Introduction

In the course of the cooperation between the Geophysical Department of the Austrian Geological Survey and the Eötvös Loránd Geophysical Institute (ELGI) of Hungary helicopterborne geophysical measurements have been carried out in the Hungarian Transdanubian Central Range since 1987.

Over 10 areas (see Text-Fig. 1) approximately 6500 line kilometres were flown. The aim of the surveys in the areas of Sümeg (1989), Halimba (1989), Herend (1990), Eplény (1990), Tés (1990), Gézaháza (1987), Szár (1987) and Somlyóvár (1987) was a contributuion to the prospection for bauxite lenses located close to the surface. In the area of Nézsa (1991) the measurements were devoted to geological mapping purposes. The small lateral extension of the investigated structures required a dense line spacing which was generally 50 m. Covering the area of Balatonfüzfö by some individual profiles in 1991 served as a contribution to the current environmental studies of the Hungarian Geological Institute.

The project has been financed by the Hungarian Aluminium Trust and the Hungarian Geological Central Office. The instrumentation consisting of electromagnetic, magnetic and radiometric probes and a data acquisition system were installed in a MI-8 type helicopter of the Hungarian Army. For the purpose of special processing and interpretation an airborne geophysical research group was established in the ELGI. Results were partly published in the last years (CSATHÓ et al., 1990; GULYÁS et al., 1991, SZILÁGYI et al., 1991).

Due to the complexity of the surveys valuable information relating to the deliniation of the rock formations with different petrophysical parameters has been obtained. Tectonical features could also be determined. In some cases studying individual profiles provides more detailed



Text-Fig. 1.
Location map of airborne geophysical surveys in the Transdanubian Central Range 1987–1991.

Table 1.
Resistivity domains of the main rock types of the investigated areas [ohm·m].

	5 10 50 10^2 500 10^3 5000 10^4
Triassic	
dolomite, limestone	
argillaceous dolomite, limestone	
marl	
Jurassic & Cretaceous	
limestone	
marly limestone, marl	
Paleogene	
bauxite	
limestone, marly limestone	
sand, sandstone	
Neogene	
clay	
sand	
volcanites	
Quarternary	
clay	
sand, loess	

information. Application of digital image processing softwares (construction of superimposed maps, classification and clustering of geophysical data) helped the interpretation of the obtained results.

2. Geological-Geophysical Model of the Transdanubian Central Range

The Central Transdanubian Range located north to the Lake Balaton is a syncline with a strike direction of SW–NE (see Text-Fig. 1) and is built up by sedimentary rocks of Paleozoic to Middle Cretaceous age. The syncline is covered by Upper Cretaceous and Cenozoic sedimentary and partly by volcanic sequences. Bauxite lenses are found in tectonically preformed karstic depressions of the Mesozoic carbonates.

The resistivity parameters of the rock types derived from field measurements rather than laboratory investigations are summarized in Table 1. The resistivity contrasts between the different formations make it possible to distinguish areas where the basement with high resistivity is found near the surface and areas of Paleogene and Neogene basins. Moreover, conductive elements of the Mesozoic (marl, marly limestone), can also be delineated if they are covered by thin Quaternary rocks.

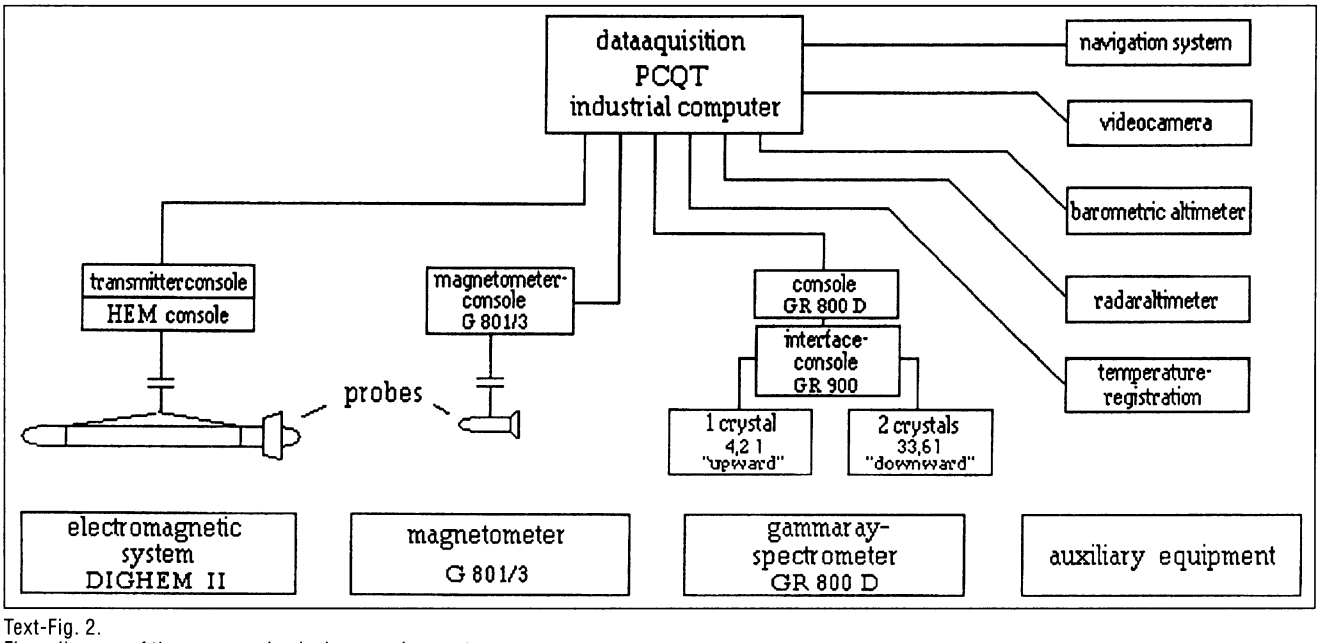
Volcanic bodies produced by the Late Pliocene basaltic volcanism can be detected by magnetic measurements.

Based on the high Thorium (Th) and low Potassium (K) contents of the Hungarian bauxites (ELEK, 1984; NYERGES & MINDSZENTY, 1979) and the high K content of the basaltic rocks (EMBEY ISZTIN, 1981) gamma ray spectrometry could provide useful information for the detection of favourable mineralized areas.

3. Airborne Geophysical Survey

The aerogeophysical measuring-system used during the surveys in Hungary (a flow-diagram is shown inText-Fig. 2), consisted of 3 major units:

- **Aeroelectromagnetic (AEM) unit**
  During the surveys in 1987 and 1989 a DIGHEM II AEM-unit consisting of a coplanar coil-system (3600 Hz) and a coaxial coil-system (900 Hz) was used. In 1990 a DIGHEM III unit (32.000 Hz coaxial, 7200 Hz



Text-Fig. 2.
Flow-diagram of the aerogeophysical measuring system.

coplanar, 900 Hz coplanar) was in operation. A similar unit was used during the survey in 1991, with the exception that the 32.000 Hz coil-configuration was also coplanar.

The sampling interval of the in- and outoff-component of the normalized secondary fields was 0,1 second. This means that due to an average surveying speed of 30 m/s, every 3 meters the AEM-data were sampled. This small sampling interval is necessary to recognize natural (e.g. sferics) as well as anthropogenic (e.g.: power lines, radio transmitters) noise in the data.

- **Aeroradiometric unit**

  Two large NaJ-crystal packages (total volume: 33 litres) were used to measure the energy of the gamma rays during the survey in 1987. The energy was recorded in five well selected windows. In the first and second window the energy from 0,2 to 3,0 MeV respectively over 3,0 MeV (cosmic counts) was recorded. In the other windows the energies from the natural radioactive elements Potassium (^{40}40), Uranium (^{214}Bi) and Thorium (^{208}Th) were registered.

  From 1989 onwards an upward-looking crystal (volume 4,2 Litres) was added to the crystal-packages mentioned above, in order to obtain the contribution of radon to the counts measured in the uranium window. Additionally, the spectrometer was improved to register not only the usual energy windows but also two energy spectra (256 channels each) from the downward- respectively upward-looking crystals.

  The sampling interval of all data was 1 second.

- **Aeromagnetic unit**

  To register the earth's magnetic field, a proton magnetometer was used during all surveys. It measured the total intensity of the magnetic field.

  The sampling-interval was 1 second.

In addition to the geophysical instruments a few auxiliary equipments were installed in the helicopter. The most important ones were a radar altimeter and an electronic navigation system.

Reliable geophysical parameter maps and profiles can only be obtained by using modern navigation systems. The detection of bauxite lenses which are economically still valuable in spite of their small lateral extension also requires high precision in positioning.

During the surveys in 1989 and 1990 a MICROFIX multimobile radiopositioning system was hired. The installation of the mobile stations was hampered by many difficulties. Especially the requirement of line of sight between the helicopter and the reference stations was a major problem. The effect of rough topography resulted in relatively high errors in the positioning of the helicopter.

In the most advanced Global Positioning System (GPS) satellites are used for positioning. In 1991 a GPS system (type M/XII, Astech Inc) was used for the first time in an airborne geophysical survey in Hungary. The receiver pair, the navigation computer and the software are suitable for static, pseudo/kinematic and kinematic positioning. A URH transceiver-system was added to provide real/time navigation.

4. Data Processing

- **Aeroelectromagnetics**

  From the recorded data and after the application of certain reduction procedures (e.g.: drift, artificial etc) the apparent resistivity and apparent depth is calculated using the homogeneous halfspace model. The former two parameters characterize the electrical conditions in the surveyed area. The apparent depth can be positive, negative or zero. In case of a less conducting layer lying on a good conductor, the apparent depth becomes positive and a very rough estimation of the thickness of the first layer is possible. In the opposite case the apparent depth is negative and represents only a qualitative indication for the conductivity distribution in the surveyed area. If the apparent depth is more or less zero, the homogeneous halfspace model is applicable to the data. Only in case of a homogeneous halfspace, the apparent resistivity corresponds with the true resistivity of the ground. Otherwise it will be only some average value depending on the thicknesses and the resistivities of the different layers of the ground.

Text-Fig. 3. ⇒ ⇒ ⇒
Separation of Mesozoic Basement by means of airborne apparent resisitivity mapping in the Halimba area.

- **Aeroradiometrics**

  After applying different corrections and reduction procedures (e.g.: compton scattering, height reduction etc) the corrected data are transformed into chemical equivalent values (eK %, eU ppm, eTh ppm) using sensistivity values, which were obtained from measurements over special calibration pads.

- **Aeromagnetics**

  To separate that part from the aeromagnetic data, which contains the geological information of the surveyed area, time-dependent variations (e.g.: daily variations, secular varation) and a suitable regional field have to be subtracted from the recorded data. The International Geomagnetic Reference Field (epoch 1977,7) was used for the regional correction. All corrected data are presented as maps (e.g.: isolines) as well as profiles.

The huge amount of data, not only obtained from the airborne measurements but also from geological mapping and ground geophysical surveys have to be handled together. Therefore it is necessary to establish a suitable data base and use data base management as well as processing and graphic program packages. In ELGI an airborne geophysical data base have been established on an IBM mainframe computer and on IBM PCs. By means of data base management programs developed in ELGI different types of user-specified selections are available. On the IBM PC not only interpolated parameter maps can be produced but also individual profiles can be studied.

Different graphical software systems and the ILWIS Geographical Information System are used for the representation of different types of data.

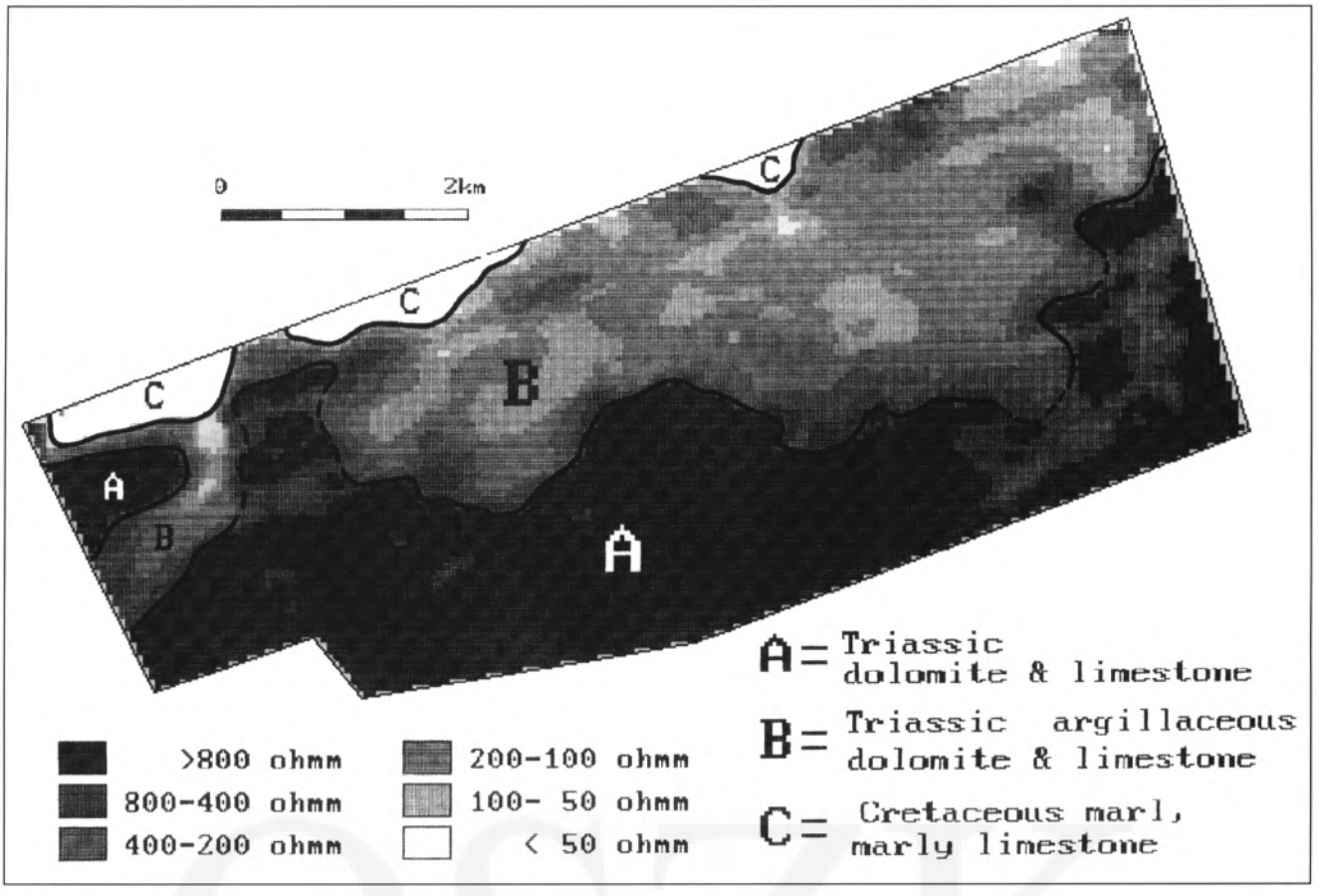
Electromagnetic and magnetic modelling programs support the interpretation. The development of two layer inversion programs for airborne EM measurements is going on.

