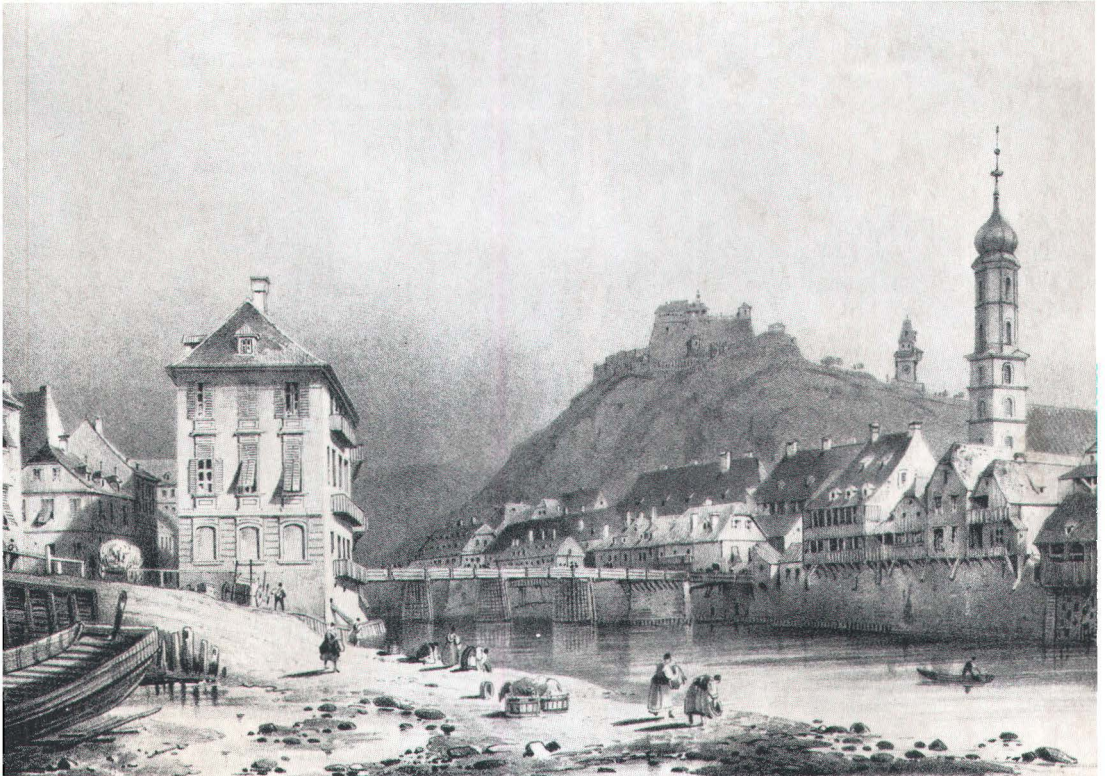












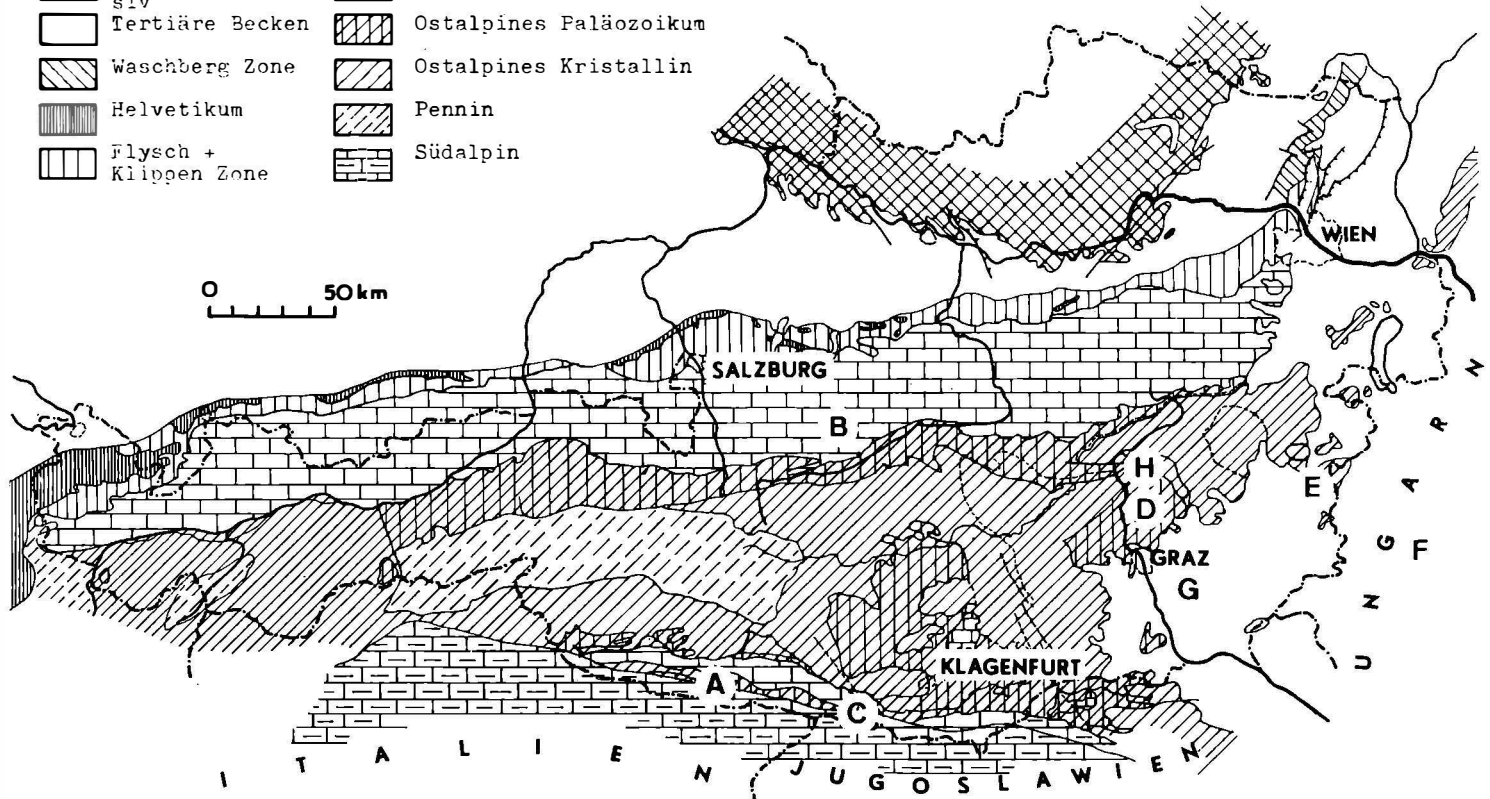
EXKURSIONSFÜHRER



42. JAHRESVERSAMMLUNG
DER
PALÄONTOLOGISCHEN
GESELLSCHAFT

EXKURSIONEN DER 42. JAHRESVERSAMMLUNG DER PALÄONTOLOGISCHEN GESELLSCHAFT 1972 IN GRAZ

- | | | | |
|---|-----------------------|---|------------------------|
|  | Böhmisches Massiv |  | Nordalpine Kalkzone |
|  | Tertiäre Becken |  | Ostalpines Paläozoikum |
|  | Waschberg Zone |  | Ostalpines Kristallin |
|  | Helvetikum |  | Pennin |
|  | Flysch + Klippen Zone |  | Südalpin |



FÜHRER ZU DEN EXKURSIONEN

der

42. JAHRESVERSAMMLUNG DER PALÄONTOLOGISCHEN GESELLSCHAFT IN

GRAZ

vom 6. bis 16. September 1972

Herausgegeben von

der Abteilung für Paläontologie und Historische Geologie der
Universität Graz und der Abteilung für Geologie, Paläontolo-
gie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum in Graz.

Redaktion: H.W.FLÜGEL

Graz 1972

www.geologie.ac.at und

V o r w o r t

H.W.FLÜGEL & W. GRÄF, Graz

Vom 10. bis 14. September 1972 werden Paläontologen und Geologen aus verschiedenen Ländern Europas anlässlich der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz weilen. Es ist dies die erste derartige Tagung, die in Graz veranstaltet wird. Es ist aber nicht das Erstemal, daß sich Paläontologen und Geologen auf Grazer Boden getroffen haben.

So finden wir bereits 1843 im Rahmen der 21. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte in Graz Paläontologen und Geologen aus dem In- und Ausland, um hier bei Vorträgen, Exkursionen und gesellschaftlichen Veranstaltungen, Gedanken auszutauschen.

COTTA beschreibt das Treiben zwischen 15. und 18. September 1843 höchst anschaulich und- um in der Sprache seiner Zeit zu bleiben- ergötzlich: " Wie stets, so zeigte sich auch hier der Hauptnutzen dieser Versammlung deutscher Naturforscher in den gemeinsamen Vergnügungen, die die Persönlichkeiten näher rückt, und zum Austausch mancher kleiner Beobachtungen und Bemerkungen Veranlassung gibt. Die Vorträge, die gehalten werden, erscheinen stets als Nebensache,... noch unnützer ist natürlich jeder Versuch einer Abschluß bezweckenden Debatte, da es denn doch sehr sonderbar wäre, wenn man glaubte, bei wissenschaftlichen Dingen durch sie zur Wahrheit gelangen zu können" (COTTA 1850: 87/88).

40 Jahre später, 1875, treffen wir auf der 48. Versammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte erneut Paläontologen und Geologen in den damals nicht mehr existierenden Mauern von Graz. Wieder stehen neben Vorträgen und Exkursionen zahlreiche gesellschaftliche Veranstaltungen, reichend vom Volksliederabend bis zu einem Fest auf dem Schloßberg, auf dem Programm.

Zwei Tafeln in der Mineralog. Abteilung des Landesmuseum Joanneum erinnern an diese beiden Versammlungen.

Im August 1910 finden sich erneut Paläontologen in Graz ein. Diesmal ist der Anlaß der 8. Internationale Zoologenkongress, an dem die Paläontologie in drei Sitzungen vertreten ist.

Bei sämtlichen dieser Tagungen war jedoch die Paläontologie bzw. die Geologie nur eine Randerscheinung. Dies ist verwunderlich, besitzt doch Graz an seiner Universität seit 1876 ein Institut für Paläontologie und Geologie und wurde doch bereits 1872 an der Universität ein eigenes phytopaläontologisches Cabinet eingerichtet. Hier in Graz wirkte zwischen 1835 und 1849 UNGER, einer der Begründer Paläobotanik, hier beschrieb ETTINGSHAUSEN die tertiären Floren, verfasste HOERNES seine zahlreichen stratigraphischen und paläontologischen Neogenarbeiten, darunter die große Monographie der neogenen Gastropoden der Monarchie, hier entstanden aus der Feder von F.HERITSCH 60 Publikationen über paläozoische Korallen, das ist die größte Zahl an Veröffentlichungen über diese Tiergruppe, die von einem Autor geschrieben wurden. Hier legte er die Grundlagen zur biostratigraphischen Gliederung des Paläozoikums der Ostalpen.

Nicht unerwähnt darf bleiben, daß eine Reihe wichtiger Vorstellungen der "New global tectonic", die heute revolutionierend unsere Ansichten über Geosynklinalen, Ozeane und Gebirge verändert, in Graz ausgebaut bzw. erarbeitet wurden. Hier wirkte Alfred WEGENER, der Begründer der Kontinentalverschiebungstheorie, hier publizierte Robert SCHWINNER bereits vor über 30 Jahren die Vorstellung, die heute unter dem Begriff "Benioff-Zone" in geotektonischen Hypothesen eine große Rolle spielt. In Graz wirkte aber auch- um noch ein anderes Feld der Geologie zu berühren- der Schüler des Paläontologen und Stratigraphen HOERNES, Josef STINY, der Begründer der Technischen Geologie, bevor er 1925 nach Wien ging.

Bei der Vorbereitung und Planung der 42. Jahresversammlung, die

in das 60.Gründungsjahr der Paläontologischen Gesellschaft fällt, wurde bewußt an die Tradition von 1843 und 1875 angeknüpft und den Vorträgen ein breiter Fächer von Exkursionen aber auch gesellschaftlichen Veranstaltungen an die Seite gestellt.

Hinsichtlich der Exkursionen, zu denen vorliegendes Führungsbuch eine Einführung und Erinnerung sein soll, wurde von folgenden Überlegungen ausgegangen:

1. Die paläontologische Forschung in Österreich hat überwiegend einen biostratigraphischen background. Dies zu demonstrieren wurden zwei derzeit laufende Forschungsvorhaben herausgegriffen u.zw. die Trias, insbesondere die Hallstätter-Entwicklung des Salzkammergutes, welche von Wien aus bearbeitet wird und das Paläozoikum der Karnischen Alpen, an dessen Klärung das Grazer Institut arbeitet. Selbstverständlich kommt bei diesen stratigraphisch ausgerichteten Arbeiten die rein paläontologische Forschung nicht zu kurz, was das Beispiel der Vertebraten-Ausgrabung Kohfidisch durch die Geologisch-Paläontologische Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien demonstrieren soll.

2. Österreich war und ist Brücke und Bindeglied zum Südosten Europas. Insbesondere mit Ungarn verbindet uns eine lange gemeinsame Geschichte. Es lag nahe, dies durch die Einbeziehung der Paläontologie Ungarns in die Tagung durch einen Vortrag und eine Exkursion nach Westungarn zu dokumentieren.

Wir erlauben uns, für die bereitwillige Unterstützung und die Mühe der Organisation, Herrn Präsident Akademiker Dr. Jozef FÜLÖP, Vorsitzender des Zentralamtes für Geologie der UVR und seinen Mitarbeitern, herzlichst zu danken.

3. Selbstverständlich sollten bei den Exkursionen die Geologie und Paläontologie der Umgebung des Tagungsortes nicht ausgeklammert bleiben, umsomehr als auch hier in den letzten Jahren biostratigraphische Fortschritte, sowohl im Grazer Paläozoikum als auch im Steirischen Neogen Becken erzielt werden konnten. In diesen Rahmen fällt auch die Exkursion zur Mixnitz-Drachenhöhle, als eine der bekanntesten Höhlenbärenstationen

6

Österreichs.

4. Durch eine paläobotanische Exkursion sollte nicht zuletzt an das Wirken von UNGER und ETTINGSHAUSEN in Graz erinnert werden.

Die Durchführung des Exkursionsprogrammes und die Herausgabe dieses Führers wurde in dankenswerter Weise durch Subventionen des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung und der Ämter der Landesregierungen von Steiermark, Kärnten und Oberösterreich möglich.

Frau I.H.FRITZ besorgte die Reinschrift des umfangreichen Manuskriptes, während Herr G.STIEGNER die Abbildungen für die Arbeiten von Bachmayer & Zapfe, Ebner & Ehrenberg, Fenninger & Schönlaub sowie Flügel anfertigte.

Auch Ihnen möchten wir hierfür danken.

Die Durchführung der 42.Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz wurde unterstützt durch Spenden der Firmen:

Ast & Co, Bauunternehmung, Graz

Austria Tabakwerke AG, Wien

Bleiberger Bergwerks Union, Klagenfurt

Interkongreß, Wien

Kammer der Gewerblichen Wirtschaft für Steiermark, Graz

Kastner & Öhler, Großkaufhaus, Graz

Leykam AG, Graz

Österreichisch- Amerikanische Magnesit AG, Radenthein

Österreichische Mineralölverwaltung, Wien

Rohoelgewinnungs AG, Wien
Steiermärkische Sparkasse, Graz
Steirische Elektrizitäts AG, Graz
Steirische Montanwerke, Leoben
Steirische Wasserkraft und Elektrizitäts AG, Graz

Ihnen Allen sei nochmals für Ihr Entgegenkommen gedankt.

Die Geschäftsführung der 42.Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz hofft, daß dieser ausführliche Führer dazu beiträgt, daß den Teilnehmern der Aufenthalt in Graz und die Exkursionen in schöner Erinnerung bleiben.

Graz, 15.Juni 1972

www.geologie.ac.at und www.b...

A/1. Das Karbon von Nötsch.

H.W.FLÜGEL, Graz

Stratigraphie und Lagerung

Das Karbon von Nötsch im Gailtal wird im Süden durch eine OW streichende, steil nach S fallende Störung von den Diaphthoriten des Gailtal-Kristallins getrennt. Ebenso bildet die Grenze gegen die nördlich gelegene Trias des Mittagsnock - Zuges eine um OW verlaufende Störung, längs der das Karbon steil auf die Trias aufgeschoben ist (Abb.1).

Im Osten taucht das Karbon unter die permischen Basisschichten der Dobratsch-Trias unter, während es im Westen verdeckt durch quartäre Ablagerungen, in das Gailtal ausstreichen dürfte. Eine deutliche Annäherung der Nord- und Südrandstörung am aufgeschlossenen Westende des Zuges läßt vermuten, daß das Karbon im Westen tektonisch endet.

Jungglaziale Ablagerungen erschweren den Einblick in die Zusammenhänge und bedecken über weite Strecken die Grenzen. Das Karbon wird lithostratigraphisch in die Nötschgraben-Gruppe, die Erlachgraben-Gruppe und die Pölland-Gruppe gegliedert. Ihre lithofaziellen Charakteristika gehen aus Tabelle 1 hervor.

Biostratigraphisch können nur die Gesteine der Nötschgraben-Gruppe mit Sicherheit eingestuft werden. Sie umfassen den Zeitbereich Obere Pericyclus-Stufe (Ammonellipsites-Zone) bis höchste Goniatites-Stufe (granosus-Zone). Die aus dieser Gruppe beschriebenen Faunen werden zur Zeit neu bearbeitet (H.W.FLÜGEL 1972; G. & R. HAHN 1972).

In das Namur dürfte die Erlachgraben-Gruppe gehören. Sie hat an einigen Stellen Pflanzenreste geliefert, die von PIA 1924 zu Gymnoneuropteris, Bowmanites, Pecopteris, Calamites und Astero-calamites gestellt wurden. Neuere Funde fehlen ebenso wie eine Untersuchung der Wechsellagerung von Konglomeraten und Sandsteinen im Hinblick auf ihre Sporenführung.

Bei beiden Gesteinsgruppen handelt es sich nach der Ichnofazies (Zoophycos), dem restlichen Fossilinhalt (Korallen, Algen) und

Tabelle 1. Die faziellen Charakteristika der Schichtgruppen des Karbons von Nötsch

10

	Nötschgraben-Gruppe	Erlachgraben-Gruppe	Pölland-Gruppe
Gesteine:	Tonschiefer, Silt-schiefer, Kalkmergel, (Kongl., Sandsteine) ¹	Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer	Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer
Fossilien:	Rugosa, Brachio-poda, Echino-dermata, Bryozoa, Lamellibranchiata, Cephalopoda, Trilo-bitä, Foraminifera, Algae, Zoophycos	Asterocalamites, Calamites, Gymno-neuropteris, Bow-manites, Pecopteris	Pflanzenreste, Nereites, Lopho-ctenium, Phyco-siphon, Dictyo-dora, Pecopteris, Alloiopteris, Cala-mites, Asterophyllites
Environ-ment:	Flachwasser mit geringem terrigenen Einfluß	Flachwasser mit starkem terrigenen Einfluß	Tiefwasser (?)
Vermutl. Alter:	Visé	Namur	Westfal A / ? Stefan

¹ Möglicherweise gehören diese Gesteine zur Erlachgraben-Gruppe.

Nord
Sattler-Nock

Süd

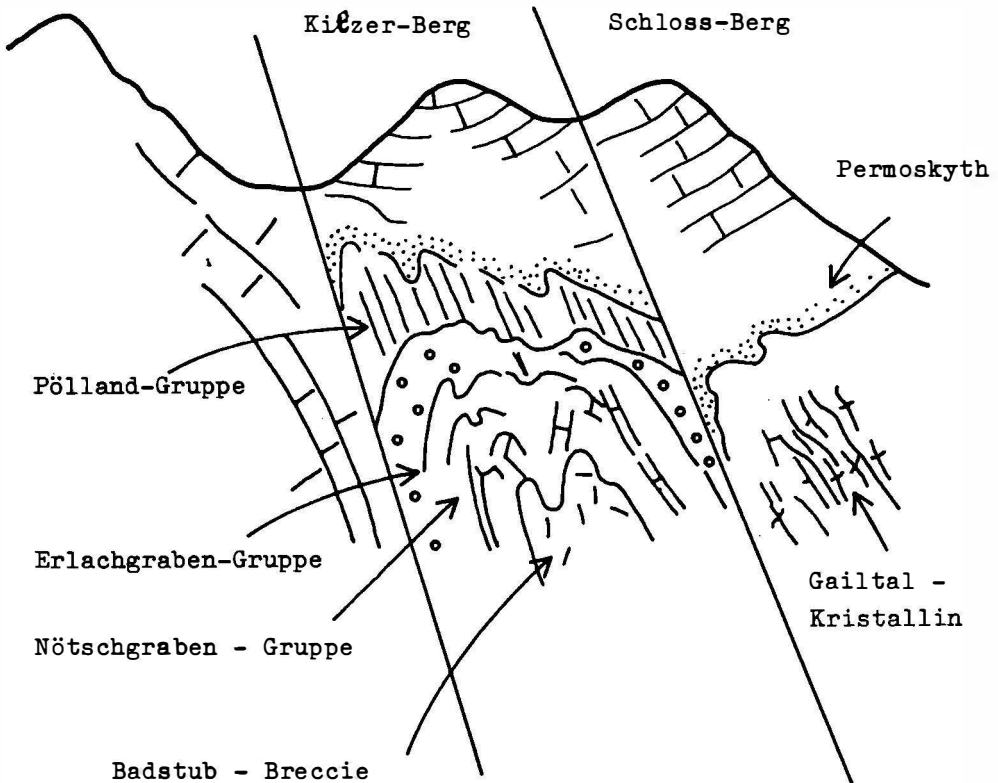


Abb.1. Schematisches Profil des Nötscher Karbons.

der Lithologie um mehr oder weniger stark terrigen beeinflusste Flachwasserbildungen.

Demgegenüber wird, trotz Pflanzenfunde in einigen Lagen, die ebenfalls aus Konglomeraten, Sandsteinen und tonig-siltigen Schiefnern aufgebaute Pölland-Gruppe auf Grund ihrer Ichnofazies (*Dictyodora liebeana* (GEINITZ) etc.) als Tiefwasser-Ablagerung aufgefaßt. Sie kann als solche mit dem Hochwipfel-Flysch der Karnischen Alpen verglichen werden. Ihre genaue zeitliche Einstufung ist derzeit noch ungeklärt. Nach einigen Pflanzenresten (det. REMY) gehört sie in das Westfal A bis tiefe Stefan. Dies würde in Übereinstimmung mit dem Geländebefund stehen (vgl. Abb.1). Nach diesem überlagert sie primär die Nötschgraben-Gruppe, even-

tuell auch die Erlachgraben-Gruppe.

Sämtliche um OW streichende Gruppen sind miteinander steil isoklinal verfaltet, wobei sie als ein zusammengepreßtes und zerschertes Antiklinorium gedeutet werden können. Eine Reihe um NO streichender Brüche komplizieren den Bau.

Das Karbon von Nötsch wird ebenso wie das Gailtalkristallin von roten Sandsteinen und Schiefnern, die die Basis der Gailtal-Trias bilden, überlagert. Sie wurden bisher dem höheren Perm zugerechnet. Es besteht jedoch die Möglichkeit, daß sie zeitgleich mit den Schichten von Laas bei Kötschach/Mauthen sind. Sie würden diesfalls eventuell bereits mit dem Stefan einsetzen.

Faßt man diese Überlagerung als Transgression auf, so würde dies bedeuten, daß die starke Isoklinalfaltung und Zerschierung des Karbons asturisches Alter hat. Sie würde damit zeitgleich sein zur variszischen Hauptphase in den Karnischen Alpen. Andererseits greift die Südrandstörung des Karbons in die Dobratsch-Trias ein, was bedeutet, daß diese variszisch angelegte Diskordanz alpidisch neu betätigt wurde.

Literatur

- FLÜGEL, H.W.: Revision der von F.HERITSCH 1918, 1934 und A.KUNTSCHNIG 1926 aus dem Unterkarbon (Nötschgraben-Gruppe) von Nötsch beschriebenen Rugosa.- Anz.Akad. Wiss., Wien 1972 (im Druck).
- HAHN, G. & R.: Trilobiten aus dem Unterkarbon von Nötsch.- Vortragszusammenfassung Tagung Pal. Ges. Graz 1972.
- KODSI, M.G. & FLÜGEL, H.W.: Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch.- Carinthia 2, 80, 7-17, 2 Abb., Klagenfurt 1970 (Mit weiterer Literatur) •

Exkursion

Die Exkursion erreicht, von Villach über Bleiberg-Kreuth kommend, an der Straße nach Nötsch bei Kote 828 die Gabelung von Nötsch- und Erlachgraben. Knapp danach finden sich am ostseitigen Ufer des Nötschbaches Aufschlüsse in den roten Basissandsteinen der Trias, die transgressiv das Karbon überlagern.

Etwa 300m südlich davon, an der Einmündung des Lerchbaches in den Nötschgraben, 1. Haltepunkt (vgl. Abb.2).

Haltepunkt 1: Torghraben (= Lerchbachgraben)

Nötschgraben-Gruppe: Dibunophyllum-Zone

Der Aufschluß zeigt graue, südfallende, tonige bis siltige Schiefer, die im Hangenteil reichlich Brachiopoda, Rugosa, Bryozoa usw. führen. Die bituminösen Schiefer lieferten (rechte Spalte Neubestimmungen durch WINKLER-PRINS bzw. REMY):

Gigantoproductus giganteus sinuatus SARY.
 Gigantoproductus latissimus (SOW.)
 Gigantoproductus edelburgensis (PHIL.)
 Gigantoproductus maximus (McCOY)
 Pustula pustulosa (PHIL.)
 Buxtonia scrabacula (SOW.)
 Plicatifera plicatis (SOW.)
 Spirifer trigonalis MARTIN
 Spirifer octoplicata SOW.
 Leptaena analoga PHILL.
 Isogramma paeckelmanni AIGNER & HERITSCH
 Pseudozaphrentoides juddi juddi (THOMSON)
 "Palaeosmilium" isae HERITSCH
 Arachnolasma cylindrica YÜ
 Clisiophyllum sp.
 Prolecanites quinquelobosus KITTL
 Goniatites granosum postriatum BRG.

Schizophoria cf. resupinata dorsosinuata D.
 Isogramma carinthiaca AIGNER
 Isogramma germanica PAECKELMANN
 Isogramma cf. paeckelmanni AIGNER & HERITSCH
 Eomarginifera sp.
 Pustula sp.
 Gigantoproductus sp.
 Semiplanus sp.
 Punctospirifer sp.

Treffen diese Bestimmungen zu, so bedeutet dies eine Einstufung in das höchste Visé (granosus-Zone). Vermutlich gleiches Alter

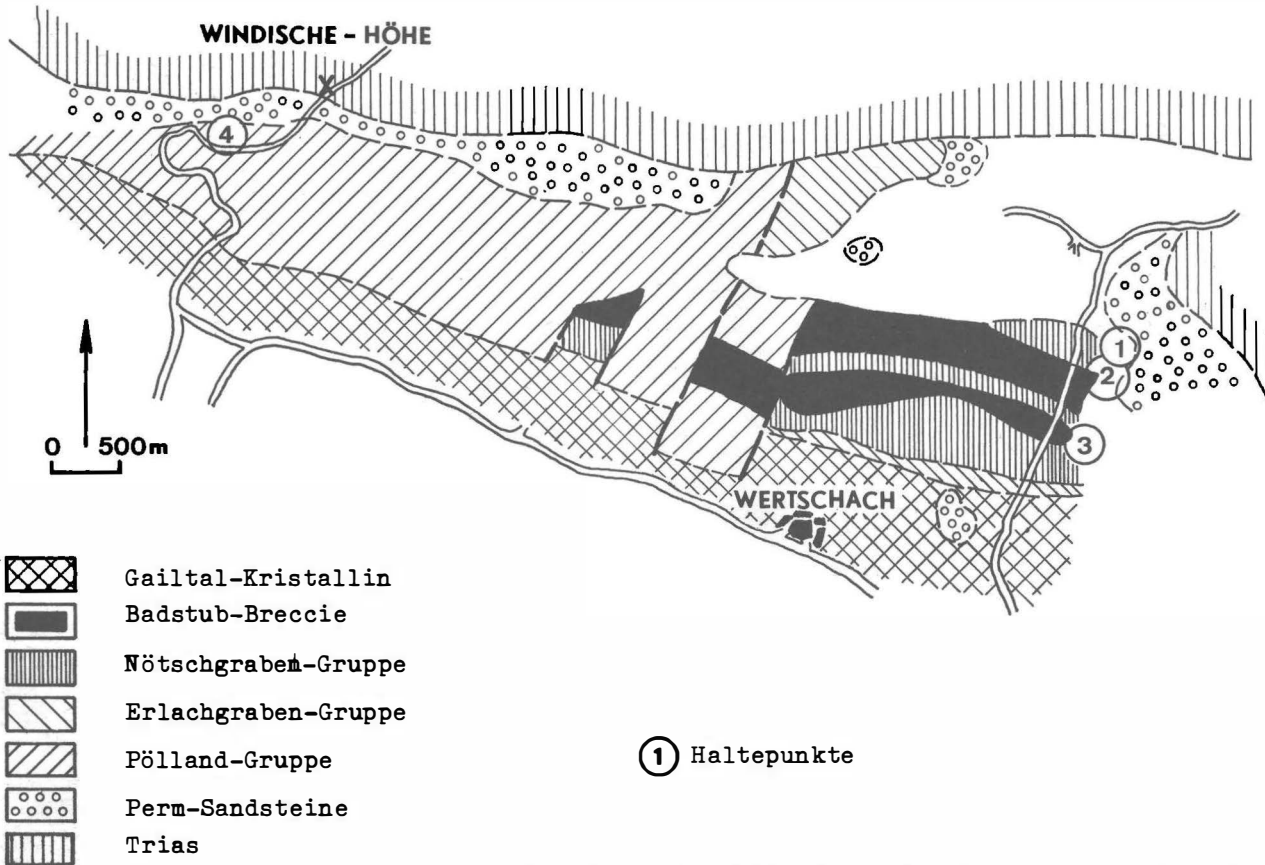


Abb.2. Das Karbon von Nötsch, abgedeckte Karte nach KODSI.

hat der 2. Haltepunkt, ca. 100m südlich des Torgraben, an der Straße nach Hermsberg.

Haltepunkt 2: Straßenprofil Hermsberg
Nötschgraben-Gruppe

Das Profil schließt südfallende Schiefer auf, denen einzelne sandige Bänke bzw. Linsen von Kalkmergeln eingeschaltet sind. Besonders die karbonatischen Gesteine lieferten eine individuenreiche Korallen-, Brachiopoden-, Lamellibranchiaten- und Foraminiferen-Fauna. Dazu kommen Algen. Bisher wurden von diesem Fundort folgende Formen angegeben:

Allorisma sp.
Hexaphyllia mirabilis (DUNCAN)
Tetrataxis sp.
Endothyrella sp.?
Limipecten dissimilis (FLEMING)
Pernopecten phillipsi (GOLDF.)
Solemya (Jancia) privaeva PHILL.
Pinna (Pinna) flabelliformis MARTIN
Cypricardella rectangularis (McCOY)
Cypricardella selysiana (KONINCK)
Edmondia sulcata (PHILL.)
Sanguinolites abdenensis ETHERIDGE
Sanguinolites plicatus (PORT.)
Loxonema sp.
Rowchinia sp.
Uralopora sp.
Girvanella sp.
Koninckopora sp.
Osagia sp.

Isogramma carnithiaca AIGNER
Isogramma cf. germanica PAECKELMANN
Isogramma paeckelmanni AIGNER & HER.
Alitaria sp.
Buxtonia sp.
Gigantoproductus sp.
Semplanus sp.
Brachythyris sp.

Sedimentstrukturen und in Lebensstellung eingebettete Productide zeigen, daß entgegen der früheren Ansicht im Hermsberg-Profil normale Lagerung herrscht.

Auf der Weiterfahrt gegen S quert die Exkursion im Kern des Anticlinoriums von Nötsch die durch eine Einschaltung der Nötschgraben-Gruppe zweigeteilte "Badstüb-Breccie".

Haltepunkt 3: Steinbruch Nötschgraben
Badstub-Breccie

Der Grüngesteinszug der Badstub-Breccie wird steinbruchmäßig zur Schottererzeugung abgebaut.

Nach KIESLINGER 1956 zeigt die Breccie einen wechselnden Aufbau. Als Komponenten finden sich zwei verschiedene Amphibolitarten, kristalline Marmore, rote oder weiße Quarzite, eckige Quarztrümmer sowie dunkelrote Schiefer. Die dichte feinkörnige grüne Grundmasse besteht aus Plagioklas, Quarz, Hornblende und Chlorit.

Die Genese des Gesteins ist unklar. Ursprünglich als Diabas gedeutet, wurde es später als eine sedimentäre Bildung angesehen, während KIESLINGER der Meinung ist, daß es sich um eine Eruptivbreccie handelt. Die Breccie ist tektonisch stark beansprucht. Das Gestein steht innerhalb des ostalpinen Unter-Karbons völlig isoliert da.

Im Süden der Badstub-Breccie folgt neuerlich die Nötschgraben-Gruppe. Bei der Straßenbrücke über den Nötschbach finden sich Konglomerate mit einem Geröllbestand von Quarz, Gneis und kristallinen Schiefen sowie Sandsteine bis Quarzgrauwacken. Bei diesen grobklastischen Ablagerungen könnte es sich um ein Äquivalent der Erlachgraben-Gruppe handeln.

Im Süden wird diese Folge durch die Gailtal-Störung von den Diaphthoriten des Gailtalkristallins getrennt. In diesem ist ein kleiner vermutlich variszischer Granitstock eingeschaltet.

Die Straße über Wertschach nach Matschidl führt über das von Quartär bedeckte Kristallin. Nach der Kapelle von Matschidl quert die Straße erneut die Südrandstörung des Karbons, die hier Kristallin und Pölland-Gruppe trennt. Dieses kann im nächsten Haltepunkt studiert werden.

Haltepunkt 4: Straße Pölland- Windische Höhe
Pölland-Gruppe: Westfal/? Stefan

Das ca 750m lange Straßenprofil zeigt eine Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und tonig-sandigen, grauen Schiefern. Die Konglomerate führen bis zu 20cm große, gut gerundete Gerölle von Quarz, Glimmerschiefer, Phyllit, Amphibolit, Gneis, Quarzit sowie graugrüne, Crinoidenführende Schiefer. Bei letzteren könnte es sich eventuell um aufgearbeitetes Paläozoikum handeln. Die Sandsteine sind teilweise gradiert und können einen Feldspatgehalt bis über 25% aufweisen. Lageweise finden sich in den Sandsteinen Pflanzenreste, deren Bearbeitung (REMY) bisher folgende Formen ergab.

Pecopteris sp.?
Neuropteris sp.?
Alloiopteris sp?
Asterophyllites equisetiformis (SCHLOTH.)
Calamites sp.

Nach REMY handelt es sich um Westfal A bis tieferes Stefan. Die Schiefer zeigen nicht selten Spuren von Nereites sp., Lophoctenium sp., Phycosiphon sp. und Dictyodora liebeana (GEINITZ).

Die genetische Deutung dieser Ablagerung ist ungeklärt. Möglicherweise handelt es sich um eine Fluxo urbidit-Folge, die als randnahe altersgleiche Bildung zum Hochwipfelflysch zu deuten wäre.

Die Ortschaft St.Anton auf der Windischen Höhe liegt auf einer ausgedehnten, mit quartären Ablagerungen bedeckten Verebnung. Nur an wenigen Stellen tritt der Untergrund in Form roter Sandsteine zu Tage. Es handelt sich um die diskordant das Karbon bedeckenden Basisschichten des Gailtal-Mesozoikums.

A/2. Das Paläozoikum der Karnischen Alpen.

A.FENNINGER, Graz & H.P.SCHÖNLAUB, Wien

Übersicht und Einführung

Die Karnischen Alpen bilden den Grenzkamm zwischen Österreich und Italien. Sie erstrecken sich bei einer Breite von durchschnittlich 7-8km (maximal -15km) zwischen Sillian und Arnoldstein (140km). Eine Störungszone erster Ordnung (Alpinodinarische Naht, Gailtal-Störung) trennt sie im N vom Jungpaläozoikum und Mesozoikum des Drauzuges sowie dessen Unterlage (diaphthoritisches Kristallin des Gailtales). Dieses Lineament stellt eine Grenze zwischen den ost- und südalpinen Baueinheiten des alpinen Orogens dar (Abb.1)

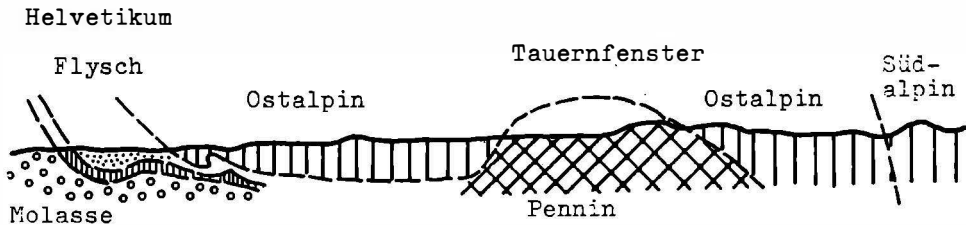


Abb.1. Ostalpinen Deckenschema

Im westlichen Anteil wird bei Zunahme des Metamorphosegrades das Altpaläozoikum von südalpiner Sedimenten vorwiegend triadischen Alters überlagert. Durch einen Querbruch abgesetzt (Gailitzerfurche) können wir im Osten bei gleichbleibender fazieller Ausbildung und einem ähnlichen Baustil ihre Fortsetzung in den Karawanken erkennen. Hier bilden sie den variszischen Sockel jüngerer Sedimente (Karawanken s.s.). Das Paläozoikum reicht, nördlich vorgelagert, als schmaler Streifen bis an den Nordrand des Mittagkogel, wo es von Jungtertiär überlagert bzw. an Störungen von der Trias abgeschnitten wird. Die Südgrenze des Paläozoikums ist durch die normale Überlagerung südalpiner mesozoischer Gesteine gegeben.

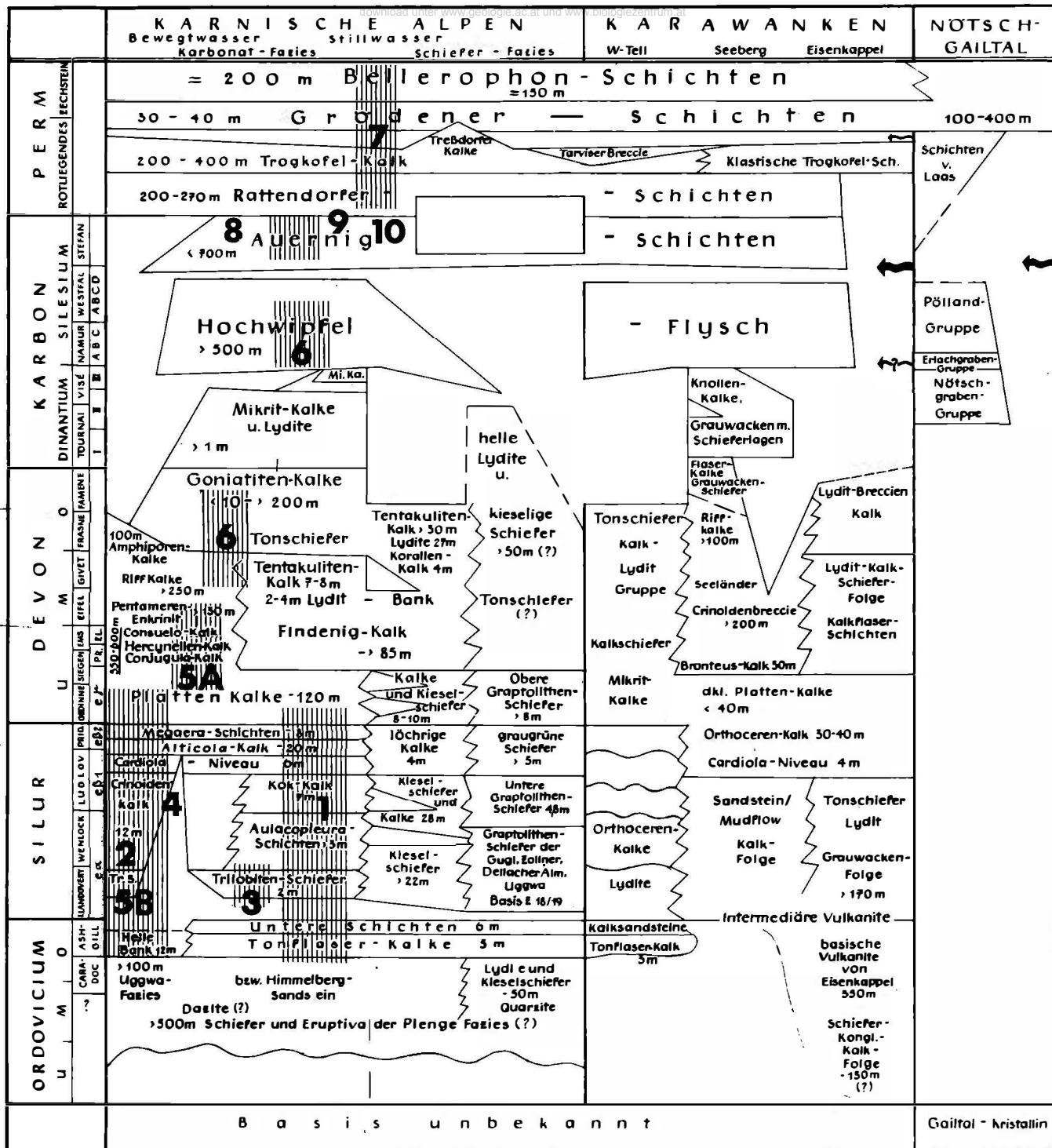


Tabelle 1. Das Paläozoikum der Karnischen Alpen, der Karawanken und von Nötsch

Variszischer Unterbau und alpidische Tektonik bedingen einen komplizierten Grenzverlauf.