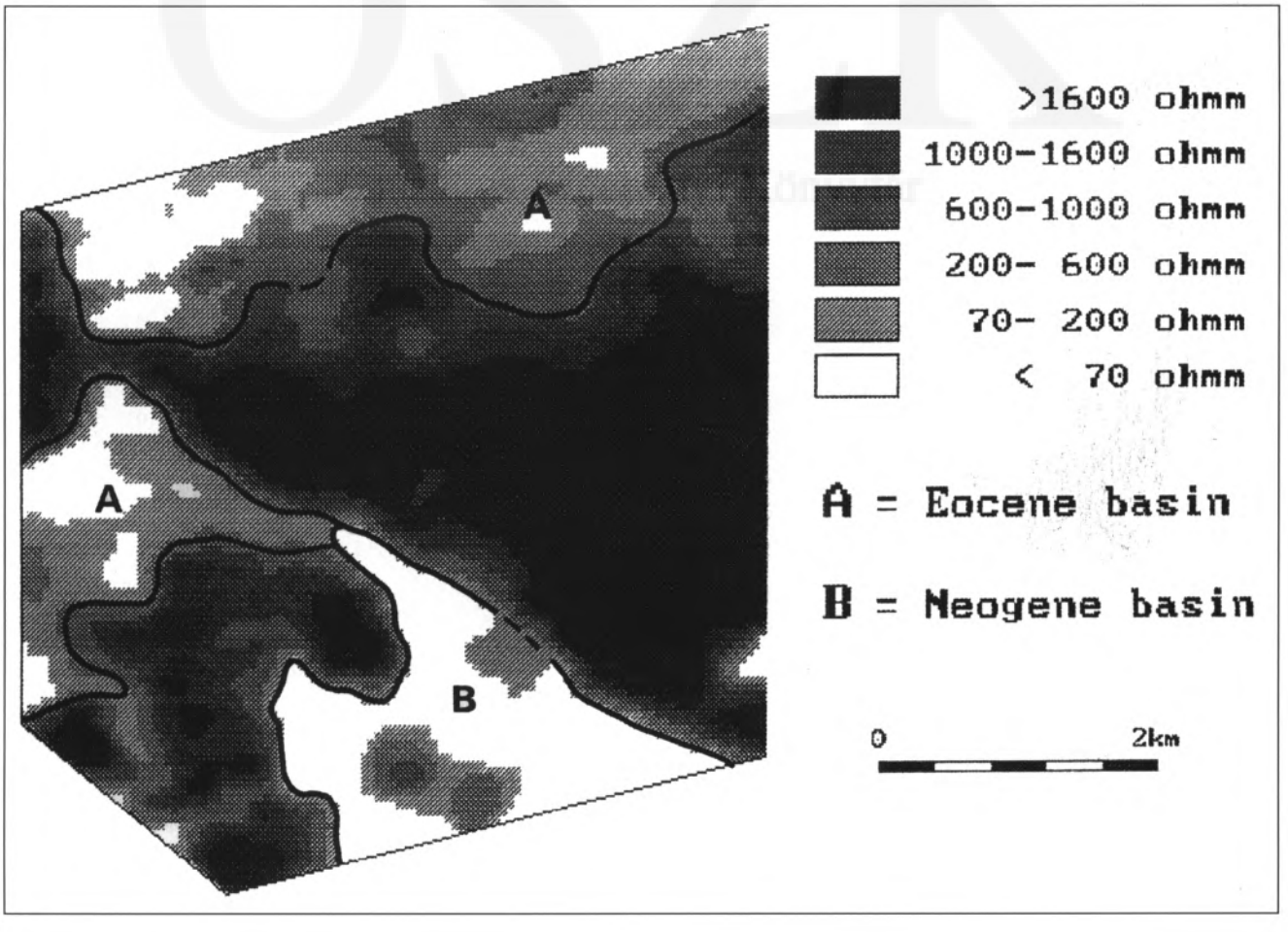
5. Results

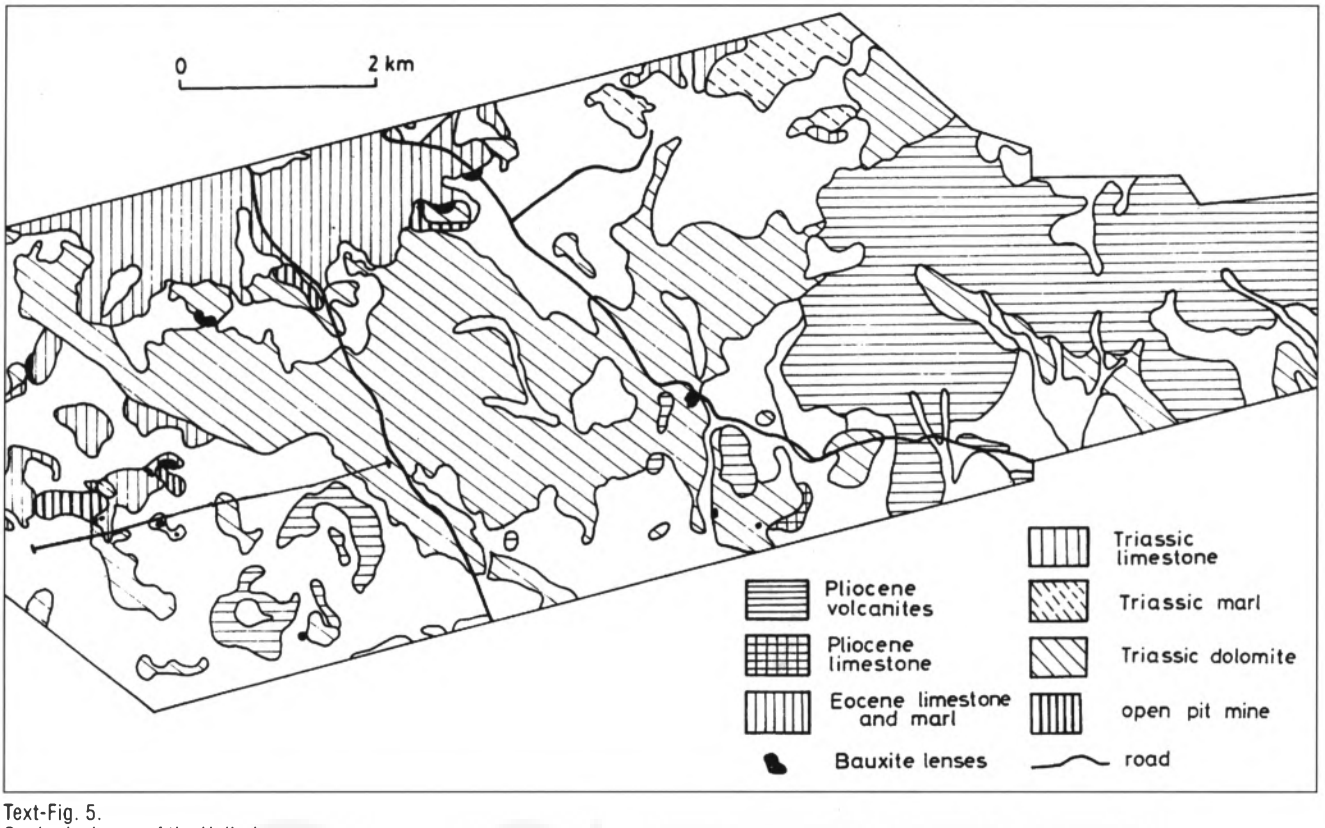
5.1. Electromagnetics

Apparent resistivity data derived from the measured components of the induced electromagnetic field provide

Text-Fig. 4. ⇒ ⇒ ⇒
Separation of Eocene and Neogene Basins by means of airborne apparent resistivity mapping in the Halimba area.

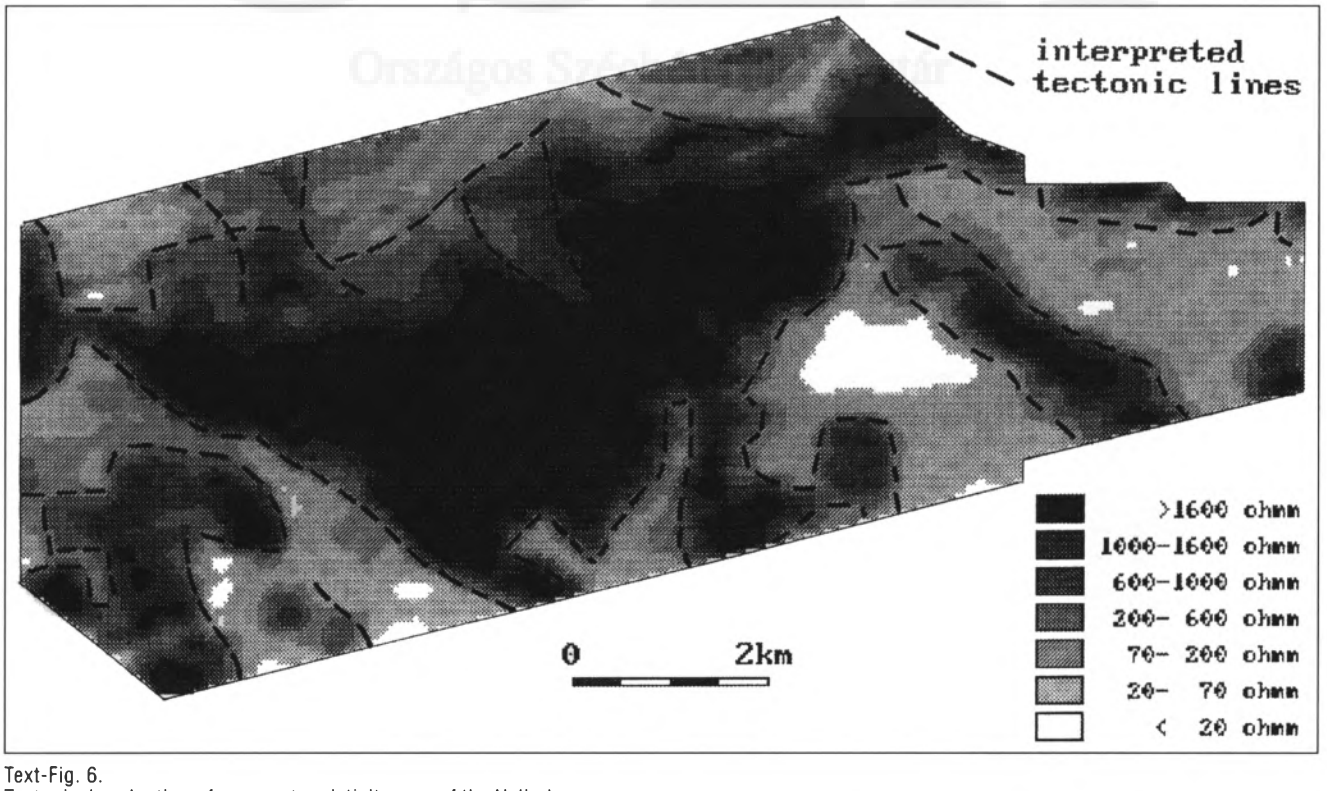

0
2km
C
C
C
B
A
B
A
A= Triassic dolomite & limestone
B= Triassic argillaceous dolomite & limestone
C= Cretaceous marl, marly limestone
>800 ohmm
800-400 ohmm
400-200 ohmm
200-100 ohmm
100- 50 ohmm
< 50 ohmm


A
A
B
>1600 ohmm
1000-1600 ohmm
600-1000 ohmm
200- 600 ohmm
70- 200 ohmm
< 70 ohmm
A = Eocene basin
B = Neogene basin
0
2km



Text-Fig. 5.
Geological map of the Halimba area.

qualitative information about the geological features of the areas. If the geological sequence can be considered as uniform above the investigation depth, the apparent resistivity transformation corresponds to the real resistivity distribution of the formation below the surface. If the geological sequence consists of at least two layers with different resistivities, the values of the apparent resistivity depends on the resistivities and thicknesses of the layers located above the investigation depth. Considering the geological model (generally: Cenozoic series overlying a Mesozoic basement) and the resistivity values of the rock formations (Table 1) it is obvious that the decrease of the



Text-Fig. 6.
Tectonical evaluation of apparent resistivity map of the Halimba area.

apparent resistivity can be correlated with a decrease of the resistivity of the Mesozoic basement and/or to an increase of the thickness of the conductive Cenozoic cover.

When the rock formations of the Mesozoic basement with different resisitivities are covered by thin Cenozoic sediments, which are not significantly varying in their thickness and resistivity, the delineation of former units can be obtained by means of electromagnetic mapping. In the area of Tes it is known from the results of previous geological mapping and the data of boreholes (Text-Fig. 1) it is known that Quaternary loess overlies the Triassic complex, which consists of dolomite, argillaceous dolomite-limestone, limestone beds and Cretaceous marl or marly limestone.

Considering the resistivity domains (see Table 1) of these formations, zones of the apparent resistivity map (Text-Fig. 3) characterized by high ("A"), medium ("B") and low ("C") values can be interpreted as Triassic dolomite, argillaceous dolomite-limestone, and Cretaceous marl, marly limestone respectively. Determination of the rock types building up the basement has a great importance in respect of bauxite prospecting. The possibility of karstification is decreasing with the increase of clay content. That is why zone "A", where high apparent resisitivity indicates dolomite, the basement can be qualified as the most promising area for finding primary bauxite bodies. Local resistivity minimums and embayments at the border of the zone might refer to structures containing the ore. Naturally resedimented bauxite can also occur over the less advantegeous basement but their detection is more difficult.

In case of a homogenous basement with high resistivity, apparent resistivity changes are caused by the lateral inhomogeneities both in thickness and conductivity of the cover. In the western part of the area Halimba (Text-Fig. 1) Eocene limestone-marly limestone as well as Neogene clastic series (clay, sand and gravel) overlie the Triassic dolomite basement (Text-Fig. 5). Studying the apparent resistivity map of the area (Text-Fig. 4) – due to the resistivity contrast between the Eocene and Neogene sequences (see Table 1) – the Eocene and Neogene basins can be distinguished. In the interior of the basins where the series are assumed to be electrically homogenous, zones with high resistivity can be interpreted as regions where the Triassic dolomite is covered by thin rock formations.

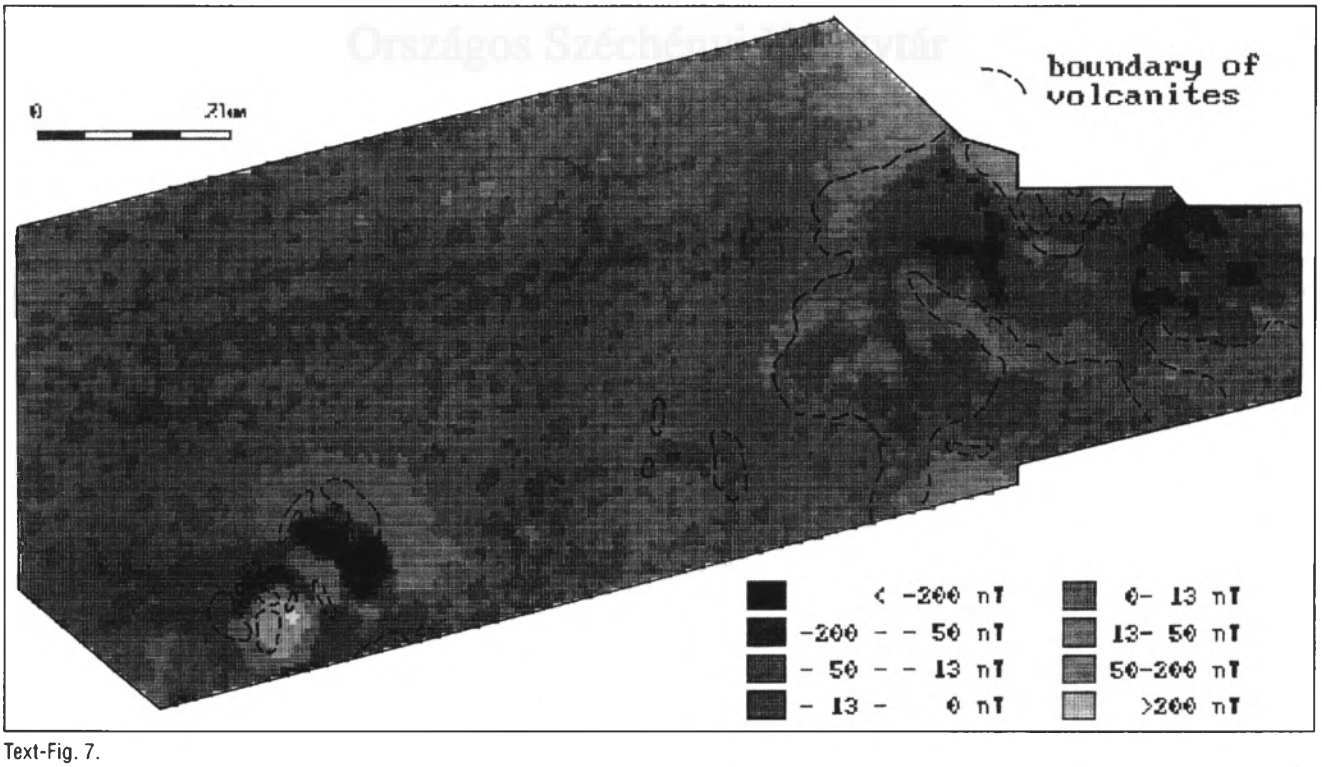
The apparent resistivity maps can also be used for tectonical evaluation. Abrupt changes of the apparent resistivity in the parameter map mark significant tectonic lines of the area separating formations with conductivity contrasts. A tectonical interpretation of the apparent resistivity map of the Halimba area is presented in the Text-Fig. 6.

5.2. Magnetics

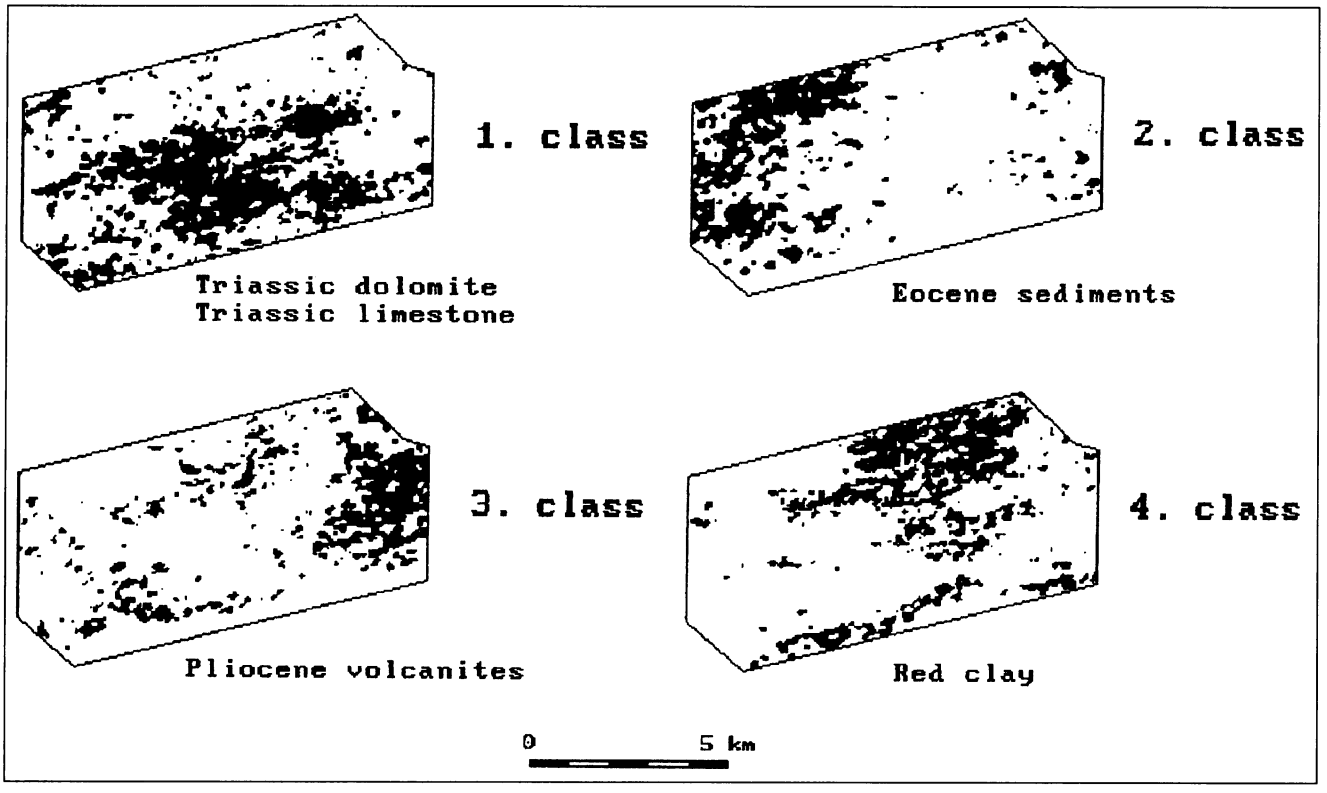
Changes of the total magnetic field data caused by the presence of formations with high magnetic susceptibility can be detected by magnetic surveys. In the southern part of the Halimba area (Text-Fig. 1) Neogene series embody Upper Pliocene volcanites with high susceptibilities. The total magnetic field map of the area can be seen in the Text-Fig. 7. Considerable magnetic effects were only detected in the south-west and in the east, where Pliocene basaltic rocks are located. The anomalies in the southwest indicate at least two parts of almost isometric magnetic bodies. The results of magnetic survey suggests that the basalt eruption occured within two phases of polarity. In the eastern part of the area the low intensity anomaly with large horizontal extent can be interpreted as an effect of a basaltic layer.

5.3. Radiometrics

By processing the natural γ-ray energies measured at the proper energy windows equivalent K, U and Th con-



Text-Fig. 7.
Total magnetic field map of the Hlimba area.



Text-Fig. 8
Classification result from the Halimba area using the radiometric parameters (eU, eTh, K).

centration maps can be obtained. Considering the fact that the method provides information from the uppermost 10–20 cm of the soil it may only be used indirectly for geological interpretation. The thickness of the soil cover (due to weathering processes) usually varies from 10 to 100 cm. If it was not eroded or resedimented, the measured γ-ray values may correspond to the content of radioactive elements of the host rock.

Thorium is one of the most important trace elements of rocks. As Thorium may be incorporated in the crystal lattice of some heavy minerals, placer deposits can be characterized by higher thorium counting-rates. During the allitic weathering processes producing bauxites the relatively immobile Thorium can be concentrated in bauxite lenses. In the direct prospecting of the Hungarian bauxites the relative increase of the thorium can be qualified as a reference to the location of the ore. The relation between the Th-content and the quality of the Hungarian bauxites was examined by NYERGES et. al. (1979). Nevertheless general conclusions studying just this parameter map can not be drawn.

The equivalent Thorium map of the Eplény area (Text-Fig. 1) is depicted in Text-Fig. 9. The Th-maximum "A" is related to known outcrops of bauxitic material. The Th-maximum "C" is associated with the bauxite mine Alsópere. Other Th-maxima (eg "B") were controlled by in-situ radiometric measurements, and some of them have been suggested for drilling.

5.4. Cross sections

By studying individual cross sections more detailed interpretations are possible. An example is shown in Text-Fig. 10. The location of this cross section can be seen in the geological map of the Halimba area (Text-Fig. 5).

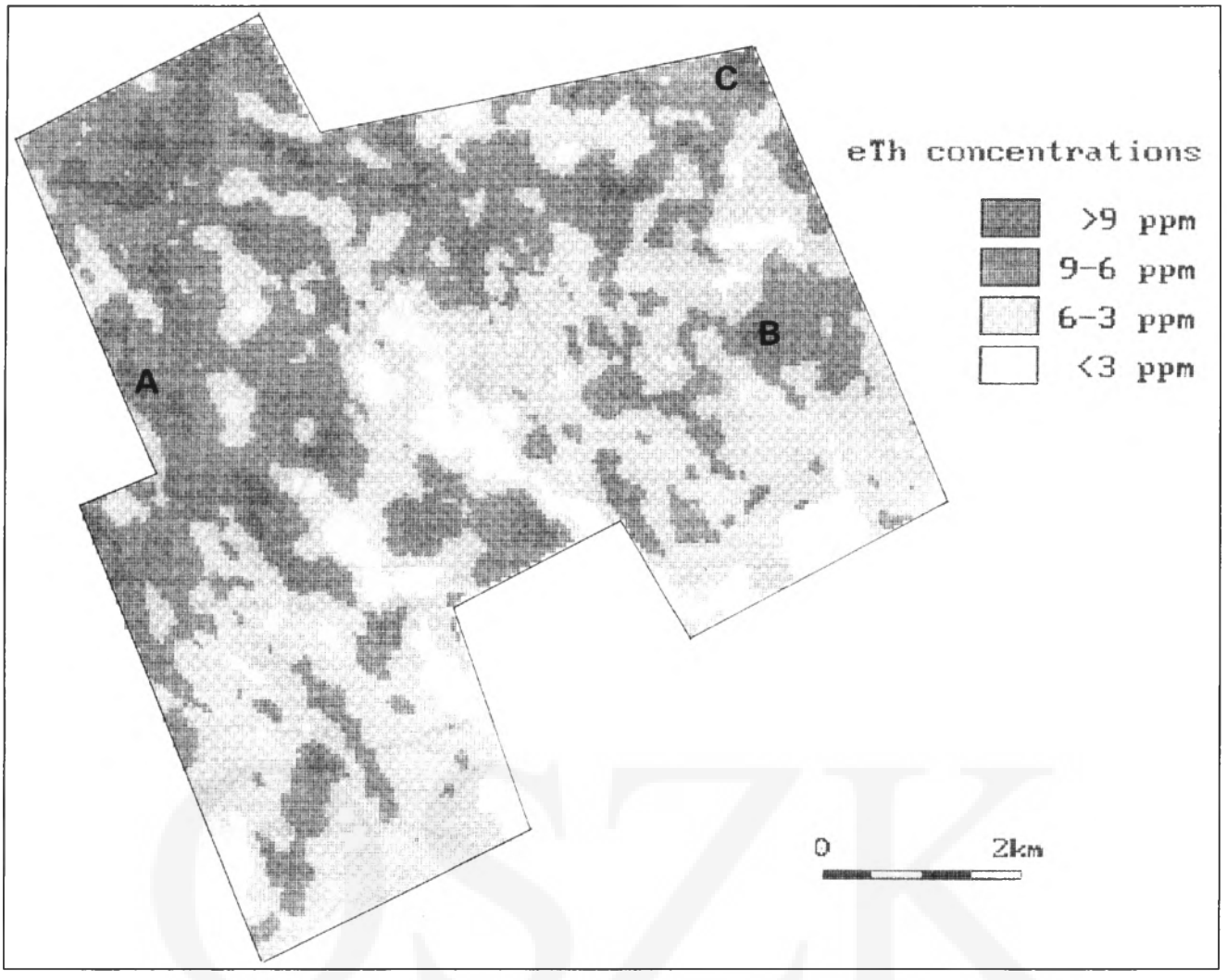
For interpretation the results of geological mapping and borehole data were also considered. Cenozoic basins are clearly marked by apparent resistivity minima. Lower values over the Pliocene basin ("A") were detected than over Eocene sequences ("B"). Because of the relatively low resistivity contrast between the Eocene limestone and the Triassic dolomite (see Table 1) in Eocene basins the resistivity profiles do not reflect the topography of the basement sufficiently. The fault zone separating Pliocene and Triassic formations (I) caused an abrupt decrease in the apparent resistivity curves, whereas the delineation of fault zone II – located between Eocene and Triassic units – is more difficult because of the facts mentioned above. Local apparent resistivity minima within high resistivity environments ("a", "b") may be associated with shallow depressions of the Triassic basement located near the surface.