Die "reiche" Fossilführung in den Karnischen Alpen hat seit Mitte des vorigen Jahrhunderts weites Interesse unter Paläontologen und Geologen hervorgerufen. Einen ersten Abschluß dieser Untersuchungen brachten die Arbeiten von GORTANI, VINASSA de REGNY, v. GAERTNER und die der Grazer Schule (F.HERITSCH und Schüler). Sie beschäftigten sich vornehmlich mit Makrofossilien und schufen die Grundlage zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtfolgen. Dabei stützen sich ihre Arbeiten im Altpaläozoikum in der Hauptsache auf die Flachwassersedimente in den zentralen Karnischen Alpen (Plöckenpass, Wolayersee), während das Jungpaläozoikum vorwiegend durch die Untersuchungen von F.& G.KAHLER bzw. METZ im Raume Waideggerhöhe, Naßfeld bekannt gemacht wurde.

Die naturgemäß auf einzelne fossilreiche Lokalitäten beschränkte unbefriedigende Stratigraphie fand nach dem 2. Weltkrieg ihre Ergänzung und Ausarbeitung durch die Anwendung mikropaläontologischer Methoden (Conodonten, Foraminiferen, Ostracoden, Sporen ect.), die es ermöglichten, nunmehr in "fossilleere" Räume einzudringen und hier in Verbindung mit lithogenetischer Problemstellung fazielle Zusammenhänge zu erkennen.

Parallel mit diesen Arbeiten erfolgt die Revision einzelner Tiergruppen (Trilobita: HAAS 1970; Nautiloidea: RISTEDT 1968; Brachiopoda: GAURI 1965, PLODOWSKI 1971; Graptolithina: JAEGER 1968; Anthozoa: FERRARI 1968, KODSI 1971, HOMANN 1971).

Eine Zusammenstellung der geologischen und paläontologischen Forschungen seit 1946 findet sich bei H.FLÜGEL 1969, 1970, H.FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972 sowie, den italienischen Teil der Karnischen Alpen betreffend, bei VAI 1969.

Wie schon sehr frühe Arbeiten zeigten, kommt den Karnischen Alpen eine vermittelnde Stellung in der biogeographischen Entwicklung der Prototethys zu:

Im oberen Ordoviciem zeigen die Brachiopoden Beziehungen sowohl zu Böhmen als auch zu südeuropäischen und nordafrikanischen Räumen. Der Charakter der silurischen Faunen entspricht der Vorstellung einer einheitlichen Faunenentwicklung im Sinne von HOLLAND 1971. Im Unterdevon weist die Trilobitenfauna auf eine Vermischung hercynischer und uralo-tienschanischer Faunenelemente hin. Während im Oberkarbon in der Brachiopoden und Fusulinenfauna osteuropäische-asiatische Einflüsse bemerkbar sind, wurden frühzeitig Beziehungen der Flora zu Westeuropa und Ostasien erkannt.

Diesen weltweiten Verbindungen stehen allerdings auch zahlreiche endemische Formen gegenüber (z.B. Korallen des Jungpaläozoikums).

In der Vergangenheit wurde wiederholt versucht, die variszische Tektonik der Karnischen Alpen aufzulösen. Abgesehen von nicht-stratifizierbaren Räumen (fehlen von Makrofossilien) ergaben sich aber insofern Schwierigkeiten, als eine alpidisch überprägte intensive Schuppentektonik die Rekonstruktion des primären Nebeneinander unmöglich machte. Während GORTANI die Tektonik in Brachyantiklinalen ("ellisoidi") zu erklären versuchte, stellten von GAERTNER und F.HERITSCH dieser Auffassung einen N-vergente Deckenbau entgegen. Wenn auch die Fronten heute nicht mehr so extrem sind, bestimmen sie dennoch die Grundidee mancher tektonischer Lösungsversuche (vgl. Plöckentunnel: PÖLSLER 1967 vers. CANTELLI, MANZONI & VAI 1965, 1968).

Eine weitere Schwierigkeit ist darin zu suchen, als die Verhältnisse in den stratigraphisch gesicherten und faziell deutlich gegliederten zentralen Karnischen Alpen auf den Gesamttraum übertragen wurden. Ein Eindringen in Räume klastischer Sedimentation und der Versuch einer Gliederung dieser läßt ein klareres Bild der Paläogeographie erwarten.

Auch im Jungpaläozoikum ergeben sich Schwierigkeiten, obwohl ein allgemeiner Bauplan schon lange bekannt ist. Die Ursache dafür liegt im periodischen Wechselspiel von Land und Meer und

der damit verbundenen Wiederholung ähnlicher Gesteinsfolgen. Die Korrelation einzelner Profilfolgen wird dadurch erschwert. Als Beispiel sei die trotz detaillierter Profilaufnahmen noch nicht mögliche Parallelisierung zwischen dem jüngeren Oberkarbon des Naßfeldgebietes und der Entwicklung im Raume der Waideggerhöhe (Distanz ca 10km) angeführt. Dies spiegelt die nur durch Bruchtektonik geprägte, im Detail aber komplizierte Wirkung der alpidischen Phasen wider.

In gleicher Weise wie gegen W (= W des Wolayer See) eine Zunahme der Metamorphose zu beobachten ist, haben auch die tektonisch tiefsten Bauglieder eine starke Umkristallisation erfahren. Sie äußert sich in fossilereeren Bänderkalken sowie Schiefen mit phyllitischem Habitus und verstärkt sich mit Annäherung an die Gailtallinie.

Im Deckenkonzept der o.g. Autoren kommt den karbonen Schiefen (Hochwipfelkarbon) die Bedeutung eines Deckenscheiders zu. Es zeigt sich jedoch, daß die Schiefer unterschiedliches Alter haben, sodaß Zweifel an dem von GAERTNER und F.HERITSCH konzipierten Faziesdeckenschema (9 Decken) aufkommen. Es erscheint heute wahrscheinlich, daß dem bekannten Karbonatmodell der Karnischen Alpen zeitgleiche klastische Serien gegenüberstehen. Die Verbindung beider Entwicklungen dürfte zu einer Reduktion und Vereinfachung des allzu extrem gefaßten Deckenschemas führen.

Stratigraphie

Wie schon mehrfach angedeutet, unterscheiden wir in der geotektonischen Entwicklung der Karnischen Alpen zwei, durch die variszische Orogenese getrennte Stockwerke.

A. Der variszische Unterbau (Caradocien- Westfal).

Ordovicium.

Die ältesten fossilführenden Schichten werden nach Bryozoen, Brachiopoden und Trilobiten als tieferes Caradocien datiert.

Auch Neuaufsammlungen konnten keine älteren Stufen nachweisen, wenn auch noch ein mächtiger Schichtstoß im Liegenden der Fossilhorizonte anzutreffen ist. Die Ausbildung entspricht der mediterranen Magnafazies, wobei einer feinklastischen Stillwasserfazies (grünlichgraue, fleckige Siltschiefer bis griffelige bräunliche Schiefer, z.T. schwach karbonatische Schiefer) einer gröberklastische Bewegtwasserfazies gegenüber steht. Letztere wird durch verschieden gefärbte Grauwacken, Sandsteine mit Sedimentstrukturen, Quarzite, Schiefer, Tuffe und Vulkanithorizonte (vor allem W des Wolayer See) gekennzeichnet. Altersgleich (?) mit den Vulkaniten ist örtlich eine Lydit-Kieselschiefer-Fazies entwickelt.

Für die einzelnen Fazies werden teilweise Lokalnamen verwendet. Der Uggwafazies steht die Himmelbergersandstein - Fazies und Lyditkieselschiefer-Fazies gegenüber.

Ungeklärt ist derzeit noch das Alter der vorwiegend schiefrig-tuffitischen Plenge-Fazies. Derzeit laufende Untersuchungen an Acritarchen und Chitinozoen lassen auch ein jüngeres Alter möglich erscheinen. Die starke Schieferung dieser Gesteine und ihre leichte Metamorphose dürften eine stratigraphische Zuordnung allerdings erschweren.

Eine Annäherung dieser Entwicklungen, verbunden mit dem Einsetzen von Karbonatgesteinen (Crinoidenkalke bis Tonflaserkalke) zeichnet sich im tieferen Ashgillien ab.

Die weltweite regressive Tendenz an der Ordovicium/Silur-Grenze bildet sich in den "Unteren Schichten" ab. Es handelt sich um dunkelgraue, karbonatische Sandsteine bis Grauwacken, die die Hirnantia-Fauna des höchsten Ashgillien führen. Das lückenhafte Auftreten dieses Horizontes läßt ein teilweises Trockenfallen in dieser Zeit vermuten.

Silur.

Das basale Silur wird durch einen unterschiedlich langen Hiatus in der Sedimentation bzw. durch extrem geringe Sedimen-

tation charakterisiert (Tabelle 1) Die Graptolithenfazies setzt bereits mit der Zone 18 bis 19 ein, wogegen in der Schalenfazies erneute Sedimentation lokal erst ab dem mittleren Llandoveryen nachweisbar ist. Das allmähliche Fortschreiten dieser Transgression bis zum Wenlockien erklärte SCHÖNLAUB 1971 mit eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Zusammenhang mit der Sahara-Inlandvereisung (vgl. Abb.2).

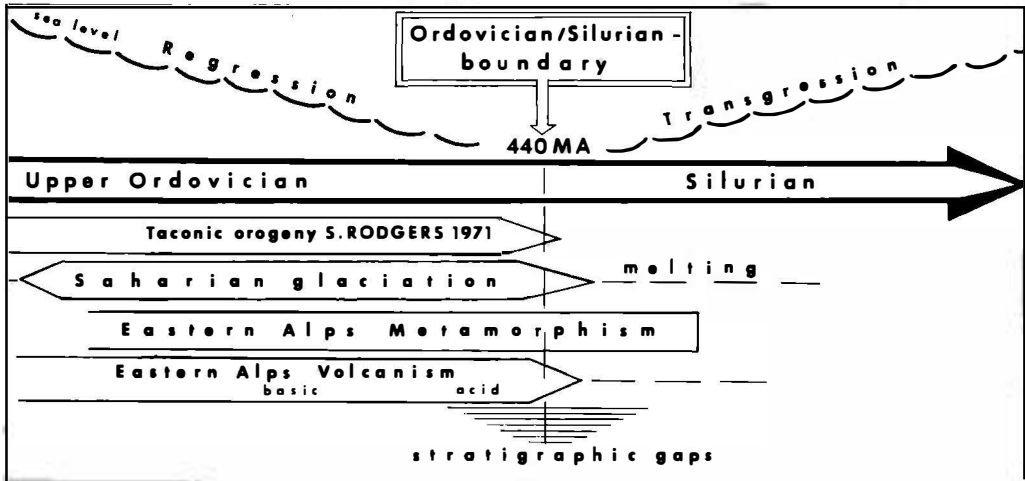


Abb.2. Eustatische Meeresspiegelschwankungen und Ostalpengeologie an der Ordovizium/Silur Grenze.

Analog den Vorstellungen von BERRY & BOUCOT 1967 steuern im Silur weiträumige Plattformen das Sedimentationsgeschehen. Eine Differenzierung in einzelne Fazies sollte daher nicht in Verbindung mit einer Geosynklinalentwicklung gesehen werden. Diesem Modell entsprechen auch die Gegebenheiten in den Karnischen Alpen, wo wir einen kontinuierlichen lateralen Übergang von der Schalenfazies in die Graptolithenfazies beobachten können.

Auch im Silur werden in den Karnischen Alpen einzelne Faziesbereiche mit Lokalnamen unterschieden. So kennzeichnet die Wolayer-Fazies die längste Sedimentationsunterbrechung, nämlich bis in das hohe eß₁. Die Plöckener-Fazies setzt im höheren Llandoveryen ein und wird durch einen bunten Wechsel verschiedener Kalktypen sowie, insbesondere an der Basis,

durch Fe-reiche Schiefer und - Kalke charakterisiert. ("Trilobitenschiefer" und "Aulacopleurenschichten"). Die Bischofalm-Fazies stellt die geringmächtige Graptolithen-schiefer- Entwicklung dar. Der Umschlag in der Subsidenz kündigt sich im höheren eß₁ an. Er wirkt sich in der Umkehr der Mächtigkeiten zwischen Schalen- und Graptolithen-schiefer-Fazies aus.

Der dominierende Fauneninhalt der einzelnen Schichtglieder kommt in der Namengebung zum Ausdruck.

Devon.

Allen Profilen die, die Silur/Devon-Grenze übersteigen, ist die nun folgende, starke fazielle Aufsplitterung eigen (Tabelle 1, Abb.3). Sie äußert sich einerseits in einer Differenzierung in Flachwasserräume mit gelegentlichem Riffansatz und dazwischenliegenden "Becken". Sie drückt sich im bathymetrisch gedeuteten zeitlichen Nebeneinander von Biogenschuttkalken mit Riffknospen, "slope-deposits" mit Gleithorizonten, stark kondensierten Cephalopodenkalken (Rauchkofel-Fazies) und Plattenkalken mit Einschaltungen von allodapischen Bänken sowie der aus dem Silur hervorgehenden Schiefer/Lydit-Fazies aus.

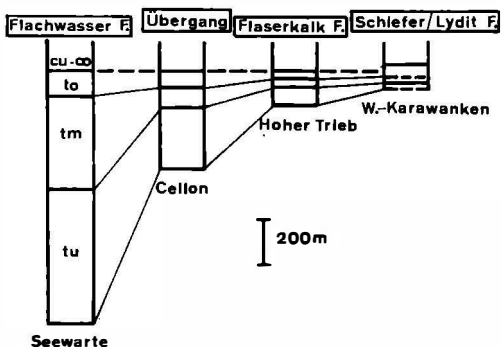


Abb.3. Sedimentmächtigkeiten des Devon zwischen Seewarte und Westkarawanken nach SCHÖNLAUB.

Dieser faziellen Aufspaltung entspricht auch die Änderung des Biotops. In der Flachwasserfazies treten vorwiegend Crinoidenschutt-Kalke mit Korallen, Stromatoporen, Gastropoden, Lamellibranchiaten, Bryozoen, Brachiopoden und Kalkalgen (oncoliti und stromatoliti) auf.

Bei einer Reduktion der Flachwasserflora und- Fauna nehmen planktonische Faunenelemente in der Übergangsfazies zu. In der Flaser - und Plattenkalkfazies dominiert ein pelagisches Faunenspektrum (Cephalopoden, Tentaculiten, Foraminiferen, Radiolarien, Conodonten). Die Schiefer- und Lyditfazies ist bis zur M.hercynicus-Zone durch Graptoliten biostratigraphisch belegt; Eine intensive Tektonik, sowie das Fehlen von Fossilien machen zur Zeit eine Verbindung zur oberdevonischen (durch Conodonten belegt) pelitischen Entwicklung noch unmöglich. Wie Vergleichsbeobachtungen in den W Karawanken zeigen, scheinen aber lokal im Mitteldevon Lydite vorzuherrschen.

Ab der Grenze Frasne/Famene kommt es zu einem Faziesausgleich zu gunsten der pelagischen Entwicklung.

Karbon.

1. Das Praeflyschstadium (Kalke, Tonschiefer, Lydite);
2. Das Flyschstadium ("Hochwipfelkarbon");
3. Das Molassestadium ("Auernig-Schichten").

Das Praeflyschstadium stellt die Fortführung der pelagischen Sedimentation des höchsten Oberdevon dar. Diese Sedimente überschreiten die Systemgrenze ohne erkennbare Diskontinuität während in zahlreichen Karbonatprofilen das makrofossilleere Unterkarbon mit Hilfe meist reicher Conodontenfaunen genau gegliedert werden kann, ist dies derzeit in der Tonschiefer/Lyditfolge noch nicht möglich.

Die höchsten stratifizierbaren Anteile der bis zu 20m mächtigen Kalkentwicklung reichen in einigen Fällen bis in das höchste Visé. Die Mehrzahl der Profile endet aber früher; im Extremfall wird die Frasne/Famene-Grenze nicht überschritten.

Das Flyschstadium ist durch einen regen Wechsel von Schiefern, teilweise gradierten Sandsteinen und Grauwacken gekennzeichnet. Biostratigraphische Fixpunkte lieferten palynologische Untersuchungen von FRANCAVILLA; sie weisen auf einen zeitlichen Umfang vom Namurien bis Westfalien B hin (neben Sporen treten vereinzelt Pflanzenrest und Wurmsspuren auf).

In den meisten Profilen liegt das Hochwipfelkarbon mit einer leichten Winkeldiskordanz über der oberdevonischen bzw. unterkarbonen kalkigen Unterlage. In der pelitischen Fazies ist an wenigen Stellen die Grenze zur Flyschentwicklung zwar lithologisch zu fassen, es fehlen aber biostratigraphische Beweise dafür. Daher kann über Wirkung und Umfang der "sudetischen Phase" an der Wende Dinatium/Silesium derzeit keine gültige Aussage getroffen werden.

Der Schwierigkeit der stratigraphischen Einordnung der Schiefer i.A. Rechnung tragend, schlugen KÄHLER & METZ 1955 als Arbeitsterminus den Begriff "Hochwipfelschichten" vor. Sie verstanden darunter sämtliche feinklastische Gesteine, von denen heute bereits sichere ordovicische, silurische und devonische Anteile vom "typischen" Hochwipfelkarbon getrennt werden können. Vielfach wurden auch Vulkanite in das Hochwipfelkarbon miteinbezogen. Ihr Alter ist aber umstritten.

Mehrfach wurde das Nötscher-Karbon als zeitgleiche Bildung aufgefaßt und als proximale Entwicklung zum Hochwipfelkarbon-Flysch betrachtet (vgl. Exkursion Nötsch).

B. Das alpidische Stockwerk.

Transgressiv über dem gefalteten und verschuppten variszischen Unterbau folgen jungpaläozoische fossilreiche Flachwasserablagerungen. Während das Stefanien und das tiefere Perm sich als eng begrenzter räumlich-zeitlicher Ausschnitt einer Küstenentwicklung mit transgressiver und regressiver Tendenz ausweist, dominieren im mittleren Perm mächtige Flachwasserkalke (Troglkofelkalk), die im höherem Perm von kontinentalen Rotsedimenten abgelöst werden. Eine mehr oder weniger kontinuierliche Dolomitzfazies leitet in die südalpine Triasentwicklung über.

Das Molasse-Stadium der Auernig-Schichten (Stefanien).

Eine Winkeldiskordanz zwischen der älteren Unterlage und den der "asturischen Phase" folgenden Auernig-Schichten ist nur in wenigen Fällen aufgeschlossen. Im Raum der Waideggerhöhe erschwert zusätzlich die fazielle Ausbildung der tiefsten Partien eine Abgrenzung vom Hochwipfelkarbon. Der Grenzbereich stellt einen "blocks-in shale-unit" (Grobgeröll-Horizont) dar. Er scheint mit Hochwipfelkarbon eng verschuppt zu sein und bildet die Basis der "Waidegger-Gruppe", die durch ihre reiche Faunenführung bekannt wurde (GAURI 1965). Dieses Schichtglied wird durch ein Störungssystem unbekannter Größe von den übrigen Auernig-Schichten abgetrennt.

Nach der Häufigkeit und Mächtigkeit von Karbonatgesteinen werden die weniger als 700m mächtigen Auernig-Schichten in fünf Schichtgruppen gegliedert. Sie werden nach HERITSCH et al. 1934 als

Obere kalkarme Schichtgruppe

Obere kalkreiche Schichtgruppe

Mittlere kalkarme Schichtgruppe

Untere kalkreiche Schichtgruppe (Nölbling-und/oder Watschiger Gruppe)

Untere kalkarme Schichtgruppe (Waidegger-und Waschbühel Gruppe) bezeichnet. Es kommt ihnen die Bedeutung von "formations" bzw. "members" zu.

Die typische Lokalität für die Entwicklung der tieferen Gruppen liegt im Raum der Waideggerhöhe und Straninger Alm, während die höheren um das Naßfeld (Auernig, Garnitzenhöhe, Krone) in Typusprofilen untersucht wurden. Wie schon erwähnt, ist die Parallelisierung zwischen den beiden Räumen trotz detaillierter Kartierung noch nicht in befriedigender Weise gelungen.

Nach GAURI 1965, REMY 1969 und FRANCAVILLA 1971 sollen die Auernig-Schichten entgegen der Auffassung älterer Autoren erst im tieferen Stefanien einsetzen. Dies würde bedeuten, daß den limnisch-terrestrisch-marinen Auernig-Schichten eine kontinentale,

wenigstens örtlich, im Ostalpin zeitgleich gegenüber steht. Darüber hinaus ergibt die von REMY 1969 getroffene Florenanalyse "... erstmals eine Parallelisierungsmöglichkeit des Transgressionsalters der Basisschichten des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes bis nach Asturien in den paralischen und bis nach Niederschlesien bzw. Saar/Lothringen in den limnischen Raum." Dieser Einordnung entspricht weitgehend die Fusulin fauna (mündliche Mitteilung F.KAHLER).

Die einzelnen Schichtgruppen werden durch die Vormacht von Karbonatgesteinen gegliedert. Mit diesen diskontinuierlich wechselnd, treten in unterschiedlicher Mächtigkeit klastische Gesteine auf, die von Tonschiefern bis zu Konglomeraten reichen. Statistische Pauschanalysen zeigen vorerst kein zyklisches Verhalten im Sedimentationsgeschehen.

Ein charakteristisches Schichtglied bilden bis zu 30m mächtige Quarzkonglomeratbänke, deren mehr oder weniger monomikte Ausbildung nicht so sehr auf die Transportweite als auf die stete Reifung längs einer Küste hinweist. Kreuzschichtungskörper geben ebenso wenig wie andere Sedimentstrukturen derzeit noch einen genauen Hinweis auf die Schüttungsrichtung. Schwermineralien und Quarzgerölle weisen auf saure magmatische Herkunftsgesteine.

Dem lithologischen Wechsel parallel geht eine mehrfache Wiederholung von marinen Faunen und Landpflanzen. Dieser "Auernig-Rhythmus" wird als Ausdruck verschieden großer Transportkraft des Wassers, der Einschüttung vom Land her und der Umlagerung längs einer Küste, verbunden mit der biogen-gesteuerten Bildung von Kalkbänken aufgefaßt.

Kennzeichnende Faunen- und Floren-Elemente sind Algen (Dasycladaceen und diverse Rodophyceen), Fusulinen, Kleinforaminiferen, Sphinctozoen, Korallen, Conulaten, Lamelli-branchiaten, Gastropoden, Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten sowie Echinodermaten. Terrestrische Florenelemente treten in einzelnen Partien gehäuft, vorwiegend in feinklastischen Gesteinen auf.

Perm.

Die Permablagerungen, im Raum des Naßfeld mit Mächtigkeiten bis zu 900m auftretend, bauen einerseits markante Bergmassive (Troglkofel, Zweikofel, Renowand) auf, andererseits bilden sie aufgrund ihrer Lithologie morphologisch sanfte Züge.

Die permischen Schichten, deren Stratigraphie sich weit - gehend auf die Fusulinen-Untersuchungen von F. & G.KAHLER stützt, werden zur Zeit von E.FLÜGEL und Mitarbeitern litho-faziell, paläoökologisch-faunistisch und geochemisch bearbeitet.

Die unterpermischen "Rattendorferschichten" lassen sich in die vorwiegend karbonatischen "Unteren Pseudoschwagerinenkalke, die klastischen "Grenzlandbänke" und die "Oberen Pseudoschwagerinenkalke" gliedern. Während die Unteren Pseudoschwagerinenkalke eine mehrfache Wiederholung von transgressiven und regressiven Zyklen innerhalb der Karbonatgesteinsfolge zeigen, bilden die Grenzlandbänke den oberkarbonen Auernigrhythmus ab.

Hangend gehen die Oberen Pseudoschwagerinenkalke allmählich in die ungebankten "Troglkofelkalke" über. Sie wurden vielfach als Riffkalke angesprochen; ihr organischer Inhalt und ihre Mikrofazies widersprechen allerdings einer derartigen Interpretation. Eine Sonderentwicklung stellen die brecciösen "Treßdorferkalke" dar, die von E.FLÜGEL 1968 als Sedimente von Gezeitenkanälen gedeutet wurden.

Lokal finden sich im Hangenden der Troglkofelkalke bunte Kalkbreccien ("Tarviser-Breccie"), die als Aufarbeitungsprodukte in Verbindung mit der "Saalischen Phase" die terrestrische Sedimentation der "Grödener Schichten" einleiten.

Das Oberperm wird von den fossilarmen "Bellerophonschichten" eingenommen. Die an der Basis noch stark klastisch beeinflusste Folge wird im Hangenden zunehmend dolomitisch und geht ohne erkennbare Grenze in die basale Trias über.

Literatur

Literaturangaben über das Paläozoikum der Karnischen Alpen finden sich in:

- FLÜGEL, H.W.: Geologische und Paläontologische Forschungen (1952 - 1968) im Paläozoikum der Karnischen Alpen (österreichischer Anteil).- Carinthia II, Sh.27, 7-12, Klagenfurt 1969.
- : Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964-1969).- Zbl.Geol.Paläont., I, 1970, 661-687, Stuttgart 1970.
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P.: Geleitworte zur stratigraphischen Tabelle des Paläozoikums von Österreich.- Verh. Geol.B.A. 1972, Wien.
- KAHLER, F. & PREY, S.: Erläuterungen zur geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen.- Geol.B.A. 116 S., 26 Abb., Wien 1963.
- VAI, G.B.: Geologische Forschung (1946-1967) im Paläozoikum der Karnischen Alpen (Italienischer Anteil).- Carinthia II, Sh.27, 13-18, Klagenfurt 1969.
- Folgende, die Karnischen Alpen betreffenden Arbeiten sind in den o.a. Schriften nicht enthalten:
- GAERTNER, H.R.v.: Geologie der Zentralkarnischen Alpen.- Denkschrif.Akad, Wiss., Math.-naturw.Kl., 102, 113-199, 16 Abb., 5 Taf., Wien 1931.
- GEYER, G.: Exkursion in die Karnischen Alpen.- Führer Nr.11, Intern.Geol.Congr.Wien 1903.
- HERITSCH, F., KAHLER F., & METZ, K.: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm.- In: HERITSCH F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon u. Perm in den Karnischen Alpen.- Mitt.Geol.Ges.Wien, 26, 163-180 Wien 1934.

Karten

GAERTNER, H.R.v.: Geologische Karte der Zentralkarnischen Alpen.- Denkschrift Akad.d.Wiss.Wien 1934.

KAHLER, F. & PREY, S.: Geologische Karte des Naßfeld- Gartnerkofel- Gebietes in den Karnischen Alpen.- Geol.B.A.Wien 1963.

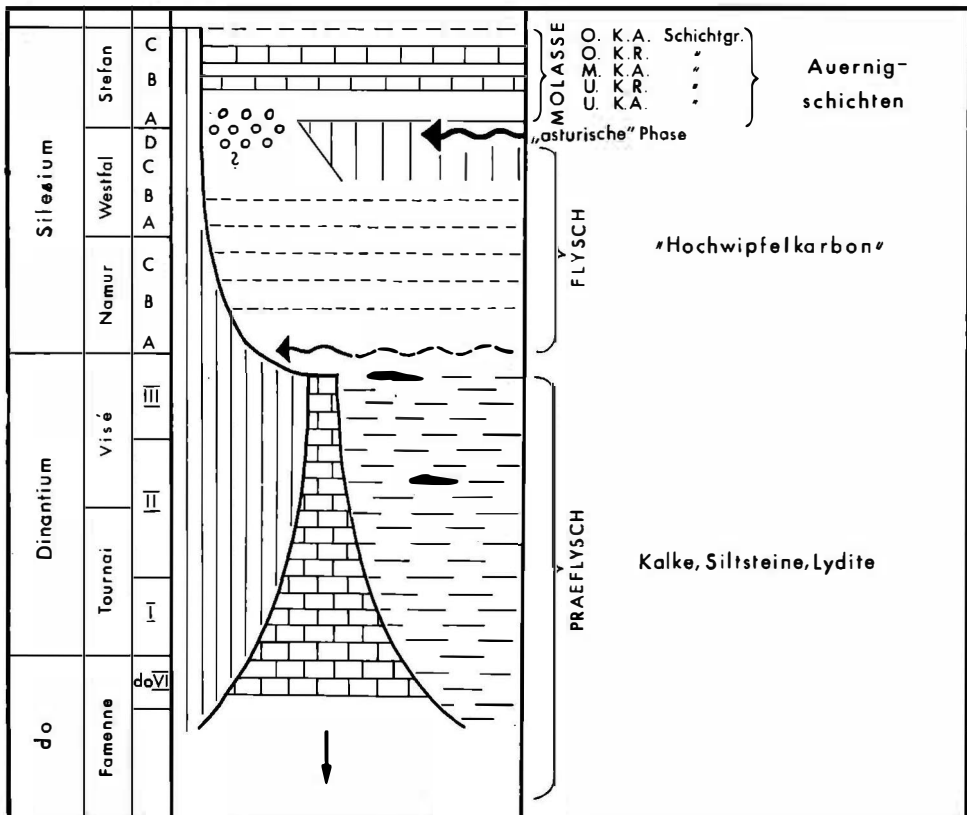
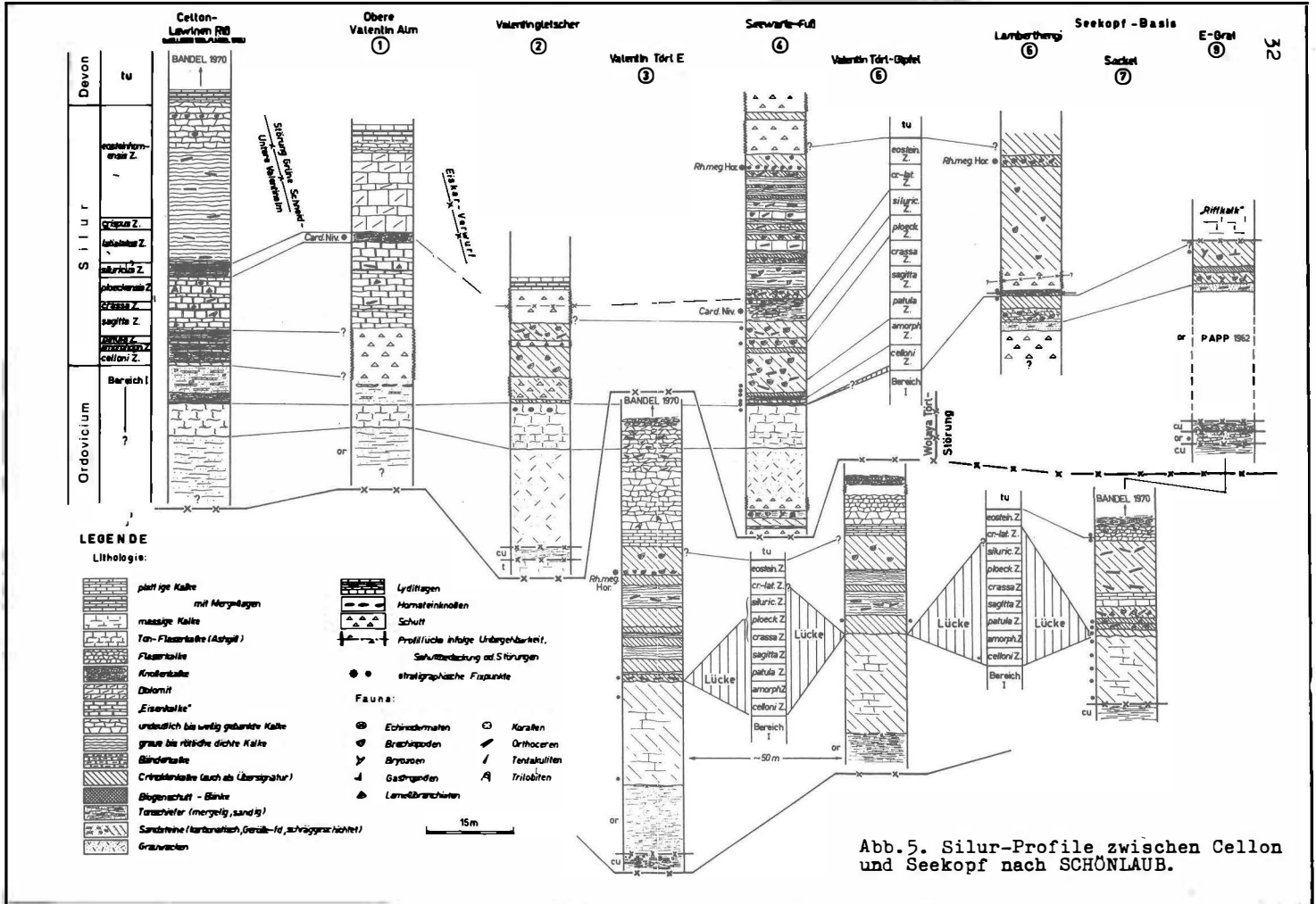


Tabelle 2. Die fazielle Entwicklung im Karbon der Karnischen Alpen.



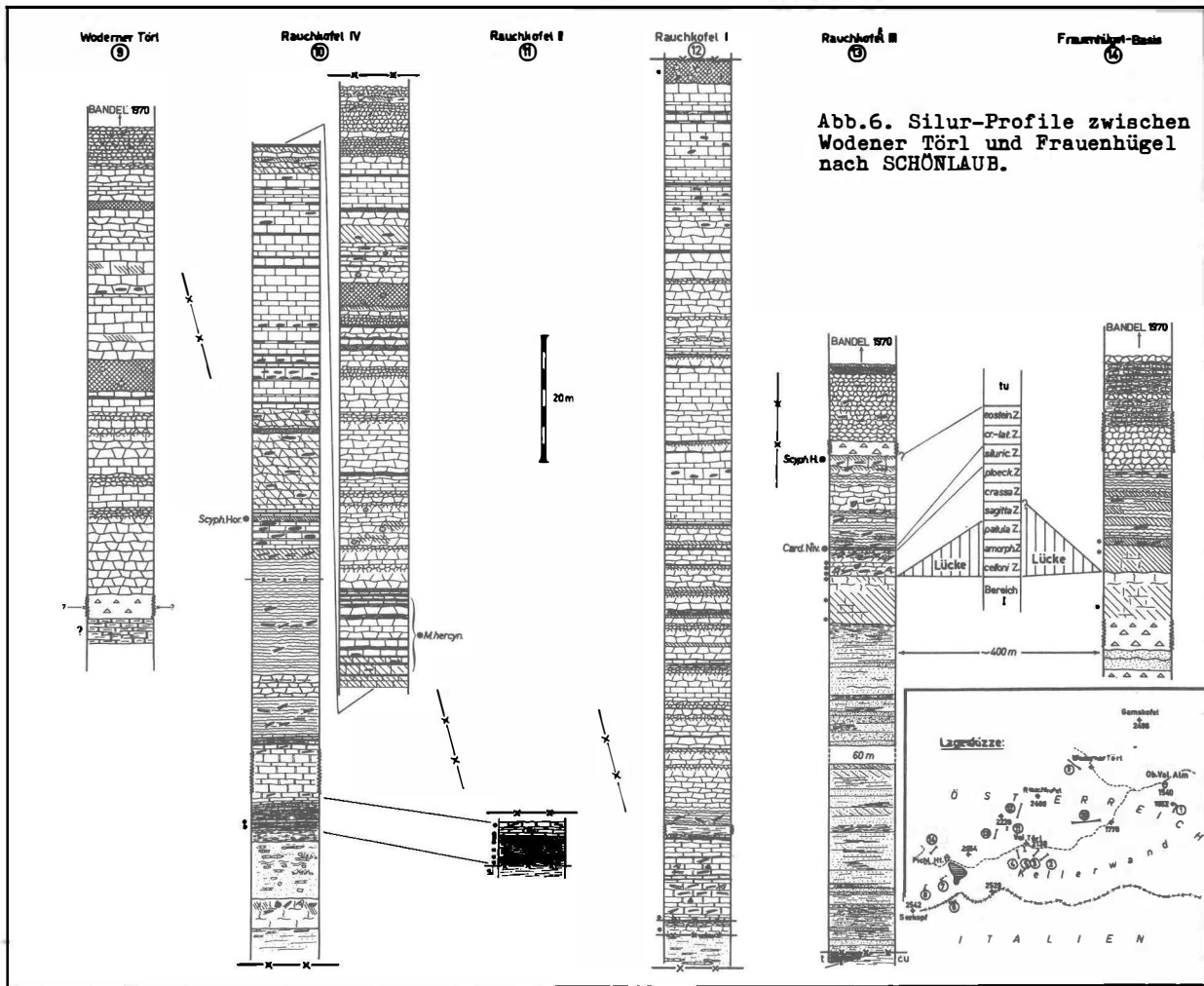


Abb.6. Silur-Profile zwischen Wodener Törl und Frauenhügel nach SCHÖNLAUB.

ExkursionHaltepunkt 1: Cellonetta

Ordovicium- Unter-Devon

Das Makrofossil- reiche Profil (Tabelle 1, Abb.5) liegt am Osthang des Cellon in einer Höhe von 1480 bis 1560 m. Es gilt seit den Gliederungsversuchen von GEYER 1903 und GAERTNER 1931 als Standardprofil des Silurs der Ostalpen. Der \pm lückenlosen Karbonatsedimentation Rechnung tragend, wählte WALLISER 1964 die über 50m mächtige, lithologisch gut gegliederte Folge in der Lawinenrinne als Typusprofil der Conodonten- Chronologie des Silurs. In der Zwischenzeit zeigte sich, daß an der Basis der "Trilobitenschichten" (=mittleres bis höheres Llandovery) mit Sedimentationslücken zu rechnen ist.

An Makrofossilien sind zu nennen ¹⁾:

Basis des Tonflaserkalkes:

Phillipsinella parabola (BARR.)	(sehr selten)
Dalmanitina mucronata (BRONG.)	-"-
Mespilocystites n.sp.	-"-
Chondrites sp.	

Nr.5 ²⁾: 0,10m im Liegenden der Pr.5 nach WALLISER 1964:

Kinella kielanae (TEMPLE)	(häufig)
Dalmanitina cf. grandis (BARR.)	

Nr.6 - 7:

Vereinzelt Vorkommen der Ashgill-
"Hirnantia"-Fauna.

Nr.9 -14: Trilobiten-und Aulacopleurenschichten

Aulacopleura haueri FRECH
 Encrinurus novaki FRECH
 Phacopidella grimburgi FR.
 Slava bohemia BARR.
 Vlasta fugitiva BARR.
 Pleurotomaria migrans PER.
 Holopella trochleata MSTR.
 Loxonema propinquum PER.
 Platyceras praepriscum BARR.
 Spirigera canaliculata BARR.
 Spirigera obovata SOW.
 Strophomena asmusi M.K.V.
 Merista hecate BARR.

1) Revidierte Taxa stehen in der rechten Spalte. In den Original-Faunenlisten (linke Spalte) sind diese Formen daher nicht mehr enthalten.

2) Die Nummerierung folgt WALLISER 1964.

Orthoceras venustulum BARR.
Orthoceras pleurotomum BARR.

Cardiola aff. *consanguis* BARR. (12)
Spirina tubicina BARR. (12b)
Cardiolopsis alpina STACHE (12b)
Slava cf. *imperficiens* BARR. (12b)
Cardiola cornucopiae (GOLDF.) (13d)
Monograptus priodon (BRONN) (11)
Retiolites geinitzianus BARR. vel
Retiolites grandis (SUESS)

Nr. 14b-19A (Kok-Kalk):

Encrinurus ploeckensis GAERTNER
E. aff. *transiens* BARR.
Phacopidella grimburgi FRECH
Spirigera obovata SOW.
S. canaliculata BARR.
S. heimo HERITSCH
S. subcompressa FRECH
Retzia? *umbra* BARR.
Strophomena myrmido BARR.
Eichwaldia dormitzeri BARR.
Orthoceras amoenum BARR.
Cyclonema antiquum MSTR.
Holopella trochleata MSTR.

Nr. 20A-24 (Cardiola Niveau):

Scutellum neptuni MSTR.
Cyphoproetus wurmi GAERT.
Daya navicula BARR.
Pentamerus pelagicus BARR.
Spirigera obovata SOW.
S. canaliculata BARR.
S. obolina SOW.
S. fugitiva BARR. var. *depressa* VIN.
Amita aspirans BARR.

Cardiola cornucopiae (G.) (20, 21, 21a, 22)
C. cf. *consanguis* B. (20, 21)
C. cornucopiae n. ssp. (20)
Raphiophorus roualti (B.) (21)
Monograptus haupti K. (22B, 23A)
M. dubius (S.) (23A)
M. bohemicus (B.) (22A, 22B, 22C)
M. n. sp. aff. haupti (22A-22B)
M. n. sp. (24-25)
Hemicosmorthoceras celloni R. (21)
Septatrypa sappho (B.) (20-22?)
Dubaria megaerella P.

Nr. 25-39 (Alticolakalk):

Orthoceras alticola FRECH (28-30)
O. amoenum BARR. (28-30)
Phacpos fecundus communis BARR. (28-30)
Cheirurus propinquus MSTR. (28-30)

Nr. 40-47B ("megaera"- Schichten):

Sphaerorthoceras carnicum R.(40)
 Parasphaerorthoceras accuratum R.(40)
 Hemicosmorthoceras laterculum R.(40)
 Dubaria megaerella P.(43)
 Dubaria latisinuata (B.)(40-42?)

Nr. 47C-50 (e δ -Plattenkalke):

Icriodus woschmidti Z.(47D,48,49)
 Monograptus uniformis P.(50)
 M. microdon R.? (50, 15m über 50)
 Linograptus posthumus (R)?(50)
 Ostracoda (48,46-47B,50-50A,
 "Acantostrophus-Horizont")
 Phyllocarida (48A)
 Trilobita (Proetidae, Drevermannia)

Exkursion Untere Valentinalm - Valentintörl - Rauchkofelboden
Seekopfsockel - Basis Hohe Warte - Plöckenhaus.
 Ordovicium, Silur, Devon.

Ausgangspunkt Plöckenhaus, Fahrt zur Unteren Valentinalm
 (1220m) mit kurzer geologischer Einführung:



Im N und E das Devon des Gamskofel Polinik- Zuges mit Algen-
 laminiten, Dolomiten, Rhythmiten. Deutung (BANDEE 1970) als
 lagunäre Bildung zu den Biogenschutt-und Gerüstkalcken des
 Cellon- Kellerwand- Zuges;
 vorgelagert bzw. durch Störungen getrennt devonische Cephalo-
 poden- und Tentakulitenkalke ("Rauchkofelfazies");
 im S das Profil der Kellerwand mit (liegend-hangend):
 1. Verschupptes Ordovicium und Silur in der Cellon-Aus-
 bildung.