Relative increases of the Th- concentration are caused by the bauxitic sediments derived from an open pit mine. High potassium concentrations at the same site may suggest significant clay-contents of the bauxite lenses. The potassium high can also be explained by human effects (fertilizers).

The correlation of the maxima of the total magnetic field and the Potassium concentration curves in the east can be associated with the presence of basaltic volcanites in the vicinity.

5.5. Digital Image Analysis

The application of image processing in the analysis of data sets obtained with non image systems, especially with different geophysical and geochemical methods has expanded rapidly in the last few years. At ELGI the first image processing experiments were made on airborne geophysical data (GULYÁS et al., 1991).



Text-Fig. 9.
Equivalent Thorium concentration map of the Epleny area.

After encouraging results ELGI has bought an ILWIS program package. It is a useful tool for the integration of different types of gridded data (remote sensing, geophysical etc) and the image processing of them. In addition ILWIS is an up-to-date Geographical Information System.

Using image processing methods the quality of the airborne geophysical maps can be improved; different types of geophysical parameter maps can be handled together and can be transformed to easily interpretable integrated maps (colour composites, cluster maps etc).

The effectiveness of these methods is illustrated by the result of a supervised classification using the radiometric parameters (eU, eTh, K) from the Halimba area. The representative study areas were chosen on the geological map of the area (Text-Fig. 5). Based on these four classes were distinguished in the studying areas: Triassic dolomite and limestone (1. class), Eocene sediments (2. class), Pliocene volcanites (3. class) and red clay and bauxitic material (4. class) – see Text-Fig. 8.

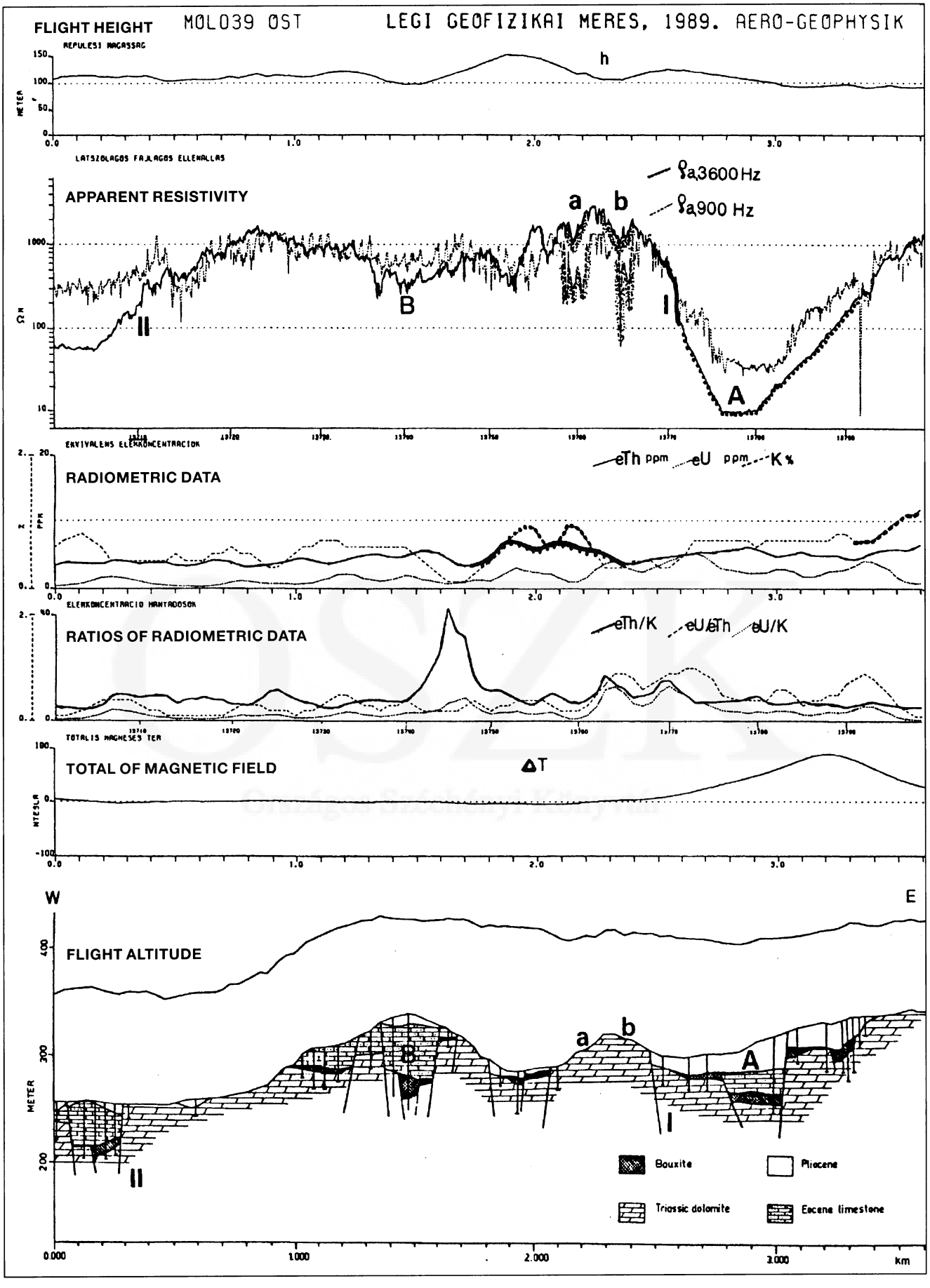
Comparing the results with the geological map, the DTM (digital terrain model), airial photos, satellite images and borehole data the following conclusions can be drawn: In areas where the different rock formations are outcropping, the result of classification shows good coincidence with geological evidences. The areas with thin Quarternary cover were classified into different classes according to the bedrock type. Misinterpretations occured mainly in the case of the 3. class, because both alcalic basalts and fertilized agricultural areas are characterized by a high Potassium content.

As the individual channels of radiometric parameters are not suitable for geological interpretation the image processing has a great importance in handling those data.

6. Conclusions

Contour maps obtained by airborne geophysical measurements can be successfully applied both for regional geological mapping and bauxite prospecting. Qualitative interpretation of the parameter maps has been achieved at the present stage of the project. Quantitative information is expected from the comparison of the results of the detailed airborne survey stored in a data base and the data of the some thousand boreholes of the surveyed areas. Interpretation of the airborne geophysical profiles by interactive EM and magnetic modelling methods is also in progress. The result of these activities supported by field and laboratory measurements can improve the methodology of the airborne measurements and yield new ideas for the interpretation of the aerogeophysical data.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár



Text-Fig. 10.
Interpretation of profile data.

Acknowledgments

The results described above were obtained by a group of Hungarian and Austrian scientists.

Many of our colleagues have been involved in field measurements, data processing and interpretation. We thank all of them especially Ms. Marilla BODROGI – the leader of the Halimba and the Eplény surveys – for their considerable effort within this project.

References

CSATHÓ, B. et al. (1990): Application of airborne measurements for bauxite prospecting in a sedimentary environment in Hungary. – Paper presented in 52nd EAEG Annual Meeting, Copenhagen, Denmark.

ELEK, I. (1984): Contributions aux recherches radiogeochimiques des bauxites hongroises. – Bulletin Hungarian Geological Society, **114**, No.3, 321–334, Budapest.

EMBEY ISZTIN, A. (1981): Statistical analysis of major element patterns in basic rocks of Hungary: An approach to determine their tectonic settings. – Bulletin Hungarian Geological Society, **111**, No.1, 43–58, Budapest.

GULYÁS, A. et al. (1991): Interpretation of airborne geophysical measurements in sedimentary environment by image processing. – Paper presented in 53rd EAEG Annual Meeting, Florence, Italy.

NYERGES, L. & MINDSZENTY, A. (1979): Investigation of characterictics of bauxite beddings by means of geophysical measurements and their importance for industrial bauxite exploration. – Magyar Geofizika, **20**, No.5, 161–167, Budapest.

SZILÁGYI, I. et al. (1991): New results of airborne measurements for bauxite prospecting in Hungary. – Paper presented in the Third Mining Symposium, Isfahan, Iran.

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 507–515	Wien, November 1994	2. rész	pp. 507–515	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Magnetic Data from Western Hungary and Eastern Austria and Their Interpretation

By HERBERT HEINZ† & NORBERT BLAUMOSER*)

With 8 Text-Figures

Ungarn
Transdanubisches Mittelgebirge
Aerogeophysik
Aeroelektrische Messungen
Prospektion

Inhalt

Zusammenfassung 507
Összefoglalás 507
Abstract 508
1. Introduction 508
2. Methods 511
2.1. Comparison of Magnetic Data 511
2.1.1. Aeromagnetic Map of Austria 511
2.1.2. ΔZ-Map of Hungary 511
2.2. Transformations Applied to the Hungarian Map 511
2.3. Restrictions 512
3. Results 512
4. Conclusions 514
References 515

Magnetische Daten aus Westungarn und Ostösterreich und ihre Interpretation

Zusammenfassung

Für eine Analyse der magnetischen Signatur im östlichen Teil der Alpen (Rechnitz/Bernstein/Güssing) wurde versucht, die österreichischen und ungarischen Magnetfelddaten auszugleichen, um die magnetischen Anomalien in Zusammenhang mit den geologischen Befunden interpretieren zu können. Die Quellen der magnetischen Anomalien sind ultrabasischen Gesteinen zuzuordnen, die zu ophiolitischen Folgen gehören, die vom westlichen Teil der Ostalpen (Unterengadiner-, Tauernfenster) bis hierher verfolgbar sind; sie werden als Reste der ozeanischen (südpenninischen) Entwicklung aufgefaßt. Das betrachtete Gebiet nimmt eine Schlüsselposition für das Verständnis der Verbindung des Ostalpen-, Westkarpaten- und pannonischen Raumes ein, da das magnetische Muster eine Bifurkation der ozeanischen Tröge indiziert.

Földmágneses adatok Nyugat-Magyarországról és Kelet-Ausztriából, és azok értelmezése

Összefoglalás

A szerzők az Alpok legkeletibb része (Rohonc, Bernstein és Güssing) és Nyugat-Magyarország mágneses jellegeit vizsgálták. A két mágneses térképet az összehasonlítást lehetővé tevő szintre hozták és megkísérelték a mágneses jellegek földtani értelmezését.

A legfontosabb eredmény, hogy az ofiolitos összlet ultrabázitjaitól származó mágneses jellegek, melyek a Keleti-Alpok nyugati és központi részének pennini ablakaitól (Unterengadini és Tauern) nyomozhatók, a dél-pennini óceáni térség maradványait jelölik.

A vizsgált terület az alp-kárpáti kapcsolatok kérdéseinek megoldása szempontjából kulcsfontosságúnak látszik, minthogy itt az óceáni kéregmaradványok elágazódása (triple junction) tapasztalható.

*) Authors' addresses: Dr. HERBERT HEINZ†; NORBERT BLAUMOSER, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Hohe Warte 38, A-1190 Wien.

Abstract

The magnetic pattern of the easternmost part of the Alps (Rechnitz/Bernstein/Güssing; Burgenland/Austria) and Western Hungary has been analyzed. Attempts have been made to transform both magnetic maps into a common level to interprete the magnetic signature due to geological terms. An outstanding result is the magnetic pattern being due to ultrabasites of an ophiolitic sequence which is traceable from the Penninic windows of the western and central part of the eastern Alps (Unterengadin and Tauern) marking the remnants of a Southern Penninic oceanic realm.

The area is crucial for solving some problems of the Alpine/Carpathian/Pannonian junction as there is indicated a bifurcation of the oceanic domain of the Southern Penninic.

1. Introduction

Main target of this study has been to obtain a geological interpretation of the anomalous magnetic pattern which is dominating the eastern margin of the Eastern Alps (cf. SEIBERL, 1991).

This pattern continues into the territory of western Hungary.

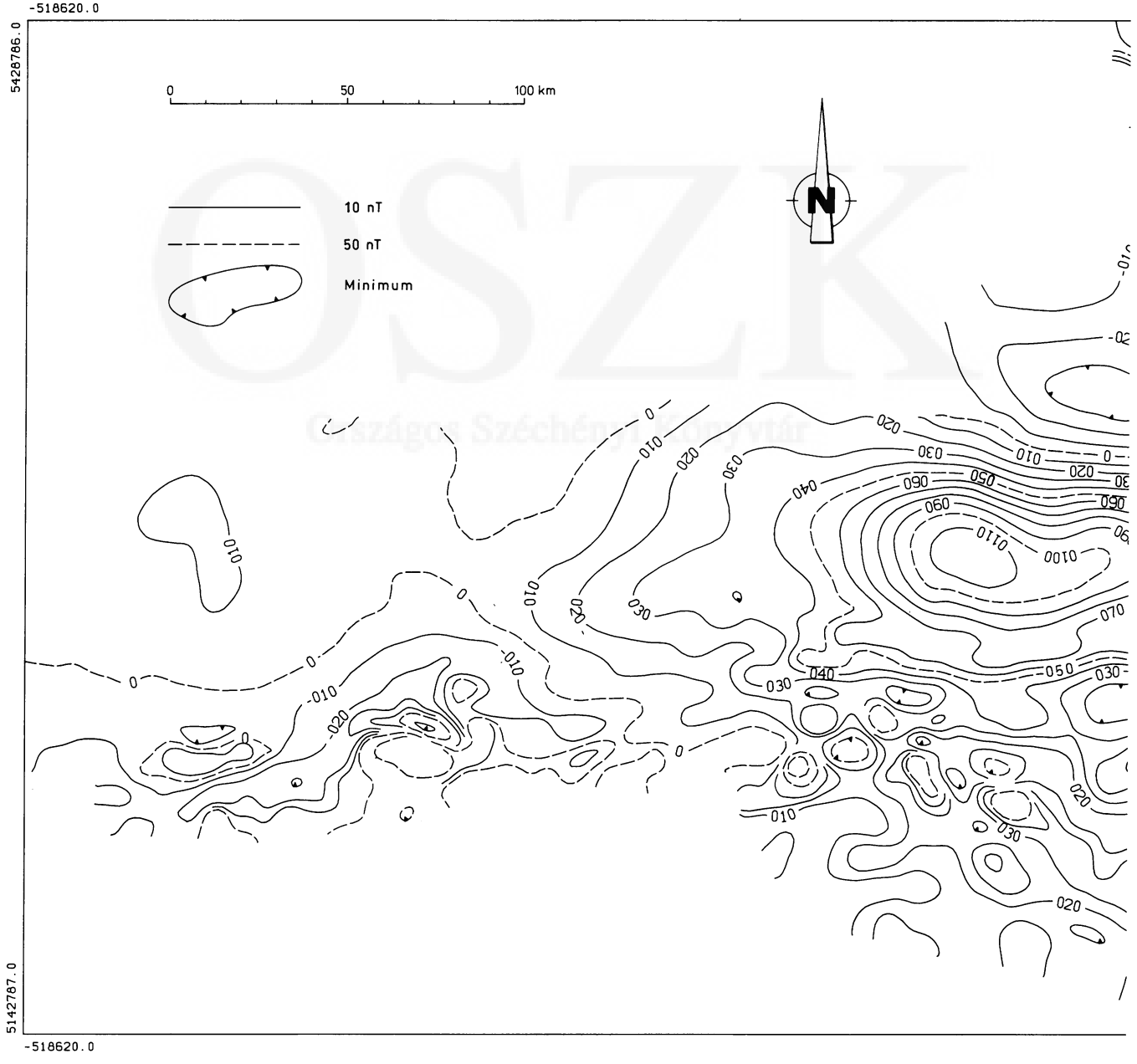
For this purpose the attempt has been made to fit together both the aeromagnetic map of Austria (ΔT [SEIBERL, 1991]) and the map of the vertical intensity ΔZ of Hungary (HAAZ & KOMÁROMY, 1966).

Comparing the maps we have to consider that

- they do not correspond in respect of units and reduction levels;
- for this study no complementary measurements have been done;
- no data have been available from the Hungarian reference observatory.

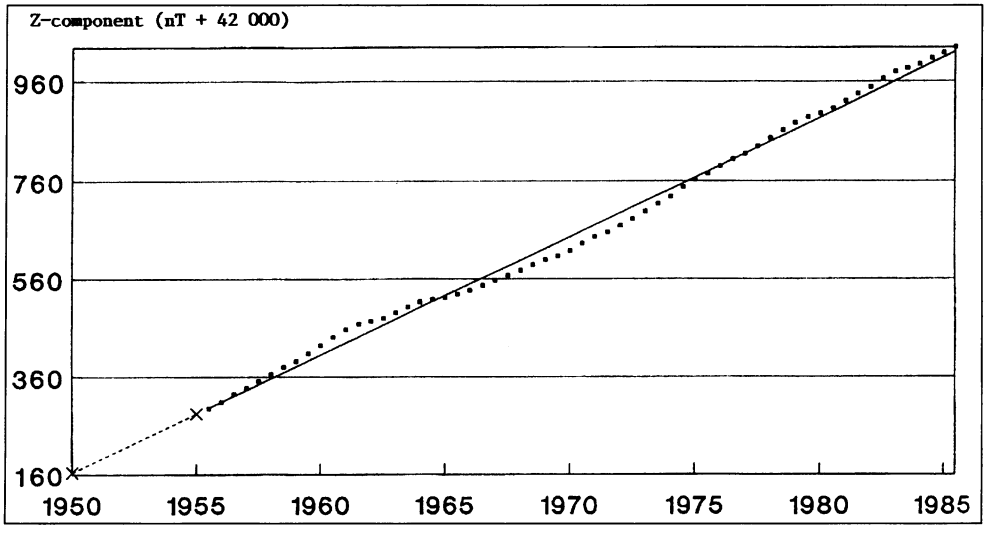
Therefore recent papers are based on new investigations and measurements (e.g. HOFFER et al., 1991).

Consequently geological interpretations are restricted to anomalies with high amplitudes which are less affected by inaccuracies of measuring levels.

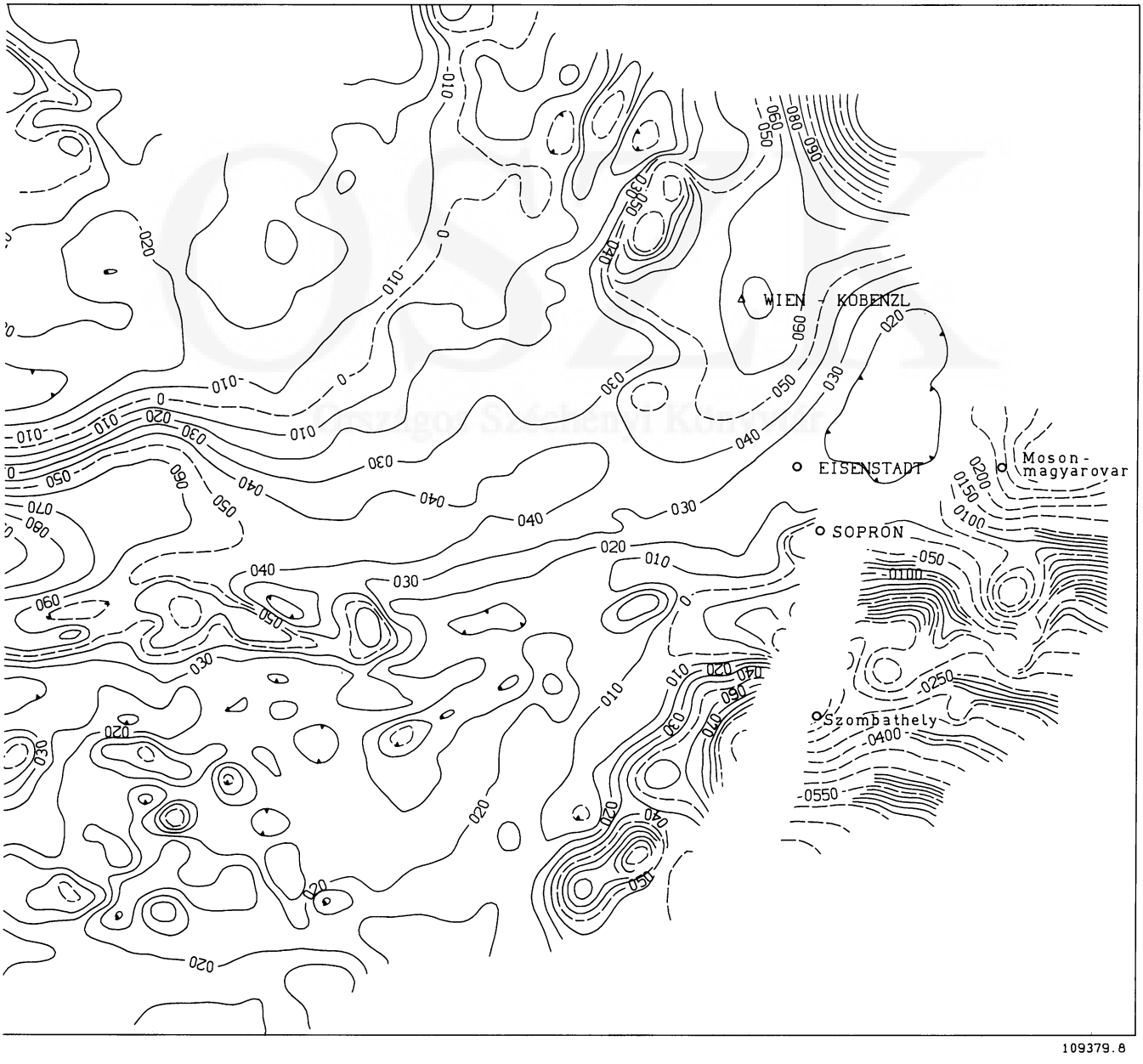


OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

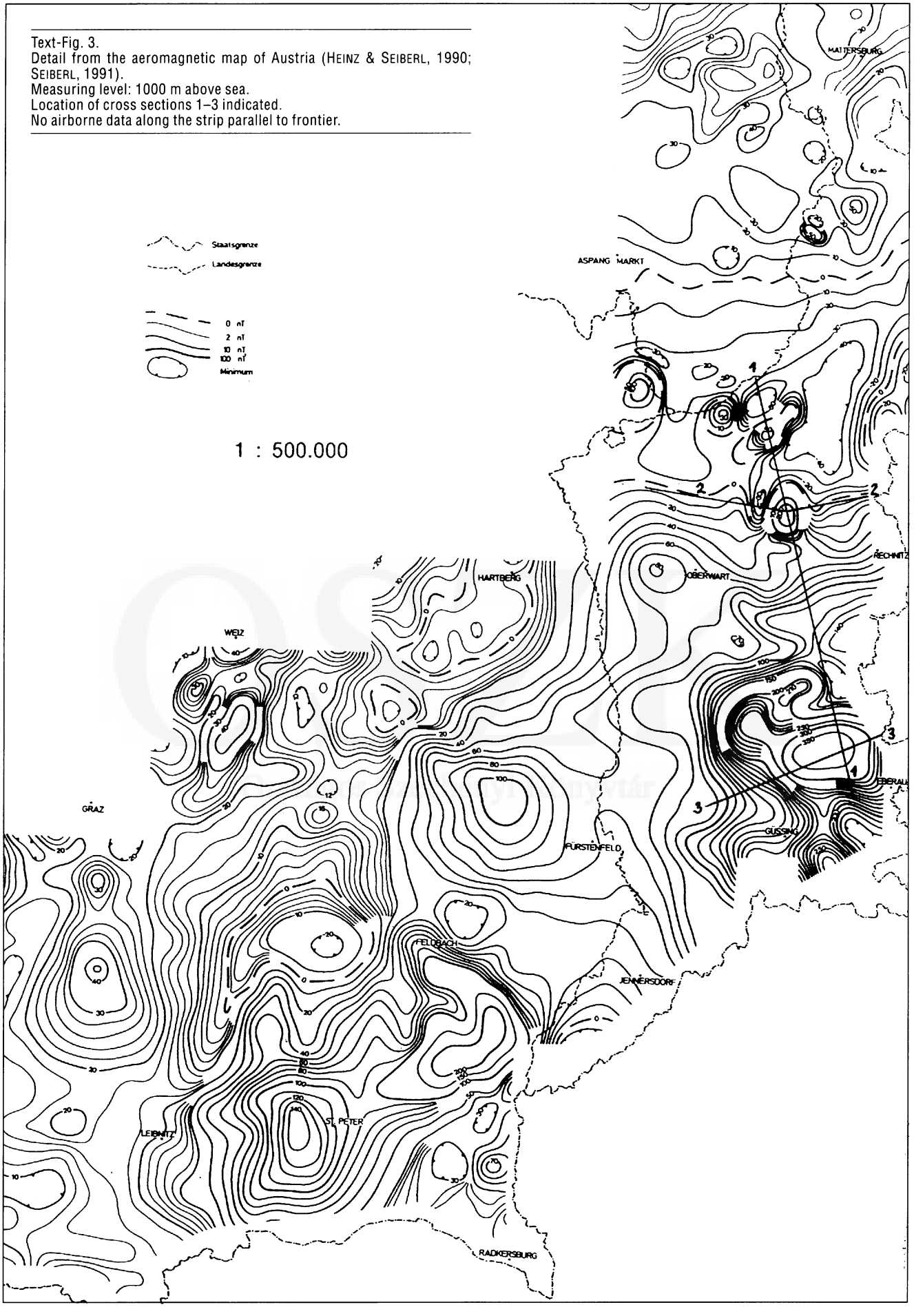
Text-Fig. 1.
Secular variation of earth's magnetic field (Z-component), Wien Kobenzl.
From: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (1988).
Values increase from 42.294 nT (1955,0) to 42.830 nT (1977,5; starting of aeromagnetic survey). Dotted line: extrapolation of linear regression. Latitude: 48,265°N, Longitude: 16,318°E. Elevation: 400 m.



Text-Fig. 2.
Compiled maps of Austria and Eastern Hungary.
Hungarian part converted. Transformations and further explanations see chapters 2.1.–2.3.



Text-Fig. 3.
Detail from the aeromagnetic map of Austria (HEINZ & SEIBERL, 1990; SEIBERL, 1991).
Measuring level: 1000 m above sea.
Location of cross sections 1–3 indicated.
No airborne data along the strip parallel to frontier.



2. Methods

2.1. Comparison of Magnetic Maps

2.1.1. Aeromagnetic Map of Austria

The aeromagnetic map of Austria (SEIBERL, 1991) represents a compilation of maps of the residual field measured in different flying levels. A common level of 3000 m (above sea level) has been selected (BLAUMOSER, 1991). The calculated reference level is useful for interpreting supraregional structures by low-pass-effect of the magnetic field data at lower flying-levels (in the area of eastern Austria: 800–1000 m above sea). System of coordinates: Gauß-Krüger. Reference meridian: M 31, converted for the area studied into M 34. Data reduction: IGRF, epoch 1977,7. Gradient: 2,67 nT/km (direction N), 0,74 nT/km (direction E), constant value of 47.093,3 nT subtracted.