2. ex-Plattenkalke.
3. Wechsellagernd Flaserkalke/Crinoidenkalke (du).
4. Massige Biogenschuttkalke des höheren du, dm u. Frasne.
5. Geringmächtige Brachiopodenkalke des do und cu (?) im "Eiskar".

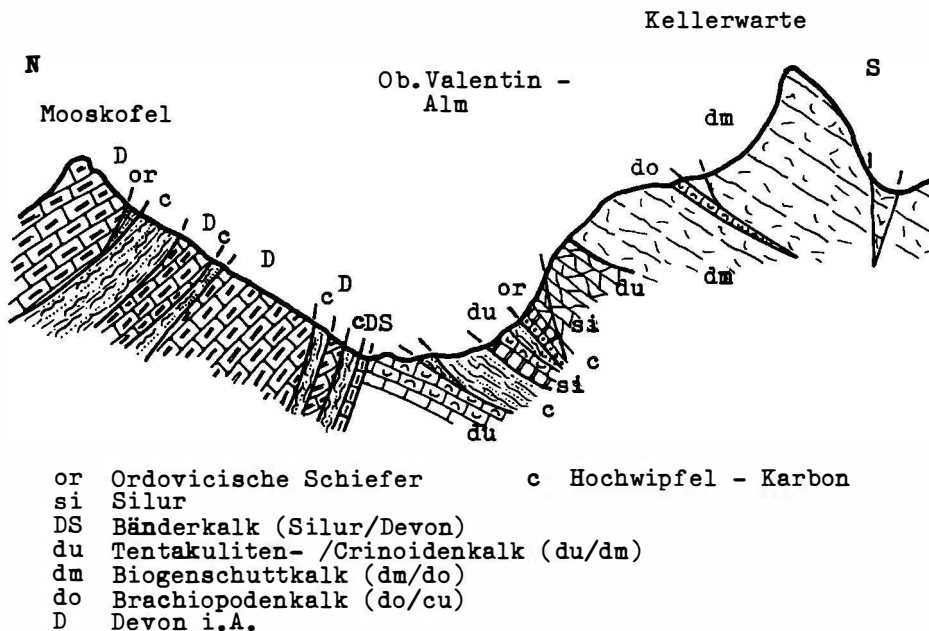


Abb.7. N/S-Profil durch das obere Valentin-Tal im Bereich der Oberen Valentin-Alm (nach GAERTNER 1931, VAI 1971).

Der Aufstieg zum Valentin-Törl (2138m) quert einerseits zur Rechten die Steilabfälle des Rauchkofel mit einer tektonisch bedingten Wiederholung ordovicisch-silurischer Folgen in ähnlicher Ausbildung wie am Cellon. (Achtung auf Rollstücke!), andererseits im S die Schutthalden der Kellerwand. Hier kommt die Fazies-Verzahnung zwischen unterdevonischen plattigen Kalken (Tentaculitenkalke im Wechsel mit Crinoidenkalken)

und den insbesondere im W dominierten massigen Biogenschutt-
kalken klar zum Ausdruck.

Haltepunkt 2: Valentin-Törl
Ordoviciun, Silur

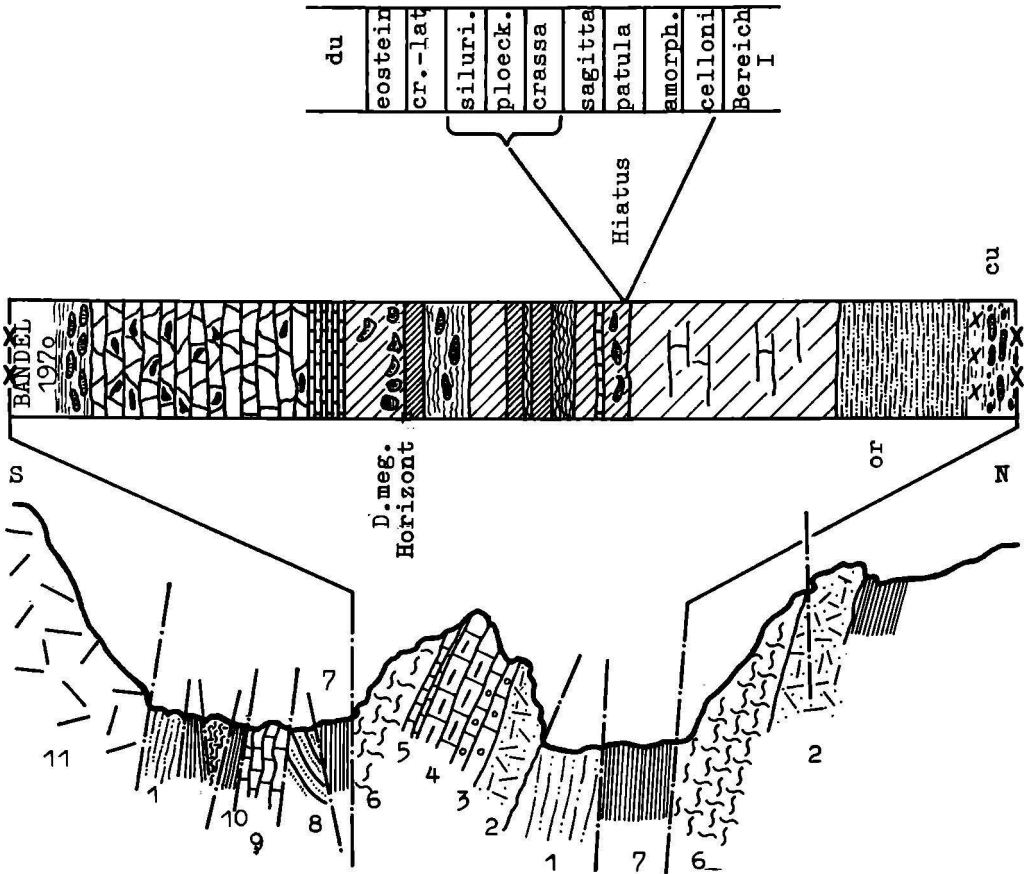


Abb.8. Geologisches Profil am Valentin- Törl

- 1, 2, 8 Ordoviscische Schiefer, Crinoidenkalk
- 3, 4 Silurische Orthoceren und Crinoidenkalke
- 5, 6 er Plattenkalke und rote Knollenkalke (du)

- 7 Hochwipfelkarbon
- 9 Kokkalk (Wenlock)
- 10 Flaserkalke unbestimmten Alters
- 11 Crinoidenschuttkalk der Hohen Warte (du)

Dieses Profil wird der silurischen "Wolayer-Fazies" zugeordnet. Diese Entwicklung - mit der Hauptverbreitung im Raume Wolayer-See - Rauchkofel- unterscheidet sich durch größere Sedimentationslücken im tieferen Silur sowie abweichender lithologischer Ausbildung von den Profilen der "Plöckenerfazies" (Cellon).

Die Erosionsdiskordanzfläche zwischen dem ordovicischen Crinoidenkalk und dem transgredierenden Orthocerenkalk des Wenlock wird gezeigt. Ähnlich dem Cellonprofil, kommt es auch hier nahe dem Top Silur zu einem an einen Horizont gebundenen reichen Auftreten von *Dubaria megaerella* PLODOWSKI (vgl. Abb. 8).

Haltepunkt 3: Boden- Törl

Silur

Dieses Kurzprofil im tieferen Silur ist aufgrund des gemeinsamen Vorkommens von Trilobiten, Graptoliten und Conodonten für das Einhängen von Conodonten- Leitformen in die Ortho-chronologie von Bedeutung. JAEGER und SCHÖNLAUB 1970 konnten hier zeigen, daß die Grenze celloni/amorphognathoides-Zone nahe der Grenze Llandovery/Wenlock zu liegen kommt (Tabelle 1, Abb. 6 = Rauchkofel II, Abb. 9).

An Makrofossilien treten im Bereich 1,20 - 1,30m über der Basis auf:

Monograptus curvus MANCK
M. priodon (BRONN)
M. retroversus PRIBYL
M. spiralis (GEINITZ)
M. grobsdorfiensis HEMMANN ?
M. vomerinus ssp. indet
Retiolites geinitzianus cf. *angustidens* ELLES & WOOD
Sharga n.sp.
n.gen. ex Aff. *Eodrevermannia*
Otarion sp.

Phacops sp.
Encrinurus sp.
Dalmanites sp.

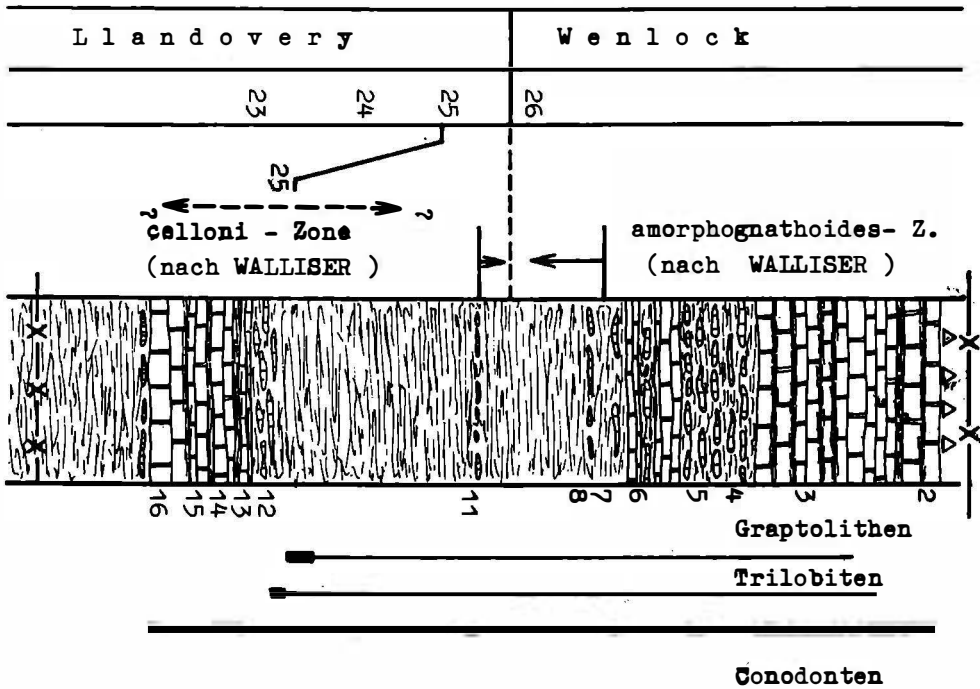


Abb.9. Das Profil Rauchkofel-Bodentörl (nach JAEGER & SCHÖNLAUB 1970)

Haltepunkt 4: Rauchkofel- Boden
Ordovicium, Silur, Devon

Dieses Profil (Tabelle 1, Abb.6= Rauchkofel III), Abb.10)

am Südwesthang des Rauchkofel westlich P. 2175 gilt als Typuslokalität der silurischen "Wolayerfazies". Wie o.e. kennzeichnet diese Entwicklung Sedimentationslücken im basalen Silur. Auch die lithologische Ausbildung und die Mächtigkeit einzelner Schichtglieder ist von Profilen der "Plöckenerfazies" abweichend.

Reiche Faunen wurden besonders aus Kalken unmittelbar über der Grenzfläche zumliegenden Crinoidenkalk des Ordoviciums bekannt gemacht. RISTEDT 1969 erwähnte von hier (Nr.310-315 bzw. 319-325):

Michelinoceras (?) sp.
Sphaerorthoceras n.sp.
Merocycloceras declivis RISTEDT
Parasphaerorthoceras sp.

Daneben finden sich in diesem Horizont:

Aulacopleura haueri FRECH
Ceratocephala ovata EMMR.
Harpes cf. acuminatus ANG.
Spirigera canaliculata BARR.
S. obovata SOW.
Slava bohémica BARR.
S. decurtata BARR.
Dualina plicata BARR.
Spirina tubicina BARR.
Petrocardium evolvens BARR.

Cardiola cornucopiae n.ssp.
C. cornucopiae (GOLDF.)
C. consanguis BARR.

Bank über 325:

Tenka bohémica BARR.
Dualina excisa BARR.
Loxonema sp.
Cyrtoceras sp.
Orthoceras argus BARR.
O. arion BARR.
O. cavum BARR.
O. dulce BARR.
O. potens BARR.

Cardiola cornucopiae n.ssp.
Cardiola consanguis BARR.

Nr. 326-328:

Spirigera canaliculata BARR.

S. obovata SOW.
Retzia? umbra BARR.
Maminca italica GORT.
Dualina plicata MSTR.
D. cf. sedens BARR.
Tenka cf. bohémica BARR.
Loxonema commutatum PER.
Holopella compressa MSTR.
H. trochleata MSTR.
Platyceras otiosum BARR.
P. praepriscum BARR.

Nr. 329-332:

Encrinurus transiens BARR.
Proetus romanicus GAERTN.
Petraia laevis POCTA
Holopella subcompressa MSTR.
Orthoceras tiro BARR.

Scyphocrinus sp. (332)

Etwa im Bereich des Steilhang-Fußes wird die Grenze Silur/Devon überschritten. Die folgenden ca. 12m mächtigen grauen Orthocerenkalke vertreten bereits Lochkovium, während die hangenden roten Kalknollenschiefer und Flaserkalke nach Conodonten und Tentaculiten (*Nowakia acuaria*) in das Pragium-gestellt werden. Hier zeigen sich besonders deutlich die enormen Faziesunterschiede im Unterdevon der Karnischen Alpen: Der oben genannten, wenige m mächtigen unterdevonischen Abfolge am Rauchkofel (Schwellenfazies) entsprechen am gegenüberliegenden Profil der Seewarte mehrere 100m mächtige Crinoiden- und Biogenschuttkalke des Flachwassers.

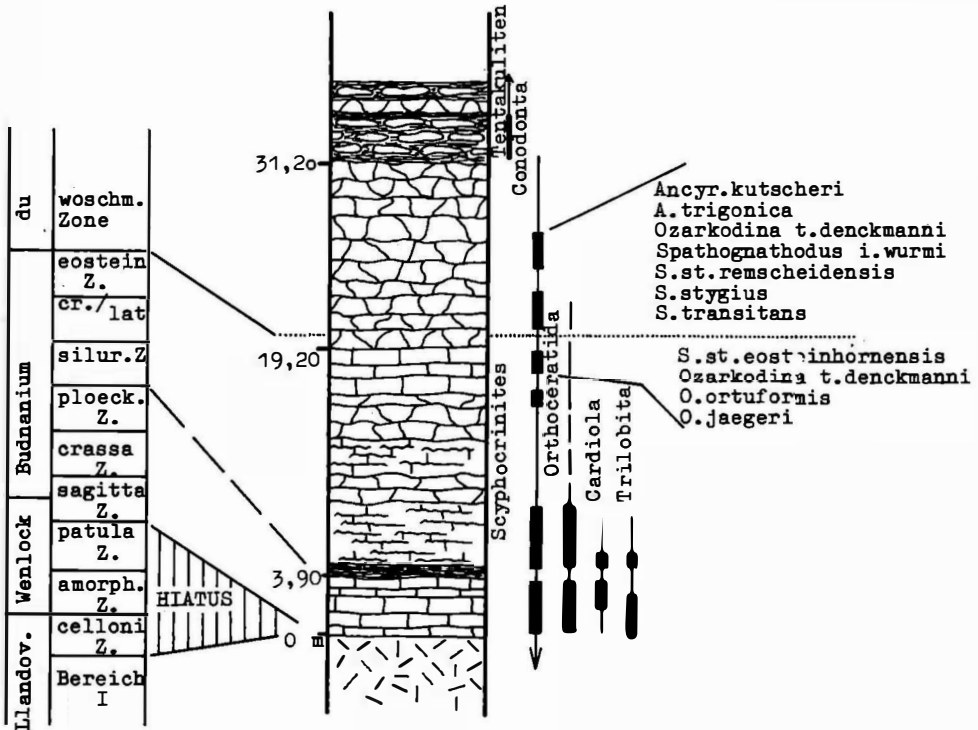


Abb.10. Das Profil Rauchkofel-Boden mit besonderer Berücksichtigung der Grenze Silur/Devon.

Haltepunkt 5: Seekopf-Sockel
Ordovicium, Silur

Analog den Profilen Rauchkofel-Boden und Valentin-Törl, ge-

hört diese Schichtfolge (Abb.5, Abb.11) der silurischen Wolayerfazies an. Das Silur ist hier allerdings noch stärker

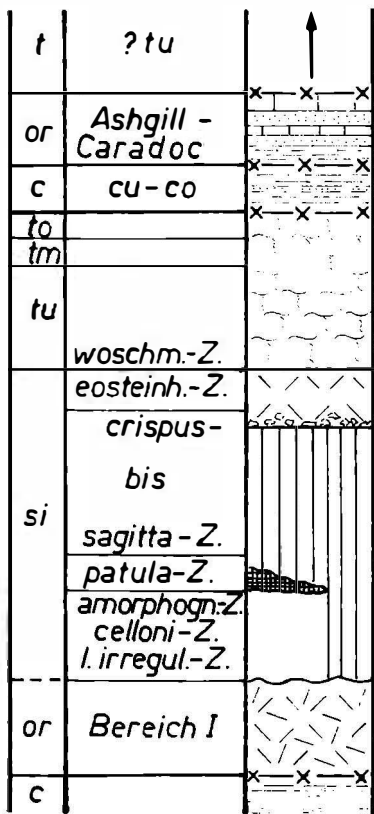


Abb.11. Schichtfolge des Seekopfsockel

infolge Lücken reduziert (Tabelle 1). Unmittelbar über der Grenzfläche Ordovicium/Silur, die lokal nahe (!) dem Top der massigen Bank zu liegen kommt, findet sich die nachstehend angeführte individuenreiche Fauna (VAI 1971):

Otarion burmeisteri BARR.
Lunulicardium cf.volitans BARR.

Aulacopleura A.konincki haueri FR.
Ceratocephala ovata EMMR.
Harpes sp.

Lokal wiederum fehlt dieser Trilobitenhorizont und Crinoiden-

kalke des höchsten Ludlow überlagern die "Helle Bank"
(= Ordovician)

Haltepunkt 6: Seewarte
Devon

Das Profil (Abb.12) am Ansatz der Schutthalden östlich des Wolayersees erschließt den unteren Teil (Unterdevon) einer über 1000m mächtigen Flachwasserfolge, die sich jenseits der österreich/italienischen Staatsgrenze bis in die Cephalopodenkalkentwicklung des höheren Oberdevon und lokal bis in das Tournai fortsetzt.

Reiche Makrofaunen kennzeichnen dieses Profil. Sie wurden in den letzten Jahren sowohl aus Schutthalden (ERBEN, FLÜGEL & WALLISER 1962: Conodonten, Korallen; ERBEN 1966: Trilobita; VAI 1968: Brachiopoda) als auch aus dem Anstehenden beschrieben (JHAVERI 1969: Gastropoda; KODSI 1971: Anthozoa).



Daneben erfolgte durch VAI 1963 sowie BANDEL 1969 eine detaillierte Profilaufnahme mit einer mikrofaziell-ökologischen Gliederung im österreichischen Anteil des Devon (BANDEL). Danach handelt es sich bei der, etwa 500m mächtigen Folge im Liegenden der Hercynellenkalke des Ems (vgl.Tab.1) um groben Crinoidenschutt, in den "Stromatoporen- und Korallenknollen, Korallenbüsche und Korallen- Stromatoporen- Algenkrusten eingeschaltet sind" (BANDEL 1969). Lokal finden sich in diesem dominierenden

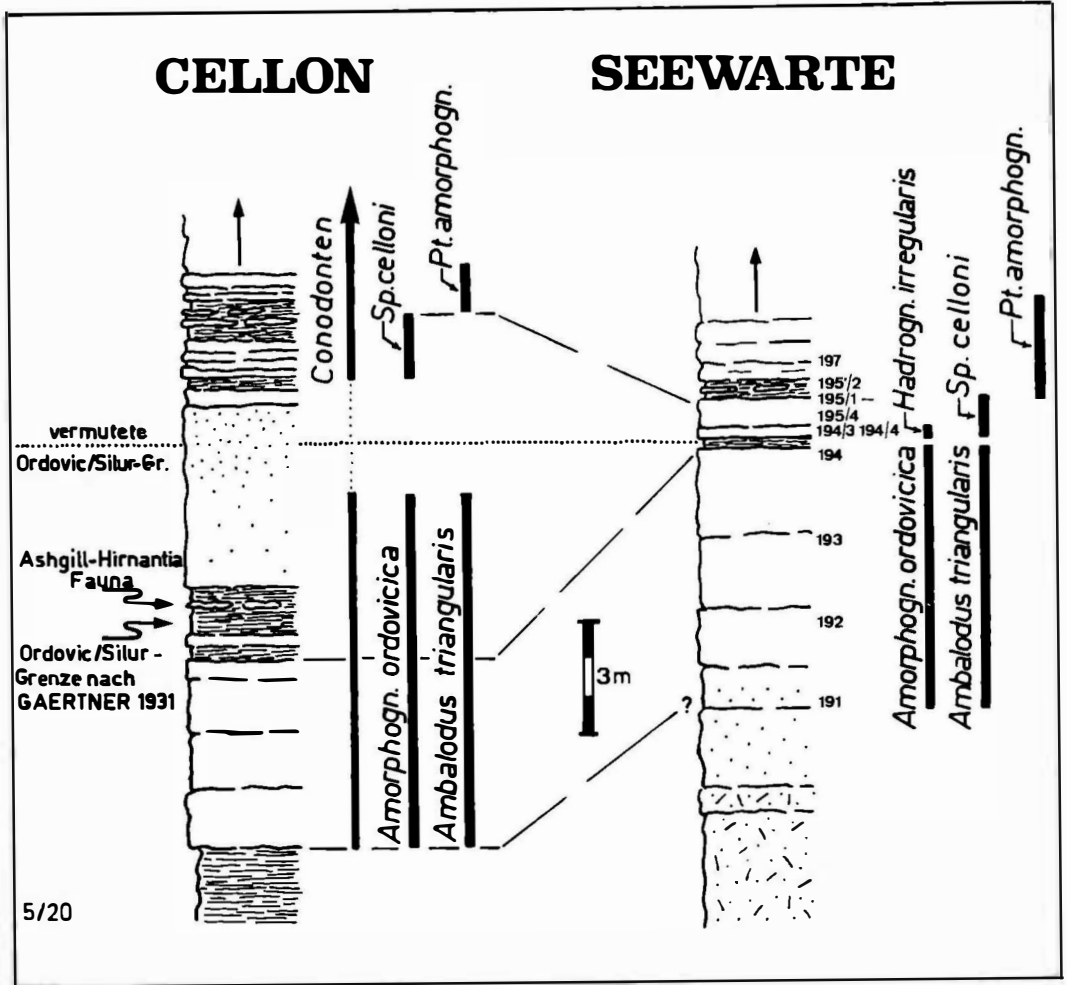


Abb.13. Biostratigraphische Gliederung im basalen Teil des Cellon- und Hohe Warte-Fußprofiles (nach SCHÖNLAUB 1971).

Faziestyp dunkle bituminöse Stillwasserkalke (als Äquivalent der $\epsilon\gamma$ -Plattenkalke), Kotpillenkalke sowie ein Riffstotzen-Bereich. Nach oben schließt das Profil mit 20 bis 30m mächtigen Biogengerüstkalke vor dem Übergang in die Ablagerungen einer Lagune (Hercynellenkalke) ab.

Die Zusammenstellung der Faunenliste in der Exkursionsbeilage erfolgte nach VAI (unveröffentlicht), BANDEL 1969 sowie KODSI 1971.

Haltepunkt 7: Basis Hohe Warte
Ordovicium, Silur

Dieses Profil (Abb.10=Seewartefuß, Abb.13) liegt in Sichtweite des Wolayersees, unmittelbar neben dem Valentin Törl an der Basis der nördlichen Bergflanke der Hohen Warte. Es stellt die stratigraphische Basis (Ordovicium-Silur) des vorhin genannten Profiles am Seewartefuß dar. Eine ausführliche lithologische und biostratigraphische Beschreibung gab SCHÖNLAUB 1971

Von faunistischem Interesse ist das Auftreten von Plattform-Conodonten des mittleren Llandovery im Zuge der Llandovery-Transgression über Ashgill-Kalke, das massenhafte Vorkommen kleiner Brachiopoden (Nr.201-212), ein Trilobitenhorizont (Nr.280), sowie eine Lage mit Gracianella umbra (BARR.)(Nr.295).

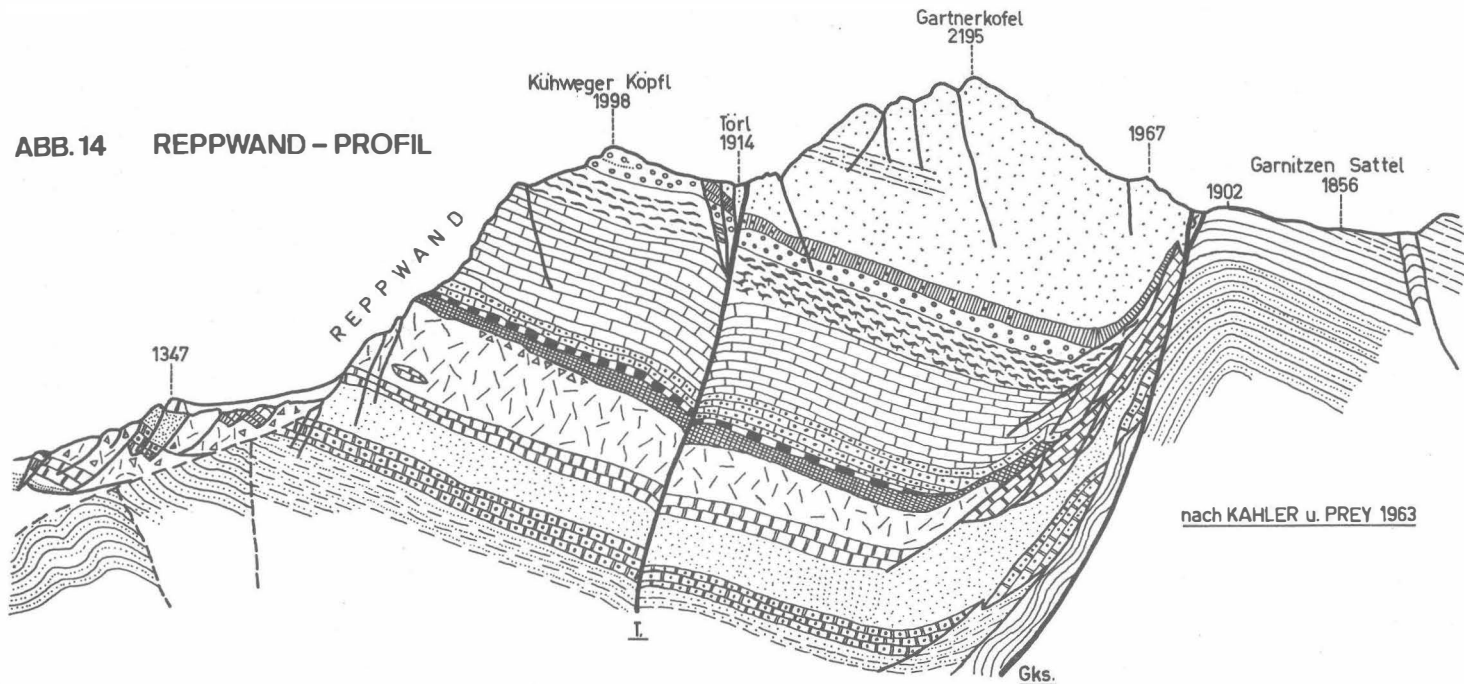
Exkursion Plöckenhaus - Naßfeldpaß - Auernig - Villach
Oberkarbon (Stefan), Perm (Rattendorfer-Stufe)

Haltepunkt 8: Straßenabzweigung Naßfeld, an der Bundesstraße
Kötschach- Mauthen- Hermagor

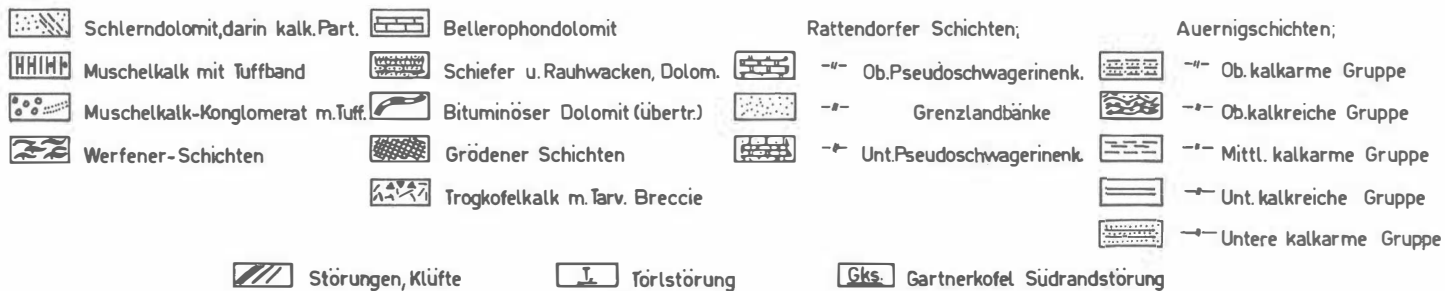
Bei klarem Wetter gewinnt man von hier einen guten Überblick über das Reppwandprofil (Abb.14). Es handelt sich um das einzige vollständige südalpine Perm- Trias Profil.

In seiner Unterlage grenzt steil gestelltes Hochwipfelkarbon längs des Hochwipfelbruches an die Auernig-Schichten. Beide Schichtglieder werden von der Reppwand- Gleitmasse überdeckt. Das Perm beginnt mit den Rattendorfer- Schichten. Es zeigt die aus Abb.14 ersichtliche Gliederung.

ABB. 14 REPPWAND – PROFIL



nach KAHLER u. PREY 1963



Die Mächtigkeit der Permablagerungen beträgt ca 800m, die der Trias incl. des den Gartner- Kofel aufbauenden Schlerndolomits ca 900m. Während im tieferem Perm Fusulinen und Korallen einzelne stratigraphische Bezugshorizonte liefern, sind die Bellerophon-schichten und die Triasfolgen äußerst fossilarm.

H.W.FLÜGEL 1965 führte aus dem Werfener Niveau (Campil) an:

Lonchodina nevadensis MÜLLER
 Lonchodina mülleri TATGE
 Lonchodina discreta U. & B.
 Hindeodella triassica MÜLLER
 Pachycladina longispinosa STAESCHE
 Spathognatodus sp.

Aus dem Muschelkalk werden genannt (GEYER 1896, 1901, KAHLER & PREY 1963, E.FLÜGEL 1970):

Terebratula vulgaris SCHLOTH.
 Spirigera trigonella SCHLOTH.
 Spiriferina mentzeli DUNK.
 Gyroporella ampleforata GÜMB.
 Teutloporella tabulata PIA
 Oligoporella sp.
 Haplophragmium sp.

Die Schlerndolomite liefern aufgrund der metasomatischen Dolomitisierung kaum bestimmbare Fossilien. Angeführt werden:

Daonella cf. tirolensis MOJS.
 Diplopora annulata SCHAFFH.

Garnitzenprofil (Abb.15, Abb.16)

Die Basis des Profiles bildet eine gegen ENE einfallende Antiklinale (Untere kalkreiche Schichtgruppe, die Untere kalkarme Schichtgruppe fehlt), während die höheren Anteile (Mittlere kalkarme bis Obere kalkarme Schichtgruppe) ein mehrfach gestörtes S bis SE verflächendes Schichtpaket bilden.

Das Garnitzenprofil wird im NE durch die Gartnerkofel- Südrandstörung von den permischen und mesozoischen Sedimenten des Gartnerkofel und seiner Unterlage, im S durch eine lokale Störung von den Unteren Pseudoschwagerinenkalken des Pt.1885 getrennt.

Die teilweise steilstehenden Störungen in der Mittleren und Oberen Schichtgruppe bedingen bei gleichbleibender Lagerung tektonische Wiederholungen. Gegenüber älteren Auffassungen ver-

kürzt sich dadurch das Profil auf ca 530m. Dadurch ergibt sich auch eine bessere Korrelierbarkeit mit den benachbarten Profilen des Auernig und der Krone.

Haltepunkt 9: Kalkmergel der Höhe 1902 (Liftstation)

Stefan

Die dem höheren Teil der "Unteren kalkreichen Schichtgruppe" angehörenden Kalke und Mergel lassen eine Gliederung in geröllführende dolomitische Kalke (liegend), Mergelkalke und eine Crinoidenbreccie (hangend) zu.

Eine erste Durchsicht der Fauna aus den Kalkmergeln nach WINKLER PRINS ergab

Strophomenida indet.
 Proteguliiferina ? sp.
 Chaoiella sp.
 Rhynchonellida indet.
 Stenoscisma sp.
 Zaissania ? cf. coronae (SCHELLW.)
 Martinia karawanica VOLGIN
 "Martinia" cf. carinthiaca SCHELLW.
 Duplophyllum sp.
 Amplexocarinia smithi HERITSCH
 Wilkingia ? cf. elegantissima (STUCKENB.)
 Annuliconcha sp.
 Conocardium cf. uralicum de VERNEUIL
 Gastropoda
 Colospongia sp.

Haltepunkt 10: Liftstation, Schiefer mit I. paotechowensis CHAO

Stefan

Im Hangenden der vorhin genannten Kalke, direkt unter der Liftstation, treten glimmerreiche, teilweise karbonatische Sandsteine und Schiefer auf, in denen in einem Horizont Isogramma paotechowensis CHAO gehäuft auftritt. Daneben lieferte dieser Fundpunkt noch (WINKLER PRINS):

Orbiculoidea
 Derbya sp.
 Linoproductus sp.
 Brachythyrina sp.

Diese im Raume des Naßfeld an verschiedenen Lokalitäten nachweisbare Fossilbank ist ein brauchbarer Bezugshorizont bei lokalen

Korrelationen. *I. paotchowensis* tritt im eurasiatischen Raum in verschiedenen hohen Horizonten bis in das Perm auf und dürfte mit der von GORTANI 1924 als *Orthothetes expansus* beschriebenen Form ident sein.

Der weitere Exkursionsweg quert im 1. Teil (über Pt. 1856 bis zum Fuße der Gugga, Pt. 1928) die Mittlere kalkarme Schichtgruppe. Ein Teil derselben zeigt eine tektonische Wiederholung. Die Aufschlußverhältnisse sind oft sehr schlecht und das Profil ist längs des Kammes gestört.

Haltepunkt 11: Gugga, Obere kalkreiche Schichtgruppe
Stefan

Erst am Fuße der Gugga verbessern sich mit dem Einsetzen der Oberen kalkreichen Schichtgruppe die Aufschlußverhältnisse.

Im Garnitzenprofil können wir die tektonische Wiederholung der gesamten Oberen kalkreichen Schichtgruppe erkennen. Das morphologisch am deutlichsten in Erscheinung tretende Kalkband, welches die Gugga aufbaut, wird ~~gegen~~ das Hangende mergelig und sehr fusulinenreich



(*Quasifusulina tenuissima* (SCHELLW.)). An Brachiopoden führt es nach WINKLER PRINS reichlich:

Rhynchoporacea indet.
Phricodothyris sp.
Strophomenida indet.
Urushtenia ? sp.
Proteguliferina ? sp.
Kozlovskia sp.
Karavankina cf. *praepermica* RAMOVŠ
Karavankina sp.

Hangend zu den folgenden Fusulinenkalken finden wir in feinsplattigen Sandsteinen Brachiopoden-Pflaster, sowie seltener Conularien. WINKLER PRINS bestimmte folgende Formen:

Orthida indet.
 Linoproductus cf. cora (d'ORB)
 Rhynchonellida indet.
 Phricodothyris ? sp.

Nach einer geringfügigen Störung setzt das Profil erneut mit konglomeratischen Sandsteinen und Konglomeraten ein, in deren Hangenden ein sich lateral in der Mächtigkeit und Ausbildung ändernder Sandsteinkomplex folgt, der reich an Pflanzenstengel ist. Schiefer und Siltsteine lieferten aus ihrer Basis eine reiche Flora des mittleren - oberen Stefan mit (vorläufige Bestimmung durch REMY):

Pecopteris polymorpha (häufig)
 Pecopteris unita (mehrfach)
 Pecopteris hemitelicides
 Pecopteris (?) obliquenervis
 Pecopteris evt. Gruppe P. truncata
 Pecopteris sp.
 Crossothea sp.
 Acitheca-ähnliche Fruktifikation
 Odontopteris brardii
 Alethopteris subelegans (mehrfach)
 Cordaites cf. borassifolius
 Cordaites sp.
 Rhabdocarpus sp.
 ? Frigonocarpus sp.
 Annularia sphenophylloides
 Sigillariophyllum

Aus einem schwer zugänglichen Fundpunkt desselben Horizontes bestimmte REMY nachfolgende Flora:

Pecopteris lepidorhachis
 Pecopteris unita
 Pecopteris feminaeformis
 Pecopteris polymorpha
 Pecopteris hemitelioides
 Pecopteris cf. ambigua
 Pecopteris cf. alpina
 Pecopteris sp. (fertil)
 Crossothea sf. boulayi
 Callipterium gigas
 Odontopteris brardii
 (?) Alethopteris subelegans
 Cordaites cf. borassifolius
 Cordaites sp.
 (?) Poacordaites sp.
 Cardiocarpus sp.
 Rhabdocarpus sp.

Aphlebia cf. erdmanni
 Aphlebia sp.
 Sphenophyllum oblongifolium
 Sphenophyllum angustifolium
 Sphenophyllum sp.
 Asterophyllites sp.
 Annularia cf. latifolia
 Sigillariophyllum
 Megasporen (Lycopsida)

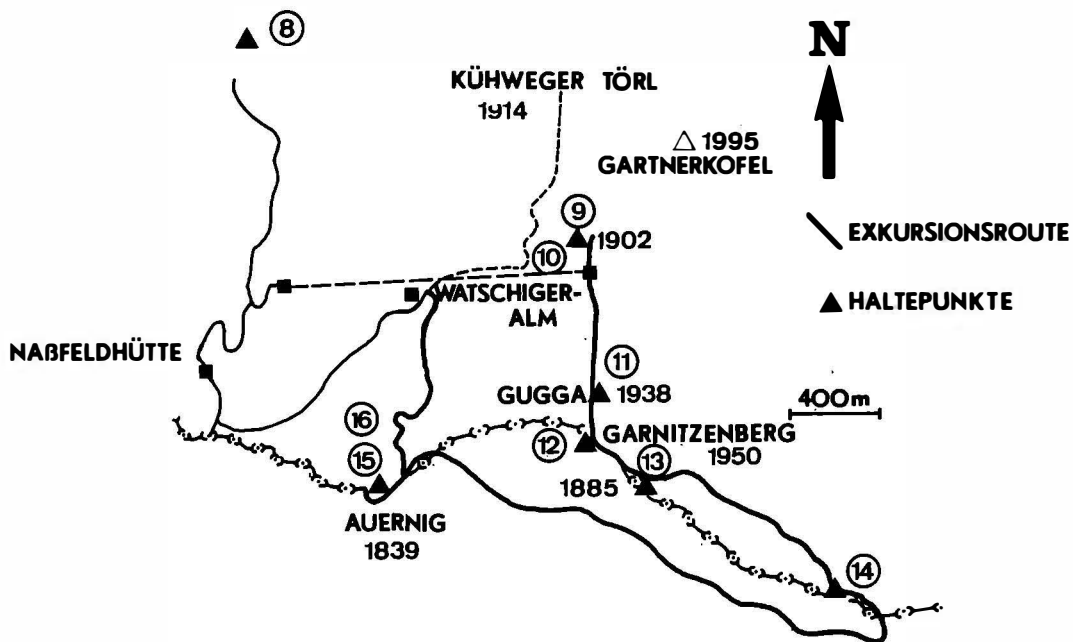


Abb.15. Exkursions-Haltepunkte der Exkursion auf das Naßfeld

Aus den hangenden Algenmergeln aus denen HERITSCH 1943

Amplexocarinia smithi HERITSCH
 Amanodiphyllum carnicum HERITSCH

bekannt machte, bestimmte WINKLER PRINS (vorl. Liste):

Enteleutes lamarckii (FISCHER v.WALDH.)
Strophomenida indet.
Urustenia sp.
Proteguliferina ? sp.
Avonia (*Quasiavonia*) cf. *echinidiformis*
 (CHAO)
Avonia ? cf. *curvirostris* (SCHELLW.)
Kozlowskia sp.
Alexnia cf. *gratioidentalis* (GRABAU)
Cancrinella sp.
Karavankina praepermica RAMOVŠ
Rhynchonellida indet.
Stenosisma cf. *alpina* (SCHELLW.)
Cleiothyridina cf. *pectinifera* (SOW.)
Brachythyridina cf. *carnica* (SCHELLW.)
Neospirifer sp.
Zaissania ? cf. *coronae* (SCHELLW.)
 "Martinia" *carinthiaca* SCHELLW.
Phricodothyris sp.
Lophocarinophyllum sp.
Annuliconcha sp.
Conocardium cf. *uralicum* VERNEUIL
Trachydomia sp.
Straparollus lutugini JAKOW.

Über konglomeratischen Sandsteinen folgen zwei Mergel- bzw. Kalkmergelbänder, die vor allem für die Korrelation mit den benachbarten Profilen der Krone und des Auernig wichtig sind. Aus den tieferen Horizont erwähnte HERITSCH neben einer Brachiopodenfauna noch

Amplexocarinia smithi HERITSCH
Carinthiaphyllum carnicum HERITSCH

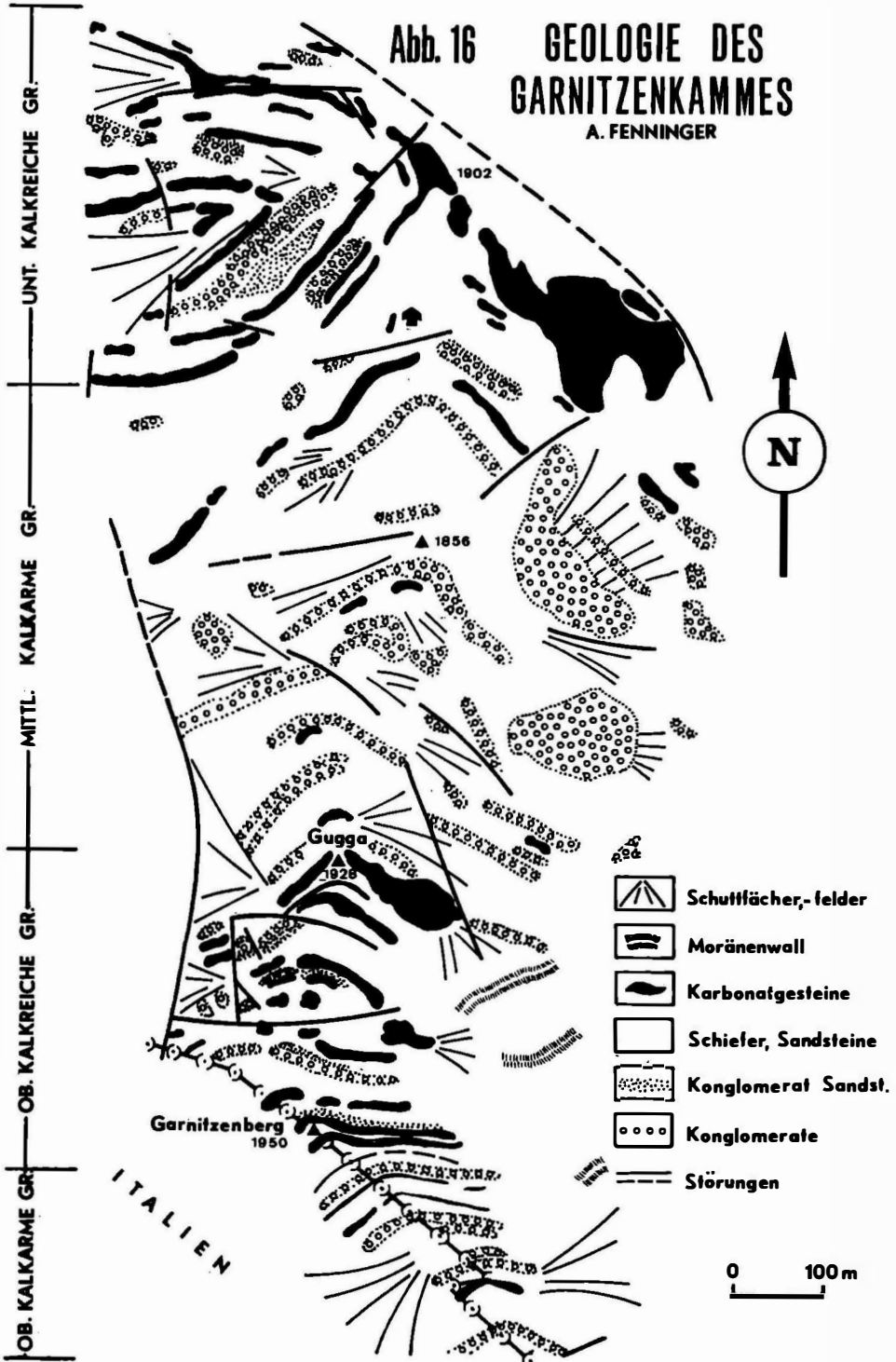
Das Profil schneidet an einer Störung im Bereich der Eindellung vor dem Garnitzen-Berg ab und es setzt die nahezu vollständige Wiederholung der Oberen kalkreichen Schichtgruppe ein, sodaß die erwähnten Kalkbänder am Garnitzen-Berg ein zweitesmal auftreten. Nach WINKLER PRINS lieferten diese Bänder vorerst:

Heteralosia sp.?
Urushtenia ? sp.
Proteguliferina ? sp.
Kozlowskia sp.
Rhynchonellida indet.
Cleiothyridina cf. *pectinifera* (SOW.)
Neospirifer sp.
Spiriferella ? sp.
 "Martinia" cf. *carinthiaca* SCHELLW.
Phricodothyris ? sp.
Conocardium uralicum VERNEUIL
Trachydomia sp.
Microdoma sp.

Abb. 16

GEOLOGIE DES GARNITZENKAMMES

A. FENNINGER



Haltepunkt 12: Garnitzen-Berg, Obere kalkarme Schichtgruppe
Stefan

Dem Grenzverlauf zwischen Österreich und Italien folgend durchqueren wir die hangendsten Teile des Garnitzen-Profil. Schiefer, Sandsteine und Konglomerate, die in einzelnen Horizonten reich an Ichnofossilien und Sedimentstrukturen sind, kennzeichnen diese Folge. Zwei Kalkbänke treten deutlicher hervor, von denen die Liegende sich als Crinoidenbreccie ausweist mit (nach WINKLER PRINS):

Orthida indet.
Strophomenida indet.
Proteguliferina ? sp.
Rhynchonellida indet.
Rhynchoporaacea indet.
Cleiothyridina cf. pectinifera (SOW.)
Neospirifer sp.
Spiriferella?sp.
"Martinia" cf. carinthiaca SCHELLW.
Phricodothyris sp.
Terebratulida indet.
Amplexocarinia heimoi HERITSCH
Carinthiaphyllum carnicum HERITSCH

Das Profil wird zunehmend schlechter aufgeschlossen und unwegsam. Die hangendste Kalkbank entspricht der Bank s des Auernig (vgl. unten). Eine mächtige kreuzgeschichtete Konglomeratlage bildet den Abschluß des Garnitzen-Profil.

Haltepunkt 13: Punkt 1885, Untere Pseudoschwagerinenkalke
Unter-Perm, Rattendorfer Stufe

Das Perm beginnt mit sandigen Schiefen, die von teilweise dolomitischen Kalken mit Fusulinen und Korallen überlagert werden. An ersteren ist vor allem die Leitform des Unteren Pseudoschwagerinenkalkes: Pseudofusulina alpina KAHLER zu erwähnen (Typuslokalität).

HOMANN 1971 ergänzte die von HERITSCH 1936 und MINATO & KATO 1957 angeführte Korallenfauna durch:

Amandophyllum zeliae (HERITSCH)
Amplexocarinia heimoi HERITSCH
Amplexocarinia smithi HERITSCH
Lophophyllidium (L.) acanthiseptum (GRABAU)
Carnithiaphyllum carnicum HERITSCH
Carinthiaphyllum kahleri HERITSCH

Carinthiaphyllum suessi HERITSCH
 Londsladoides boswelli HERITSCH
 Durhamina ampfereri (HERITSCH).

Die von HOMANN beschriebene Fauna stammt vorwiegend aus der Südseite der Höhe 1885. Auf der Nordseite finden sich vor allem:

Carinthiaphyllum kahleri HERITSCH
 Amandophyllum zeliae HERITSCH

Haltepunkt 14: Kronalpe, Schicht 6

Spiriferidenschicht SCHELLWIEN's, Stefan

Der am Grenzkamm gegen Italien auf Höhe 1650 gelegene Fundpunkt unweit der Kronalpe, im Hangenden eines alten Anthrazitabbaues, ist aus sandigen, wurmspuren- und pflanzenhäckselführenden Schiefern aufgebaut, denen eine geringmächtige sandige Lage mit Kalklinsen eingeschaltet ist. Dieser Horizont führt massenhaft derzeit in Bearbeitung stehende Makrofossilien. Es handelt sich vorwiegend um Brachiopoden, die als Abdrücke, Prägekerne und seltener in kalkiger Erhaltung vorliegen. Daneben finden sich Korallen, Lamellibranchiaten, Gastropoden, Trilobiten und Conularien. Bereits SCHELLWIEN führte aus dieser Bank eine reiche Brachiopodenfauna an:

Nach Literaturangaben und eigenen Aufsammlungen stellte WINKLER PRINS folgende vorläufige Liste zusammen:

Rhipidomella sp.
 Enteletes lamarckii (FISCHER v. WALDH.)
 Enteletes carnicus (SCHELLW.)
 Enteletes suessi acuticostatus (SCHELLW.)
 Derbya waageni SCHELLW.
 Derbya expansa SCHELLW.
 Pulsia sp.
 Streptorhynchus reliquus GAURI
 "Chonetes" rarispinus (SCHELLW.)
 Lissochonetes? obtusus (SCHELLW.)
 Mesolobus? sinuosus (SCHELLW.)
 Neochonetes latesinuatus (SCHELLW.)
 Neochontes sp.
 Avonia (Quasiavonia) echidniformis (CHAO)
 Avonia? curvirostris (SCHELLW.)
 Avonia? sp.
 Kozlowskia pusilla (SCHELLW.)
 Alexenia gratioidentalis (GRABAU)
 Chaoiella bathykolpos (SCHELLW.)
 Linoproductus cf. cora (d'ORB)
 Linoproductus coralineatus IVANOV

Anidantus ? sp.
 Cancrinella cf. cancriniformis (TSCHERN.)
 Kochiproductus sp.
 Rhynchonelida indet.
 Rotaia? cf. latissima (SCHELLW.)
 Goniophoria confinensis (SCHELLW.)
 Stenoscisma alpina (SCHELLW.)
 Rhynchoporacea indet.
 Rhynchopore ? grandirostris (SCHELLW.)
 Hustedia sp.
 Attenuatella cf. frechi (SCHELLW.)
 Choristites fritschi (SCHELLW.)
 Brachythyrina carnica (SCHELLW.)
 Plicatocyrtia zitteli (SCHELLW.)
 Neospirifer sp.
 Callispirina frontisquamosa GAURI
 Zaissania? coronae (SCHELLW.)
 Martinia karawanica VOLGIN
 "Martinia" carinthiaca SCHELLW.
 Phricodothyris sp.
 "Dielasma" toulai SCHELLW.



Haltepunkt 15: Auernig, Bank s
Stefan

NE des Auernig-Gipfel tritt ein ca 8m mächtiger dunkler Fusulinenkalk auf, dessen sehr reiche Fauna häufig verkieselt ist (is zu 60%). Sie besteht vorwiegend aus Fusulinen, Bryozoen und Ostracoden:

Rugofusulina alpina fragilis (SCHELLW.)
 Rugofusulina alpina communis (SCHELLW.)
 Rugofusulina ? multiseptata (SCHELLW.)
 Schwagerina regularis (SCHELLW.)
 Schwagerina ibuhiensis KOBAYASHI
 "Fusulinella" laevis SCHELL.
 Amovertella inversus
 Hemidiscus carnicus
 Bigeneria geyeri
 Tetrataxis maxima maxima

Tetrataxis maxima depressa
 Endothyra aff. bowmanni PHILL.
 Endothyra cf. parva PHILL.
 Stacheia polytrematoides BRADY
 Textularia textulariformis MÖLLER
 Bigenerina elegans MÖLLER
 Phillipsia scitula MEEK.
 Conocardium sp.
 Murchinsonia biarmata KUT.

Häufig sind auch Fenestelliden, die JOHNSEN 1906 erstmals beschrieb. Eine Neubearbeitung der Fauna gab KODSI 1967:

Fenestella (Fenestella) archimediformis ELIAS & CONDRA
 Fenestella (Fenestella) basleoensis BASSLER
 Fenestella (Fenestella) extensa KODSI
 Fenestella (Fenestella) filistriata ULRICH
 Fenestella (Fenestella) girtyi (ELIAS)
 Fenestella (Fenestella) gratiosa MOORE
 Fenestella (Fenestella) minor NIKIFOROVA
 Fenestella (Fenestella) parviuscula BASSLER
 Fenestella (Fenestella) praemagna SHULGA-NESTERENKO
 Fenestella (Minylia) compactinis CONDRA ?
 Fenestella (Minylia) obliqua KODSI
 Fenestella (Minylia) plummera MOORE
 Fenestella (Minylia) praevirgosa SHULGA-NESTERENKO.

Eine statistische Auswertung der Daten (KODSI & SIEHL 1970) bestätigte die Aufgliederung in die erwähnten Arten und zeigt daß die Netzformel von NEKHOROSHEV 1926 keinen brauchbaren Bestimmungsindex darstellt.

Mit Ausnahme von PASINI 1963, der die Schicht s bereits in das Perm stellt, wird sie dem Stefan zugeordnet.

Haltepunkt 16: Auerniggipfel NW Pt.1893

Stefan

Unweit des Auerniggipfel, NW Pt.1839, treten in der Schichtgruppe o-q der FRECH'schen Gliederung im Hangenden eines dolomitisierten Gleithorizontes mehr oder weniger senkrecht ss-stehende zylindrische Konglomerat-pipes auf. Sie können einen Durchmesser von 5 bis 40 cm erreichen und über 2 m lang werden. Sie greifen von oben, aus einer Konglomeratlage hervorgehend, in Sandsteine ein und reichen bis an die Obergrenze des Gleithorizontes. Zylindrische aus Konglomeraten aufgebaute Strukturen waren bisher aus älteren Sedimenten unbekannt.

B. Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes.

L. KRYSŦYN, Wien & W.SCHÖLINBERGER, Wien

Inhaltsverzeichnis

Einleitung

Allgemeines zur Hallstätter Fazies

Schichtfolge

Stratigraphische Gliederung der alpinen Obertrias

Zur Tektonik der Hallstätter Zone des Salzkammergutes

Exkursionen

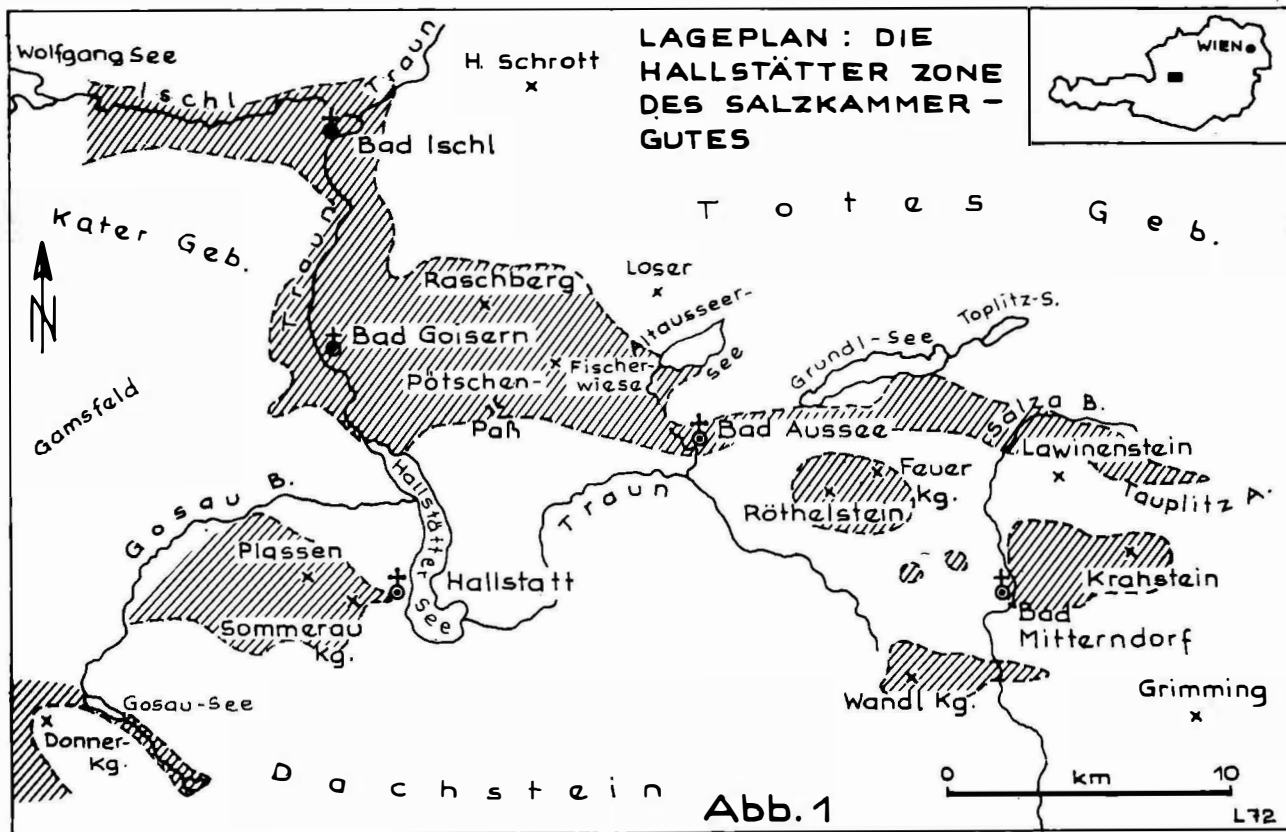
Einleitung

Die stratigraphische Erforschung der alpinen Trias und der Kalkalpen im besonderen wurde mit dem Heraufdämmern der Deckenlehre zu Beginn unseres Jahrhunderts stark in die Defensive gedrängt und riß mit dem Tode DIENER's 1928 fast ganz ab. Erst in den späten Fünfziger- und frühen Sechziger-Jahren gingen vor allem von der neueinsetzenden mikropaläontologischen und sedimentologischen Arbeitsrichtung wieder kräftige Impulse auf die Triasforschung in den Alpen aus. Etwa gleichzeitig wurde von Wien aus mit einer Neubearbeitung der reichen und zumeist nur ungenügend bekannten Evertebratenfaunen der alpinen Obertrias (E.FLÜGEL 1962, ZAPFE 1964, 1965, 1967) begonnen. Von der zuletzt angelaufenen Bearbeitung der Hallstätter-Kalke und ihrer Cephalopoden liegen nun mehr ebenfalls die ersten Ergebnisse vor (SCHLAGER 1969, KRYSŦYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971, KRYSŦYN, im Druck). Durch geologische Disseratationen (SCHÄFFER, SCHÖLINBERGER, WEIGERT, unpubl.; alle Geologisches Institut der Universität Wien) wurden ausserdem zahlreiche neue Daten zur regionalen Geologie und Tektonik der Hallstätter-Zone des Salzkammergutes (Abb.1) erbracht.

Obwohl durch die vorgenannten Arbeiten gerade jetzt vieles in Fluß geraten ist und keineswegs abgeschlossene Darstellungen gebracht werden können, besteht doch der Wunsch, dem interessierten Fachkreise mit Hilfe dieses Führers eine Zwischenbilanz der wichtigsten Probleme und Ergebnisse vorzuführen. Die von Wien aus im Rahmen eines Trias Correlation Programme laufenden Untersuchungen werden von Prof.Dr.H.ZAPFE (Paläontologisches Institut der Universität Wien) geleitet. Wir möchten ihm für seine persönliche Unterstützung und dem österreichischen Forschungsfonds für die Bereitstellung der finanziellen Mittel danken.

Allgemeines zur Hallstätter Fazies

Die typischen Hallstätter Sedimente- Hallstätter Kalk (Anis-Nor), Pötschen-Schichten (Karn-Nor) und Zlambach-Schichten (Nor-Rhät)- sind in offenem -marinen Milieu abgelagert worden und führen im Allgemeinen pelagische Faunen.



Ihr Sedimentationsraum lag in eher breiten, mehr oder weniger tiefen "Kanälen" und Becken zwischen ausgedehnten Karbonatplattformen (vgl. FISCHER 1964; SCHLAGER 1968; ZANKL 1967, 1971 u.a.). Auf diesen Karbonatplattformen bildeten sich völlig andere Sedimente als in den Hallstätter Zonen, (Abb.2) nämlich Riff-, Seichtwasser- und Wattbereich- Karbonate (Dachsteinriffkalk (Nor-Rhät), gebankter Dachsteinkalk (Nor-Rhät) und Hauptdolomit (Nor)), die beiden letzteren mit endemischen Faunen (vgl. ZAPFE 1959).

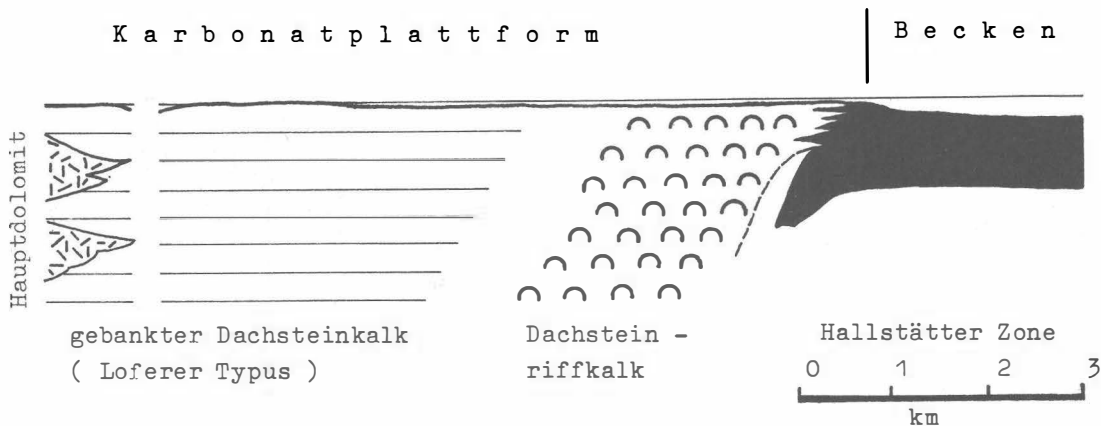
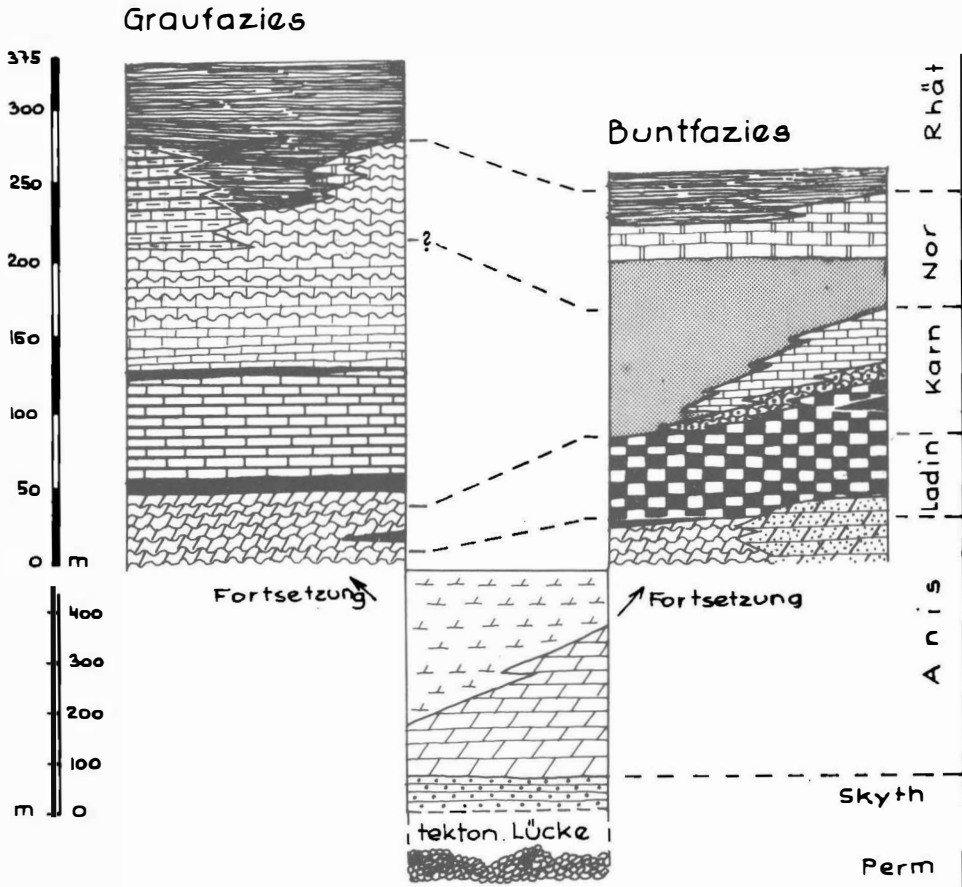


Abb.2. Schematische Faziesübersicht (Obertrias). (4-fach überhöht)
Zusammengestellt nach Arbeiten von E.G.FISCHER, SCHLAGER, ZANKL u.a.

Die obertriadischen Hallstätter Becken waren in sich wieder gegliedert; wir können eine kalkreichere ("Schwellen"-) Fazies (mit überwiegend Buntkalk) und eine tonreichere Fazies (mit Graukalken und Mergeln) unterscheiden.

MEDWENITSCH 1958 und TOLLMANN 1960 (und später) nahmen an, daß die Graukalk - Fazies in einem EW streichenden, nördlichen und die Buntkalk - Fazies in einen unmittelbar anschließenden, parallelen südlichen Teiltrog abgelagert worden sind (z.B. TOLLMANN 1963, Abb19). Das scheint zu schematisch zu sein. Durch neuere Untersuchungen (SCHLAGER 1967, 1968 ; WEIGERT 1971, unpubl.) konnten nämlich an verschiedenen Stellen (westl. Dachsteingruppe, Umgebung des Raschberges bei Bad Göisern) seitliche

SCHICHTFOLGEN DER HALLSTÄTTER TRIAS DES SALZKAMMERGUTES (schematisch)



- Zlambach-Sch.
- Hangendgraukalk
- "Pedata Kalk" } Pötschen-Sch.
- Pötschenkalk
- "Lunzer-Raibler" Sch.
- Reiflinger Schichten

- Steinalmkalk u.-dol.
- Gutensteiner Kalk
- werfener-Sch.
- Haselgebirge

- Zlambach Schichten
 - Hangendrot-graukalk
 - Massiger Hellkalk
 - Roter Bankkalk
 - Roter Knollenflaserk.
 - Mergel + Tonlagen
 - Grauvol. + Graugelb. Bankkalk
 - Schreyeralmkalk
- Hallstätter K.

Abb. 3

Übergänge zwischen beiden Faziesbereichen erkannt werden. Damit ist auch die Meinung SPENGLER's 1924, 1956 widerlegt, daß die Ablagerungsräume der Hallstätter Bunt- und Graufazies einst durch größere Zwischenräume getrennt gewesen sind.

Eine geregelte Anordnung beider Faziesbereiche hat sich (bisher) nicht erkennen lassen. Durch den oft kleinräumigen Wechsel der Graufazies mit den innerhalb des Beckens wahrscheinlich auf gut durchlüfteten Schwellen abgelagerten Buntkalken entsteht vielmehr der Eindruck eines in sich reich gegliederten Ablagerungsraumes.

Im Nor beginnen die Zlambach-Schichten der Graufazies auf das Areal der Hallstätter-Kalke überzugreifen und die Grenzen der beiden Bereiche zu verwischen. Mit dem Obenor schließt dann die Hallstätterkalk-Sedimentation ganz ab, im Rhät kommen auch im Bereich der Buntfazies- nur mehr Zlambach-Schichten zur Ausbildung. Damit endet die über lange Zeit so markante Faziesdifferenzierung.

Schichtfolgen

Wie bereits einleitend erwähnt, werden in der Hallstätter Zone des Salzkammergutes seit langem zwei Faziesbereiche unterschieden, wobei der Schichtserie mit bunten Hallstätter Kalken ("Rotfazies") eine tonreichere Graufazies ("Zlambachfazies" bei MEDWENITSCH 1958; TOLLMANN 1960) gegenübersteht. Für die beiden Bereiche werden die Namen Hallstätter Buntfazies und Hallstätter Graufazies gewählt.

Die Anordnung der Schichtssäulen auf Abb.3. entspricht paläogeographisch einer Annäherung zur Karbonatplattform nach links (vgl.auch Abb.2).

A) Hallstätter Buntfazies

Typische Hallstätter Sedimente kommen erstmals im mittleren Anis zur Ausbildung, ihre triadische Unterlage bilden Werfener-Schichten (Skyth), Gutensteiner-Schichten (Unteranis), Steinalmkalk (anisischer Algenkalk) und Reiflinger-Schichten (Mittel- bis Oberanis).; Letztere z.T. bereits in Verzahnung mit Hallstätterkalk.

Hallstätter Kalke (Anis-Nor)

Neben dem altbekannten Schreyeralmkalk konnte durch die Untersuchungen der letzten Jahre (SCHLAGER 1969) in den mittel- und

obertriadischen Hallstätter Kalken eine konstante Abfolge lithologisch gut charakterisierbarer Gesteinstypen festgestellt werden, die mit geringen Änderungen in der gesamten Hallstätter Zone der mittleren Kalkalpen (von Hallein im W bis Mitterndorf im E) wiederkehrt. Ein Teil dieser Lithofazies-Typen scheint nach letzten Ergebnissen eine noch weitere Verbreitung zu besitzen. So wurden z.B. norischer massiger Hellkalk in Griechenland (Profil der Theokaftha bei Ligourion am Peloponnes) und die karnisch- norische Abfolge Roter Bankkalk- Massiger Hellkalk- Hangendrotkalk auch in Jugoslawien (bei Sarajevo) festgestellt.

Die Beschreibung der Typen ist mit geringfügigen Änderungen SCHLAGER 1969: 293 ff. entnommen. Dünne, graue Mergellagen im Oberanis (weit verbreitet) und Unterkarn (lokal: Sommeraukogel, Raschberg) werden nicht gesondert beschrieben. Bezüglich des in den Hallstätter Kalken weitverbreiteten Spaltenphänomens und seiner stratigraphischen Auswirkungen kann auf die ausführliche Darstellung bei SCHLAGER 1969 verwiesen werden.

Da sich der Biogehalt der unterschiedenen Hallstätter-Kalk-Typen weitgehend gleicht, wird er im Anschluß an die lithologische Beschreibung für alle Schichtglieder zusammen behandelt.

1. Schreyeralmkalk (Mittelanis-Ladin)

Dickbankige, rote Biomikrite, die dem Hangendrotkalk recht ähneln. Fe-Oxydkrusten und Subsolution sind typische Begleiter in den z.T. stark kondensierten Fossilagern (z.B. Schiechlinghöhe bei Hallstatt: in einer 5 cm dicken Lage hohes Mittelanis, Oberanis und Unterladin vertreten). Mächtigkeit sehr gering, maximal 10 bis 15 m.

Einstufung: Durch Ammoniten.

2. Grauvioletter Bankkalk (Ladin - Unterkarn)

Glatt bis wellig geschichtete, 10-20 cm starke Bänke von mikrosparitischen bis pelsparitischen, etwas kieseligen Kalken. Basal reichlich Hornstein. Faserig-spröder Bruch und vorwiegend violette Farben bilden eindeutige Merkmale gegenüber allen anderen Gliedern.

Der "Graugelbe Bankkalk" des Sommeraukogels unterscheidet sich nur minimal durch gröbere Bankung und eine mehr ins gelbliche spielende Farbe.

Einstufung: Durch Conodonten; am Sommeraukogel enthalten zwei 7m voneinander getrennte Lagen Ammoniten des Langobard und Cordevol.

3. Roter Knollenflaserkalk (Unterkarn)

Fleischrot, regelmäßig geschichtet in 10 bis 30cm starken Bänken mit knollig- flaseriger Struktur, Mergelfugen. Das Grundsediment ist recht homogener Biomikrit mit Lamellibranchiaten und Radiolarien. Knollenbildung und Flaserung werden auf Kalklösung an den diagenetischen Bewegungszonen zurückgeführt ("Druckflaserung"). Die Knollenflaserkalken kommen im Salzkammergut bislang nur in unterkarnischer Position vor. Lithologisch entsprechen sie jedoch weitgehend den tuvalischen "Draxlehner Kalken" der Halleiner- Hallstätter Zone.

Einstufung: Durch Conodonten.

4. Roter Bankkalk (Unterkarn-Unterstes Nor)

Fleisch- bis hellroter Biomikrit mit meist starker Bioturbation und Zerstörung der sedimentären Einregelung. Bänke 20 bis 50cm, ebenflächig, homogen oder mit bankinterner Aufarbeitung. Subsolution mit starker Fe-Mn-Ausscheidung besonders am Feuerkogel häufig. Zum Hangenden erreicht man erstmals einen Abschnitt größerer horizontaler Änderungen. Der rote Bankkalk kann nach oben allmählich in massigen Hellkalk übergehen oder mit ihm wechsellagern oder durch ihn fast gänzlich ersetzt werden (vgl. Abb. 3).

Einstufung: Durch Ammoniten; in diesem Schichtglied liegen alle klassischen karnischen Ammonitenlager und der Stratotyp des Tuval (Feuerkogel). Die Obergrenze fällt oft mit der Halobia styriaca- Lumachelle, die ins unterste Nor (Kerri-Zone) zu stellen ist, zusammen.

5. Massiger Hellkalk (Oberladin?, Karn bis Unternor)

Mikrit mit wechselndem Gehalt an Halobiiden- Schälchen, sonst

fossilarm. Farben weißlich, gelblich oder rosa. Bankung fehlend oder im Meterbereich. Das Gestein fällt aufgrund seiner Mächtigkeit und Lithologie auf. Es wurde von MOJSISOVICS 1905 vom Raschberg ("Wandkalk") und Sommeraukogel angegeben, von SCHWARZACHER 1948 als "Astraturit des Sommeraukogels" beschrieben, allerdings ohne die jüngeren Spaltensedimente davon abzutrennen, wodurch ein zu buntes lithologisches Bild entstand.

Der stratigraphische Umfang wechselt wegen des unterschiedlichen Verhältnisses zu anderen Typen (vgl. Abb. 3).

Einstufung durch Conodonten bzw. indirekt durch unter- und überlagernde Kalke.

6. Hangendrotkalk (Oberstes Unternor- Obernor)

Plattig bis wellig geschichteter Biomikrit. Meist starke Bioturbation. Durchflaserung örtlich vorhanden, aber nie so dominierend wie im julischen Knollenflaserkalk. Subsolution tritt immer wieder auf, besonders ausgeprägt am Sommeraukogel, wo die Bänke an einer lokalen Schwelle auskeilen.

Das Schichtglied enthält fast alle klassischen norischen Ammonitenfundstellen und den Stratotyp des Nor (Sommeraukogel).

Der hier mit einbezogene " Hangendgraukalk" ist eine graue, stärker mergelige Varietät, die den obernorischen Teil des Rotkalks vikariierend vertritt und sich mit Pötschenkalk und tiefen Zlambach-Schichten seitlich verzahnen kann.

Einstufung: Durch Ammoniten; kennzeichnend für den obernorischen Anteil sind Bänke mit Heterastridien und eine Lumachelle mit *Monotis salinaria*.

Fossilinhalt der Hallstätterkalke (Literatur bis 1900 vgl. KITTL 1903; ferner DIENER 1901, 1919, 1920, 1926; KITTL 1912; TRAUTH 1918; SPENGLER 1919; HUCKRIEDE 1958; MOSHER 1968; WIEDMANN 1970):

Hydrozoen: Heterastridien treten (z.T. massenhaft) nur in den obernorischen Hangendrotkalken auf.

Bivalven: Kommen vereinzelt in den schichtigen Ammonitenlagern vor. Halobia- und Monotis- Lumachellen kennt man bislang nur aus den gebankten Rotkalken und den massigen Hellkalken.

Gastropoden: Reichere Vorkommen sind auf Hangendrotkalk-Spalten (Millibrunnkogel, Sommeraukogel?) beschränkt. Einzel-funde kennt man aus allen großen Ammonitenlagern.

Cephalopoden: Sind in den Hallstätterkalken in Schicht- oder Spaltenlagern konzentriert.

a) Schichtlager: Mehr oder weniger auf die gebankten Rotkalk (Roter Bankkalk, Hangendrot (grau)kalk) beschränkt, Ausnahmen bilden die Fossilbänke im "Graugelben Bankkalk" des Sommeraukogels und das Paulckeilager im Hellkalk des Feuerkogels.

b) Spaltenlager: Bevorzugter Träger mittel-und obernorischer (Hangendrotkalk)-Fauna ist der massige Hellkalk. Daneben tritt als Spaltenfaunen-Lieferant noch der rote Bankkalk (Millibrunn-, Feuerkogel) in Erscheinung.

Brachiopoden, Crinoiden: Sind seltene bis mäßig häufige Begleiter in den schichtigen Ammonitenlagern.

Foraminiferen, Conodonten: In allen Gesteinen vertreten, wobei die gebankten Rotkalk am fossilreichsten sind, am ärmsten ist der Massige Hellkalk.

Radiolarien: Kommen eher selten in allen Kalktypen vor; das dominierende Faunenelement stellen sie nur im Grauvioletten Bankkalk.

Zlambach-Schichten (Oberror-Rhät)

Die Zlambach-Schichten sind mit dem Hallstätterkalk in der Regel durch eine ein bis mehrere Meter mächtige Übergangszone verbunden, die noch obernorische Fossilien (Ammoniten, Cono-

donten) führt. Sie besteht zumeist aus knolligen, roten oder grauen Mergelkalken und Mergeln.

Lithologie und Fauna der Zlambach-Schichten werden im Kapitel "Hallstätter Graufazies" beschrieben.

B) Hallstätter Graufazies

Typische Hallstätter Sedimente kommen hier erstmals im Karn zur Ausbildung. Ihre triadische Unterlage bilden vom Liegenden zum Hangenden Werfener Schichten (Skyth), Gutensteiner Schichten (Anis), Steinalmkalk (Anis), Reiflinger Schichten (Anis-Cordevol) und "Lunzer-Raibler Schichten" (Karn) (SCHÖLLNBERGER, im Druck).

Pötschen-Schichten (Karn-Nor)

Der Begriff "Pötschen-Schichten" (SCHÖLLNBERGER, im Druck) bezeichnet eine "informal lithostratigraphic unit" im Sinne der Empfehlungen der International Subcommission on Stratigraphic Terminology 1961.

Die Grenze zwischen den "Lunzer-Raibler Schichten" und den Pötschen-Schichten ist nicht sehr scharf und wird mit dem Ausbleiben der mächtigen (10m) Schiefertone- und Mergellagen gezogen.

Die Pötschen-Schichten werden gegen das Hangende zu wieder tonreicher und schließlich von den Zlambach-Schichten (s.u.) überlagert; auch diese Grenze ist nicht scharf.

1. Pötschenkalk

Gebankte (Bankdicke meist 1-3 dm), hell-bis dunkelgraue, seltener braune, feinkörnige-dichte, reichlich hornsteinführende Kalke mit unterschiedlich starker Druckflaserung. Wühlgefüge sind häufig. Die Bankungsflächen sind eben oder wellig-knollig, in den Bankfugen liegen häufig gelblich-grüne oder graue Mergel. Druckflaserung und wellig-knollige Bankungsflächen sind im Allgemeinen in den hangenden Teilen der Pötschenkalken häufiger als im Liegenden.

Mikrofazies (im Allgemeinen): Mikrite bis Mikrosparite mit wechselndem Gehalt an Pellets, Biogenen und Instruklasten.

Die Pötschenkalke können sich seitlich mit Hallstätter Kalken (Massiger Hellkalk, Hangendgraukalk) verzahnen; ihre hangenden Anteile können auch seitlich in "Pedatakalke" oder in die tieferen Zlambach-Schichten übergehen.

2. Kalkarenite

Den Pötschenkalken können in einzelnen meist 1-5 dm mächtigen Lagen braune, hornsteinführende Kalkarenite (bis - rudite) eingeschaltet sein, die häufig Gradierung und Bioturbation zeigen.

Mikrofazies(im Allgemeinen): Intrabiosparite (bis-mirkite) mit wechselndem Gehalt an Pellets.

Die Kalkarenite können stellenweise sehr häufig werden und den Pötschenkalk weitgehend ersetzen; sie sind dann meist im 1 bis 3 dm Bereich gebankt und führen bisweilen dünne, graue Mergelzwischenlagen. Diese Kalkarenite entsprechen den riffnahen Pötschenkalken bei SCHLAGER 1967:234.

3."Pedatakalke"

Die "Pedatakalke" sind gekennzeichnet durch die Wechselagerung der oben geschilderten Kalkarenite (bis - rudite) mit grauen bis schwarzen, dünnplattigen Mergelkalken (= schwarze Mergelschiefer bei MOJSISOVICS 1905:29) bis Mergel. Die Kalkarenitlagen führen z.T. Lumachellen mit Halorella pedata. Die Dicke der Kalkarenite- und der Mergelkalk-bis Mergellagen beträgt jeweils zwischen 1 und 30 cm.

Mikrofazies der Kalkarenite: siehe oben; die Kalkarenite sind z.T. von Schichtparallelen Druckflaserungszonen durchsetzt.

Mikrofazies der Mergelkalke (im Allgemeinen): Pyritführende, mehr oder weniger stark durchwühlte Mikrite mit wechselndem Gehalt an Pellets, Biogenen und Instruklasten.

Die "Pedatakalke" treten nur in den hangenden Teilen der Pötschen-Schichten auf und vertreten die Pötschenkalke seitlich.

Sie sind im Allgemeinen dort zu finden, wo die darunter liegenden Teile der Pötschen-Schichten reich an Kalkarenitlagen sind (siehe Abb.3).

Der seit MOJSISOVICS 1905:29 gebrauchte Name Pedatakalk wird in der vorliegenden Arbeit nur mit Vorbehalt verwendet: 1) weil auf Empfehlung der International Subcommission on Stratigraphic Terminology 1961 in den Namen von lithostratigraphischen Einheiten keine Fossilnamen vorkommen sollen, 2) weil der Name irreführend ist, da der namengebende Brachiopode Halorella pedata auch im Pötschenkalk auftritt.

4. Dolomite

Alle Kalke der Pötschen-Schichten können seitlich rasch in spät-diagenetisch entstandene Dolomite übergehen. Größere und zusammenhängende Dolomitmörper sind aber in den tieferen Teilen der Pötschen-Schichten häufiger als in den höheren.

Fossilinhalt der Pötschen-Schichten (Literatur bis 1900 vgl. KITTL 1903; ferner MOJSISOVICS 1905; KRISTAN-TOLLMANN 1960; TOLLMANN 1960; SCHLAGER 1967; SCHÖLLNBERGER, im Druck):

Kalkalgen und Korallen: Finden sich umgelagert vereinzelt in den Kalkareniten.

Bivalven: Halobiiden kommen einzeln und in Lumachellen vor; die Lumachellen sind in den hangenden Teilen der Pötschen-Schichten häufiger als in den liegenden. Ander Bivalven sind selten.

Gastropoden: Fehlen weitgehend.

Cephalopoden: Sind nur aus den höheren Teilen der Pötschenkalke bekannt (z.B. Pötschenpass).

Brachiopoden: Halorella pedata kommt in den Pötschenkalken und in den Kalkareniten einzeln oder in Lumachellen vor.

Echinodermen: Isolierte Crinoidenstielglieder sind besonders in den Kalkareniten sehr häufig. Daneben finden sich "Cidaris"-stacheln; diese sind in den liegenden Teilen der Pötschenschichten häufiger als in den hangenden.