2.1.2. ΔZ-Map, Hungary

The measurements have been carried out 1951–1961. Reduced values are referred to epoch 1950,0. They are determined (as well as the values for the ΔZ normal field) in mOe. According to HAHN (1985) the unit 1 Oe [cgs] is equivalent to 10^{-4}T [SI]. Therefore: 1 mOe ≈ 100 nT. The residual field of the western part of the map has been digitalized (G. HÜBL and K. MOTSCHKA, Vienna), transformed into the Gauß-Krüger coordinates (M 34) and recalculated using the isodynames of the main field (derived from the map).

2.2. Transformations Applied to the Hungarian Map

The residual map ΔT of the aeromagnetic survey of Austria (reference level: 3000 m above sea) has been reduced to the observatory Wien-Kobenzl (φ = 48,265°, λ = 16,318°). Considering the secular variation of the magnetic field for Kobenzl observatory (elevation: 400 m) it is obvious that there is an increase of the value of the ΔZ-component in the order of 536 nT (Text-Fig. 1).

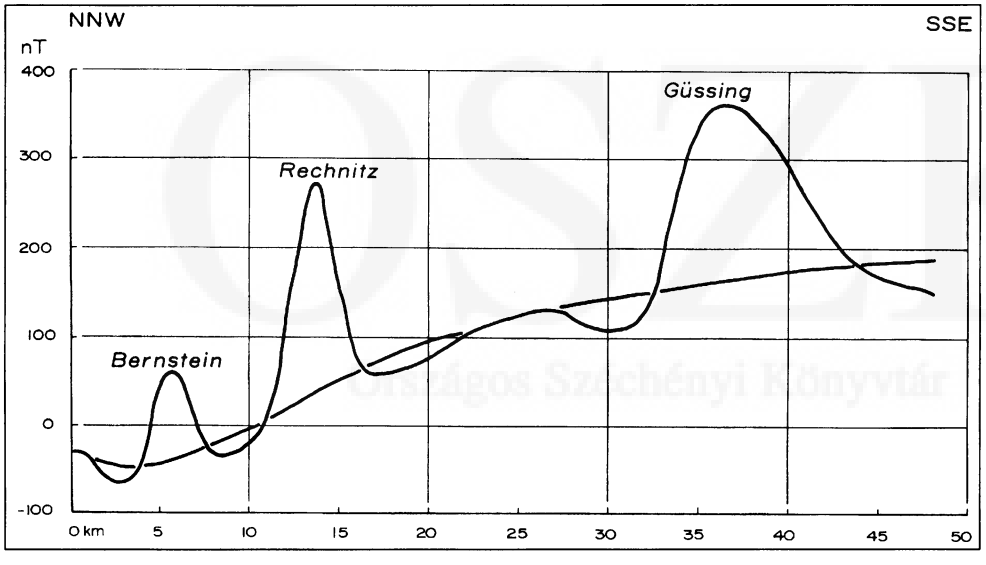
Extrapolating the linear regression of the observation period of the Hungarian maps we get a Z-component value of 42.140 nT (1950,0). The difference of 690 nT (compared with 1977,5) has been considered adjusting both maps. The local dependence of the reference field (IGRF) has been corrected by a plane whose gradients were calculated by

$$T_r = 47141{,}48 + 55{,}5\,(\gamma - 13{,}5°) + 296{,}67\,(\varphi - 47{,}5°)$$

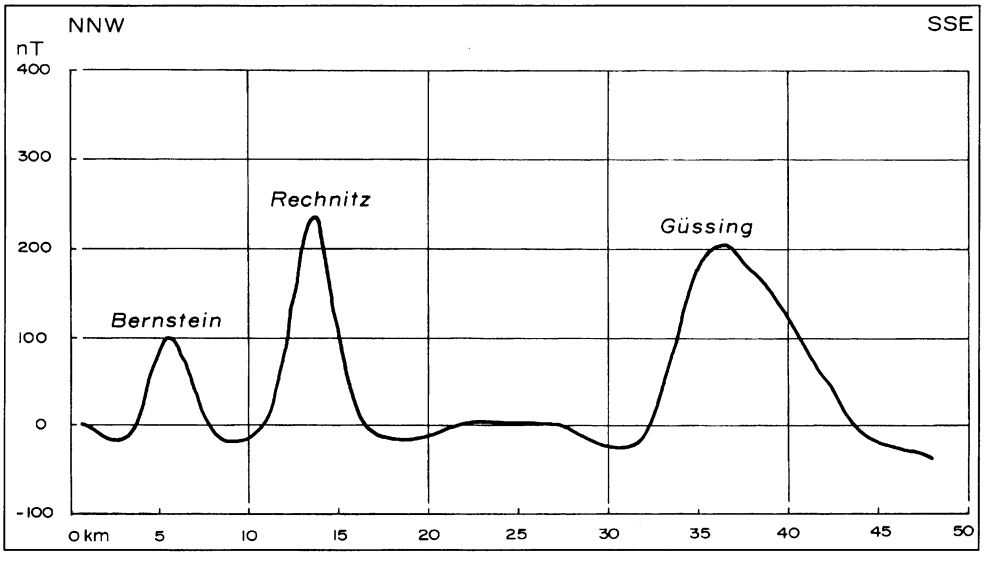
This reference field T_r (according to GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987) has been subtracted from the Hungarian data after correction.

The declination D and the inclination I for Wien-Kobenzl 1955,5:
D: –0°52'2, I: 64°10'4.

Considering the variations due to location and time the values D = –1°20' and I = 63°40' have been used for the area of Western Hungary.



Text-Fig. 4.
Data not trend reduced along the cross section 1 in Text-Fig. 3.



Text-Fig. 5.
Trend reduced data along cross section 1 (Text-Fig. 3).

The digitized map was interpolated on a square grid by means of an algorithm developed by BRIGGS (1974). The ΔZ map as a result of this procedure has been transformed to ΔT using FFT-filtering considering values of D_{1950} = −1,333° and I_{1950} = 63,667°. The transformation was carried out by a suitable Fortran-program of the US Geological Survey (HILDENBRAND, 1983), which has been adapted for the Geological Survey of Austria (Geologische Bundesanstalt) by BLAUMOSER & HÜBL (1991). For theoretical details see STRAUSS (1983).

The result of the transformation was continued upward from the mean measuring level of 200 m up to 3000 m (above sea) to obtain an immediate comparison with the aeromagnetic map. The accuracy of the transformations has been controlled at the overlaps of the grid.

2.3. Restrictions

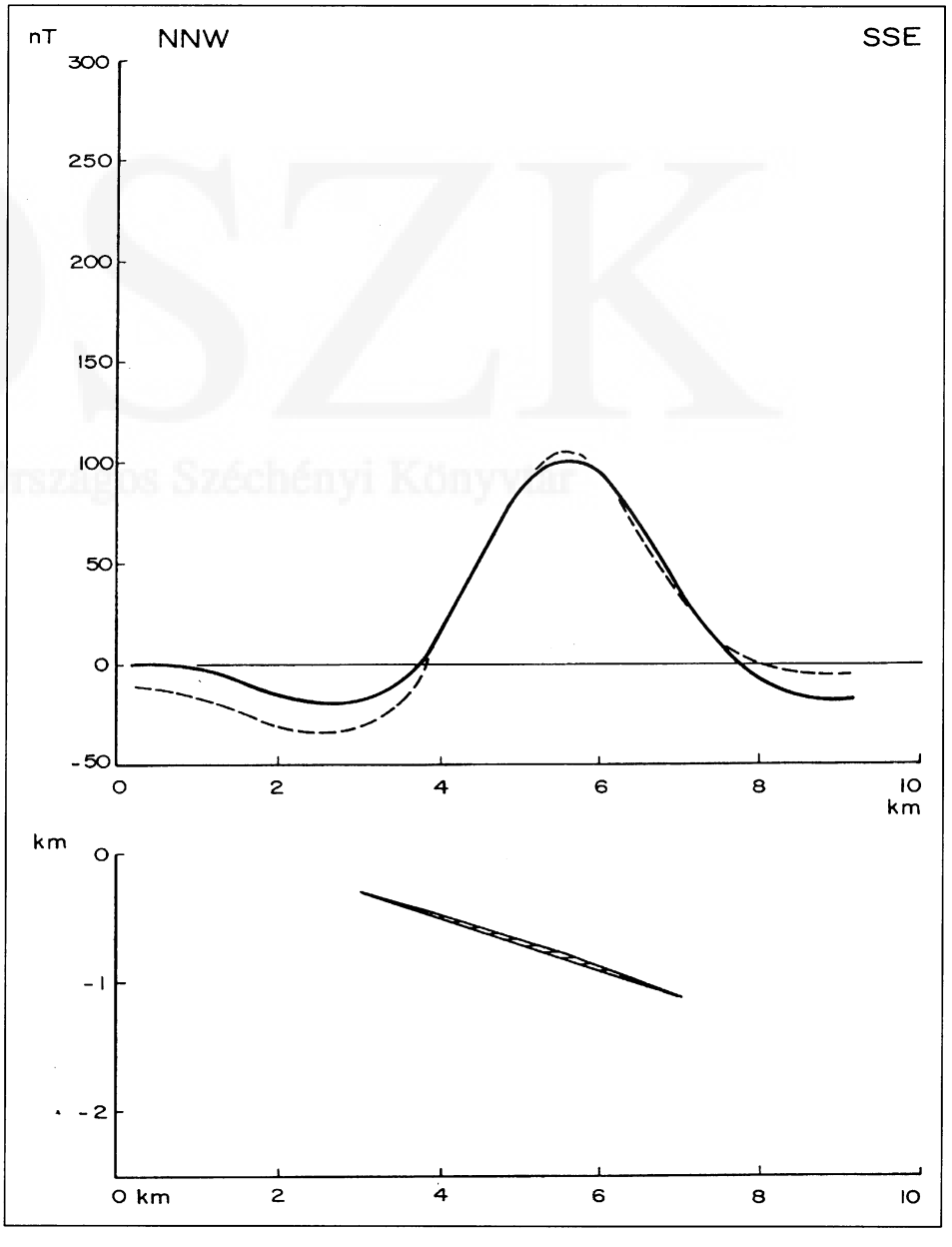
Scrutinizing all the procedures mentioned above it became obvious that there is a N–S gradient of the magnetic field in the Hungarian map which is neither reducible nor explainable by the transformations applied and which is not observable in the magnetic field due to the aeromagnetic map. We therefore assume that some transformations or descriptions of the main field which would explain this anomalous field gradient (in comparison with the Austrian map) are not published or accessible in respect of the Hungarian depiction. Due to those uncertainties the map in Text-Fig. 2 has been divided strictly into a western and an eastern part. However in spite of the regional gradient the geologically significant anomalous structure remained visible and interpretable.

3. Results

The magnetic pattern of Eastern Austria is depicted in Text-Fig. 3. The western (southwestern part) has been described and analyzed in detail by KRÖLL et al. (1988). Characteristic magnetic anomalies in this area are mainly due to the volcanic activity during the Tertiary. However, east of the line Hartberg – Fürstenfeld the magnetic pattern becomes dominated by magnetic structures with high gradients and amplitudes (>350 nT) as well as short wavelengths. This anomaly group extends into Hungarian territory (Szombathely, Köszeg, Servar [?]) but seems to be cut off west of the Raba-lineament. The Austrian part has been investigated by HEINZ et al. (1987) and HOFFER et al. (1991) (frontier crossing).

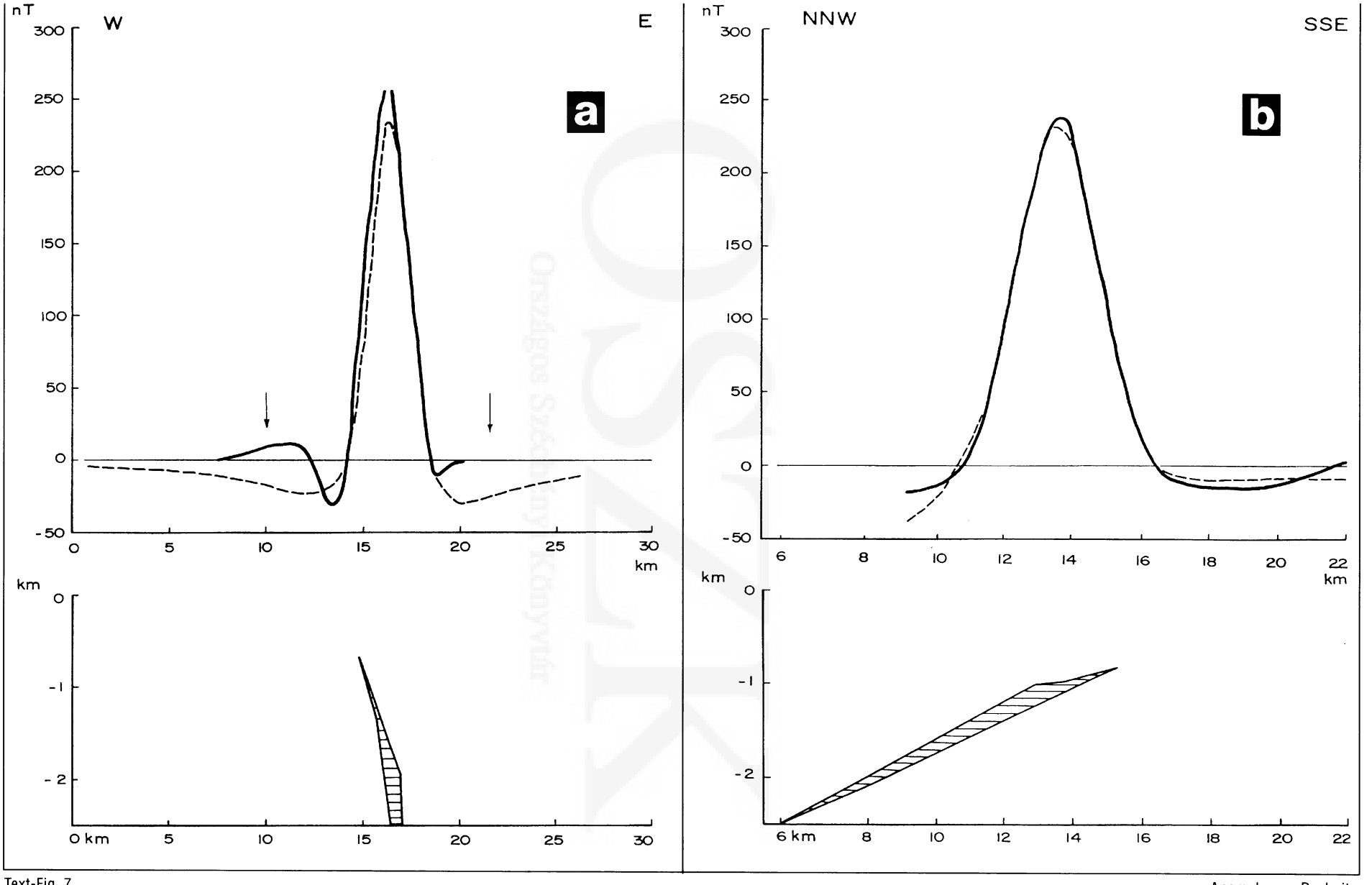
The most prominent structures are grouped along a N–S line, according to Text-Fig. 3. All of those anomalies are superposed by a regional trend which had to be eliminated: see cross sections in Text-Figs. 4 and 5.