Conodonten: Sind selten, sie kommen nur in den Pötschenkalken

häufiger vor.

Foraminiferen: Die Fauna der Mergel und Mergelkalke ist meist ärmlich; die meisten Kalkarenitlagen führen umgelagerte Foraminiferen in großer Zahl.

Radiolarien und Spongiennadeln: Finden sich im Allgemeinen nur im Pötschenkalk und in den Mergelzwischenlagen.

Zlambach-Schichten (Oberror-Rhät)

Die Zlambach-Schichten liegen über Pötschen-Schichten und Hallstätter Kalk, können aber auch die höheren Teile dieser seitlich vertreten (Abb.3).

In den Zlambach-Schichten lassen sich ein tieferer und ein ohne scharfe Grenze darüberfolgender höherer Anteil lithologisch unterscheiden.

In den tieferen Zlambach-Schichten (etwa Oberror) wechsella-gern pyritführende, feinkörnige, fleckige Mergelkalke (Bankdicke meist 1-2 dm) mit grauen, fleckigen Mergeln. Das Verhältnis Mergelkalk zu Mergel ist etwa 1 zu 1. Bisweilen treten in den Mergelkalcken geringmächtige Kalkarenitlagen auf (s.unten).

Mikrofazies der Mergelkalke (im Allgemeinen): durchwühlte Mikrite mit wechselndem Gehalt an Biogenen, Intraklasten und Pellets.

Die höheren Zlambach-Schichten(etwa Rhät)sind tonreicher als die tieferen. Es überwiegen dunkelgraue bis schwarze pyrit - führende Mergel bis Schiefertone (mit Quarz und Glimmer). In diesen liegen in Linsen und Lagen gebankte (Bankdicke 1 dm bis 1m) Kalkarenite (bis-rudite) (= Fossilschuttkalke, stellenweise Crinoidenkalke); viele Kalkarenitlagen sind gradiert.

Mikrofazies der Kalkarenite (im Allgemeinen): Durchwühlte Biointrasparite (selten:-mikrite) mit wechselndem Gehalt an Ooiden und Pellets.

Fossilinhalt der Zlambach-Schichten (Literatur bis 1900 in KITTL 1903; ferner MOJSISOVICS 1905; HAAS 1909; SPENGLER 1914;

KRISTAN-TOLLMANN 1960, 1964; E.FLÜGEL 1962; H.KOLLMANN 1963; JELETZKY & ZAPFE 1967; SCHLAGER 1967; ZAPFE 1967; BOLZ 1969, 1971; TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN 1971; HOHENEGGER 1972, unveröff; SCHÖLLNERBERGER, im Druck):

Kalkalgen: Bruchstücke (Solenoporeaceen, Dasycladaceen) treten in den Kalkarenitlagen der höheren Zlambach-Schichten auf.

Korallen: Solitärkorallen dominieren in den Mergeln und Mergelkalken der höheren Zlambach-Schichten; Stockkorallen sind umgelagert und kommen im Allgemeinen nur in den Kalkareniten vor.

Bivalven: Die tieferen Zlambach-Schichten führen in den Gräben E von Bad Goisern eine reiche noch unbearbeitete Bivalven - Fauna. Die Bivalven der höheren Zlambachsichten kennt man nur von der Fischerwiese genauer.

Gastropoden und Brachiopoden: Sind selten und kommen vor allem in den höheren Zlambach-Schichten vor.

Cephalopoden: Aus den tieferen Zlambach-Schichten sind reiche obernorische Cephalopoden-Faunen bekannt, die Fauna der höheren Zlambach-Schichten ist ärmlich.

Echinodermen: Crinoidenreste sind in den Kalkareniten besonders häufig, auch Seeigelstacheln kommen vor.

Conodonten: Sind auf die Mergelkalke der tieferen (obernorischen) Zlambach-Schichten beschränkt.

Foraminiferen, Ostracoden: Aus den Zlambach-Schichten sind neben den Cassianer Schichten die reichsten Faunen der alpinen Trias bekannt.

Radiolarien: Finden sich in den Mergel und Mergelkalken.

Stratigraphische Gliederung der alpinen Obertrias

Auf den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes und ihren reichen Cephalopodenfaunen beruht die historische Zonengliederung der Obertrias. Dieses Schema, von MOJSISOVICS zwischen 1892 und 1902 ausgearbeitet, ist mit zwei großen Mängeln behaftet. Erstens wurde beim Aufsammeln der Art des Fossilvorkommens kein Augen-

merk geschenkt, was sich insbesondere bei der stratigraphischen Bewertung von Spaltenfaunen, die als solche nicht erkannt wurden, negativ auswirkte. Und zweitens wurden an den Fundpunkten meist mehrere, z.T. verschiedene alte Horizonte gleichzeitig ausgebeutet (z.B. Feuer-, Sommeraukogel) und diese "sammelkondensierte" Fauna dann vom Bearbeiter als einzeln beschrieben.

Die Neuaufnahmen der klassischen Fossilager hat nunmehr einen Stand erreicht, der die Revision des historischen Schemas dringend notwendig erscheinen läßt. Wie aus den übereinstimmenden Ammonitenfaunen zu erwarten war, zeigt die neue, teilweise noch provisorische Gliederung weitgehende Ähnlichkeit mit der amerikanischen Zonenabfolge (TOZER 1967, 1971).

Tabelle 1: Korrelation der obertriadischen Ammonitenzonen

		Salzkammergut	N-Amerika n. TOZER 1971
RHÄT		Choristoceras marshi	Choristoceras marshi
Z	Sevat	Rhabdoceras suessi	Rhabdoceras suessi
	Alaun	2 "Haloriten - Horizont"	Himavatites columbianus
		1 Cyrtopleurites bicrenatus	Drepanites rutherfordi
	Lac	3 Juvavites magnus	Juvavites magnus
		2 Malayites paulckeii	Malayites dawsoni
		1 Mojsisovicsites kerri	Mojsisovicsites kerri
K	Tuval	3 Anatropites-Bereich	Klamathites macrolobatus
		2 Tropites subbullatus	Tropites walleri
		1 ?	Tropites dilleri
	Jul	Trachyceras aonoides	Sirenites nanseni
Cordevol	Trachyceras aon	Trachyceras obesum	

Kern

Zum Kern werden Cordevol, Jul (beide Unterkern) und Tuval (Oberkern) gezählt. Die Basis der Stufe ist hier mit dem Einsetzen von Trachyceras s.str. definiert, man vergleiche dazu die ausführliche Diskussion bei JACOBSSHAGEN 1961.

Cordevol: Aon-Zone, MOJSISOVICS 1882 (= Obesum-Zone, TOZER 1967).

Index-Art: *Trachyceras aon* (MUNSTER, 1834).

Aon-und Obesum-Zone werden aufgrund ihres identen Fauneninhaltes als gleichaltrig angesehen. Die Aon-Zone konnte im Hallstätter Bereich erstmals am Sommeraukogel (vgl. 71/48 Faunenliste Abb.4) nachgewiesen werden und dürfte auch im Ellipticus-Lager des Feuerkogels mitkondensiert sein. Da die Ammonitenfauna der Aonoides-Zone recht ähnlichen Charakter besitzt, ergeben sich bei kleinen Aufsammlungen, in denen die wenigen charakteristischen Formen zumeist fehlen, Zuordnungsschwierigkeiten. So wurde auch die o.e. Fauna vom Sommeraukogel ursprünglich ins Jul gestellt (KRISTYN & al. 1971; Fossilfundpunkt 68/58).

Eine "Ellipticus-Zone", wie sie manchmal in der neueren Literatur aufscheint, hat es in dieser Form nie gegeben (vgl. MOJSISOVICS 1902: 344); außerdem wäre sie größtenteils oder ganz der Aon-Zone synonym .

Fauna: *Trachyceras* div.sp., *Protrachyceras* div.sp., *Paratrachyceras* dif.sp., *Lecanites glaucus* (MUNSTER), *Lobites ellipticus* MOJS. u.a., *Paralobites pisum* (MUNSTER). Die nachgenannten Formen kommen auch in der Aonoides-Zone vor: *Arpadites* div.sp., *Clionitites* div.sp., *Carnites floridus* (WULFEN), *Coroceras nasutus* (MOJS.) u.a., *Sageceras haidingeri* (HAUER), *Pompeckjites layeri* (HAUER, 1846) = "*Pinacoceras philopater* LAUBE", 1869, *Proacesten* (*P. ausseanus* (MOJS.)), *P. gaytani* (KLIPST.), u.a.), *Joanniten* (*J. cymbiformis* (WULFEN), *J. klipsteini* MOJS.), *Simonyceras* ("*Monophyllites*") *simonyi* (HAUER), *Megaphyllites jarbas* (MUNSTER).

Jul: Aonoides-Zone, MOJSISOVICS 1874

Index-Art: *Trachyceras aonoides* MOJSISOVICS, 1874

Die Zone dürfte nach ihrer Fauna zwischen der Obesum-und der Nanseni-Zone Nordamerikas liegen. Sie ist charakterisiert durch das gemeinsame häufige Vorkommen von *Trachyceras* s.str.

und Sirenites. Ihre Fauna wurde weitgehend in den Monographien MOJSISOVICS' erfaßt, die nachstehend genannten Gattungen finden sich dort in großer Artenzahl wieder.

Fauna: Trachyceras div.sp., Protrachyceras div.sp., Sirenites div.sp., Diplosirenites div.sp., Buchites div.sp., "Celtites" div.sp., Dittmarites ? sp., Arcestes div.sp., Hypocladiscites subornatus (MOJS.); Rest vgl. unter Aon-Zone.

Tuval

Im amerikanischen Oberkarn werden seit längerem (SILBERLING 1959, TOZER 1967) drei Zonen unterschieden, von unten nach oben die Dilleri-, Welleri- und Macrolobatus-Zone. MOJSISOVICS kannt im Tuval nur die Subbulatus-Zone, die sich mit der Welleri-Zone faunistisch deckt. Nunmehr gelang am Feuerkogel auch der Nachweis einer höheren Zone, die vorläufig als "Anatropites-Bereich" bezeichnet wird und große Affinität zur Macrolobatus Zone besitzt, zu erbringen. Äquivalente der Dilleri-Zone (Tuval 1) konnten dagegen noch keine gefunden werden.

Tuval 2: Subbulatus-Zone, MOJSISOVICS 1874 (= Wellerie-Zone, SILBERLING 1959).

Index Art: Tropites subbullatus (HAUER)

Wie bereits o.e. wird die Welleri-Zone als ident betrachtet. In die Zone gehören die großen Subbullatus-Faunen des Millibrunnkogels und Raschberges (MOJSISOVICS 1873 bis 1902) sowie eine bedeutend kleine Aufsammlung vom Feuerkogel (Bank B 5 des Subbullatus-Lagers).

Fauna: Tropites fusobullatus MOJS., Tropites subbullatus (HAUER) u.a., Discotropites sandlingensis (HAUER) u.a. Paratropites div.sp., Paulotropites janus (DITTMAR), Hoplotropites div.sp., Jovites bosnensis (MOJS.) u.a., Homerites semiglobosus (HAUER), Metatirolites foliaceus (DITTMAR), Anatomites div.sp., Projuvavites div.sp., Sagenites inermis (HAUER), Trachysagenites herbichi (MOJS.), Sirenites div.sp. Pamphagosirenites pamphagus (DITTMAR), Sandlingites (=Traskites) div.

sp., *Hannaoceras henseli* (OPPEL) u.a., *Tornquistites obolinus* (DITTMAR), *Pinacoceras rex* MOJS., *Arcestes bufo* MOJS. u.a. *Cladiscites crassestriatus* (MOJS.) *Hypocladiscites subornatus* (MOJS.), *Mojsvarites agenor* (MUENSTER), *Megaphyllites humilis* (MOJS.).

Tuval 3: Anatropites-Bereich

Der mit Ammoniten bislang nur am Feuerkogel nachgewiesene Bereich dürfte mit der *Macrolobatus*-Zone ident sein. Allerdings kommen einige Gattungen (*Discrotropites*, *Hannaoceras*, *Tornquistites*) vor, die in Nordamerika nur aus tieferen Zonen bekannt sind, weshalb vorerst die neutrale Bezeichnung gewählt wurde.

Fauna: *Anatropites spinosus* MOJS., *Discotropites cf. plinii* (MOJS.), *Hoplotropites circumspinitus* (MOJS.), *Paratropites myrionis* DIENER, *Anatomites* sp., *Gonionotites* sp., *Sirenites* sp., *Anasirenites ekkehardi* MOJS., "*Clydonites*" (= *Shastites*?) *daubreei* MOJS., *Thisbites?* sp., *Hannaoceras henseli* (OPPEL), *Hannaoceras nasturtioides* (GEMM.), *Tornquistites evolutus* HYATT & SMITH, *Sphingites bacchus* (MOJS.), *Arcestes* div.sp.

B.) Nor

Im Nor werden die größten Änderungen an der klassischen Zonen-gliederung notwendig. MOJSISOVICS 1902 unterschied zuletzt sechs Ammonitenzonen, von denen aus weiter unten angeführten Gründen, drei unhaltbar sind ("*Sagenites giebeli*"-, "*Cladiscites ruber*"- und "*Sirenites argonautae*"-Zone) und zwei weitere ("*Patens*"- bzw. "*Metternichi*"-Zone) unbenannt werden müssen. *Giebeli*- und *Ruber*-Zone beruhen auf falsch eingestuftem, obernorischen Spaltenfaunen, während die "*Zone des Sirenites argonautae*", von MOJSISOVICS 1893:810 für höchstes Nor gedacht, nach ihrer Ammonitenfauna wahrscheinlich in das obere Mittelnor gehört (TOZER 1971:1020).

MOJSISOVICS 1893:810 und MOJSISOVICS & al. 1895 teilten das Nor in drei Unterstufen, die sich im alten Sinn folgendermaßen charakterisieren lassen:

Lac: *Paulcke*-Zone (sensu DIENER 1921) und "*Patens*"-Zone (sensu

MOJSISOVICS 1902).

Alaun: Bicrenatus-Zone (sensu MOJSISOVICS 1873 bis 1902)

Sevat: "Metternichi"-Zone (sensu MOJSISOVICS 1873 bis 1902)

Auf dieser historischen Basis beruht die Einstufung der neu hinzugekommenen Zonen. TOZER 1965 schlägt ebenfalls ein Dreigliederung des Nor vor, die sich aber nicht ganz mit der klassischen deckt (Magnus-Zone- der "Patens"-Zone äquivalent- wird zum Mittelnor gezählt).

Lac

Es können augenblicklich drei Zonen ausgeschieden werden, nämlich Kerri-, Paulckei- (ident mit der Dawsoni-Zone TOZER's 196) und Magnus-Zone. Diese Abfolge stimmt vollkommen mit Nordamerika überein.

Lac 1: Kerri-Zone, TOZER 1965

Index Art: Mojsisovicsites kerri (McLEARN 1930)

Die Zone ist im Salzkammergut bislang nur am Feuerkogel nachgewiesen. Abgesehen von der Historik (vgl.oben) besitzt auch ihre Fauna rein norischen Charakter und wurde von TOZER 1967 in Nordamerika daher völlig zurecht als basales Nor angesprochen.

Fauna: Gonionotites cf. obliterans (MOJS.), Griesbachites cf. kastneri (MOJS.), G. cornutus DIENER, Anatomites rotundus (MOJS.), Dimorphites selectus MOJS., (wahrscheinlich von hier), Styrites tropitiformis (MOJS.), S. div.sp., Mojsisoviscites sp., "Celtites" sp., Pinacoceras sp., Placites placodes (MOJS.), Arcestes div.sp., Cladiscites crassestriatus (MOJS.), Hypocladiscites subaratus (MOJS.), Rhacophyllites neojurensis (QUENST.), Megaphyllites applanatus (MOJS.),

Lac 2: Paulckei-Zone s.str., DIENER 1921 (=Dawsoni -Zone, TOZER 1965).

Index-Art: Malayites paulckei (DIENER 1920)

Wie bereits TOZER 1965:36 vermutete, dürfte seine Dawsoni-Zone

mit der Paulcke-Zone s.str. des Feuerkogels identisch sein. Die betreffende Schicht B 2 im Paulcke-Lager hat bis jetzt nur wenige Ammoniten geliefert. Das reiche Material DIENER's 1921 kann- da unhorizontiert aufgesammelt- ebenfalls nicht herangezogen werden, die zitierbare Fauna ist dementsprechend gering.

Fauna: *Malayites waageni* (DIENER), *Pinacoceras* aff. *parma* MOJS., *Placites peractus* (MOJS.), *Arcestes trauthi* DIENER, *Cladiscites* cf. *neortus* (MOJS.), *Hypocladiscites subtornatus* (MOJS.), *Megaphyllites* cf. *applanatus* (MOJS.).

Lac 3: Magnus-Zone, TOZER 1965

Index-Art: *Juvavites magnus* Mc.LEARN, 1940

Ident mit der "Patens"-Zone von MOJSISOVICS mußte der alte Name aufgegeben werden, da *Discophyllites patens* auch im tieferen Unternor (Paulcke-Fauna) vorkommt.

Fauna: *Juvavites interruptus* MOJS., *J. div.sp.*, (vgl. MOJSISOVICS 1873-1902), *Pinacoceras* der *P. metternichi*-Gruppe, *Placites peractus* (MOJS.) *Arcestes div.sp.* *Stenarcestes diogenis* (MOJS.), *Cladiscites neortus* (MOJS.) u.a., *Discophyllites patens* (MOJS.), *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.).

Alaun

Am Sommeraukogel bei Hallstatt wurden in der klassischen "Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus*", einem 2-4m mächtigen Schichtpaket, auch Äquivalente der Magnus-Zone mit erfasst (vgl. KRISTYN & al. 1971, Abb.5), woraus sich die Häufigkeit von *Juvavites* in der *Bicrenatus*-Fauna erklärt. Obwohl erst geringe Neuaufsammlungen vorliegen, zeichnet sich bereits eine Zweiteilung des Fossilagers ab. Man kann einen tieferen Bereich, die *Bicrenatus*-Zone s.str., von einem höheren abtrennen, der vorläufig nach den häufig vorkommenden *Haloriten* und mangels anderer Gattungen als "*Haloriten* -Horizont" bezeichnet wird.

Alaun 1: *Bicrenatus*-Zone s.str., MOJSISOVICS 1892 (= *Rutherfordi*-Zone, TOZER 1965).

Index-Art: *Cyrtopleurites bicrenatus* HAUER, 1846

Typische Faunen der Zone führen neben dem Fossilager des Sommeraukogels noch die *Bicrenatus*-Spalte des Millibrunnkogels (vgl. MOJSISOVICS 1873-1902) und eine kleine Rotkalkspalte nahe dem Paulckeilager am Feuerkogel mit *Cyrtopleurites* cf. *bicrenatus* (HAUER), *Drepanites hyatti* MOJS., *Steinmannites?*, *Heraclites*, *Ectolcites* und *Hypsiculites?*, alle von DIENER 1921 zur Paulckeil-Fauna gezählt.

Fauna: *Cyrtopleurites*, *Hauerites*, *Drepanites*, *Steinmannites?*, *Heraclites*, *Ectolcites*, *Parathribites*, *Daphnites?*, *Didymites* (fast alle Gattungen mit mehreren Arten), *Pinacoceras* der P. metternich-Gruppe, *Placites perauctus* (MOJS.) u.a., *Arcestes* div.sp., *Stenarcestes diogenis* (MOJS.) u.a. *Cladiscites neortus* (MOJS.), *C. quadratus* (MOJS.), *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.), *R. debilis* (HAUER), *Megaphyllites humilis* (MOJS.).

Alaun 2: Haloriten - Horizont.

Die Gleichsetzung dieses Bereiches mit der *Columbianus*-Zone Nordamerikas kann nur vorläufigen Charakter haben. Sie stützt sich im wesentlichen auf die vergleichbare Lage zwischen *Bicrenatus* - und *Suessi*-Zone.

Fauna: Bisher nur *Halorites ramsaueri* (QUENST.) und einige andere Haloriten bekannt.

Sevat: *Suessi*-Zone, TOZER 1965.

Index-Art: *Rhabdoceras suessi* HAUER, 1860

TOZER 1967: 40 vermutete zurecht eine Korrelierbarkeit seiner *Suessi*-Zone mit der klassischen "Zone des *Pinacoceras metternichi*" von MOJSISOVICS 1892. *Pinacoceras metternichi* besitzt jedoch erstens eine regional beschränkte Verbreitung und läßt sich zweitens kaum von der mittelnorischen *Pinacoceras parma* unterscheiden (vgl. ZAPFE 1968: 24). Es ist der vorgenommenen Umbenennung unbedingt zuzustimmen.

Fauna (vgl. MOJSISOVICS 1873-1892): *Halorites* div.sp., *Sagenites giebeli* (HAUER) u.a., *Dionites* div.sp., *Helictites* div.sp.,

Steinmannites? sp., Glyphidites docens MOJS., Cycloceltites arduini (MOJS.), Metasibirites spinnescens (HAUER) u.a. Rhabdoceras suessi HAUER, Cochloceras, Paracochloceras, Peripleurites, Choristoceras haueri MOJS. u.a., Pinacoceras metternichi (HAUER), Placites oxyphyllus (MOJS.) u.a., Arcestes intuslabiatus (MOJS.) A. gigantogaleatus MOJS. u.a., Stenarcestes subumbilicatus (BRONN) u.a., Rhacophyllites neojurensis (QUENST.) R. debilis (HAUER), Megaphyllites insectus (MOJS.).

Rhät

Marshi-Zone, KUMMEL 1957;

Index-Art: Choristoceras marshi HAUER, 1865

Die rhätische Cephalopodenfauna ist als verarmte Nor-Fauna anzusehen und TOZER 1971:1020 meint nicht ohne Berechtigung, daß es schwierig ist, von der Ammonitenfauna her "die Anerkennung der Rhätischen Stufe zu rechtfertigen". Es ist auch wirklich ungewöhnlich wenn eine ganze Stufe durch eine einzige Ammonitenzone repräsentiert wird.

Fauna: Choristoceras marshi HAUER, Arcestes sp., Stenarcestes polysphinctus (MOJS.), Cladiscites sp., Placites sp., Rhacophyllites neojurensis (QUENST.), Megaphyllites insectus (MOJS.).

Zur Tektonik der Hallstätter Zone des Salzkammergutes

Ist die Hallstätter Zone des Salzkammergutes (Abb.1) zu ihrer unmittelbaren Umgebung autochthon oder allochthon? Diese Frage wird seit nunmehr fast 70 Jahren heftig diskutiert und ist trotz vieler Versuche bis heute nicht völlig beantwortet worden. Es hat sich aber gerade in jüngster Zeit herauskristallisiert, daß das "entweder (autochthon)- oder (allochthon)" dem "sowohl-als auch" weichen wird. Um den heutigen Stand der Forschung besser beleuchten zu können, scheint ein Rückblick auf bisherige Ansichten angebracht.

Um die Jahrhundertwende entwickelte MOJSISOVICS 1903 den Gedanken autochthoner Hallstätter Zonen, doch schon HAUG 1906, 1912 deutete den Bau des Salzkammergutes im Sinne der Deckenlehre. Im einzelnen sind HAUG's Vorstellungen nur mehr von historischem Interesse, in ihrer Gesamtheit aber wirken sie bis heute fort, da sie besonders von KOBER ab 1912, später dann von MEDWENITSCH 1958 und TOLLMANN 1960 präzisiert und zu einem in sich geschlossenen Konzept weiter entwickelt wurden. Nach

KOBER, MEDWENITSCH und TOLLMANN war die ursprüngliche Anordnung der Sedimentationsräume von N nach S folgende:

- 1.) Ablagerungsraum des Tirolikums (mit Schafberg, Leonsberg, Hoher Schrott, Totem Gebirge, Türkenkogel und Lawinenstein);
- 2.) Ablagerungsraum der Hallstätter Zone (Ischl, Aussee, Tauplitz Alm, Mitterndorf) mit einer mergelreichen Fazies im N und einer kalkreichen Fazies im S;
- 3.) Ablagerungsraum der Dachsteindecke (Gamsfeld, Katergebirge, Dachstein, Sarstein, Grimming).

Während der alpidischen Orogenese sei nach den Vorstellungen von KOBER, MEDWENITSCH, TOLLMANN u.a. die Hallstätter Zone aus ihrem ursprünglichen sedimentären Rahmen gerissen worden; dabei sei die kalkreiche Serie als Obere Hallstätter Decke über die mergelreiche Serie (Untere Hallstätter Decke) geschoben worden, und beide seien einerseits über das Tirolikum weiter gegen N verfrachtet, andererseits von S her von der Dachsteindecke überfahren worden. Heute ruhe die Hallstätter Zone des Salzkammergutes völlig enturzelt über dem Tirolikum und unter der Dachsteindecke. Der Plassen (Hallstätter Zone, siehe Abb. 1) wird dabei als tektonisches Fenster (sekundär durch ein Loch in der Dachsteindecke in seine heutige Lage gekommen) gedeutet.

Ein anderes Deckenkonzept wurde im wesentlichen von NOVAK 1911, HAHN 1912 und SPENGLER 1914, 1918 entworfen. Nach letzterem sind nicht nur Schafberg, Hohe Schrott, Totes Gebirge Türkenkogel und Lawinenstein tirolisch, sondern- im Gegensatz zu KOBER und seinen Schülern- auch Gamsfeld, Katergebirge, Dachstein, Sarstein und Grimming (Abb.1). An den tirolischen Ablagerungsraum habe sich ursprünglich im S (also S vom Dachstein) der Ablagerungsraum der Hallstätter Zone angeschlossen. Während der alpidischen Orogenese sei die Hallstätter Zone zunächst als Decke über den tirolischen (sensu SPENGLER) Untergrund nach N verfrachtet worden. Dafür werden die Hallstätter Scholle des Plassen und die Hallstätter Deckschollen im Mitterndorfer Becken (Röthelstein, Krahstein, Wandlkogel u.a., vgl. Abb.1) als Zeugen angeführt. Später habe sich dann die Dachsteindecke aus ihren ursprünglichen sedimentären Rahmen gelöst und sei samt den ihr aufliegenden Teilen der Hallstätter Decke gegen N über die dort liegenden Teile der Hallstätter Decke gefahren. Die Hallstätter Decke liegt also (nach SPENGLER) z.T. über und - sekundär eingewickelt- z.T. unter der Dachsteindecke.

Vermittelnd zwischen den gegensätzlichen Meinungen von KOBER und SPENGLER steht STAUB 1924. Er nimmt an, daß der Ablagerungsraum der Hallstätter Zone des Salzkammergutes ursprünglich N vom Ablagerungsraum der Dachsteindecke gelegen sei und daß die Hallstätter Zone zunächst gegen N über fremden Untergrund verfrachtet worden und von S her von der Dachsteindecke (Gamsfeld, Katergebirge, Dachstein, Sarstein, Grimming, Türkenkogel und Lawinenstein) überschoben worden sei. In einer späteren Phase der Bewegung seien dann schon einmal von der Dachsteindecke überschobene Teile der Hallstätter Zone von S her über die Dachsteindecke gefahren. Der Plassen wird als eine Hallstätter Deckscholle über der Dachsteindecke gedeutet, ebenso Röthelstein, Krahstein, Wandlkogel u.a.

SPENGLER 1924, 1956, 1959 führt als Möglichkeit an, daß der Ablagerungsraum der Graufazies der Hallstätter Zone des Salzkammergutes ursprünglich N, der Ablagerungsraum der Buntfazies hingegen ursprünglich S vom Ablagerungsraum der Dachsteindecke gelegen habe. Nur Gesteine des südlichen Ablagerungsraumes seien als "Hallstätter Decke" weiter nach N verfrachtet und dann sekundär von der Dachsteindecke überfahren worden. Die Gesteine der Graufazies seien nicht oder nur relativ wenig (als "Zlambachschuppö") nach N geschoben worden.

TRAUTH, der sich früher im wesentlichen den Ansichten von SPENGLER 1914, 1918 angeschlossen hat, gibt 1937 eine weitere Deutung vom Bau des Salzkammergutes. Er nimmt für die Hallstätter Zone Ischl-Aussee-Tauplitzalm einen Ablagerungsraum zwischen der "Traunalpenregion" (mit Schafberg, Leonsberg, Hoher Schrott und Totem Gebirge) im N und dem "Hochalpin" (mit Gamsfeld, Katergebirge, Dachstein, Sarstein, Grimming, Türkenkogel und Lawenstein) im S an. S des Hochalpin nimmt er den Ablagerungsraum einer weiteren Hallstätter Zone an. Während der alpidischen Orogenese sei die nördliche Hallstätter Zone gegen N (bzw. NE) über die Traunalpenregion gefahren und ihrerseits von S (bzw. SW) von der Hochalpinen Decke überfahren worden; der Hochalpinen Decke wiederum seien von S her Teile der südlichen Hallstätter Zone aufgeschoben worden.

In jüngster Zeit wurde durch ZANKL 1967 u.a. im Salzkammergut durch SCHLAGER (in CLAR 1965, Taf.3; SCHLAGER 1967, 1968) nach stratigraphischen und sedimentologischen Neuuntersuchungen das Konzept ortsgebundener Hallstätter Zonen wieder aufgegriffen, modifiziert und mit seinen Konsequenzen dargestellt. SCHLAGER konnte am Gosaukamm trotz der dortigen tektonischen Komplikationen eindeutig zeigen, daß Hallstätter Fazies (dort bisher von vielen Geologen der Hallstätter Decke zugeordnet) und Dachsteinkalk-Fazies (dort bisher von vielen der Dachsteindecke zugeordnet) seitlich ineinander übergehen. SCHÖLLNBERGER (im Druck) konnte ferner am Südrand des Toten Gebirges die dort bisher nicht bekannte seitliche Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies (Totengebirgsdecke nach TOLLMANN seit 1960) und Hallstätter-Fazies (Untere Hallstätter Decke nach TOLLMANN) nachweisen. Diese nun erkannten Faziesübergänge über bisher angenommene Deckengrenzen hinweg zeigen, daß die bislang oft als durchlaufend dargestellten Deckengrenzen zumindest teilweise nicht existieren und somit Teile der Hallstätter Zone des Salzkammergutes sicher autochthon sind. Das schließt nicht aus, daß andere Teile dieser Hallstätter Zone (z.B. Siriuskogel, Röthelstein, Krahnstein, Wandkogel) auf fremden Untergrund aufgeschoben sind, das schließt ferner nicht aus, daß Teilbereiche dieser Hallstätter Zone von höheren tektonischen Einheiten überfahren wurden.

Für die Hallstätter Trias des Plassen konnte SCHÄFFER (unveröff.) zeigen, daß sie nicht in ihre heutige Umgebung eingebunden werden kann. SCHÄFFER diskutiert die Möglichkeit, daß der Plassen aus der Hallstätter Zone Lammertal-Gosau an WS-SE verlaufenden Blattverschiebungen in seine jetzige Position gebracht wurde.

Ebenso wie die tektonische Stellung der Hallstätter Zone des

Salzkammerngutes zu ihrer Umgebung noch nicht völlig geklärt ist, ist auch der Innenbau dieser Zone noch ungenügend bekannt. Fest steht allerdings schon jetzt, daß die interne Trennung der Hallstätter Zone in eine Untere und Obere Hallstätter-Decke mit jeweils eigenständiger Schichtfolge, wie sie von MEDWENITSCH (z.B. 1958) und TOLLMANN (z.B. 1960) gehandhabt wird, nicht aufrecht zu halten ist (vgl. SCHLAGER 1968). Diese tektonische Zweiteilung stützt sich nämlich auf die Annahme von zwei W-O streichenden Teiltrögen, u.zw. eines nördlichen (Ablagerungsraum der tonreichen Hallstätter Schichtfolge) und eines südlichen (Ablagerungsraum der kalkreichen Hallstätter Schichtfolge). Diese Annahme kann nach neuern Untersuchungen nicht bestätigt werden, ebensowenig wie die von SPENGLER 1924, 1956, 1959 geäußerte Meinung, daß die Graufazies ursprünglich N der Dachsteindecke behelmatet gewesen sein könnte (siehe oben). WEIGERT 1971 (unveröff.) konnte nämlich zeigen, daß sich in der W-Flanke des Raschberges auf weite Strecke Pötschenkalk der "Unteren Hallstätter Decke" (= "Zlambachschuppe" bei SPENGLER 1956, 1959) mit Hallstätter Kalken der "Oberen Hallstätter Decke" (= "Hallstätter-Decke" bei SPENGLER 1956, 1959) verzahnt. KRYSSTYN, SCHÄFFER & SCHLAGER 1971, SCHÄFFER 1971 (unveröff.), WEIGERT 1971 (unveröff.) konnte an Stellen, wo Zlambachsichten in die "Untere Hallstätter Decke" und Hallstätter Kalke in die "Obere Hallstätter Decke" gestellt wurden, nachweisen, daß zwischen beiden ein sedimentärer Verband besteht (siehe auch Kapitel "Allgemeines zur Hallstätter Fazies" und Kapitel "Schichtfolgen").

B/1. Graufazies der Obertrias (Zlambach- und Pötschen- Schichten)

Fahrtroute: St. Agatha- Pötschenpaß- Luppitsch- Fischerwiese-
St. Agatha.

Fahrt auf den Pötschenpaß (992m) mit kurzem Halt in der ersten und zweiten Kehre (Übersicht nach S und N)

Haltepunkt 1: Kehre 1 der Pötschenstraße (680 m)

Aussichtspunkt

Blick nach S auf die Dachsteinkalk-Landschaft rund um den Hallstätter See und auf die Plassen-Scholle (Hallstätter-Kalke des Sommeraukogels) bei Hallstatt.

Haltepunkt 2: Knapp vor Kehre 2 der Pötschenstraße (940m)

Aussichtspunkt

Blick von der Straße in nördlicher Richtung auf die Hallstätter Kalke des Raschberges (mit den klassischen Ammonitenfundpunkten Schneckenkogel, "Hiefler", Karlgraben und Raschberg von MOJSISOVIC 1873 -1902) und auf die Jura-Schichtfolge des Sandling (1717m).

Haltepunkt 3: Steinbruch Pötschenhöhe

Nor

Zwischen der 2. Kehre und der Paßhöhe können die Pötschenkalke an ihrer Typlokalität, einem aufgelassenen Steinbruch, und entlang der Straße (mit synsedimentären, nordvergenten Gleitfalten) studiert werden. Es sind dm-gebankte, reichlich hornsteinführende Graukalke mit unterschiedlich starker Druckflaserung und dünnen, graugrünen Tonlagen, die eine ärmliche Mikrofauna (KRISTAN-TOLLMANN 1960) führen. Auf den Schichtflächen liegen häufig mehr oder minder rundliche, bis 10cm große Kalkknollen (Schlick-Gerölle?), unter denen sich in anormal diagenetisch stark überprägte Cephalopoden-Steinkerne verbergen. Einzelfunde von umgestürzten, aber im Verband gebliebenen Crinoidenstielen (bis 80 cm Länge, Krone fehlend) deuten auf zeitweise sehr ruhiges Ablagerungsmilieu.

Mikrofazies: Mikrite bis Pelmikrite mit wechselndem Biogehalt (Monotis-Schälchen, Echinodermengrus, Foraminiferen, Radiolarien, Brachiopoden, selten Ammoniten).

Fauna (nach MOJSISOVICS 1873 bis 1902 und eigenen Aufsammlungen):

Heterastridium conglobatum REUSS; *Monotis* cf. *salinaria* (BRONN); *Halorella pedata* (BRONN), *H. amphitoma* (BRONN); *Argosirenites argonautae* (MOJS.), *Distichites minus* MOJS., *Acanthinites exelsior* MOJS., *Arcestes* cf. *intuslabiatus* MOJS., *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.); *Epigonodolella abneptis* (HUCKR.), *E.* cf. *multidentata* MOSHER, *E.* cf. *bidentata* MOSHER u.a. Conodonten.

Auf die Ammonitenfauna des Steinbruches gründete MOJSISOVICS 1893:809 seine "Zone des *Sirenites argonautae*", die zeitmäßig das hohe Oberror umfassen sollte. Die Unhaltbarkeit dieser Zone wurde bereits von KITTL 1903 angedeutet, der vor allem auf den fehlenden stratigraphischen Verband nach oben und unten hinwies. Durch Vergleich mit nordamerikanischen Ammonitenfaunen versetzte zuletzt TOZER 1971:1020 MOJSISOVICS' "argonautae-Zone" ins hohe Mittelnor (columbianus-Zone), die oben angeführte Conodontenfauna würde eher für tiefes Oberror (untere Suessi-Zone) sprechen.

200m nördlich der Kehre 2 werden die Pötschenkalke entlang der Pötschenwand (im Gr. Zlambachgraben) in 120m Mächtigkeit erschlossen und führen an ihrer Basis unternorische Fossilien: *Halobia styriaca* (MOJS.); *Epigondolella abneptis* (HUCKR.).

Haltepunkt 4: Luppitsch

Nor

Während der Weiterfahrt in Richtung Bad Aussee werden hauptsächlich norische "Pedatakalke" gequert. Ihre Lithologie ist mannigfaltig. Im besuchten Straßenaufschluß südöstlich von Luppitsch bestehen sie aus hellen, dm-starken, gradierten Kalkareniten in Wechsellagerung mit grauen bis schwarzen Mergeln und dünnplattigen Mergelkalken. Dünne Lumachellen von *Halorella pedata* bedecken bisweilen die Schichtflächen.

Fauna: *Halorella pedata* (BRÖNN), z.T. in Lumachellen; *Arcestes intuslabiatus* MOJS. Die Mergel führen eine verarmte Foraminiferenfauna (KRISTAN-TOLLMANN 1960), die der der Pötschenkalke ähnelt.

Haltepunkt 5: Fischerwiese

Rhät

Als letzter Exkursionspunkt wird die Fischerwiese nördlich von Luppitsch (Typlokalität der Zlambach-Schichten) besucht. In einem kleinen, waldbestandenen Graben sind dunkle Tone und Mergel mit seltenen, dm-starken Kalkbänken aufgeschlossen, die sich überwiegend aus umgelagertem Biogendetritus von arenitischer bis ruditischer Korngröße zusammensetzten. Der Graben schneidet in seinem oberen Teil einige dünne Fossilenschuttlagen an, die zahlreiche Korallen (vor allem Solitärformen) führen und wahrscheinlich Hauptlieferanten der großteils lose aufgesammelten Fauna (HAAS 1909, ZAPFE 1967) gewesen sein dürften. Neben den Makrofossilien ist auch die Mikrofauna (Foraminiferen: KRISTAN-TOLLMANN 1964, Ostracoden: KOLIMANN 1963. BOLZ 1971) bedeutend, sie zählt zu den reichsten der Trias. Die korallenführenden Lagen wurden von ZAPFE 1967 als teilweise aufgearbeitete Stillwasser-Bioherme gedeutet, die in ganz geringer Ablagerungstiefe entstanden.

Für die Korallenmergel der Fischerwiese wurde zumeist ein rhätisches Alter angenommen, das ZAPFE 1967 durch den Fund von *Choristoceras marshi* auch beweisen konnte. Davon ab - weichend spricht sich BOLZ 1969 aufgrund der Ostracodenfauna für ein obernorisches Alter der Lokalität aus.

Fauna (auszugsweise nach HAAS 1909 und ZAPFE 1967): *Ambly-siphonella steinmanni* (HAAS); "*Thecosmilium*" *norica* FRECH, *Is-astrea profunda* REUSS, *Montlivaltia norica* FRECH, *Procyclus lithes triadicus* FRECH, *Pinacophyllum parallelum* FRECH, *Thamnasteria rectilamellosa* WINKLER; vereinzelt ^Kalkalgen, Hydrozoen und Bryozoen; *Parallelodon hettangiensis* (TERQUEM), *Trigonia zlambackiensis* HAAS, *Oxytoma inequivalve* (SOW.), *Dimyopsis intusstriata* (EMMRICH); *Worthenia turbo* (STOPPANI), *Amberleyopsis ottohaasii* ZAPFE, *Zygopleura* sp.; *Choristoceras marshi* HAUER, *Placites* sp., *Stenarcestes polysphinctus* (MOJS.), *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.), *Prographularia triadica* FRECH, *Asterotheutis kuehni* JELETZKY & ZAPFE; *Thecospira stuerzenbaumi* (BITTNER), *Bactrynum bicarniatum* EMMRICH, "*Rhynchonella*" *fissicostata* SUESS, *Zugmayerella koessenensis* (ZUGMAYER).

B/2. Oberrnorische Hallstätter Kalke und Zlambackmergel bei Bad Goisern - Gosaukamm bzw. Loser mit Dachsteinkalk

Fahrtroute: St. Agatha - Bad Goisern - Rossmoos - Rossmoosgraben - Bad Goisern - Gosausee - Donnerkogel - bzw. Loser - St. Agatha.

Fahrt nach Bad Goisern, von dort mit dem Sessellift nach Liesen (950m). Am Weg zur Rossmoosalm wird nach 10 Gehminuten eine fossilreiche, oberrnorische ^Graukalkbank im Hallstätter Kalk gequert. Die überlagernden Zlamback-Schichten zeichnen sich durch eine große Foraminiferen- und Ostracodenfauna (KOLIMANN 1963, BOLZ 1971) aus.

Fauna des Hallstätter Kalks: *Cochloceras* sp., *Metasibirites* sp., *Pinacoceras metternichi* (HAUER), *Placites exyphyllus* (MOJS.), *Arcestes intuslabiatus* (MOJS.), *Arcestes gigantogaleatus* (MOJS.), *Stenarcestes* cf. *subumbilicatus* (BRONN), *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.), *Megaphyllites insectus* (MOJS.), *Gondolella*

navicula steinbergensis, Hindeodella (M.) suevica, Oncodella paucidentata, Prioniodina delicatula, Prioniodina muelleri, Spathognathodus hernsteini.

Haltepunkt 1: Rossmoos

Obernorische Hallstätter Kalke

Bis zur Rossmoosalm sind es weitere 5 Minuten. 50 m südlich der Hütte stößt man in einer Buschgruppe auf den berühmten Fundpunkt Rossmoos. Ein ca. 50cm breiter Schurfgraben im obernorischen Hallstätter Kalk kennzeichnet noch heute die Stelle, wo vor rund 130 Jahren die Ammoniten für die Sammlung des Fürsten Metternich und HAUER's klassische Monographie (die erste über Hallstätter Cephalopoden) gewonnen wurden.

Fauna (vgl. MOJSISOVICS 1873-1902): wie am vorhergehenden Haltepunkt.

Haltepunkt 2: Rossmoosgraben

Hallstätter Kalk, obernorische Zlambach-Schichten

Nach einem weiteren Fußmarsch, den Rossmoosgraben nicht ganz 1km in südlicher Richtung entlang, wird der letzte Aufschluß am Vormittag erreicht.

Aus einem 60 m mächtigen Profil (basal 10 m Hallstätter Kalk-Hangendgraukalke, darüber obernorische Zlambach-Schichten) wurden bankweise Schlammproben entnommen. Die Mikrofossilführung schwankt pro kg Sediment zwischen 100 und 2000 Exemplaren, davon sind 30 % Foraminiferen und 70 % Ostracoden. Eine erste Proben-Durchsicht gibt Hinweise auf ⁴aziesabhängigkeit der Foraminiferenfauna innerhalb des Profils (Hallstätter Kalke dürften nach dem reichen Auftreten von Duostominiden s.l. seichter gewesen sein als Zlambachmergel; genauere Daten während der Führung).

Makrofauna (größtenteils pyritisierete Innenwindungen aus den Tonen): Cycloceltites arduini MOJS., Helictites ? sp., Choristoceras sp., Arcestes gigantogaleatus MOJS., A. intuslabiatus MOJS., Rhacophyllites sp., Megaphyllites sp.

Anschließend Rückkehr mit dem Sessellift nach Bad Gaisern zu den Fahrzeugen.

Nachmittags stehen zwei Exkursionspunkte im Dachsteinkalk zur Auswahl: Gosaukamm oder Loser.

Möglichkeit 1: Gosaukamm

Fahrt zum Gosausee mit eindrucksvoller Kulisse des Gosaukamms (norisches Dachsteinkalk- Riff des zentralen Riffbereiches) im Hintergrund.

Falls genug Zeit zur Verfügung steht, wird über die Zwieselalm-Seilbahn die Westseite des Großen Donnerkogels (2055m) besucht, wo sich das Riff gegen SW mit Zlambach- und Pötschen-Schichten der Hallstätter Fazies verzahnt. Der Übergang ist allerdings durch den posttriadischen Vorschub des Gosaukamms gegen NW heute tektonisch überprägt (vgl. SCHLAGER 1967).

Am Weg zum Schneckengraben (Kote 1670) können im Riffkalk immer wieder kleine Riffbauten in situ (Korallen, Schwämme) studiert werden. Die Riffbildnerfauna ist der des Hohen Göll - Riffes (ZANKL 1969) recht ähnlich, wobei vor allem Kalkschwämme dominieren. Von der Nordseite des Donnerkogels kennt man eine reiche Molluskenfauna (ZAPFE 1962, 1968), in der die wenigen Cephalopoden auf obernorisches Alter (Suessi-Zone) schließen lassen. Zur gleichen Einstufung gelangt man durch Conodonten (KRISTYN 1972), die aus kleinen Hallstätterkalk- Linsen im höchsten Anteil des Riffkalkes am Westhang des Großen Donnerkogel stammen.

Fauna (auszugsweise nach E.FLÜGEL 1960 und ZAPFE 1962, 1968):
 Peronidella communis FLÜGEL (nom.nud.), P.fischeri FLÜGEL (nom.nud.), Sphinctozoen (Polytholusia u.a.); "Thecosmilia" clathrata (EMMICH), Astraeomorpha confusa (WINKLER), Montlivaltia marmorea FRECH, Procyclolithes triadicus FRECH, Pinacophyllum sp., Thamnasteria rectilamellosa WINKLER; Solenoporaceen, vereinzelt Dasycladaceen; Hydrozoen (Stromatomorpha u.a.; Heterastridium conglobatum REUSS); Bryozoen; Lima cf.punctata SOW., Dicerocardium sp., Monotis salinaria BRONN; Purpuroidea excelsior KOKEN, Trachynerita infranodosa KITTL; Rhabdoceras suessi HAUER, Paracladiscites diurnus (MOJS.), Placites

cf. *myophorus* (MOJS.), *Stenarcestes* cf. *subumbilicatus* (BRONN), *Megaphyllites insectus* (MOJS.); *Austriellula longicollis* (BITTNER), *Nucleatula retrocita* (SUESS); *Chiroadella dinodoides* (TATGE), *Grodella delicatula* (MOSHER), *Hindeodella suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER), *Oncodella paucidentata* (MOSTLER), *Prioidina muelleri* (TATGE), *Spathognathodus hernsteini* MOSTLER.

Abschließend kurzer Besuch in der Steinschleiferei GAPP in Gosau.

Möglichkeit 2: Loserstraße

Bei schlechtem Wetter wird die neue Straße auf den Loser (1838m) bei Altaussee besucht, die einen Rundblick auf das Ausseer-Becken und seine Gebirgsumrahmung (Sandling, Sarstein, Zinken, Röthelstein, Tressenstein, Trisselwand) gestattet. Die Straße schneidet auf mehrere Kilometer Dachsteinkalke des riffnahen Rückriff-Bereiches an und wird gegenwärtig von Dr.H.LOBITZER (Geologische Bundesanstalt Wien) einer Detailbearbeitung unterzogen. In den Aufschlüssen wechseln miteinander mikritische Kalke mit norischer? Megalodontenfauna (*Dicerocardium* n.sp., *Megalodon* sp., gleiche Arten wie am Gosaukamm) und sparitisch zementierte Korallenkalke und Oolithe ab. Der Dachsteinkalk wird außerdem von Spalten mit hellen Brachiopodenspariten (Hierlatzkalk, Lias) durchschlagen.

B/3. Mittel-und obertriadische Hallstätter Kalke des Hallstätter Salzberges; Nor-Stratotypus (Sommeraukogel)

Fahrtroute: St.Agatha- Hallstatt- Sommeraukogel- Schiechtlinghöhe- St.Agatha

Entlang der Straße nach Hallstatt zahlreiche Aufschlüsse im norischen Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies (Loferer Typus, vgl. FISCHER 1964). Der Hallstätter Salzberg wird durch das Echernertal über eine schmale, steile Forststraße (Vorsicht auf Holzverladung!) in 20 Minuten erreicht.

Der Sommeraukogel (Westausläufer des Solingerkogels, 1144m) schließt in einer steilstehenden Antiklinale das bisher kompletteste Triasprofil der Hallstätter Zone auf (vgl. KRYSZYN et al. 1971). Die Schichtfolge beginnt mit skythischen Werfener Schichten, über denen unter- bis mittelanische Gutensteiner Schichten und Steinalmkalke (helle Algenkalke) in ca. 300m Mächtigkeit folgen. Im höchsten Mittelanis und tiefen Oberanis kommen dunkle, dünngebankte, glatt- bis welligschichtige Graukalke (atypischer Reiflinger Kalk) vor. Sie bilden die fazielle Vertretung des am Hallstätter Salzberg weit verbreiteten Schreyeralmkalks und sind vom überlagernden Hallstätter Kalk durch ein mehrere Meter dickes Mergelband getrennt.

Über dem genannten Schieferhorizont beginnt die eigentliche Hallstätter Serie des Sommeraukogels, wobei Ladin bis Nor in Hallstätter Kalken unterschiedlicher lithologischer Ausbildung (vgl. Abb. 4 bzw. KRYSZYN et al. 1971: 614 ff.) und Rhät in Form von Zlambach-Schichten entwickelt sind. Es soll in erster Linie der norische Hangendrotkalk mit seinen reichen, klassischen Ammonitenfundpunkten gezeigt werden. Die ladinischen und karnischen Hallstätter Kalk-Typen - am Sommeraukogel nur durch einen mühseligen Anstieg in steilem, rutschigem Waldgelände erreichbar - können bequemer am Feuerkogel studiert werden. Erwähnenswert ist im graugelben Bankkalk des Sommeraukogels der erstmalige makropaläontologische Nachweis von Ladin (Fauna 71/45) und Cordevol (71/48) in der Hallstätter Fazies der Nordalpen.

Haltepunkt 1: Sommeraukogel
Stratotypus des Nor

Zu den norischen Fossilfundstellen im Hangenteil der Schichtfolge, einer E-W streichenden Wand in 1050 m Höhe, besteht über den Graben "Zwischen den Kögeln" die beste Zugangsmöglichkeit. Die steilgestellten, dünngebankten Rotkalke wurden im vorigen Jahrhundert steinbruchmäßig gewonnen und zur Stollenausmauerung im Salzbergbau verwendet. Sie bilden zusammen mit dem Steinbergkogel die Typlokalität der Hallstätter Kalke (HAUER 1846: 45-46).

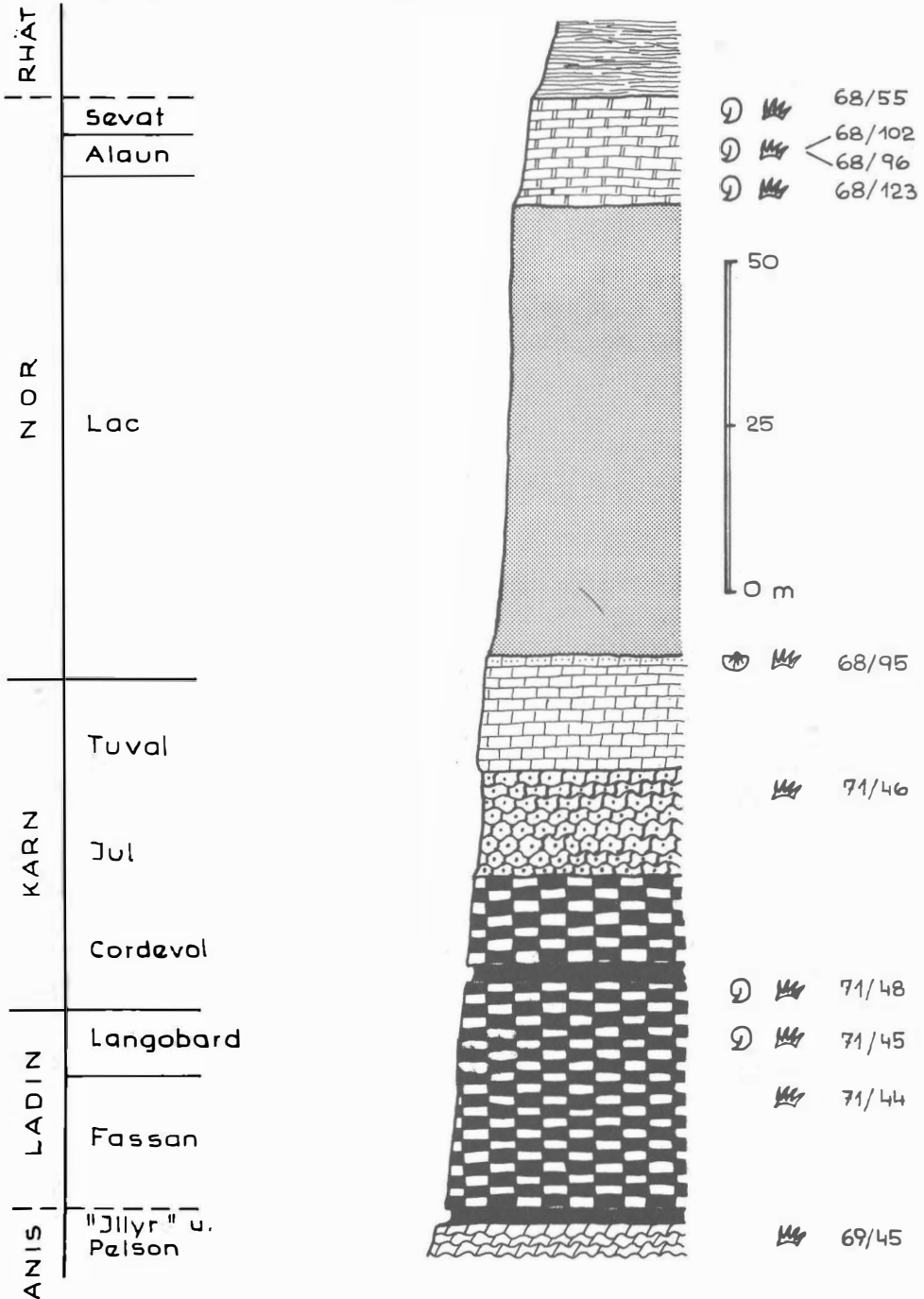
Da ihre reichen Ammonitenfaunen zudem maßgebend für die Aufstellung des Nor (MOJSISOVICS 1869) waren, wurde der Sommeraukogel von KRYSZYN et al. 1971 als Norstratotyp vorgeschlagen. Alle klassischen Fossilager liegen in einer Fe-Oxyd-reichen Subsolutionsfazies des Hangendrotkalks, der hier mit Annäherung an eine submarine Schwelle stark an Mächtigkeit verliert und schließlich auskeilt. Die Anlage Cephalopoden-Lagerstätten deutet somit auf Reliefabhängigkeit hin.

Wie KRYSZYN et al. 1971, Abb. 5 zeigen konnten, liegen die Fundpunkte räumlich und stratigraphisch getrennt, wobei dem Schwellenscheitel zunächst die Bänke mit der unternorischen Patens-Fauna ("Linse mit *Discophyllites patens*" bei MOJSISOVICS 1873-1902) anstehen. Etwa 30 m weiter westlich schließt das *Bicrenatus*-Lager ("Linse mit *Cyrtopleurites bicrenatus*" sensu MOJSISOVICS) an, in dem früher ein 4-5 m dickes, ammonitenführendes Rotkalkpaket abgebaut wurde. Der Punkt läßt sich an den stehengebliebenen Bohrlöchern noch heute leicht lokalisieren. Nach weiteren 150 m, 2 m im Hangenden der *Bicrenatus*-Fauna, stößt man im obersten, stärker tonigen Hangendrotkalk auf eine Bank mit obernorischen Ammoniten (*Metternichi*-Lager) und zahlreiche Heterastridien. Anschließend wird der Rotkalk kontinuierlich von Zlambach-Schichten überlagert, wobei die, mehrere Meter mächtige, Übergangsserie noch obernorische Conodonten (*Spathognathodus hernsteini* MOSTLER) führt.

Patens-Lager: Es war maßgebend für die Patens-Zone bei MOJSISOVICS 1902, und wurde von diesem ins Untenor gestellt. Im neuen Zonenschema nimmt ihr Platz die Magnus-Zone TOZER's ein. An der kleinen Abbaustelle findet man selten *Juvavites* sp., *Discophyllites patens* (MOJS.), *Rhacophyllites neojurensis* (QUENST.), *Placites perauctus* (MOJS.) und große *Pinacoceraten* der *P. metternichi*-Gruppe. Faunenlisten 68/123-125 und bei MOJSISOVICS 1873-1902.

***Bicrenatus*-Lager:** Wie bereits erwähnt, entstammt die klassische

Abb.4. Höhere Mittel-und Obertrias des Sommeraukogels bei Hallstatt. Stratigraphische Position der im Verzeichnis genannten Fossilpunkte. Legende wie Abb.3.



Fauna (von MOJSISOVICS in seine Bicrenatus-Zone gestellt) einem mehrere Meter starken Komplex, der im Liegenden auch Bänke mit Patens-Fauna einschließt. Nach den neuen Untersuchungen lassen sich zwei Bereiche unterscheiden, ein tieferer mit "echter" Bicrenatus-Fauna (Bicrenatus-Zone) und ein höherer, aus dem bislang nur Ammoniten der Gattung Halorites ("Haloriten-Horizont") bekannt sind (Fundpunkt 68/102 auf Abb.4). Im Schutt kann man vor allem Arcestiden (*Stenarcestes diogenis* (MOJS.), *Arcestes colonus* MOJS.), *Rhacophyllites neojurensis*, *Placites*, Bruchstücke großer *Pinacoceraten* und *Atractiten* sammeln. Von den stratigraphisch wertvollen Gattungen kommen vereinzelt *Drepanites*, *Cyrtopleurites*, *Hauerites*, *Distichites*, *Parathisbites* und *Didymites* zum Vorschein.

Metternichi-Lager: Die erst seit kurzem bekannte und in die obernorische Suessi-Zone einzustufende Fauna (Fundpunkt 68/55) setzt sich hauptsächlich aus "leiostracen" Formen zusammen. Auf der freiliegenden Schichtfläche sind u.a. Abdrücke von *Pinacoceras metternichi* (HAUER) und *Cladiscites tornatus* (BRONN) erkennbar.

Faunenliste zu Abb.4 :

69/45: Mittelanis? ; Conodontenprobe

Gondolella navicula HUCKR., *G.cf.excelsa* (MOSHER), *Enantiognathus* sp., *Hibardella magnidentata* (TATGE), *H.(Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *H.(M.) cf.pectiniformis* (HUCKR.), *Neohindeodella aequiramosa* KOZUR & MOSTLER, *Ozarkodina kockeli* TATGE, *Prioniodina muelleri* (TATGE), *Veghella Hibardella* (BUDUROV).

71/44: Unterladin; Conodontenprobe

Gondolella excelsa (MOSHER), *G.momebergensis* TATGE, *G.navicula* HUCKR., *G.polygnathiformis* BUD.& STEF. (1 Exemplar), *Gladigondolella cf.malayensis* (NOGAMI), *G.tethydis* (HUCKR.), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *E.petraeviridis* (HUCKR.), *Didymodella alternata* (MOSHER), *Hibardella magnidentata*, *Hindeodella (M.) pectiniformis* (HUCKR.), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER), *Ozarkodina saginata* HUCKR., *Prioniodina venusta* (HUCKR.).

71/45: Oberladin

Protrachyceras pseudoarchelaus (BOECKH), *Proarcestes* sp.,

Gondolella excelsa (MOSHER), *G. navicula* HUCKR., *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), Astformen wie 71/44.

71/48: Unterkarn (Cordevol)

Trachyceras sp. ind., *Paratrachyceras* cf. *hofmanni* (BOECKH), *Arpadites circumscissus* MOJS., *Coroceras nasutus* (MOJS.), *Sageceras haidingeri* (HAUER), *Pompeckjites layeri* (HAUER), *Proarcestes ausseanus* (MOJS.), *P. gaytani* (KLIPSTEIN), *Joannites cymbiformis* (WULFEN), *J. klipsteini* (MOJS.), *Gondolella navicula* HUCKR., *G. polygnathiformis* BUD. & STEF., "*Gondolella*" m. *mungoensis* (DIEBEL), "*G.*" m. *catalana* HIRSCH, *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Hindeodella* (M.) *suevica* (TATGE), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Prioniodina excavata* MOSHER, sonst wie 71/44.

71/46: Oberkarn?; Conodontenprobe

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF., *Enanthiognathus zieglerei*, *Ozarkodina tortilis* TATGE.

68/95: Unternor (Lac 1)

Halobia styriaca (MOJS.), *Epigondolella abneptis* (HUCKR.), *E. nodosa* (HAYASHI), *Gondolella navicula* HUCKR., *Enanthiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella* (M.) *suevica* (TATGE), *Neohindeodella triassica* (MÜLLER).

68/102: Mittelnor (Alaun 2); Oberkante Bicrenatus-Lager.

Halorites sp., Conodonten wie 68/96.

68/55: Oberror; Metternichi-Lager

Pinacoceras cf. *metternichi* (HAUER), *Arcestes* div. sp., *Cladiscites* cf. *tornatus* (BRONN), *Paracladiscites multilobatus* (BRONN), *Rhacophyllites debilis* (HAUER), *Epigondolella bidentata* MOSHER, *E. multidentata* MOSHER? *Gondolella navicula steinbergensis*, *Chiroadella gracilis* MOSTLER u. a.

Haltepunkt 2: Schiechlinghöhe

Ladin, Anis

Nach dem Abstieg zu den Fahrzeugen wird die Fahrt über den Salzberg zur Sattelhütte in 1370m fortgesetzt. Um den mitteltriadischen Fossilfundpunkt der Schiechlinghöhe zu erreichen, müssen anschließend zu Fuß noch ca. 200 Höhenmeter überwunden werden. Entlang des Weges stehen tiefanisischer Gutensteiner Dolomit und Steinalmkalk (vgl. Geol. Karte von SPENGLER 1919) an, der in seinem hangendsten Teil häufig von Rotkalkspalten des diskontinuierlich auflagernden Schreyeralmkalks durchschlagen wird.

Die Rotkalke führen an ihrer Basis vereinzelt dünne, Fe-Oxyd-reiche Subsolutionsbänke mit großen, kondensierten, Ammoniten-faunen (Schreyeralpe, Schiechlinghöhe). Vom letztgenannten, um 1890 entdeckten Fundpunkt beschrieb DIENER 1901 eine Cephalopodenfauna mit "oberanisischem" Charakter. Nach dem heutigen Wissensstand handelt es sich um eine Kondensationsfauna, in der neben Unterladin nach der Gliederung von ASSERETO 1971 auch hohes Mittelanis (Niveau 3, obere Binodosus-Zone) und Oberanis (Trinodosus- und Avisianus-Zone) vertreten sind. Der durch eine Schutthalde (Sammelabfall) schon von weitem erkennbare Aufschluß liegt knapp neben dem Wanderweg zur Schreyeralpe und bietet folgendes Profil: Über weißen Oospariten bis Dismikriten (Steinalmkalk), die von einem Fe-Oxyd-umkrusteten Subsolutionsrelief gekappt sind, liegt eine dünne, in Linsen aufgelöste Rotkalkbank; darüber folgen ebenfalls diskontinuierlich hellrote Filamentkalke (ohne Makrofossilien, Ladin?). Die Ammoniten können nach ihrer Erhaltung nur aus der dünnen Rotkalk-Zwischenschicht stammen. Auf der Halde findet man vereinzelt Brachiopoden sowie Bruchstücke von Paraceratites, Ptychites, Gymnites, Proarcestes, Monophyllites und Atractites.

Fauna (nach DIENER 1901 auszugsweise): Paraceratites trinodosus (MOJS.), Judicarites arietiformis (MOJS.), Norites gondola (MOJS.), Anolcites elisabethae MOJS., Protrachyceras sp. (= Anolcites furcosus bei DIENER 1901), Flexoptychites flexuosus (MOJS.), Discoptychites? fastigatus (DIENER), Gymnites incultus (BEY-RICH), Sturia sansovinii (MOJS.), Procladiscites brancoi MOJS., Proarcestes bramantei (MOJS.).

B/4. Mittel- und obertriadische Hallstätter Kalke (mit Stratotyp des Tuval) am Feuerkogel bei Bad Aussee

Fahrtroute: St. Agatha - Bad Aussee - Weißenbachtal - Feuerkogel - St. Agatha.

Autofahrt über Bad Aussee in das Ausseer Weißenbachtal (fossilreiche Gosau, vgl. TOLLMANN 1960). Unterhalb der Weißenbachalm

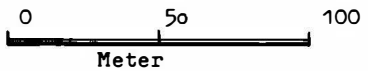
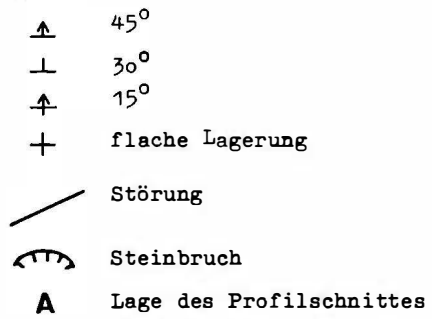
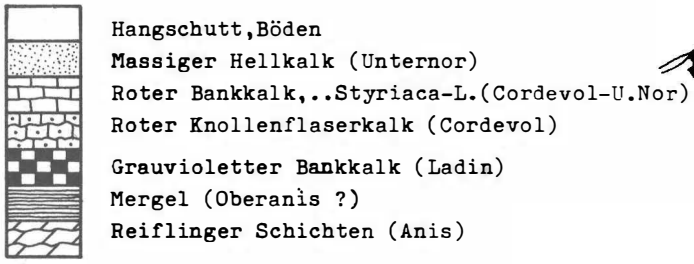
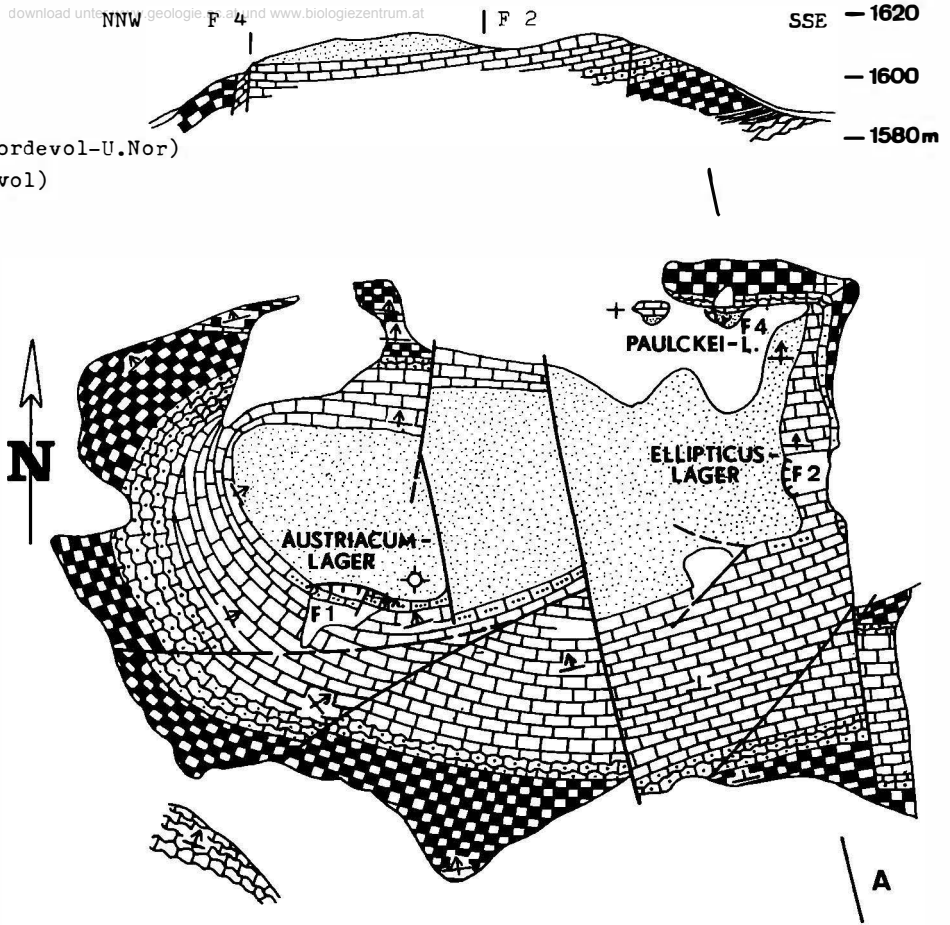


Abb. 5.

GEOL. KARTE DES FEUERKOGELS

L. KRISTYN, 1971



zweigt in südlicher Richtung der Weg zum Feuerkogel (unbenannte Höhenkuppe an der Ostflanke des Röthelsteinmassiv) ab; für die 350 Höhenmeter ist mit einer Gehzeit von 1 1/2 Stunden zu rechnen.

Der Feuerkogel wird von flach bis mäßig steil nordfallenden, bunten Hallstätter Kalken mit 50 m Mächtigkeit aufgebaut (Abb.5). Das ist seit DIENER 1921 bekannt und wurde auch durch TOLLMANN 1960 und MOSHER 1968, Abb.14 bestätigt.

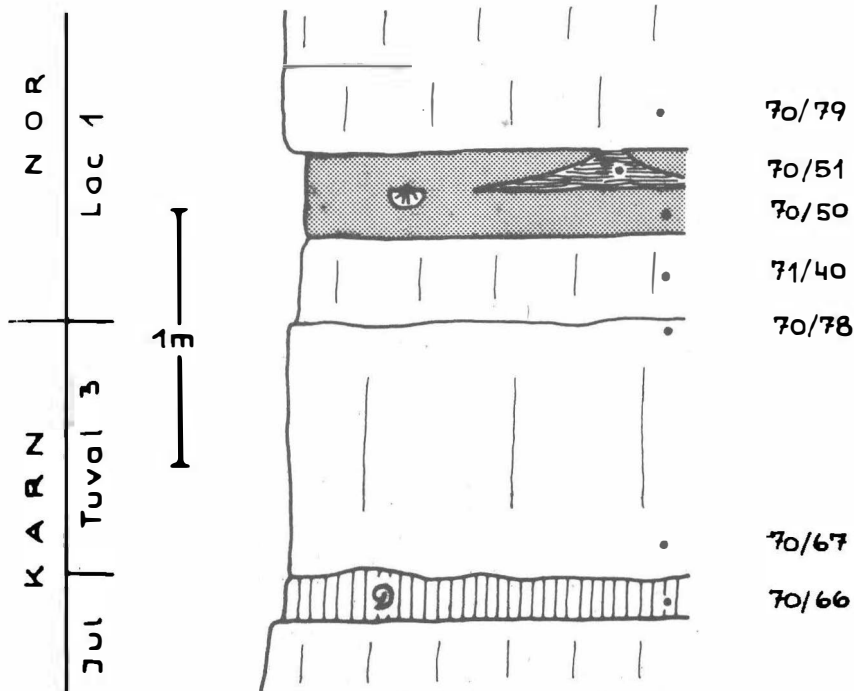
Nach einem Blick auf die entlang der Südseite des Kogels erschlossene Schichtfolge (Abb.5) mit anisischem Reiflinger - kalk, ladinischem Grauvioletten Bankkalk, karnischen Knollen - flaserkalk und Rotem Bankkalk sowie unternorischem Hellkalk werden die klassischen Fossilfundpunkte besucht. Ihnen verdankt der Feuerkogel (in der älteren Literatur auch unter Röthelstein, Kampl, Teltschen und Schnittlingmoos geführt) seine weit über die Grenzen Österreichs reichende Berühmtheit.

Austriacum - Lager (F 1 auf Abb.5):

Die Fundstelle liegt auf der Südflanke des Kogels nahe der Gipfelkuppe und hebt sich durch ihre große Schutthalde deutlich von der Umgebung ab. Durch die rege Sammeltätigkeit entstand im Laufe der Zeit ein regelrechter Steinbruch von 30m Länge und 2m Höhe. Heute steht im Aufschluß nur mehr unternorischer Hellkalk (an der Basis Halobia styriaca-Lumachelle) an, die Rotkalke mit den unterkarnischen Fossilager sind mehr als einen Meter unter Schutt begraben. Man sammelt am besten auf der auch jetzt noch fossilreichen Halde, die meist gut erhaltene Ammoniten der Gattungen Trachyceras, Sirenites, Sageceras, Coroceras, Pompeckites, Simonyceras (= "Monophyllites"), Proarcestes, Cladiscites und Joannites (bes. J. cymbiformis) liefert.

Im Steinbruch (Abb.6) können drei Ammoniten-Niveaus unterschieden werden. Zuerst ein unternorisches in einer seichten Schichtspalte (70/50, Kerri-Zone), im Bereich der deutlich markierten

Schichtfuge ein oberkarnisches (70/78, Anatroplites- Bereich) und als tiefstes die unterkarnische Lage mit *Trachyceras austriacum* (70/67, Aonoides-Zone), namensgebend für den gesamten Aufschluß. Bei MOJSISOVICS 1873-1902 sind die Faunen aller drei Horizonte in der "Linse mit *Trachyceras austriacum*" zusammen - gefaßt. TOZER 1967; 1971 mußte daher beim Vergleich mit nord - amerikanischen Ammonitenabfolgen auf eine Kondensationsfauna schließen.



- ⊙ **Austriacum-Fauna**
- ☉ **Halobia styriaca - Lumachelle**

Abb.6. Austriacum- Lager (F 1) des Feuerkogels. Detailprofil mit Lage der im Verzeichnis genannten Faunen.

Faunenliste zu Abb.6:

70/66 : Austriacum-Fauna; Aonoides-Zone

Von den nachgenannten Ammonitengattungen finden sich die meisten in großer Artenzahl bei MOJSISOVICS 1873-1902 wieder.

Trachyceras, Protrachyceras, Sirenites, Diplosirenites, Arpadites, Buchites, "Celtites", Coroceras, Proarcestes, Joannites; häufig sind ferner Sageceras haidingeri (HAUER), Pompeckjites layeri (HAUER), Hypocladiscites subtornatus (MOJS.), Simonyceras (= "Monophyllites") simonyi (HAUER), Megaphyllites jarbas (MUNSTER). Gondolella navicula HUCKR., G. polygnathiformis BUD. & STEF., Gladigondolella tethydis (HUCKR.) u.a. (vgl. HUCKRIEDE 1958).

70/67 : Tuval 3; Conodontenprobe

Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF., Epigondolella nodosa (HAYASHI)

70/78 : Tuval 3; Anatropites - Bereich

Anatropites spinosus (MOJS.), Discotropites sp., Anatomites sp., Sirenites sp., "Clydonites" (Shastites?) daubreei MOJS., Thisbites sp., Hannaoceras henseli (OPPEL), H.cf.nasturtioides (GEMM.), Tornquistites evolutus HYATT & SMITH, Spingites sp., Arcestes div.sp. Conodonten wie 70/67.

71/40 : Unternor; Conodontenprobe

Epigondolella abneptis (HUCKR.), E.nodosa (HAYASHI)

70/50 : Unternor; (Lac 1; Kerri-Zone)

Halobia styriaca (MOJS.); Epigondolella abneptis (HUCKR.), E.nodosa (HAYASHI), E.ziegleri (DIEBEL), Hibardella magnidentata, Hindeodella (M.) suevica (TATGE), Neohindeodella triassica (MÜLLER), Prioniodina muelleri TATGE.

70/51 : Unternor: (Lac 1; Kerri-Zone)

Gonionotites cf.obliterated (MOJS.), Anatomites rotundus (MOJS.), Styrites tropitiformis MOJS., S.div.sp., Mojsisovicsites sp., "Celtites" sp., Pinacoceras sp., Placites placodes (MOJS.), Arcestes div.sp., Rhacophyllites neojurensis (QUENST.), Megaphyllites applanatus (MOJS.). Gondolella navicula HUCKR., sonst Conodonten wie 70/50.

70/79 : Unternor; (Lac 1; Kerri-Zone).

Griesbachites cf.kastneri (MOJS.), Cladiscites crassestriatus (MOJS.), Juvavites sp. Conodonten wie 70/51.

Ellipticus - Lager (F 2 auf Abb.5):

Der Feuerkogel bricht an seiner Ostflanke mit einer 8-10m hohen Wandstufe ab, an deren Oberkante die Fundstelle zwischen Buschwerk versteckt liegt. Wenn man vom Austriacum-Lager 150m in ostnordöstlicher Richtung geht, ist sie nicht zu verfehlen.

Durch synsedimentäre Schollenkipfung (bis 90°) und Spalten-tektonik besitzt das Ellipticus-Lager einen äußerst komplexen Bau, der bislang den Aufgliederungsversuchen erfolgreich widerstanden hat. Fest steht nur, daß in dem fast 3m hohen Aufschluß neben dem basalen Fossilager ("Linse mit Lobites ellipticus" bei MOJSISOVIC 1873-1902) auch fossilführende oberkarnische und unternorische Hallstätter Kalke anstehen. Von hier stammt ferner der von WENDT 1969 beschriebene Foraminiferen "Riff"horizont. Da noch keine größeren Neuaufsammlungen vorliegen, läßt sich das Ausmaß der Kondensation in der Ellipticus-Fauna schwer beurteilen. Sie dürfte zumindest Cordevol und Jul umfassen. TOZER 1971:1018 vermutet zusätzlich Oberladin im Fossilager.

Der Fundpunkt war im vorigen Jahrhundert Hauptlieferant Hallstätter Cephalopoden, die in alle Welt verschickt wurden. Heute ist er für den Sammler unergiebig. Ammoniten sind zwar im Anstehenden nicht selten, durch die Härte des Gesteins aber kaum gewinnbar. Auch die Halde am Wandfuß liefert kaum gutes Fossilmaterial.

Subbullatus- und Paulckeilager (F 4 auf Abb.5):

Der Steinbruch liegt am schwer zugänglichen Nordhang in ca. 1590m inmitten von Krummholz. Er wurde von KRYSZYN & SCHLAGER 1971 aus zweierlei Gründen als Tuval-Stratotyp vorgeschlagen: Erstens enthält das einzige bekannte Schichtlager einer größeren Subbullatus-Fauna in den Ostalpen und zweitens leitet hier ein kurzes und fossilreiches Profil ins Unternor (Paulckeilager-Fauna) über.

Derzeit können im Steinbruch (Abb.7) mindestens vier Faunenbereiche, zwei oberkarnische (Bänke B 5, B 15) und zwei unter-norische (Bänke B 1 - B 16) unterschieden werden. Es ist zu hoffen, daß sich durch die laufenden Arbeiten insbesondere im norischen Anteil weitere Untergliederungsmöglichkeiten ergeben. Während der Exkursion wird sicherlich Gelegenheit zum Aufsammeln charakteristischer Tuval- (Tropites, Discotropites, Hoplotropites, Jovites, Hannaoceras) und Unternor- Ammoniten (Malayites, Griesbachites, Gonionotites) bestehen.

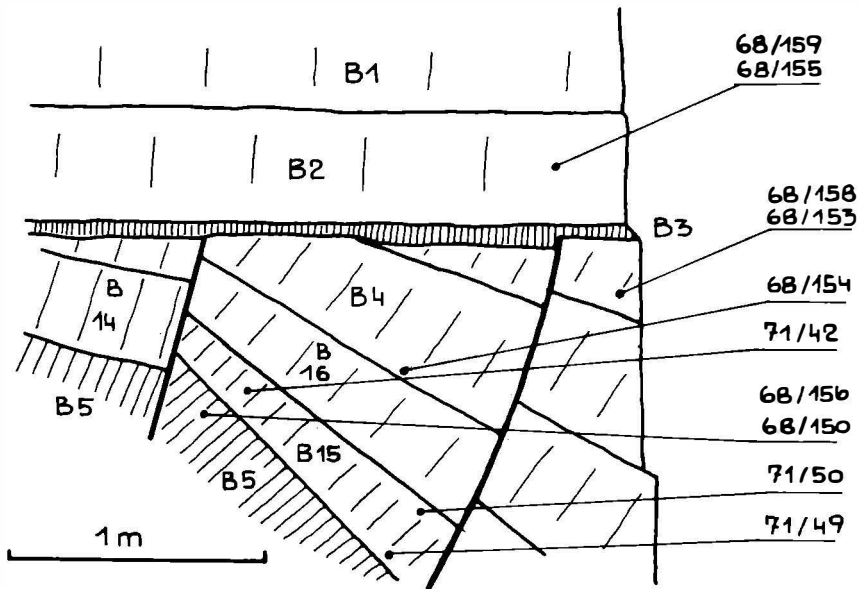


Abb.7. Subbulatus- und Paulckeilager (F 4) des Feuerkogels. Detailprofil mit Lage der im Verzeichnis genannten Fauna.

Faunenliste zu Abb.7:

68/150 : Bank B 5 (Tuval 2; Subbulatus-Zone)

Tropites fusobullatus MOJS., *T.klebensbergi* DIENER, *Discotropites laurae* (MOJS.) u.a., *Anatomes leiostracus* DIENER, *Jovites dacus* MOJS. u.a., *Pinacoceras rex* MOJS., *Arcestes* div.sp., *Hypocladiscites sub-tornatus* (MOJS.)

- 71/42 : Bank B 15 (Tuval 3; Anatropites-Bereich)
 Discotropites cf. plinii (MOJS.), Hoplotropites circumspinitus (MOJS.), Paratropites myronis DIENER, Anatropites ? sp., Gonionotites sp., Anatomites sp., Anasirenites ekkehardi MOJS., Hannaoceras nasturtioides (GEMM.), Tornquistites evolutus H ATT & SMITH
- 68/153 : Bank 4 (Lac 1; Kerri-Zone)
 Griesbachites cornutus DIENER, Cladiscites crassestriatus (MOJS.), Hypocladiscites subtornatus (MOJS.)
- 68/155 : Bank B 2 (Lac 2; Paulcke-Zone)
 Malayites waageni (DIENER), Pinacoceras aff. parma MOJS., Placites perauctus (MOJS.), Arcestes trauthi DIENER, Cladiscites cf. neortus MOJS., Hypocladiscites subtornatus MOJS.
- 68/156 : Bank B 5; Conodontenprobe
 Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF., Chirodella dinodides (TATGE), Enantiognathus zieglerei (DIEBEL), Grodella delicatula, Hindeodella (M.) suevica (TATGE), Neohindeodella triassica (MÜLLER), Ozarkodina tortilis TATGE, Prioniodina muelleri TATGE
- 71/49 : Bank B 15 (basal); Conodontenprobe
 Gondolella polygnathiformis BUD. & STEF., Epigondolella nodosa (HAYASHI), Astformconodonten wie 68/156
- 68/158 : Bank B 4; Conodontenprobe
 Epigondolella abneptis (HUCKR.) (sehr häufig), E. nodosa (HAYASHI), Gondolella navicula HUCKR., Astformconodonten wie 68/156
- 68/159 : Bank B 2; Conodontenprobe
 Conodonten wie 68/158.

Literatur

Es wird nur eine Auswahl der wichtigsten Literatur gebracht.

- BOLZ, H.: Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden, 1: Ostracoden der Zlambach-Schichten, besonders Bairdiidae.- Senckenbergiana lethaea, 52, 129-283, 34 Abb., 16 Taf., Frankfurt 1971.
- DIENER, C.: Die Cephalopodenfauna der Schiechlingshöhe bei Hallstatt.- Beitr. Paläont. Österr.-Ungarn, 13, 3-42, 3 Taf., Wien 1901.
- FLÜGEL, E.: Untersuchungen über den Fossilinhalt und die Mikrofazies der obertriadischen Riffkalke in den Nordalpen.-

Habilschr., Univ., Wien, 279 S., 43 Taf., Wien 1962.