Three sections across modelled source bodies have been calculated ("Bernstein", "Rechnitz" and "Güssing"), using the algorithms developed by LEVENBERG (1944), MARQUART (1963) and TALWANI & HEIRTZLER (1964) (Text-Figs. 6, 7 and 8; generally the full line represents measured values, trend corrected). The anomalies near Rechnitz and Güssing have been investigated additionally by almost E–W directed sections (Text-Fig. 3, cross sections 2, 3). Considering the shape of the structure and the



Text-Fig. 6.
Anomaly near Bernstein. Location: see Text-Fig. 3 (northern part of cross section 1).
Full line = measured; dashed line = calculated.
Data: Susceptibility: 25×10^{-3}[SI]; inclination: 63°; declination: 1°.
Main field: 47.600 nT.

ÖSZK Országos Széchényi Könyvtár

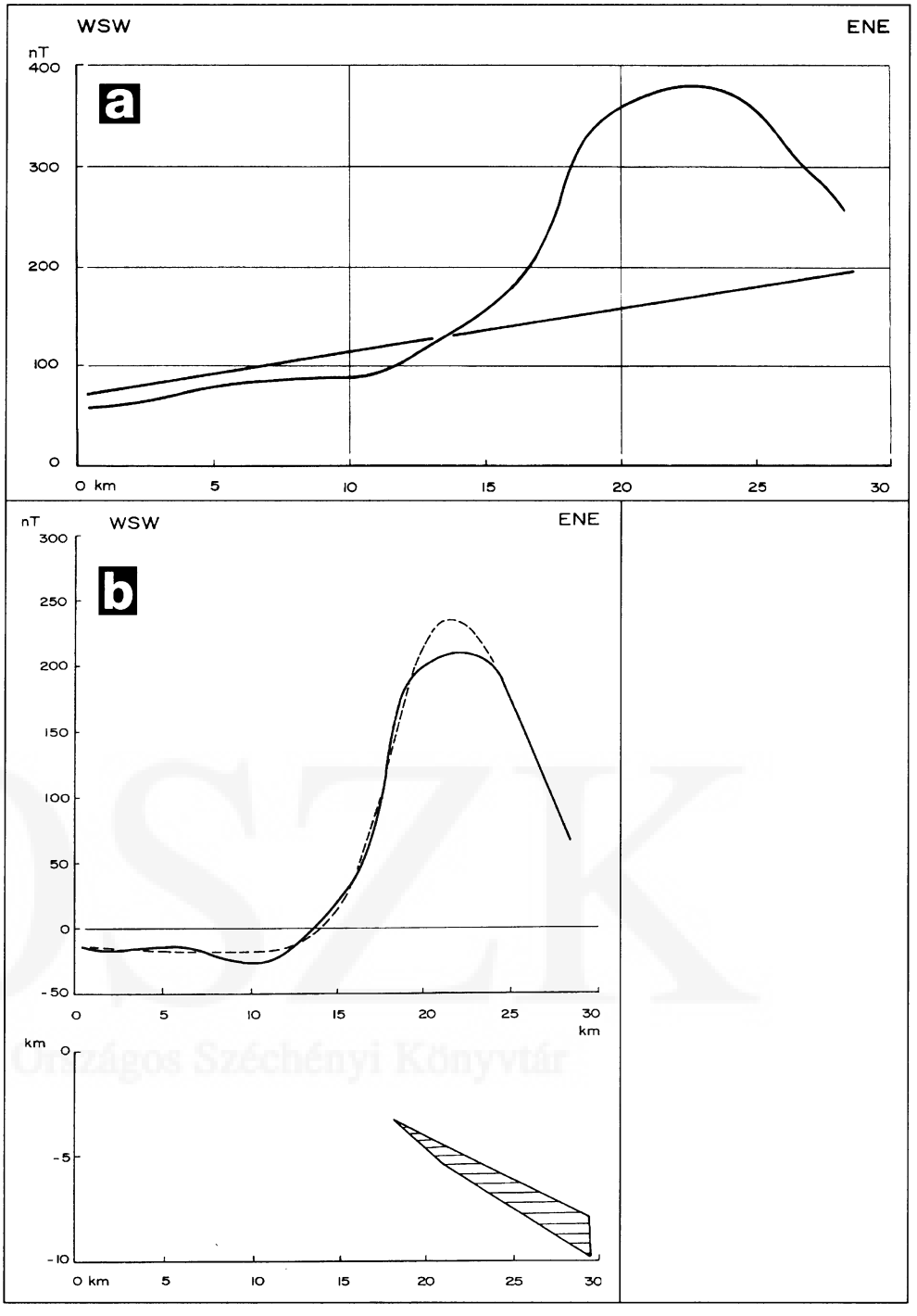


Text-Fig. 7.

a) Cross section 2 (Text-Fig. 3).
Full line = measured; dashed line = calculated. Data: Susceptibility: 15×10^{-3}[SI]; inclination: 63°; declination: 1°. Main field: 47.600 nT. Arrows indicate influences of superimposed adjacent structures.

Anomaly near Rechnitz.

b) Cross section 1 (central part; Text-Fig. 3).
Full line = measured, trend reduced; dashed line = calculated. Data: cf. Text-Fig. 7a.



Text-Fig. 8.
Anomaly near Güssing.
a) Cross section 3 (Text-Fig. 3). The straight line marks the linear trend in this area.
b) Cross section 3 (Text-Fig. 3). Full line = measured; dashed line = calculated. Susceptibility: 25×10^{-3}[SI]. Inclination: 63°. Declination: 1°. Main field: 47.600 nT.

direction of the regional trend – slightly bent to the south – it has been tried to fit the cross section to the main direction of the regional trend (Text-Fig. 7a; as the cross section has been digitalized approximately parallel to the zero contour line: not trend reduced). Serious difficulties in computing and interpreting the source of the structure arose from superposition of the anomaly near Bernstein located in the N. In Text-Fig. 7b the cross section along the N–S extension of the Rechnitz structure (trend reduced) is represented.

The anomaly near Güssing has been analyzed by an E–W cross section as well (Text-Fig. 8a, 8b).

WEBER et al. (1983) published average susceptibility values from basites of the easternmost Alps (36×10^{-3}[SI]). In this paper minor values have been used for the models "Güssing" and "Rechnitz": due to increasing depth the degree of serpentinization will change. A higher value has been selected for model "Bernstein" according to its shallow depth (see chapter 4).

4. Conclusions

The presented cross sections reflect the complicated tectonic and structural conditions of the Penninic system of the Eastern rim of the Alps which are delineated in numerous papers. All of the source bodies are due to ultrabasites (serpentinites) of the tectonic windows. The "Rechnitz"-structure is obviously due to a serpentinite which is located near a subduction zone postulated by PAHR (1984), HERRMANN & PAHR (1988), KOLLER (1985) etc. and marked by occurrences of blueschists. The interpretation of the source body as a NNW-dipping slab fits quite well in the regional tectonic concept developed by PAHR (1984) and especially by HERRMANN & PAHR (1988). All three models coincide with the subduction zone sensu PAHR (1984) which might be projected to the surface as a NNW–SSE directed characteristic stripe. The sources of the "Bernstein" anomaly partly even are exposed (serpentinite; HERRMANN & PAHR, 1982). According to PAHR (1977) those rock complexes are dipping to the SE (cf. Text-Fig. 6).

However, the most striking feature of the Bernstein – Rechnitz – Güssing anomaly group is the fact that they do not continue either into the Pannonian basin nor into the Western Carpathian realm (cf. HAÁZ & KOMÁROMY, 1966; this paper; GNOJEK & HEINZ, 1993). It seems to be indicated that a continuation to the south exists which, however, can not be proved as there are no sufficient data from Slovenia and Croatia available up to now.

ÖSZK Országos Széchényi Könyvtár

Anyway, there is strong evidence that this anomaly type (short wavelengths, high amplitudes, high gradients) is traceable from the area Bernstein/Rechnitz/Güssing to the west (Tauern Window, Central and Western Alps) and may be parallelized with remnants of a Southern Penninic crust (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990; HEINZ, 1992).

The anomalies of same type accompanying the southeastern margin of the Bohemian Massif in Austria ("Dunkelstein-Moldanubian belt" sensu GNOJEK & HEINZ [1993]) could be of the same origin. A direct continuation however is revealed by the Vienna basin and superposition of structures of the Bohemian Massif s.s.

References

BLAUMOSER, N. (1991): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen. – Mitt. österr. geol. Ges., **84**, Wien.

BLAUMOSER, N. & HÜBL, G. (1991): Pilotstudie zur Erstellung, Adaptierung und Implementierung neuer Programmpakete an der Geologischen Bundesanstalt für die Auswertung aeromagnetischer Strukturen. – Unpubl. Rep. Geol. B.-A., Wien.

BRIGGS, I. (1974): Machine contouring using minimum curvature. – Geophysics, **39**, Tulsa.

GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of Magnetic Anomalies and its Geological Interpretation. – Geol. Carp., Bratislava (in press).

GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – Inst. f. Meteor. & Geophys. Univ. Wien, Wien.

HAÁZ, I. & KOMÁROMY, I. (1966): Magyarország földmágneses térképe. A Függóleges térerösség anomáliá 1 : 50.000. – ELGI, Budapest.

HAHN, A. (1985): Geomagnetik. – In: F. BENDER (Ed.): Angewandte Geowissenschaften, 2, (Enke) Stuttgart.

HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, Amsterdam.

HEINZ, H. (1992): Magnetische Strukturen in Mitteleuropa. – Frankf. Geowiss. Abh., **A11**, Frankfurt/Main.

HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÖHAZY, R. & SEIBERL, W. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Burgenland. – Rep. BC-2d/84, Archiv Geol. B.-A., Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Bewertung und Problematik aerogeophysikalischer Anomalien im österreichischen Bundesgebiet. – Abh. Geol. B.-A., **44**, Wien.

HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the Eastern Alps West of the Tauern Window. – Soc. Geol. France Mem., **156**, Paris.

HERRMANN, P. & PAHR, A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000, 137 Oberwart. – Geol. B.-A., Wien.

HERRMANN, P. & PAHR, A. (1988): Erläuterungen zu Blatt 138 Rechnitz mit Beiträgen von W. KOLLMANN (Hydrogeologie) und H. HEINZ (Geophysik). – Geol. B.-A., Wien.

HILDENBRAND, T.G. (1983): A filtering program based on two-dimensional Fourier-analysis. – Open File Report 83-237, US Geol. Surv., Denver.

HOFFER, E., SCHÖNVISZKY, L. & WALACH, G. (1991): Geomagnetic investigations in the Austrian-Hungarian border zone: the Köszeg-Rechnitz Mts. area. – Geophys. Trans., **36**, ELGI Budapest.

KOLLER, F. (1985): Petrologie und Geochemie der Ophiolite des Penninikums am Alpenostrand. – Jb. Geol. B.-A., **128**, Wien

KRÖLL, A., FLÜGEL, H.W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G. & ZYCH, D. (1988): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. – Geol. B.-A., Wien.

LEVENBERG, K. (1944): A method for certain nonlinear Problems. – Quart. Journ. Appl. Math., **44**, Washington.

MARQUART, D.W. (1963): An algorithm for least squares estimation for non-linear parameters. – Journ. soc. Ind. & Appl. Math., **11**, Philadelphia.

PAHR, A. (1977): Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, Wien.

PAHR, A. (1984): Erläuterung zu Blatt 137 Oberwart mit Beiträgen von P. HERRMANN (Tertiär) und W. KOLLMANN (Hydrogeologie). – Geol. B.-A., Wien.

SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000. – Geol. B.-A., Wien.

STRAUSS, U. (1983): Die Bearbeitung der aeromagnetischen Daten Nordostösterreich. – Thesis (unpubl.) Univ. Wien, Wien.

TALWANI, M. & HEIRTZLER, J.R. (1964): Computation of magnetic anomalies caused by 2d structures of arbitrary shape. – Stanford Univ. Publ. Geol. Sci., **9**, Stanford.

ZENTRALANSTALT FÜR METEOROLOGIE UND GEODYNAMIK IN WIEN (1988): Erdmagnetische Berichte – Ergebnisse der Erdmagnetischen Beobachtungen in Wien-Kobenzl im Jahre 1985. – Beih. des Jb. der ZAMG, **319**, Wien.

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

Museale Sammlungen

Őslénytani gyüjtemény

Museum Collections

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 & Albert Daurer			Szerkesztette: Lobitzer Harald, Császár Géza & Daurer Albert		
Teil 2	S. 519–520	Wien, November 1994	2. rész	pp. 519–520	Bécs, 1994. november
ISBN 3-900312-92-3					

Typen und Abbildungsoriginale von Makrofossilien aus Ungarn in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien

Von FRANZ STOJASPAL*)

Österreich
Ungarn
Typen
Abbildungsoriginale

A bécsi Földtani Intézetben őrzött magyarországi típusok és ábra-originálisok

Összefoglalás

A bécsi Földtani Intézet gyűjteményében napjainkig mintegy 30 db, a mai Magyarország területéről származó őslénytani originálist sikerült felkutatni, melyek egy függelékben kerülnek felsorolásra. A hiányzó alakoknak egy része valószínűleg háborús veszteség. A végén rövid utalás történik a még publikálatlan sorozatokra.

Die Zahl der paläontologischen Originale aus Ungarn, die sich in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien befinden sollten, kann nicht genau festgestellt werden. Besonders in der älteren Literatur war es nämlich keineswegs allgemein üblich, den Aufbewahrungsort des Materials anzugeben. Man wird aber sicherlich nicht fehlgehen, die Anzahl der ungarischen Originale im Bereiche von nur wenigen Hundert anzunehmen. Das mag zunächst angesichts der geologischen Vielfalt Ungarns sowie seiner langen gemeinsamen staatlichen Tradition mit Österreich nicht viel erscheinen. Man muß aber bedenken, daß unsere ungarische Schwesteranstalt, das MÁFI, bereits kurz nach dem österreichisch-ungarischen Ausgleich, 1869, gegründet wurde: sicherlich ein Ausdruck des wiedererstarkten Nationalgefühls der ungarischen Reichshälfte und der Unabhängigkeit von Wien. Ebenso wie die Gründungsurkunde der Geologischen Reichsanstalt enthält auch das Statut der Ungarischen Geologischen Anstalt die Verpflichtung zur Führung einer eigenen Sammlung. Hinfort kam das bei der geologischen Landesaufnahme Ungarns anfallende Material naturgemäß nach Budapest.

Auch das Ungarische Nationalmuseum blickt auf eine lange Vergangenheit zurück; 1802 von Graf SZÉCHENYI gegründet, verfügt es seit 1810 über eine eigene naturhistorische Abteilung. Der zeitliche Unterschied zu Wien, wo um die Jahrhundertwende unter BORN und STÜTZ die ersten Schritte zur Umwandlung des Hof-Naturalien-Cabinets von der Raritätenkammer zur wissenschaftlichen Sammlung getan wurden, ist demnach nicht allzu groß.

So war Budapest eigentlich schon recht früh der zentrale Sammelpunkt für die aus Ungarn stammenden Objekte.

Eine Durchsicht der für die Katalogisierung bereits aufgearbeiteten makropaläontologischen Sammlungen ergab das vorläufige Vorhandensein eines nur sehr kleinen Bestandes an Typen und Abbildungsoriginalen aus Ungarn. „Ungarn" wurde dabei in seinem heutigen Umfang verstanden, d.h. ohne die im Vertrag von Trianon 1920 abgetrennten Gebiete der Stephanskrone (Kroatien, Slawonien, Siebenbürgen, Slowakei, Burgenland).

Derzeit ist zu den im folgenden aufgelisteten Publikationen Typen- und Abbildungsmaterial vorhanden. Die noch fehlenden Bestände sind wahrscheinlich größtenteils als Kriegsverluste anzusehen.

BITTNER, A.: Brachiopoden der alpinen Trias. – Abh. Geol. Reichsanst., **14**, 325 S., 41 Taf., Wien 1890.

ETTINGSHAUSEN, C.v.: Beitrag zur Kenntnis der fossilen Flora von Tokay. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., **11** (1853), 779–816, 4 Taf., Wien 1854.

MOJSISOVICS, E.v.: Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Abh. Geol. Reichsanst., **10**, 322 S., 94 Taf., Wien 1882.

*) Authors' addresses: Dr. FRANZ STOJASPAL, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

STOLICZKA, F.: Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Cerithien- und Inzersdorfer Schichten des ungarischen Tertiärbeckens. – Verh. Zoolog.-Botan. Ges., **12**, 529–538, 1 Taf., Wien 1862.

STUR, D.: Beiträge zur Kenntnis der Flora der Süßwasserquarze, der Congerien- und Cerithien-Schichten im Wiener und ungarischen Becken. – Jb. Geol. Reichsanst., **17**, 77–188, 3 Taf., 2 Tab., Wien 1867.

TAUSCH, L.: Über einige Conchylien aus dem Tanganyika-See und deren fossile Verwandte. – Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., Abth. I, **90**, 56–69, 2 Taf., Wien 1885.

WOLF, H.: Die Stadt Oedenburg und ihre Umgebung. Eine geologische Skizze, zur Erläuterung der Wasserverhältnisse dieser Stadt. – Jb. Geol. Reichsanst., **20**, 15–64, 8 Abb., 1 Kt., Wien 1870.

Plantae

- *Acer jurenakyi* STUR 1867, S. 195 – Sarmat – Erdöbénye – Syntypus- 1867/2/162
- *Acer palaeosaccharinum* STUR 1867, S. 177, Taf. 5/8 – Sarmat – Erdöbénye – Holotypus monotypicus – 1867/2/169
- *Acer pseudomonspessulanum* UNG. – ETTINGSHAUSEN 1854, S. 808, Taf. 3/2 – Sarmat – Erdöbénye – Abbildungsoriginal – 1854/8/44
- *Cassia pannonica* ETTINGSHAUSEN 1854, S. 814 – Sarmat – Erdöbénye – Syntypen (2) – 1854/8/65
- *Fragaria haueri* STUR 1867, S. 183, Taf. 5/14 – Sarmat – Törincs – Syntypus – 1867/2/215
- *Phragmites oeningensis* AL.BR. – STUR 1867, S. 138, Taf. 3/10 – Avashegy bei Miskolcz – Abbildungsoriginal – 1867/2/10
- *Quercus gigantum* ETTINGSHAUSEN 1854, S. 796, Taf. 3/4 – Sarmat – Tállya – Holotypus monotypicus – 1854/8/18

Brachiopoda

- *Retzia schwageri* BITTNER 1890, S. 21, Taf. 36/1–3 – Anis – Köveskálla – Syntypen (2) – 1890/2/16
- *Rhynchonella arpadica* BITTNER 1890, S. 160, Taf. 37/17 – Karn – Veszprem: Jeruzsálemhegy – Syntypus – 1890/2/222
- *Rhynchonella decurtata* GIR. sp. – BITTNER 1890, S. 9, Taf. 32/4 – Anis – Köveskálla – Abbildungsoriginal – 1890/2/6
- *Rhynchonella excavata* BITTNER 1890, S. 10, Taf. 31/27 – Anis – Köveskálla – Holotypus monotypicus – 1890/2/6c (infrasubspezifisches Taxon!)
- *Spiriferina avarica* BITTNER 1890, S. 35, Taf. 35/6–7 – Anis – Köveskálla – Syntypen (2) – 1890/2/28
- *Spiriferina koeveskalliensis* (SUESS) BOECKH – BITTNER 1890, S. 26, Taf. 34/29 – Anis – Köveskálla – Abbildungsoriginal – 1890/2/41
- *Spiriferina manca* BITTNER 1890, S. 30, Taf. 35/12–16 – Anis – Köveskálla – Syntypen (5) – 1890/2/24
- *Spiriferina (Mentzelia) Mentzelii* DUNKER – BITTNER 1890, S. 24, Taf. 34/15–16 – Anis – Köveskálla – Abbildungsoriginale (2) – 1890/2/81
- *Spirigera trigonella* SCHLOTH. – BITTNER 1890, S. 18, Taf. 36/8–11 – Anis – Köveskálla – Abbildungsoriginale (3) – 1890/2/13
- *Thecidium arenosum* BITTNER 1890, S. 160, Taf. 38/32–33 – Karn – Veszprem: Jeruzsálemhegy – Syntypen (2) – 1890/2/220

Gastropoda

- *Iberus balatonicus* STOLICZKA 1862, S. 534, Taf. 17/4 – Pannon – Esztergal – Syntypen (5) – 1862/1/4
- *Lyrcea cylindrica* STOLICZKA 1862, S. 537, Taf. 17/9 – Pannon – Zala Apati – Syntypen (2) – 1862/1/9
- *Melanopsis decollata* STOLICZKA 1862, S. 536, Taf. 17/8j – Pannon – Zala Apati – Syntypen (5) – 1862/1/8
- *Pleurotoma sopronensis* HOERNES in WOLF 1870, S. 36, Abb. 5 – Baden – Sopron – Syntypen (2) – 1870/7
- *Pyrgulifera glabra* TAUSCH 1885, S. 65, Taf. 2/1–2 – Oberkreide – Ajka: Csingervölgy – Syntypen (2) – 1885/1/5
- *Pyrgulifera pichleri* HOERNES – TAUSCH 1885, S. 62, Taf. 1/7 – Oberkreide – Ajka: Csingervölgy – Abbildungsoriginal – 1885/1/2
- *Tricula glandinula* STOLICZKA 1862, S. 535, Taf. 17/6 – Pannon – Zala Apati – Syntypen (14) – 1862/1/6
- *Tricula haidingeri* STOLICZKA 1862, S. 536, Taf. 17/7 – Pannon – Zala Apati – Syntypus – 1862/1/7
- *Valvata helicoides* STOLICZKA 1862, S. 535, Taf. 17/5 – Pannon – Esztergal – Syntypen (5) – 1862/1/4

Ammonoidea

- *Arcestes subtridentinus* MOJSISOVICS 1882, S. 156 – Ladin – Vörösberény – Syntypus – 1882/3/192
- *Monophyllites wengensis* (v. KLIPST.) E.v.M. – MOJSISOVICS 1882, S. 207, Taf. 78/12 – Ladin – Gelemér – Abbildungsoriginal – 1882/3/253

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár

GBA
MÁFI

ST = 66
OD 54.397 +1016 wall

SOPRON MEGYEI KÖNYVTÁR
2018

Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn / A 20 éves magyar-osztrák földtani együttműködés jubileumi kötete — Beilage 1

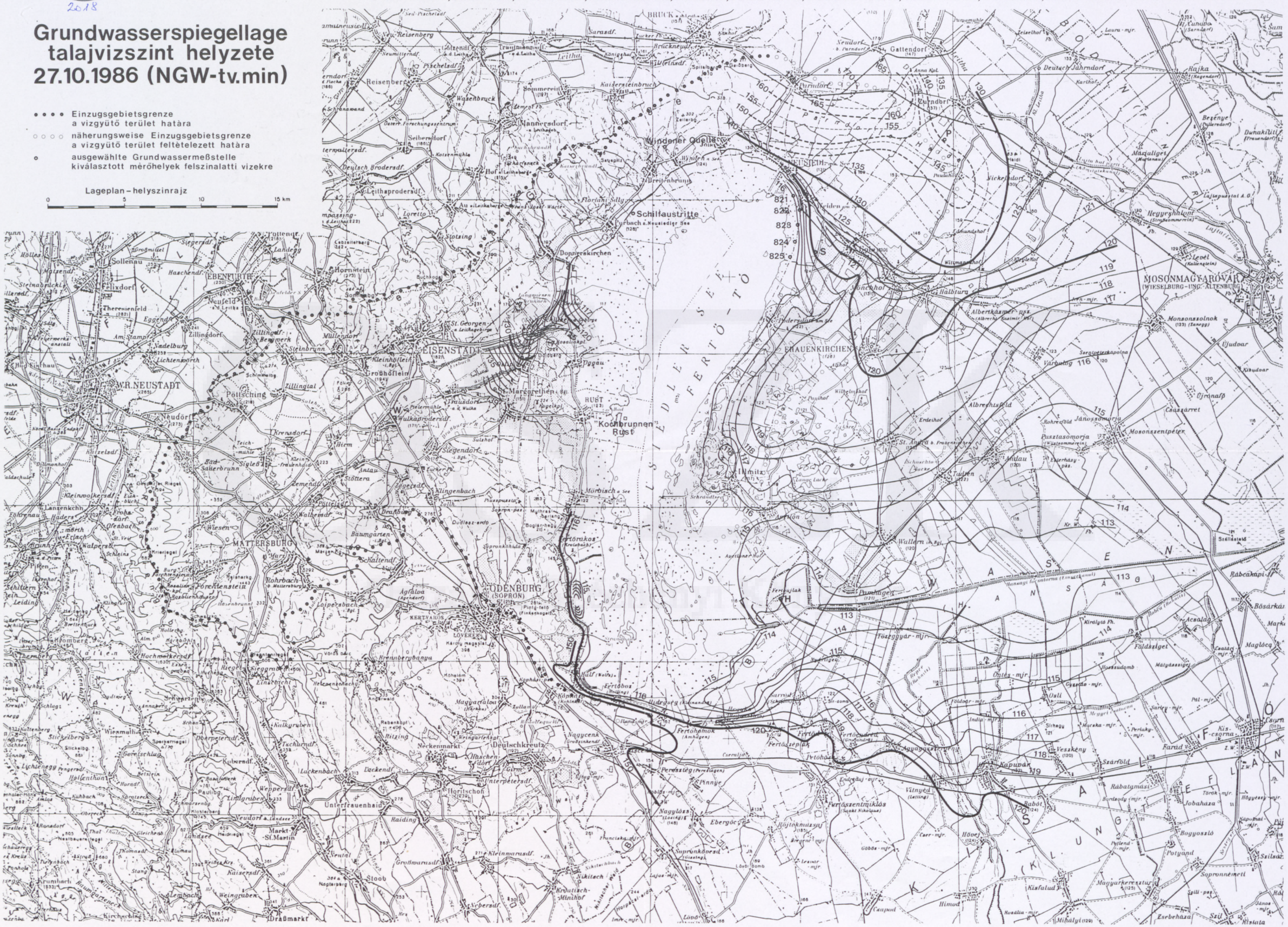
SÁNDOR BARANYI, JÓZSEF DEÁK, JORGE DREHER, HEINRICH MAHLER, PÁL MAJOR, FERENC NEPPEL, WOLFGANG PAPESCH, VINZENZ RAJNER, DIETER RANK, JOHANN REITINGER & ROLAND SCHMALFUSS — Tafel 1

Grundwasserspiegellage talajvizszint helyzete 27.10.1986 (NGW-tv.min)

- • • • Einzugsgebietsgrenze
  a vizgyütő terület határa
- ○ ○ ○ ○ näherungsweise Einzugsgebietsgrenze
  a vizgyütő terület feltételezett határa
- ○ ausgewählte Grundwassermeßstelle
  kiválasztott mérőhelyek felszinalatti vizekre

Lageplan – helyszinrajz

0 5 10 15 km



SZÉCHÉNYI KÖNYVTÁR

OSZK
Országos Széchényi Könyvtár