- HAUG, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales.- Bull.Soc.géol.France, (4) 12, 105-142, 7 figs. 1 tab., Paris 1912.
- KITTL, E.: Geologische Exkursion im Salzkammergut.- 9. Inter-Geol.Kongr.Exkursionsf.IV, 118 S., Wien 1903.
- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten- Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich).- Verh.B.A. Wien (im Druck).
- KRYSTYN, L., G.SCHÄFFER & SCHLAGER, W.: Über die Fossil-Lagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen.- N.Jb.Geol.Pal.Abh., 137, 284-304, 9 Abb., Stuttgart 1971.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt Aussee (Salzkammergut).- Mitt.Geol.Ges. Wien, 50, 133-200, 4 Taf., 1958.
- SCHÄFER, G.: Die Hallstätter Trias um den Plassen (Oberösterreich). Unver.Diss.Phil.Fak.Univ.Wien, 198 S., 91 Abb., 22 Taf., Wien 1971.
- SCHLAGER, W.: Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen.- Verh.Geol.B.A., 1967, 50-70, 3 Taf., Wien 1968.
- SCHÖLLNBERGER, W.: Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich).- Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud., 22, Wien (im Druck).
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. - II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen.- Jb.Geol.B.A. 99, 74 S., Wien 1956.

- TOLLMANN, A. : Die Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen.- Jb.Geol.B.A., 103, 37-131, 4 Abb., 4 Taf., Wien 1960.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen.- Geologica et Paleontologica, 4, 87-145, 20 Abb., 8 Taf., Marburg 1971.
- WEIGERT, U.: Zur Geologie der Hallstätter Zone östlich Bad Goisern (Oberösterreich).- Unver.Diss.Phil.Fak. Univ. Wien 146 S., 53 Abb., 10 Taf. Wien 1971.
- ZANKL, H.: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps.- In: MÜLLER G. (Hersg.): Sedimentology of parts of Central Europe., 147-185, 20 Abb., Frankfurt 1971.
- ZAPFE, H.: Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambach -Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark.- An.Naturhis.Mus.Wien, 71, 413-480, 1 Abb., 9 Taf., Wien 1967.
- ZAPFE, H.: Fragen und Befunde von allgemeiner Bedeutung für die Biostratigraphie der alpinen Obertrias. Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosau-Kammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich) VIII. Verh.Geol.B.A., 1967, 13-27, Wien 1968.

Karten

- MOJSISOVICS, E.: Geologische Karte Blatt Ischl-Hallstatt 1: 75000 mit Erläuterungen. 60 S., Wien (Geol.R.A)
- VACEK, M. & GEYER, G.: Geologische Karte Blatt Liezen 1:75000 mit Erläuterungen.- 58 S., Wien (Geol.R.A. 1915/16).

C. P a l ä o b o t a n i s c h e E x k u r s i o n

FRITZ, A., Klagenfurt

Das Quartär in Kärnten

Die quartären Ablagerungen in Kärnten sind vorwiegend Kiese, Sande, Stauseesedimente und Moränen, die in den weiten Tälern und Becken bis zu einer Mächtigkeit von 200m und mehr den Felsuntergrund bedecken, F.KÄHLER, 1955, 1958. In den mannigfaltigen glazial geschaffenen Geländevertiefungen und Unebenheiten breiten sich zahlreiche Seen und Moore aus, deren Sedimente umfangreiche pollenanalytische Untersuchungen ermöglichen.

Dem Alter nach gehören die quartären Ablagerungen Kärntens hauptsächlich in die Zeit des Würm-bzw. Weichselglazials und in das Postglazial. Ältere Sedimente als würmzeitliche sind nur an wenigen Lokalitäten erhalten und aufgeschlossen. Zu den in dieser Hinsicht begünstigten Gebieten Kärntens zählt die Hollenburger Senke südlich von Klagenfurt und das Tal der Gail.

Die Kiese, Sande und Tone der Hollenburger Senke sind u.a. von V.PASCHINGER, 1930, 1959, mit dem Bemühen untersucht worden, den Ablagerungskomplex im Sinne der klassischen Eiszeitgliederung nach A.PENCK und E.BRÜCKNER, 1909, aufzuschlüsseln. Nach der Meinung PASCHINGER's beherbergt die Hollenburger Senke die Spuren der gesamten Eizeitentwicklung der Ostalpen (Günz-Würm). Pflanzliche Großreste oder Pollen sind bis heute in diesen Schichten noch nicht gefunden worden. So können uns zur Zeit die Sedimente der Hollenburger Senke paläobotanisch nichts geben. Einen geologischen Überblick über das Quartär der Hollenburger Senke findet man bei F.H.UCIK, 1972.

Etwas günstiger liegen die Verhältnisse im Lesachtal und im Gailtal. Auf der jüngsten und tiefsten Terrasse des Tales der Gail, die etwa 100-150m über der heutigen Talsohle liegt und dem präglazialen Talboden entspricht (F.X.SCHAFFER, 1951), befindet sich das "Interglazial" von Podlanig, Nieselach und Achomitz (=Feistritz a.d.Gail). Die größte Ausdehnung erreicht das Interglazial zwischen

Nötsch und Pressegger See. In diesem Raum liegt westlich von Vorderberg und nördlich der Gail der Aufschluß von Nieselbach. Dem interglazialen Sedimentkomplex ist ein ca. 1 m mächtiges Lignitflöz eingelagert.

Ein wichtiger Beitrag, der von Kärnten aus zur allgemeinen quartärgeologischen Erforschung der Alpen erwartet werden kann, ist die pollenanalytische Datierung und vegetationsgeschichtliche Untersuchung dieses jungpleistozänen Lignites. Diesbezügliche Arbeiten wurden im Lesachtal, Gailtal und weiters noch am Krappfeld ausgeführt (A.FRITZ, 1971, 1970).

Das Hauptziel der quartärgeologischen Forschung in Kärnten ist, sedimentbedingt, das Spät- und Postglazial. Schwerpunkte sind die zeitliche Einordnung des schrittweisen Abschmelzvorganges des Draugletschers und der geschichtliche Ablauf der spät-postglazialen Vegetationsentwicklung in seiner stratigraphischen Stellung der Vegetationsgeschichte Mitteleuropas. Die bisherigen Forschungen haben gezeigt, daß sich die Vegetationsentwicklung in Kärnten doch in so wesentlichen Punkten von jener nördlich der Alpen unterscheidet, daß die Anwendung der FIRBAS'schen Pollenzonen als Datierungsmaßstab kaum mehr möglich ist. Kärnten nimmt in der Vegetationsgeschichte des Spät- und Postglazials eine Mittelstellung zwischen dem Raum nördlich und südlich der Alpen ein, A.FRITZ 1967. Einen allgemeinen Einblick über den Eisrückgang des würmzeitlichen Draugletschers geben u.a. die Arbeiten von H.BOBEK 1959 und E.LICHTENBERGER 1953, 1959.

Exkursionen

C/1 Fahrtroute: Villach-Feistritz a. Gail- St.Magdalena- Vorderberg- Nieselach - St.Stefan- Pölland- Windische Höhe- Villach.

Haltepunkt 1: Kalktuff von St.Magdalena westlich von Feistritz im unteren Gailtal, 750m NN
Allerödzeit

Das Kalktuffvorkommen St.Magdalena besteht, wie die Funde in der Umgebung des kleinen Kirchleins gleichen Namens erkennen lassen,

aus mehreren kleinen, räumlich getrennten Tuffbildungen. Der Absatz des Kalktuffes muß, nach den heutigen Gegebenheiten und Lagerverhältnissen zu schließen, bereits vor längerer Zeit stattgefunden haben; der Tuff wird von einer rezenten Bodenbildung bedeckt. Die zwei relativ größten Vorkommen sind gut aufgeschlossen. Einer der beiden Aufschlüsse liegt im unmittelbaren Bereich des Kirchleins, bei dessen Erbauung der Kalktuff als Baustein mitverwendet wurde. Der zweite Aufschluß befindet sich in einem nahegelegenen Hohlweg. Er enthält Blattabdrücke.

Die Altersbestimmung des Kalktuffes gründet sich auf den fossilen Polleninhalte. Der Blütenstaub ist gut erhalten und kann bei Verwendung entsprechend großer Probenmengen (bis zu 600g) so weit angereichert werden, daß eine brauchbare statistische Auswertung möglich ist.

Die Pollenspektren, die sich auf eine Tuffmächtigkeit von 2 m verteilen, besitzen einen typisch spätglazialen Charakter. Der bei weitem wichtigste Pollentyp ist der von *Pinus sylvestris*. Er nimmt von unten (43%) nach oben hin zu (68%) und erreicht seinen Höchstwert (80%) in den mittleren Lagen des Tuffes. Der zweitwichtigste Pollentyp ist der der *Betula*. In der untersten untersuchten Probe ist er mit 23% der Gesamtpollensumme vertreten. Der Verlauf der *Betulakurve* ist gegengleich zu der der Kiefer. Auf den mengenmäßig relativ schwach vertretenen Nichtbaumpollen entfällt in der untersten Probe immerhin noch 33%. Die Zahl der NBP-Typen beträgt hier 23 gegenüber 3BP-Typen. Stratigraphisch bedeutsam ist weiters noch der allgemein geringe Anteil an *Artemisia*-Pollen (1-2,5%) und das spärliche Auftreten von Pollen anspruchs vollerer Waldbäume wie von *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Carpinus*, *Ostrya* u.a., dessen Gesamtwert nach oben hin sich geringfügig erhöht. Pollen von *Picea abies* ist nur mit vereinzelt Pollenkörnern vorhanden.

Die Bildung des Kalktuffes fällt nach diesen pollenstratigraphischen Indizien in eine Zeit, in welcher die Kiefer zwar schon im unteren Gailtal vorhanden war, sich aber erst jetzt intensiv auszubreiten begann. Diese Zeit ist offensichtlich jene Phase der spätglazialen Waldentwicklung Kärntens, in der die Kiefer ihre stärkste Ver-

breitung besaß und während der es zur Einwanderung der ersten wärmeliebenden Gehölze gekommen ist. Es ist nach den gegenwärtigen Kenntnissen der Alleröd - Interstadial, A.FRITZ 1972.

Das allerödzeitliche Alter des Kalktuffes von St.Magdalena im unteren Gailtal gibt uns einen weiteren konkreten Hinweis über den zeitlichen Abschmelzungsprozess des Draugletschers. Durch ihn werden die Erfahrungen der letzten Zeit bestätigt, daß der Hauptabschmelzprozess des Draueiskörpers bereits sehr früh begonnen und der Zerfall des Gletschers im Raume von Villach noch vor dem Alleröd-Interstadial stattgefunden hat, A.FRITZ 1972b. Daraus ergibt sich die Folgerung, daß die Gletscherhalte und-vorstöße im Klagenfurter Becken zwischen Bleiburg und Villach älter sind als 13.000 Jahre v.h.

Haltepunkt 2: Interglazialer Lignit von Nieselach nordwestlich von Vorderberg im unteren Gailtal, 580m NW.
Riß/Würm

Der Lignit von Nieselach verdankt seine Aufschließung in der gegenwärtigen Form einer Hangrutschung, die im Herbst 1966 durch anhaltende Regenfälle ausgelöst wurde. Diese Stelle ist zur Zeit der eindrucksvollste Aufschluß kohleführenden Diluviums in Kärnten. Die Kohle wurde mehrmals abgebaut, zuletzt in den Notzeiten der ersten Nachkriegsjahre des zweiten Weltkrieges, F.H.UCIK 1969. Die maximale Mächtigkeit des Flözes soll 2 m betragen. Die Bildung des Kohlenflözes geht auf Treibholz-Einschwemmung in einen Flußaltlauf einer Urgail zurück. Darauf verweisen auch die fossilen Muschelschalen von *Unio cytherea atrovirens* ROSS. in einer zu *U.c. decurvatus* ROSS. hinneigenden Seeform, F.KAHLER 1926.

Die Schichtfolge beginnt im Liegenden mit einem nahezu horizontal geschichteten blaugrauen Bänderschluft. Dieser geht allmählich in einen wenig deutlich geschichteten, sandigen feinglimmerigen Schluff und schließlich in einen fast 3m mächtigen Mittel-bis Grobsandhorizont über. Darüber liegt mit scharfer Grenze, aber offenbar ohne Diskordanz, der flözführende, graue Schluff, der mit einem Muschelhorizont beginnt. Die Schluffe unterhalb des

Muschelhorizontes sind völlig pollenleer, oberhalb desselben pollenführend. Auf den flözführenden Schluff folgen, mit deutlicher Diskordanz, die Kiese der Terrasse von St.Stefan und darüber die Würmmoränen. Letztere wurden beim Bau des Güterweges von St.Stefan nach Nieselach angeschnitten und aufgeschlossen. Die Schluffe, Sande und Kiese wurden von A.PENCK 1909, in das Riß/Würm-Interglazial gestellt.

Aus dem Lignitflöz von Nieselbach hat W.RÖSSLER, 1941, drei Holzproben untersucht. Davon erwiesen sich zwei Proben als *Picea* sp. und eine als *Junipersus* sp.

Die ^{14}C -Datierung des Lignites ergab ein Mindestalter von 38.600 Jahren. Daraus läßt sich leider die Einstufung der Kohle in das letzte Interglazial nicht beweisen, das radiometrische Alter spricht aber auch nicht dagegen.

Die entsprechenden Argumente für ein interglaziales Alter des Lignites erbringen die Pollenanalyse und die Glazialgeologie.

Aufgrund der pollenanalytischen und der lithostratigraphischen Untersuchungen ergibt sich, daß das "Interglazial" von Nieselach in drei verschieden alte Schichtfolgen aufgegliedert werden muß. Die blaugrauen Bänderschluffe im Liegenden des Aufschlusses erinnern in ihrem Aussehen an typische eiszeitliche Stauseetone. Das Fehlen von Pollen stünde damit im Einklang. Der blaugraue Bänderschluff könnte somit noch der Rißeiszeit angehören. Diese Vermutung wird dadurch unterstützt, daß an der Grenze Sand-Muschelhorizont offenbar eine längere Zeitlücke vorliegt. Die Sedimentation des pollenführenden Schluffes hat nämlich erst in einer fortgeschrittenen Phase der fossil dokumentierten Waldentwicklung eingesetzt. Sie begann, als die Waldvegetation in der Umgebung Stadium eines Rotbuchen-Tannen-Fichtenwaldes erreicht hatte. Der Schwerpunkt dieser Waldphase liegt pollenmäßig in der älteren Hälfte des Lignitflözes. Im jüngeren Teil desselben liegen bereits deutliche Anzeichen für eine heranrückende Klimaverschlechterung vor, die den Rotbuchen-Tannen-Fichtenwald zurückdrängte und die Ausbreitung der Kiefer und der Fichte förderte. Diese pollenführenden Schichten des Gesamtprofils können als warmzeitlich ange-

sprochen werden. Der warmzeitliche Charakter kommt besonders überzeugend zum Ausdruck, wenn man die fossile Vegetation von Nieselach mit der postglazialen Rotbuchen-Tannen-Fichtenphase in Form von Kreisspektren vergleicht, A.FRITZ 1970.

Die Kiese der Terrasse von St.Stefan, die durch eine Diskordanz (also wiederum durch eine Zeitlücke) vom fossilführenden Schluff getrennt sind, dürften bereits im Zusammenhang mit der beginnenden Würmvereisung stehen.

Seitens der Glazialgeologie spricht für ein interglaziales Alter des Lignites die Tatsache, daß gleichaltrige Kohlenbildungen auch im Lesachtal, 880m NN, vorkommen und daß diese Verbreitung des Lignites einen Gletscherrückgang voraussetzt, der weit über dem Ausmaß eines interstadialen Eisrückzuges liegt.

Vegetationsgeschichtlich ist die starke Beteiligung der Rotbuche an der fossilen Vegetation von Nieselach hervorzuheben.

Haltepunkt 3: See-und Moorablagerungen von Pölland nordöstlich von Nieselach, 1050m NN.

Spät-und postglazial

Das pollenanalytisch untersuchte Moor liegt am Südfuß einer etwa W-O streichenden Felswand der Südflanke der Gailtaler Alpen. Die Flächenausdehnung des Moores ist gering. Der Sedimentkomplex besteht aus Ablagerungen eines größtenteils natürlich verlandeten, 1964 abgelassenen Sees. Der ehemalige See wurde talwärts von einer würmeiszeitlichen Moräne abgedämmt.

Die Mächtigkeit der untersuchten Sedimente beträgt 790 cm. Auf einem kiesig-tonigen Untergrund liegt zunächst Seekreide; im Bereiche der Bohrstelle 520cm. Darüber hat sich Bruchwaldtorf mit zahlreich eingelagerten Baumstämmen gebildet. Von -30cm aufwärts geht der Bruchwaldtorf zuerst in einen braunmoosreichen, dann sphagnumreichen und schließlich seggenwurzelreichen Torf über.

Das Moor wird von krüppelnden Waldkiefern, *Pinus sylvestris*, bewachsen und ist vorwiegend durch *Erica carnea* stark verheidet.

Die pollenführenden Schichten enthalten das gesamte Postglazial

und den jüngsten Abschnitt der Späteiszeit.

Die Sedimentation der Seekreide begann mit dem ausklingenden Alleröd. Um diese Zeit waren die mesophytischen Waldbäume, Quercus, Tilia, Ulmus, die Hasel und die Fichte, Picea abies, bereits eingewandert. Infolge der lokalklimatischen Gunst des milderen Südkärntens erreichten die anspruchsvolleren Gehölze hier am Sonnenhang des Gailtales eine stärkere Verbreitung als sonst wo in Kärnten. Der Anflug des Fichtenpollens betrug damals maximal 33% und der des EMW etwas über 6% der Gesamtpollensumme. Die Anwesenheit von Waldbäumen im unmittelbaren Bereich des Moores, also in einer Höhenlage von mindestens 1000-1100m wird für das Alleröd durch Koniferennadeln in der Seekreide bestätigt.

Der letzte Klimarückschlag der Würmeiszeit, Zone III nach FIRBAS, führte in der Waldvegetation zu einem markanten Rückgang des Fichtenareals und der mesophytischen Laubhölzer.

Das Postglazial beginnt mit einer mehr oder weniger gleichzeitigen Ausbreitung aller jener wärmeliebenden Waldelemente, die zu dieser Zeit bereits vorhanden waren. Dadurch kam es zu einer energischen Zurückdrängung des späteiszeitlichen Kieferwaldes. Die erste postglaziale Waldgesellschaft, die dem Kieferwald folgte, war ein Fichten-Kieferwald mit optimaler Beteiligung des EMW-Elementes und der Hasel. Von einer ausgesprochenen Eichenmischwaldzeit im Sinne der Vegetationsentwicklung Mitteleuropas nördlich der Alpen kann aber in Kärnten aus verschiedenen Gründen nicht gesprochen werden. Vor allem aber ist die Periode des optimalen EMW in Kärnten stratigraphisch nicht dasselbe wie nördlich der Alpen! Die EMW-Phase in Kärnten ist älter als die EMW-Zeit im Sinne der FIRBAS'schen Zonengliederung. Sie beginnt in Kärnten schon vor der Vorwärmezeit (IV), erreicht in der früheren Wärmezeit (V) ihr Maximum und geht in den kontinentaleren Teilen des Landes bereits als Boreal, in den südlichen Landesteilen etwas später zu Ende. Die frühe zeitliche Entfaltung der Laubhölzer und das gemeinsame Auftreten derselben mit der Hasel sind vegetationsgeschichtliche Merkmale, die Kärnten stärker mit der Vegetationsentwicklung im südlich benachbarten slowenischen Raum verbindet als mit der Vegetationsgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen.

Die nächstfolgende Waldperiode war ein über ganz Kärnten ausgedehnter Fichtenwald. Sie wurde nach Radiokarbondatierungen aus dem Keutschacher Moor, H.SCHMIDT 1965, dem Höflein Moor, H.SCHMIDT 1965, und dem Dobramoos, S.BORTENSCHLAGER 1966, etwa um 6000 v.h. (also an der Wende des älteren zum jüngeren Atlantikums) durch die Ausbreitung der Rotbuche, *Fagus sylvatica* und der Tanne, *Abies alba*, beendet. Auch die Rotbuchen-Tannenzeit Kärntens ist stratigraphisch nicht mit der "Buchen-Zeit" nördlich der Alpen identisch.

Der Rotbuchen-Tannen-Fichten-Mischwald war jene natürliche Waldgesellschaft, die der prähistorische Menschen antraf und die durch den Menschen mit zunehmendem Maß verändert, degradiert wurde. Die augenfälligste Auswirkung des anthropogenen Einflusses auf den "Urwald" Kärntens war die neuerliche intensive Ausbreitung der Nadelhölzer, im besonderen der Waldkiefer.

Haltepunkt 4: Straße Pölland-Windische Höhe
Nötscher Karbon, Pölland-Gruppe, Westfal A/Stefan ?

Vergleich hierzu Exkursion A/1 Nötsch

C/2 Das Oberkarbon des Naßfeld/Karnische Alpen

Fahrtroute: Villach- Hermagor- Naßfeld- Auernig- Villach.

Vergleich hierzu Exkursion A/2 Karnische Alpen, Haltepunkt 8-11.

Auf der Fahrt nach Graz ist Gelegenheit, daß Teilnehmer mit eigenem PKW außerhalb des Exkursionsprogrammes den spät- und postglazialen Kalktuff von Peratschitzen nördlich des Klopeiner-Sees (410m NN) besuchen.

Haltepunkt: Kalktuff von Peratschitzen
Spät-und postglazial

Der Kalktuff von Peratschitzen ist der größte und ältestbekannte Kalktuff-Bruch Kärntens, A.KIESLINGER 1956. Seine Ent-

stehung könnte den heute noch springenden mächtigen Quellen von Wasserhofen zugeschrieben werden. Der Kalktuff ist knapp vor der Einfahrt in die Ortschaft rechts und links der Straße gut aufgeschlossen. Nach KIESLINGER soll die ursprünglich aufgeschlossene Mächtigkeit 20 bis 26m betragen haben. Der Kalktuff wird einer meterdicken Sandschichte überdeckt in welche zwei Gyttja- Horizonte eingeschaltet sind.

Der Tuff ist reich an Schnecken und Pflanzenabdrücken. Von den aufgefundenen Gastropoden-Arten möge *Helix vindobonensis* genannt sein, da diese Art bis jetzt als der einzige Hinweis auf das postglaziale Alter des Kalktuffes angesehen wurde, F.KAHLER 1926.

Unter den Blattabdrücken sind besonders häufig von Weiden, der Rotbuche und des Spitzahorns.

Pollenanalytische Testuntersuchungen bestätigten zwar für einen Teil des Kalktuff-Vorkommens, das postglaziale Alter, zeigen aber auch, daß die Kalktuffproduktion weit in das Spätglazial zurückreicht. Mit dieser Erkenntnis stimmt die Beobachtung KAHLER's völlig überein, daß in der Tiefe des damaligen Kalktuffbruches nur Weideblatt-Abdrücke zu finden waren.

Literatur

- FRITZ, A.: Beitrag zur spät- und postglazialen Pollenstratigraphie und Vegetationsgeschichte Kärntens.- *Carinthia* II, 77, 5-37, Klagenfurt 1967.
- : Die pleistozäne Pflanzenwelt Kärntens.- *Carinthia* II, Sh.29, Klagenfurt 1970.
 - : Das Interglazial von Nieselach, Kärnten.- *Carinthia* II Sh.28, Klagenfurt 1971
 - : Das Spätglazial in Kärnten.- *Ber.Deut.Bot.Ges.*, 1972, (im Druck)
 - : Das Naturschutzgebiet Grünsee und Umgebung (=Turnmoos).- *Jb.Ver.Schutz Alpenpfl.*, 1972 (im Druck).

RÖSSLER, W.: Diluviale Hölzer aus dem Gailtal (Kärnten) nebst Bemerkungen zur Bestimmung der Hölzer von *Picea* und *Larix*. - Zentralbl.f.Min., 11, 329-436, Stuttgart 1941.

(Es wurde nur die wichtigste Literatur zitiert aus der die weiteren Arbeiten entnommen werden können).

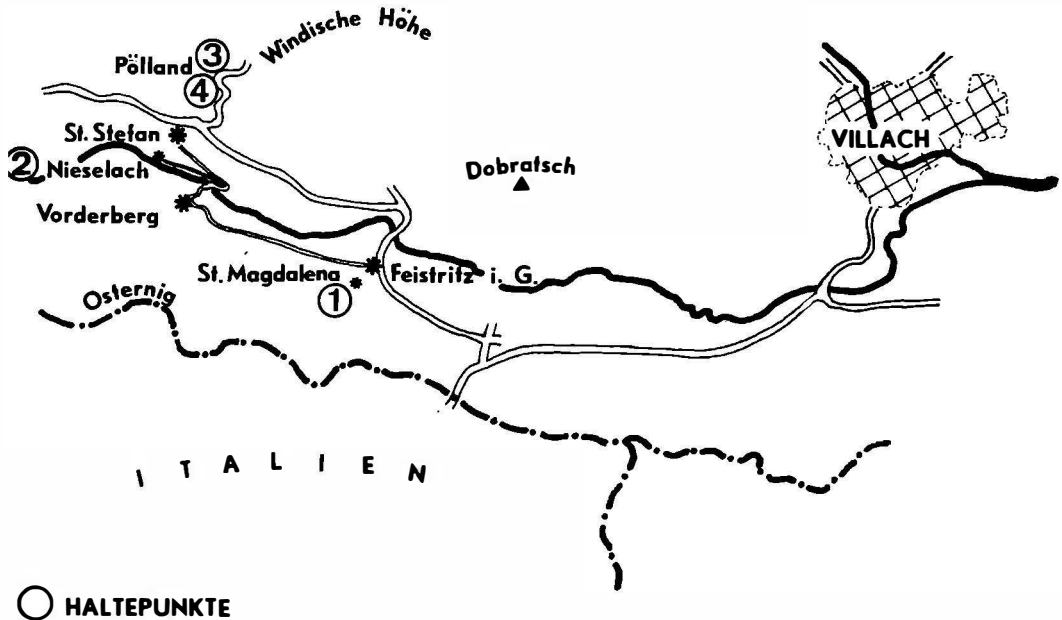


Abb.1. Haltepunkte der paläobotanischen Exkursion.

D. Das Paläozoikum von Graz.

H.W.FLÜGEL, Graz

Stratigraphie und Lagerung

Das Paläozoikum (Ordovicium ? bis Karbon) von Graz umfaßt ein Gebiet von über 1000 km². Nach der lithologischen Entwicklung unterscheidet man die Rannach- bzw. die Hochlantsch-Fazies und die Schöckelkalk-Fazies. Bei den beiden Erstgenannten handelt es sich um Plattformentwicklungen, bei der letztgenannten, zumindest zeitweise, um eine Becken-Fazies (Abb.1). Dazu kommt eine in ihrem stratigraphischen Umfang noch wenig bekannte, stark von der Normalausbildung abweichende Fazies im Raume von Laufnitzdorf nördlich Frohnleiten und im Gebiete nördlich der Breitenau.

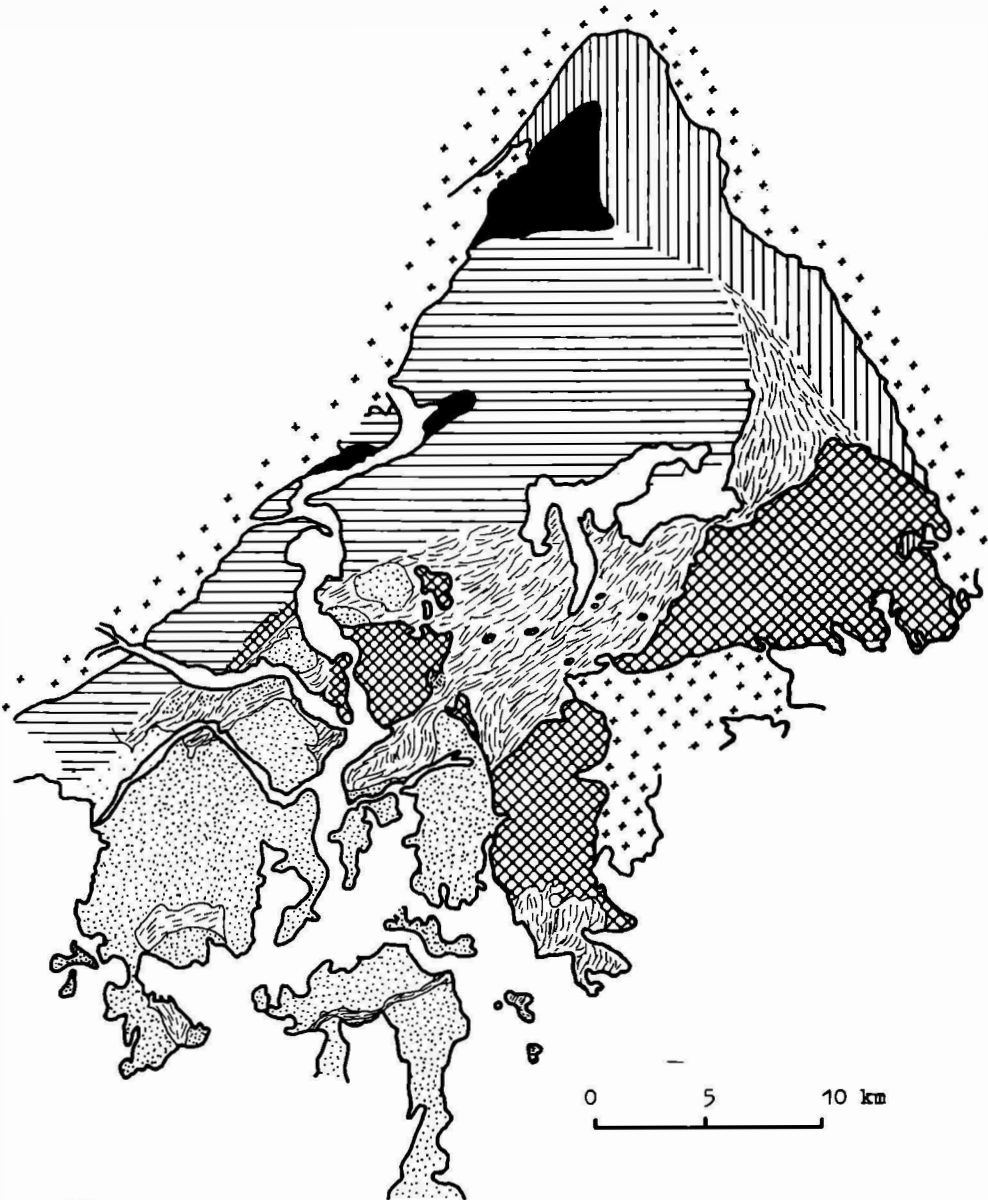
A. Die Rannach-Fazies

Die Rannach-Fazies charakterisiert den Raum westlich und nördlich von Graz (Plabutsch, Buchkogel, Frauenkogel, Rannach, Plesch, Mühlbacher-Kogel usw.). Sie ist gekennzeichnet durch eine stark sandig beeinflusste dolomitische Entwicklung im Unterdevon und eine verhältnismäßig geringmächtige kalkige Ausbildung im Mittel- und Oberdevon.

Das stratigraphisch tiefste Bauglied sind die "Schichten von Kher" (vgl. Tabelle 1). Sie werden in einen tieferen, vorwiegend vulkanogenen ("Untere Schichten von Kher") und einen höheren, vorwiegend sandig-kalkigen Komplex ("Obere Schichten von Kher") gegliedert. Ihre Gesamtmächtigkeit dürfte mehr als 500m betragen.

Die Unteren Schichten von Kher haben bisher keine Fossilien geliefert. Es handelt sich um eine Wechsellagerung häufig gelblich-grüner, mergelig-toniger Schiefer, Fleckengrünschiefer, Tuffite und Metadiabase. Lithologisch lassen sie sich u.a. mit dem Ordovicium der Magdalensberg-Folge Mittel-

Abb.1. Die Faziesverteilung im Devon von Graz



+ + + "Alt-Kristallin"
Schichten von Kher etc.
Rannach-Fazies

Hochlantsch- Fazies
Tonschiefer - Fazies
Dornerkogel- Gruppe

kärntens vergleichen.

Die Oberen Schichten von Kher haben in ihren Hangendanteilen an mehreren Stellen teilweise bis mehrere Zehnermeter mächtige Einschaltungen von Flaserkalken, die Conodonten des höheren Ludloviens und des Lochkoviens lieferten (H.W.FLÜGEL & SCHÖNLAUB 1972). Dies läßt vermuten, daß die tieferen, vorwiegend schiefrigen Horizonte der Oberen Schichten von Kher dem unteren Silur zuzurechnen sind.

Die höchsten Teile dieser Folge sind örtlich dolomitisch-sandig entwickelt. Sie lieferten bei Stiwoll eine Brachiopoden-, Korallen- und Trilobiten-Fauna, die u.a. Cheirurus (*Crotalocephalus*), *Scutellum*, *Hallia*, *Pleurodictyum*, *Antholites* enthält. Es dürfte sich nach neueren Feststellungen vermutlich um höheres Lochkovien handeln.

Das Hangende der Schichten von Kher bilden Plattenkalke und Kalkschiefer. Örtlich sind sie dolomitisch. Ihre Mächtigkeit schwankt um 100m, wobei sie gegen NW an Mächtigkeit zunehmen, während sie im Raume von Graz meist nur wenige Meter erreichen. Besonders die höheren Lagen dieser Folge sind oft reich an Crinoiden, was dem gesamten Komplex zur Bezeichnung "Crinoidenkalke" verholfen hat. Daneben fanden sich Korallen, Brachiopoden, Bryozoen sowie Conodonten. Letztere stuften die Crinoidenkalke in das tiefere Pragien ein. (Hierdurch wird die vor allem auf die Crinoidenfunde basierende ältere Einordnung in das tiefere Mitteldevon hinfällig).

Die im Hangenden der Crinoidenkalke ausgebildete "Dolomitsandstein-Folge" kann lithostratigraphisch in drei Gruppen gegliedert werden.

Sie beginnen mit Sandsteinen und Dolomitsandsteinen. Darüber folgen helle, graublau Dolomite und den Abschluß bilden dunkelblaue bis schwarze Dolomite, die durch das Auftreten von *Amphipora ramosa desquamata* LECOMPTE charakterisiert sind. Zwischen die basalen Dolomitsandsteine und die hellen Dolomite können Diabas- und Diabastuffhorizonte eingeschaltet sein.

Die Mächtigkeit des gesamten Komplexes beträgt im Raum von Graz über 500m, im NW (Plesch, Mühlbacher-Kogel) weit über 1000m, wobei jedoch der stratigraphische Umfang dieser Folge hier größer ist als im SO.

Fossilien sind selten. In den tiefern Horizonten findet man häufig Reste von *Scalarituba* sp. (= "Bythotrephis - Schiefer" der älteren Literatur). Ansonsten wurden bisher von einigen wenigen Fundpunkten nur *Rugosa* und *Tabulata* bekannt. Hingewiesen sei, daß der einzige Arthrodiren-Rest des Grazer Devons, *Grazosteus hoernesii* GROSS, aus dem tiefern Anteil dieser Folge stammt.

Das Auftreten von Rippelmarken, die Lithologie, der Nachweis von Algenmatten (Stromatolithen) sowie das Auftreten von *Scalarituba* zeigen, daß es sich um ein küstennahe, sehr flache, litorale bis sublitorale Ablagerung handelt. Wie die Zusammensetzung des Sandmaterials zeigt, stammt dieses aus einem postkristallin deformierten Kristallinbereich, wobei das Fehlen von Granat und Hornblende auf ein Liefergebiet deuten könnte, in dem Metamorphite gegenüber Plutoniten zurücktraten.

Zeitliche Fixpunkte für die Einstufung der Dolomit- und Sandstein-Folge sind ihre Unterlagerung durch tieferes Pragien und das Auftreten der mitteldevonischen Unterart *Amphipora ramosa desquamata* in den höheren Anteilen der Folge. Letzteres zeigt, daß die Dolomitsandstein-Folge bis in die tiefere Eifelstufe reichen dürfte. (Wie bereits erwähnt dürfte die Folge örtlich stratigraphisch noch höher hinaufreichen).

Das Hangende bilden die etwa 150 bis 450m mächtigen "Barrandei-Kalke". Es handelt sich um einen Komplex vorwiegend blaugrauer biotritischer Kalke, die mit schwarzen oder roten Mergeln und Mergelschiefer wechsellagern können. Korallen, Stromatoporen und Brachiopoden sind relativ häufig. Sie treten bank- und rasenbildend in Erscheinung. Die Korallenfauna umfaßt vor allem Arten der Gattungen *Tryplasma*, *Thamno-*

phyllum, Grypophyllum, Disphyllum, Sociophyllum, Acanthophyllum, Favosites, Thamnopora, Striatopora, Alveolites, Aulopora, Syringopora, Chaetetes und Heliolites.

Dazu kommen Vertreter von Actinostroma, Anostylostroma, Stromatoporella, Stromatopora usw. Über die Schalenfauna liegen mit einer einzigen Ausnahme keine neueren Untersuchungen vor. Bei dieser handelt es sich um die häufigste Brachiopodenart der Barrandei -Kalke die von BOUCOT & SIEHL 1962 als *Zdimir cf. hercynicus* HALFAR bestimmt wurde.

Die biostratigraphische Stellung der Kalke ist nicht völlig geklärt. Am wahrscheinlichsten erscheint es heute, daß sie in das höhere (?) Eifelien einzustufen sind.

Das Auftreten von Algen - Korallen - Stromatoporen - Biostrome, sowie das mikrofazielle Bild zeigen, daß es sich bei den Barrandei -Kalken vorwiegend um Ablagerungen des Sublitorals handelt.

Eine örtliche Einschaltung stellen die nur wenige Meter mächtigen "Chonetenschiefer" dar. Es handelt sich um graue bis gelbliche Tonschiefer, die reich an Abdrücken von *Chonetidae* sind. Der Erhaltungszustand erlaubt jedoch keine nähere Bestimmung. Interessant ist das Auftreten der Trilobiten-gattung *Malladeia* in diesen Schichten.

In einer Mächtigkeit von ca. 100m folgen über den Barrandei-Kalken die "Kanzelkalke". Es handelt sich um hellblaue massige bis dickbankige Mikrite, die auffallend fossilarm sind und bisher nur Korallen geliefert haben. Sie stufen die Schichten in die Givetstufe ein (*Sparganophyllum*, *Thamnophyllum*, *Stringophyllum* u.a.).

Die Kalke werden von rötlichen biogenführenden Mikriten, die nur wenige Meter mächtig sind, überlagert. Sie gehören der Varca-Zone an und gehen ohne lithologische Änderung in die oberdevonischen "Steinbergkalke" über.

Diese Kalke erreichen eine Mächtigkeit bis zu 150m. Neben *Goniatiten* und *Clymenien*, für die eine neuere Bearbeitung

fehlt, finden sich Conodonten, die eine Einstufung in sämtliche do-Zonen erlauben. Meist reichen die Profile jedoch nicht über das do₃ hinaus.

Transgressiv und paraconform über verschiedene Horizonte des Ober- und Mitteldevons folgen die bis 80m mächtigen hellblauen dichten "Gnathodus-Kalke" des Visé. Ihre basalen Bänke enthalten aufgearbeitet oberdevonische Conodonten und Rückstandstone. Es beweist dies eine Sedimentationsunterbrechung mit Erosion nach der Ablagerung des höchsten Devons. Die paraconforme Lagerung zeigt, daß dieser Vorgang keine Folge einer gefügeprägenden orogenen Phase war.

Den Abschluß der Schichtfolge bilden die "Tonschiefer der Dult" und die mit ihnen auftretenden "Cladochonus-Kalke". Bei letzteren handelt es sich um teilweise oolithische Kalke, wobei die als Cladochonus gedeuteten Bildungen anorganischer Entstehung sind. Auf Grund des Fundes von Calamites in den Tonschiefern werden die Schichten in das Oberkarbon gestellt. Sie übergreifen transgressiv verschiedene schräg gestellte Bauglieder der Rannach-Fazies.

B. Die Hochlantsch-Fazies

Die Rannach-Fazies geht gegen Norden bzw. Nordwesten allmählich in die Hochlantsch-Fazies über. Dabei kommt es zu einer Verzahnung der Dolomitsandstein-Folge der Rannach-Fazies mit der Kalkschiefer-Folge der Hochlantsch-Fazies im Bereich des Bamederkogels bei Stübing. Der Unterschied beider Faziesbereiche zeigt sich darin, daß die Äquivalente der Schichten von Kher (= Phyllite von Passail) eine leichte Metamorphose aufweisen, das Devon weitgehend kalkig ausgebildet und von großer Mächtigkeit ist, sowie in dem Auftreten von Vulkaniten im höheren Mitteldevon.

Die über den "Passailer Phylliten" folgende "Kalkschiefer-Folge" wird über 1000m mächtig. Es handelt sich um blaugraue

Plattenkalke mit Einschaltung von Dolomiten, Sandsteinen und Diabastuffen. Die Fossilführung ist spärlich, wobei in erster Linie Korallen des Barrandeikalk-Niveau gefunden wurden. Zeitlich gehört die Kalkschiefer-Folge vermutlich dem Pragien bis Eifelien an.

Im Hochlantsch-Stock werden die den Barrandei-Kalken gleichzusetzenden fossilreichen Dolomite und Kalke der höheren Kalkschiefer-Folge als "Kalke der Hubenhalt" bezeichnet. Sie sind ca 100m mächtig.

Über ihnen folgen die ca 300-400m mächtigen "Calceola-Schichten". Sie können in einen tiefern Komplex fossilere Dolomite, Sandsteine und Diabase und einen hangenden Anteil aus blaugrauen, oft flasrigen Mikriten gegliedert werden. Letztere lieferten größere Korallenfaunen des Givetiens. Vor allem fanden sich Thamnophyllum, Acanthophyllum, Leptoinophyllum, Sociophyllum, Stringophyllum, Grypophyllum, Cystiphyllodes, Disphyllum, Favosites, Heliolites, Alveolites, Chaetetes sowie Stromatoporen (Hermatostroma, Taleostroma, Idiostroma, Atelodictyon usw.). Calceola konnte nur in einigen Exemplaren gefunden werden.

Bei den im Hangenden folgenden "Quadrigeninum-Kalken" handelt es sich um einen ca 300m mächtig werdenden Komplex hellgrauer Kalke, die stellenweise reichlich Korallen (Hexagonaria, Stringophyllum, Disphyllum, Leptoinophyllum, Favosites, Alveolites usw.) führen, wobei es zur Ausbildung kleiner Biostrome und Bioherme kommt. Die Schichten sind eine Vertretung des höheren Givetiens.

Sie gehen im Hangenden bzw. lateral in eine mehr als 300m mächtige Folge massiger bis schlecht geschichteter hellblauer Schlamm-Kalke über. Diese "Hochlantsch-Kalke" haben nur wenige Korallen geliefert. Es ist möglich, daß die Kalke bis in das tiefere Oberdevon reichen.

Stratigraphisch jüngere Schichten fehlen.

C. Tonschiefer-Fazies

Die Tonschiefer-Fazies beginnt mit einer etwa 500m mächtigen Folge dunkler, teilweise stark pyritführender Tonschiefer, die gegen das Liegende zu einen phyllitischen Habitus aufweisen. In die Tonschiefer sind örtlich Grünschiefer, Chloritoid-Schiefer, Spilite, Diabase sowie vereinzelt dunkle Kalkschiefer eingeschaltet. Diese "Heilbrunner-Phyllite" finden sich vor allem am NO- bzw. Nordrand des Grazer Paläozoikums und im Weizer Bergland. Die Grünstein-Einschaltungen könnten eine zeitliches Äquivalent der Diabastuffe in der Dolomit-Sandstein- bzw. der unteren Kalkschiefer-Folge sein.

Gegen das Hangende zu entwickelt sich aus dieser Folge durch zunehmende Einschaltung von Plattenkalken die "Hochschlag-Folge". Es handelt sich um eine zwischen 600 und 800m mächtige Serie von Plattenkalken, in die Spilite und Diabase eingeschaltet sind. Diese mächtige Kalkplatte nimmt gegen S zu rasch an Mächtigkeit ab und keilt im Raume NW von Anger aus. Die Kalke lieferten einige Korallen des Barrandei-Niveau (Eifelstufe).

Vermutlich das primär Hangende dieses Komplexes bildet der "Schöckel-Kalk." Es handelt sich um einen halbmetamorphen Tektonit, dessen ursprüngliche Mächtigkeit schwer abschätzbar ist. Der helle, oft gebänderte Kalk ist infolge Fossilienreichtums stratigraphisch schwer einzustufen. Möglicherweise handelt es sich um Givetien.

Auch in dieser Fazies fehlen jüngere Schichten.

D. Dornerkogel-Gruppe

In einer derzeit noch ungeklärten Position zu den genannten drei Faziesbereichen des Grazer Paläozoikums finden sich zwischen Laufnitzdorf nördlich von Frohnleiten, St. Jakob in der Breitenau und dem Serkogel nördlich St. Erhard eine Schichtfolge, die in ihrem biostratigraphischen Umfang weitgehend unbekannt ist. Es handelt sich vorwiegend um Sandsteine, Grauwacken und Tonschiefer. Sie sind einige 100m mächtig und

werden unter dem Namen Dornerkogel-Schichten zusammengefaßt. Das Auftreten des Magnesits der Breitenau in dieser Folge führte dazu, daß sie verschiedentlich dem Karbon zugeordnet wurden. Andererseits treten jedoch verknüpft mit dieser Serie im Raume von Laufnitzdorf tonige bunte conodontenführende Kalke des Ludloviens auf. Ein weiteres altpaläozoisches Schichtglied sind mächtige Kieselschiefer, wie sie z.B. im Liegenden des Breitenauer Magnesits bzw. aus dem Heuberg-Graben bekannt wurden. Sie sind hier mit Grünsteinen verknüpft, was an die Unteren Schichten von Kher erinnert.

Die Klärung des tektonischen Baues des Grazer Paläozoikum stößt heute auf die Unsicherheit der Beantwortung der Frage, ob das Paläozoikum autochthon ist oder über einem Reibungsteppich triadischer Gesteine eine tektonische Einheit bilden. Letztere Annahme würde auch paläogeographische Konsequenzen hinsichtlich des primären Ablagerungsraumes und der ursprünglichen Beziehungen zu anderen Vorkommen paläozoischer Gesteine im Ostalpenraum nach sich ziehen.

Wie Abbildung 2 zeigt, wird der Innenbau als vorwiegend alpidischer Falten- und Deckenbau gedeutet, wobei jedoch über die Art desselben verschiedene Ansichten geäußert wurden.

Literatur

- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes.- Mitt.Mus. Joan. 23, 212 S., Graz 1961 (mit weiterer Lit.).
- : Das Steirische Randgebirge.- Samml.Geol.Führer, 42, 153 S., Berlin 1963 (mit weiterer Literatur).
- : Das Paläozoikum in Österreich.- Mitt.Geol.Ges. Wien, 56, 401-443, Wien 1964 (mit weiterer Lit.).
- : Fortschritte in der Stratigraphie des ostalpinen Paläozoikums (1964-1969).- Zbl.Geol.Paläont., I, 1970, 661-687, Stuttgart 1970 (mit weiterer Lit.).

FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P.: Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach- Facies des Grazer Paläozoikums.- Mitt.Geol.Ges.Wien, 63, 142-148, Wien 1972.

Karten

FLÜGEL, H.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100000.- Geol.B.A. Wien 1960.

FLÜGEL, H. & MAURIN, V.: Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25000.- Geol.B.A.Wien 1958.

	Rannach-Fazies	Hochlantsch-Fazies	Tonschiefer-Fazies
co	Tonschiefer der Dult Cladochonus-Kalk		
cu V	Gnathodus - Kalk		
T			
do	Steinberg - Kalk		
G	Kanzel - Kalk	Hochlantsch-Kalk Quadrigenium-Kalk Calceola-Schichten	Schöckel-Kalk
dm	E Barrandei-Kalk	(Kalke der Hubenhalt)	
E	Dolomit-Sandstein-Folge	Kalkschiefer-Folge	Hochschlag-Folge
du S	Crinoidenkalk		"Heilbrunner Phyllite" und Äquivalente
G	obere		
si	Schichten von Kher	"Phyllite" von Passail	
or	untere		

Tabelle 1. Fazielle und stratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Stand Juni 1972).

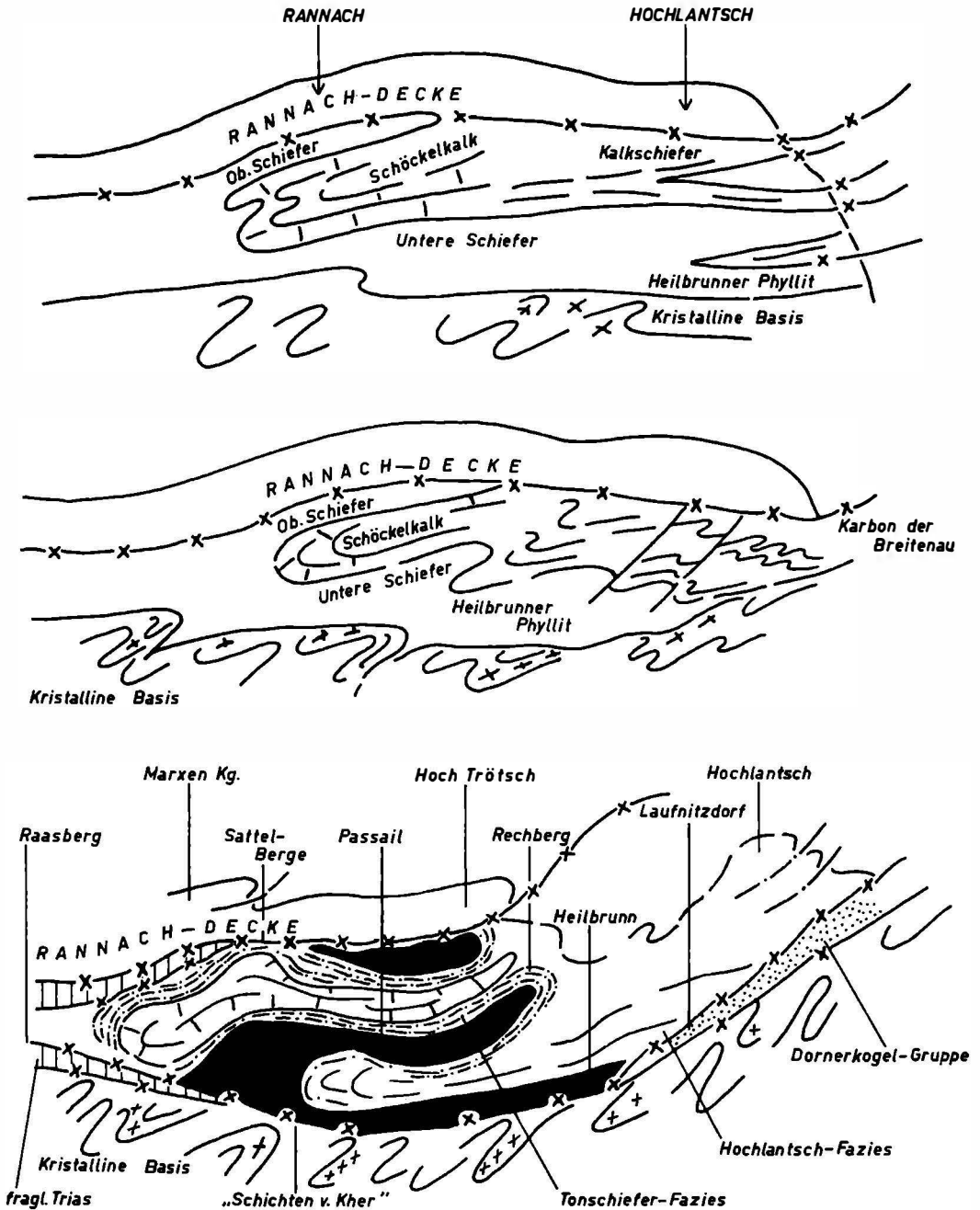


Abb.2. Bau des Grazer Berglandes nach den Vorstellungen von (a) E.CIAR 1935, (b) H.BOIGK 1951 und (c) H.W.FLÜGEL 1958.

Exkursionen

Der Beschreibung einer Exkursion in das Grazer Bergland wird, außer Programm, eine Darstellung einer Exkursion auf dem Grazer Schloßberg vorangestellt, da dieses Wahrzeichen von Graz vermutlich von einigen Teilnehmern der Tagung besucht wird.

D/1 Der Grazer Schloßberg

Der sich mehr als 100m über die quartären Ablagerungen des Grazer Feldes erhebende Schloßberg (SH 471m), besteht aus dickbankigen und meist schlecht geschichteten unterdevonischen Dolomiten, die gegen NW einfallen. Lithologisch ist eine unscharfe Gliederung in einen tieferen Komplex heller und einen höheren dunkler, blauer Dolomite erkennbar. In letzteren fanden sich einige schlecht erhaltene Korallen (Thamnopora, Heliolites). Die Gesteine sind stark zerbrochen. Vermutlich begrenzen die Schloßbergscholle Bruchsysteme.

Der Schloßberg wird von zwei Verebnungen gekrönt: Die tiefere, mit dem Uhrturm, liegt in etwa 430 - 440m SH, die höhere um 470m SH. Beide haben ein altpleistozänes Alter (Abb.3).

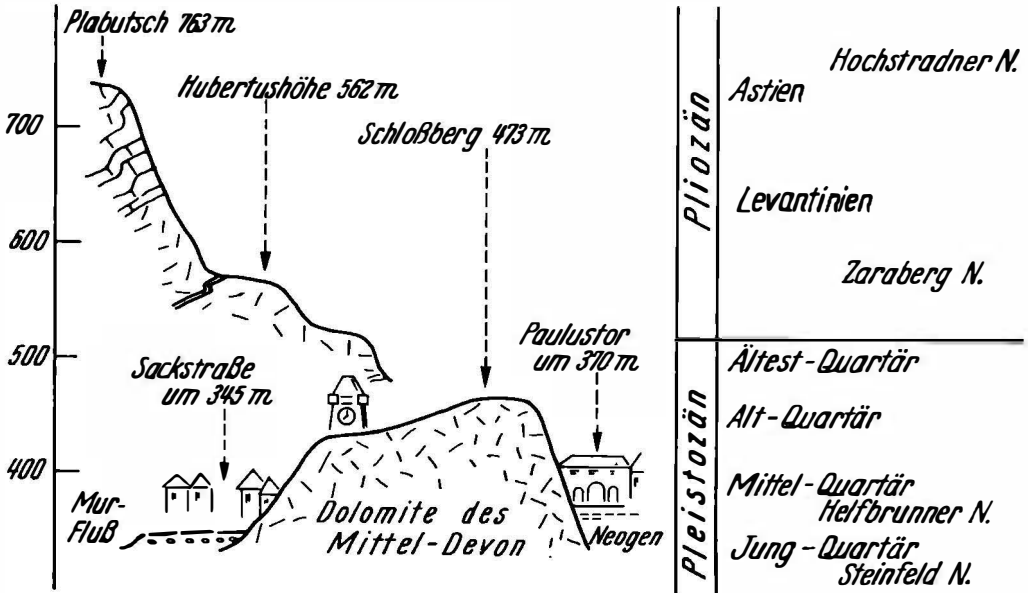


Abb.3. Die plio-/pleistozänen Niveaus des Schloßberg und Plabutsch bei Graz.

Einer mittelpleistozänen Zwischenstufe entspricht die im Schloßberg kaum in Erscheinung tretende Verebnung um den Karmeliterplatz (SH 370m) an. Sie kappt hier neogene Tone, die dem Devon des Schloßberges angelagert sind. Höhere neogene Reste konnten als Höhlenfüllungen beim Bau der Schloßbergstollen angefahren werden. Es zeigt dies, daß der Schloßbergmorphologie teilweise auch ältere, vermutlich intramiozäne Formen angehören, die pleistozän exhumiert wurden.

Aussicht vom Schloßberg: Im S, SW und NW bilden den kristallinen Rahmen die Ketten von Bacher, Koralpe, Pack, Hirschegger Alpe und, nach einer Unterbrechung durch die vorgelagerten paläozoischen Berge, von Gleinalpe und Brucker Hochalpe. An schönen Tagen ist im N zwischen Rannäch und Schöckel auch das Rennfeld zu sehen.

Im S und SW, uns etwas näher liegend, zeigen sich die paläozoischen Höhen des Sausal, im W das Grazer Feld begrenzend, der Buchkogel, der Plabutsch, die Berge um Gösting, die Kanzel sowie im N die Hohe Rannach und der Schöckel, dessen Rücken sich gegen S in Zösenberg, Lineck und Platte fortsetzt.

Jungneogene Flächensysteme gliedern die genannten Berge und sind ein auffallendes Merkmal der Landschaft.

Als stratigraphisch jüngeres Bauglied erkennen wir über dem Paläozoikum im S das Leitha-Kalkriff (Badenien) des Wildoner-Buchkogels, am SO und Ostrand des Grazer Feldes die aus pannonen Schottern und Sanden aufgebauten Höhenketten des Ruckerlberg, der Ries usw. mit ihrem Sockel aus tief-unterpannonischen bzw. sarmatischen Tonen und Lehmen.

Im SO werden in der Ferne diese Höhen von den Gleichenberger Bergen als Reste des neogenen Vulkanismus überragt. Zu unseren Füßen aber liegen die jungquartären Terrassensysteme des Grazer Feldes.

D/2 Grazer Bergland

Fahrtroute: (a) Graz- Göstinggraben- Schindelgraben- Steinbruch
Dennig- Müllerwirt- Frohnleiten- Fladnitz- Gelder-
Kogel- Teichalpe- Passail- Weizklamm- Graz.

(b) Graz- Schindelgraben- Göstinggraben- Müllerwirt-
Zigeunerloch- Frohnleiten- Fladnitz- Teichalpe- Gelder-
Kogel- Passail- Weizklamm- Graz.

Das Grazer Paläozoikum ist mit Ausnahme weniger Schichtglieder und Fundpunkte sehr fossilarm. Exkursionen, die zeitlich gebunden sind, können daher nur versuchen, einen Überblick über den stratigraphischen Aufbau und die fazielle Differenzierung zu bieten. Abb.4 versucht die hierfür ausgewählten Haltepunkte in das im allgemeinen Kapitel entworfene Bild der Entwicklung einzubinden.

Diese Haltepunkte wurden teilweise neu untersucht, wobei jeweils die Bearbeiter im Text genannt sind.

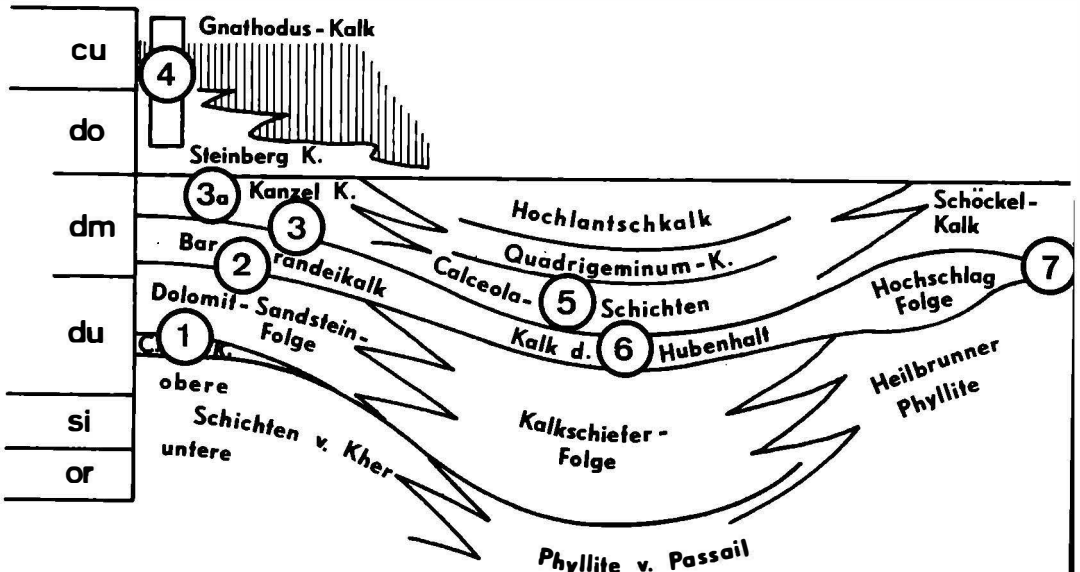


Abb.4 Haltepunkte und Entwicklungsschema des Grazer Paläozoikums.

Die Exkursionen werden aus organisatorischen Gründen in zwei Routen geführt, die jedoch mit einer Ausnahme gleiche Haltepunkte haben.

Die Exkursion führt von Graz über die würmzeitliche bzw. frühholozäne Steinfeld- und Stadtbodenterrasse in das Göstingbachtal zum aufgelassenen Steinbruch bei Punkt 399.

Haltepunkt 1: Steinbruch Punkt 399, Göstingbachtal (H.HOLZER)
Dolomitsandsteinfolge, Unterdevon (Abb.5)

Der Steinbruch gliedert sich in einen tieferen und einen höheren Abschnitt.

1.) Basale Schichtfolge (Crinoidenkalk ?)

Dieser ca 16m mächtige Anteil des etwa 100m mächtigen Steinbruchprofiles wurde seit H.HERITSCH 1930 (e-gamma Plattenkalke) mit mehreren Namen belegt ("blaue und graue Plattenkalke" bei HADITSCH 1958, Crinoidenkalk bei H.FLÜGEL 1961). Außer einem nicht eindeutig lokalisierbarem Fund von *Syringaxon zimmermanni* WEISSERMEL, *Scalarituba* sp., *Icriodus* sp. und *Belodus* sp. wurden bisher keine Fossilien aus diesem Steinbruch bekannt. Sie deuten auf Unterdevon, ohne daß eine nähere Altersangabe zu machen wäre.

Bei dem plattigen bis bankigen (5-40cm), grauen bis blauen Gestein handelt es sich mit Ausnahme von zwei Bänken um Doloarenite mit unterschiedlicher Crinoidenschutt- und feinkörniger (bis um 0,10mm) Quarzeinstreuung. Flaserung durch gewellte Tonhäute, Styolithen und Tonschmitzen treten untergeordnet auf. Die Crinoidenreste sind selten in Calciterhaltung, weitaus häufiger sind auch sie dolomitisiert. Entsprechendes kann von der Kluftverheilung gesagt werden.

Einzelne Bänke werden durch bis zu 5mm mächtige tonige Zwischenlagen getrennt. Die Schichtflächen sind glatt bis gewellt.

Im mittleren Teil der Aufschlußwand deuten mikritische Kalkpartien mit unterschiedlicher Quarzeinstreuung auf eine un-

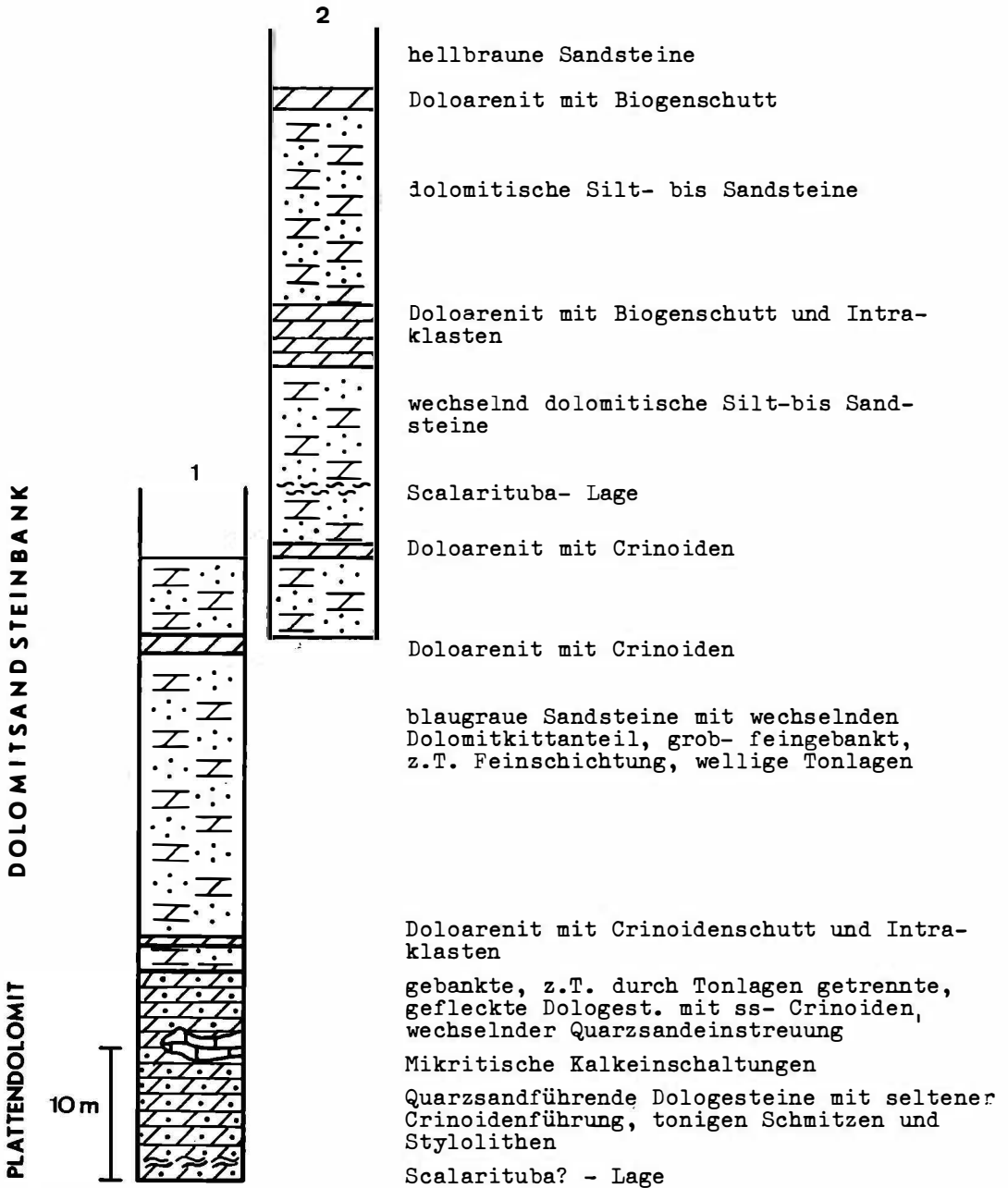


Abb.5. Profil des Steinbruches Punkt 399, Göstingbachtal (H.HOLZER)

regelmäßige Dolomitisierung hin.

Im liegenden Teil des Aufschlusses zeigt Bank (1c) auf ss-parallelen Flächen dunkle Bänder (früher als "Bythotrephis"- Schiefer bezeichnet). Nach SEILACHER handelt es sich um *Scalarituba WELLER* 1899 (ein ähnlicher Horizont tritt in den höheren Anteilen des höher gelegenen Aufschlusses auf. Dies zeigt, daß dem Auftreten derartiger Schiefer kein Leitschichtencharakter zukommt.) Die Spuren finden sich in quarzreichen (Korngröße um 0,15mm) Dolomiten, die durch Tonfasern und- Schmitzen sowie ss-parallel eingeregeltten dolomitierten Crinoidenresten charakterisiert sind.

Eine zweite, im mittleren Bereich der Abfolge liegende, ca 70cm mächtige Bank (Bank 6) fällt ebenfalls aus der "Normalentwicklung" heraus. Im tonigen Basisteil der Bank fallen die reichlich auftretenden Crinoidenreste auf. U.d.M. erweist sich das Gestein als Dolomit mit einer grobkörnigen (bis 0,5mm), sehr reichlichen Quarzkorneinstreuung und zurücktretend dolomitierten Crinoidenresten.

2.) Obere Schichtfolge (Dolomitsandsteinbank). Die über der basalen Schichtfolge liegenden Schichten werden dem als "Dolomitsandstein-Bank" bezeichneten Anteil der Dolomitsandstein-Folge zugeordnet.

Es handelt sich um eine vertikale und laterale Wechsellagerung von tonigen Sandsteinen bis Dolomitsandsteinen. Der Anteil an Doloarenit wechselt in den einzelnen Bänken stark, ist jedoch stets geringer als in der basalen Schichtfolge. Die neben dem Quarz untergeordnet auftretenden Minerale (Mikrokline, Albit - Oligoklase, Biotit, Turmalin, Zirkon, Rutil, Apatit), sollen nach ANGEL 1929 aus postkristallin deformierten Kristallgebieten stammen. Sedimentstrukturen (Rippelmarken), Flaserung durch wellige Tonhäute, sedimentäre Einregelung der Quarzkörner usw. sprechen für eine küstennahe Bildung. Der Dolomit kann als frühdiagenetische Entstehung in einem Kalk-(Aragonit) Schlamm aufgefaßt werden.

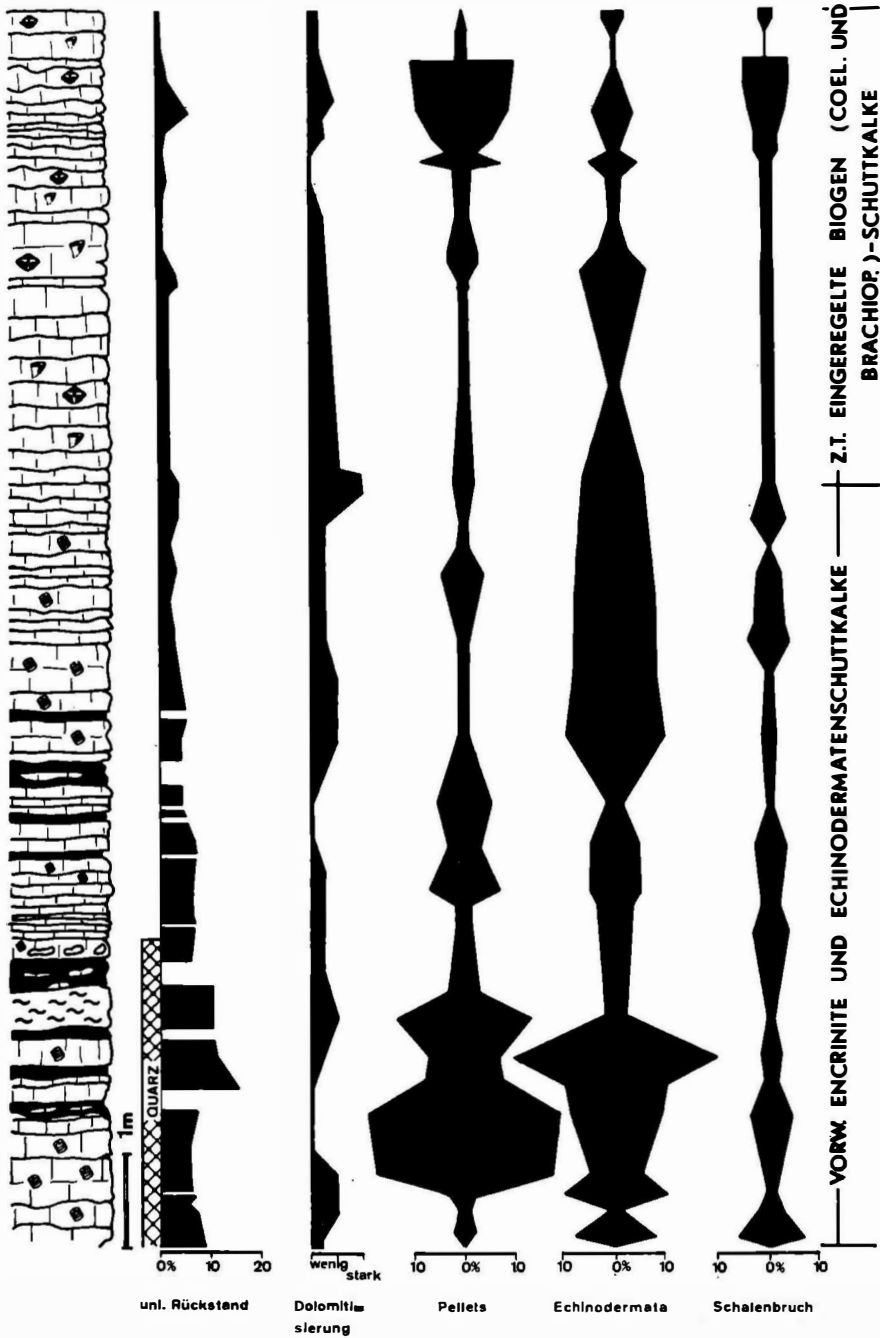


Abb.6. Säulenprofil der Barrandekalke längs dem Forstweg Attens (A.FENNINGER).

Eingeschaltet finden sich bis 4,5m mächtige Dolomitbänke die teilweise als echinodermatenreiche Intraklast- Doloarenite mit Stylolithen, teilweise als crinoidenführende Doloarenite anzusprechen sind.

Im mittleren Teil des Steinbruches finden sich graue Scalarituba- Sandsteine.

Bereits über dem Steinbruch folgt ein Diabastuff-Horizont und der als Dolomit-Bank bezeichnete hangendste Anteil der Dolomitsandstein-Folge.

Durch den Göstingbachgraben führt die Exkursion weiter gegen S, bis abzweigend von der Straße nach Thal-Madersberg ein ForstaufschlieBungsweg einen Einblick in die Barrandei-Kalke vermittelt.

Haltepunkt 2: ForstaufschlieBungsweg Attems (A.FENNINGER)
Barrandei-Kalk, Eifelstufe (Abb.6)

Die Forststraße schließt zu Beginn z.T.stark gestörte Dolomite der Dolomitsandstein-Folge (Dolomit-Bank) auf. Über ihnen folgt eine Wechsellagerung massiger, blaugrauer Kalke, Tonschiefer und Dolomitbänke. Sie zeigt den Übergang zu den Barrandei-Kalken an.

In den tiefsten Partien dieser Kalke schalten sich "Chonetenschiefer", die hier innerhalb der Barrandei-Kalke eine sehr tiefe Position einnehmen, ein. Es handelt sich um gelbliche bis rostbraune Tonschiefer, Siltsteine und Sandsteine. Die Chonetiden lassen keine sichere Bestimmung zu. Selten findet man Trilobita (Maladeia sp.). Die im Hangenden der Chonetenschiefer folgenden Kalke sind mikrofaziell eintönig (Abb.6). Es lassen sich im wesentlichen liegende, in ihren basalen Anteilen mit graubraunen und roten Tonschiefern wechsellagernde Enkrinite und Echinodermaten-Schuttkalke, und hangende durch die Führung von Korallen, Stromatoporen und Brachiopoden (Zdimir) charakterisierte Biogenschuttkalke unterscheiden. Die erstgenannten Kalklagen führen reichlich bis zu 0,1mm

große Quarzkörner. Die Biogene dieser teilweise stark tonigen Kalke sind meist stark angelöst. Stylolithen greifen häufig über Calcitklüfte hinweg. Sehr selten treten auch Quarzklüfte auf. Neben *Icriodus nodosus* (HUDDLE) und *Icriodus curvatus* (B.& M.) finden sich Algen (Rotplezella ? sp., *Catena* sp., *Zeopora gracilis* PEN., Algenschläuche und Algenhüllen), trepostome Bryozoen, *Rugosa* (*Tryplasma* sp., *Celophyllia* ?sp., *Thamno-phyllum* sp. usw.), *Tabulata* (*Favosites* sp., *Thamnopora* sp., *Striatopora* sp., *Alveolites* sp., *Heliolites* sp.). Die Stromatoporen sind meist stark umkristallisiert und zeigen massive, lamellare und inkrustierende Wuchsformen. Amphiporen sind selten. MEYER 1937 führte aus dem benachbarten Schindelgraben neben der Angabe des Auftretens von Brachiopoden, Gastropoden und Lamelibranchiaten eine reiche, jedoch revisionsbedürftige Korallen- und Stromatoporenfauna an.

Das Gesamtbild läßt die Barrandei-Kalke als Sedimente eines sehr flachen Ablagerungsraumes charakterisieren, in dem sich lokal Crinoidenrasen, Brachiopodenschille und Korallen- Stromatoporen- Biostrome bildeten.

Die weitere Fahrt führt zurück durch den Göstingbachgraben in das Murtal zu dem an der Bundesstraße nach Gratkorn gelegenen Kanzelkalk- Steinbruch DENNIG .

Haltepunkt 3: Steinbruch Dennig (F.EBNER)
Barrandeikalk, Kanzelkalk

Dunkelblaue bis schwarzgraue Barrandeikalke mit einer *Tabulata*-, *Rugosa*-, *Stromatoporen*- und *Brachiopoden*- (*Zdimir*) Fauna bilden den liegenden südlichen Bruchteil. U.d.M. können ein biomikritischer Typ mit Resten o.a. Fauna, die oft eine Größe bis zu einigen Zentimetern erreichen und teilweise verkieselt sind, und ein biogenarmer mikrokristalliner Kalk unterschieden werden.

Darüber folgt der Kanzelkalk. Es lassen sich mikrofaziell biogenreichere Partien unterscheiden. Bei ersteren handelt es sich um graue, gefleckte Biomikrite mit ca 15% Biogenen (meist teilweise mikritisierte Echinodermatenreste mit einem Ø bis 05 mm

und Schalenbruchstücke). Die biogenärmeren Partien werden von grauen gefleckten Mikriten mit eingelagerten sparitischen Nestern gebildet. Beide Typen durchziehen \mp horizontal verlaufende Stylolithen. In beiden findet sich unregelmäßig, nesterförmig Dolomitisierung.

Conodonten fanden sich nur in wenigen Bruchstücken.

Gegen das Hangende zu gehen die Kanzelkalke in gelbe bis grau-rote geflammte Steinbergkalke über. U.d.M. stellen sie meist graue bis rötlichgrau gefleckte, teilweise laminierte bzw. biogenführende Mikrite dar. An Biogenen treten vorwiegend Cephalopodenreste mit geopetaler Füllung auf. Horizontale und vertikale Stylolithen durchziehen unregelmäßig das Gestein. Bisweilen finden sich Einschaltungen von Biogenschutt-Partien überwiegend aus Echinodermaten-Platten mit einem \emptyset bis zu 4 mm und "rim-cementation" bestehend.

Die liegenden Anteile dieser Flaserkalke führen z.T. reiche wenn auch schlecht erhaltene Conodontenfaunen der varca- und assymetrica-Zone wodurch die Mitteldevon-Oberdevongrenze innerhalb dieses Komplexes fixiert wurde.

Haltepunkt 3a: Alter Steinbruch am Nordausgang von Gratkorn
Kanzelkalk

Der verwachsene Steinbruch besteht aus graublauen bis gelblichen Kanzelkalken die mikrofaziell dem oben beschriebenen des Steinbruches Dennig entsprechen. Im Schutt können vereinzelt Tabulata-Reste (Favosites sp.) gefunden werden. Der Steinbruch wurde durch seine örtliche Zinnober-Vererzung bekannt.

Haltepunkt 4: Müllerwirt - Hartkopfer
Oberdevon, Visé, Westfal (?)

Der Weg Müllerwirt- Hartkopfer schließt in seinem oberen Teil Steinberg-Kalke des do I und do II sowie, von diesen durch eine Störung getrennt, gut gebankte, rot bis schwarzviolette Gnathodus-Kalke auf.

Folgende Faunen (F.EBNER, G.FLAJS, K.SAID) stammen aus den im

Wegprofil gelb markierten Schichten.

10	5.
Icriodus cornutus	Falcodus variabilis
I. symmetricus	Palmatolepis minuta minuta
Palmatolepis minuta minuta	P. rhomboidea
Polygnathus sp.	4.
9	Hindeodella cf. ibergensis
Hindeodella sp.	Gnathodus bilineatus bilineatus
Icriodus cornutus	G. bilineatus semiglaber
I. cymbiformis	G. girtyi
I. symmetricus	G. texanus
Nothognatella abnormis	3.
N. sublaevis	Gnathodus bilineatus bilineatus
Palmatolepis glabra glabra	G. bilineatus semiglaber
P. minuta minuta	Ozarkodina roundyi
P. perlobata schindewolfi	Prioniodina alatoidea
P. quadrantinodosalobata	Roundya sp.
P. subperlobata	2.
P. cf. regularis	Gnathodus commutatus commutatus
Polygnathus glaber glaber	1.
P. nodocostatus ssp. indet.	Gnathodus bilineatus bilineatus
8.	G. commutatus commutatus
Palmatolepis minuta minuta	G. texanus
6.	Prioniodina alatoidea
Palmatolepis glabra glabra	Roundya sp.
Nothognatella sublaevis	

Transgressiv über beiden Gesteinen folgen die dunklen Ton-
schiefer der Dult (tiefers Westfal?). Die Grenze wird durch
neogene Ablagerungen bzw. Schuttbildungen verdeckt.

Von Gratkorn durch den Hausbergtunnel (Kanzelkalk) folgt die
Straße bis Frohnleiten dem Murtal. Zwischen Peggau und Badl
wird dabei die Schöckelkalkscholle der Tanneben gequert. In
ihr finden sich zahlreiche Höhlen (Lurgrotte), die u.a. paläo-
lithische Kulturreste geliefert haben (Repolust-Höhle, Badl-
Höhlen usw.).

Bei Frohnleiten verlassen wir die Bundesstraße nach Bruck um
über Schrems und den Rechberg Fladnitz zu erreichen. Die Straße
führt vorerst durch die tiefer devonische Kalkschiefer-Folge
und ab dem Rechberg durch Passailer Phyllite. Es handelt sich
bei diesen vorwiegend um Chlorit- und Serizitschiefer, die ver-
mutlich epizonale Äquivalente der Schichten von Kher darstellen
und dem Ordovicium? bis Unterdevon angehören.

Ab Fladnitz folgen wir der Straße auf die Teichalpe. Sie führt

zuerst durch die im Hangenden der Passailer Phyllite folgenden Kalkschiefer, dann durch deren Überlagerung, die Dolomite und Kalke der Calceola-Schichten.

Haltepunkt 5: Ecktoni

Calceola -Schichten, Givet-Stufe

Knapp vor dem Gehöft Ecktoni stehen an einem von der Straße abzweigendem Forstweg blaugraue, flasrige, etwas durchbewegte Kalke der Calceola-Schichten an. In die dichten Mikritbänke schalten sich Crinoiden-Schutt und Brachiopoden-Schill-Lagen ein. Korallen (*Favosites* sp., ausgewalzte *Rugosa*) können vereinzelt gefunden werden. Conodonten fehlen.

Auf der Weiterfahrt erreichen wir auf der Teichalpe eine breite, ausgereifte, mittelpannonische Tallandschaft ("Hubenhalt-Niveau").

Haltepunkte 6: Steinbruch Pierer

Kalkschiefer der Hubenhalt, Eifel-Stufe

Die kleine Steinentnahmestelle schließt eine Wechsellagerung gut gebankter, blauer, fossilreicher Kalke und Kalkmergel bis Mergel, die von Dolomiten überlagert werden auf. Örtlich zeigen die Kalke Dolomitisierung.

Neben *Favosites alpinus* PEN., *Favosites styriacus* PEN. *Favosites graffi* PEN., *Thamnopora boloniensis* (GOSS.), *Striatopora? suessi* PEN., *Thamnophyllum hoernesii* PEN., *Thamnophyllum* sp., *Heliolites porosus repletus* LINDSTR., *Actinostroma* sp., *Gerronostroma* sp., und andere mehr finden sich Lagen mit *Zdimir* cf. *hercynicus* (HALF.). Örtlich zeigen die Kalke reichlich Crinoidenschuttführung. Conodonten fehlen.

Die Weiterfahrt über Passail zur Weizklamm führt ab Fladnitz durch die Passailer Phyllite die zwischen Fladnitz und Passail von limnischen, kohlenführenden Ablagerungen überlagert werden. Einschaltungen saurer vulkanischer Tuffe im Ortsgebiet von Passail zeigen, daß das Alter dieser fein-bis grobklastischen Serie Karpaten bis tieferes Badenien ist.

Beim Kreuzwirt wendet sich die Straße gegen S und quert, der Weiz-

klamm folgend, ein isoklinal gefaltetes Schichtpaket des Schöckelkalks, dessen N-Rand und Grenze gegen die Passailer Phyllite eine Schuppenzone mit Einschaltung korallenführender Äquivalente der mitteldevonischen Hochschlag - Folge bildet.

Haltepunkt 7: Steinbruch Marko

Schöckelkalk, Tonschiefer- Fazies

Der große Steinbruch schließt eine steilsüdfallende Folge hellbläulicher, teilweise gebändeter, feinkristalliner Schöckelkalk auf, die im S von einer mächtigen Folge dunkler Tonschiefer überlagert wird. Die Übergangszone ist im S-Teil des Bruches in einer geringmächtigen Wechsellagerung dunkler Kalkschiefer und Tonschiefer zu studieren. Aufgrund regionaler Überlegungen kann angenommen werden, daß es sich um eine inverse Schichtfolge handelt, da normalerweise die Schiefer das Liegende des Schöckelkalkes bilden. H. KOLMER 1972 glaubt diese Annahme durch geochemische Untersuchungen (Sr, Ba) stützen zu können.

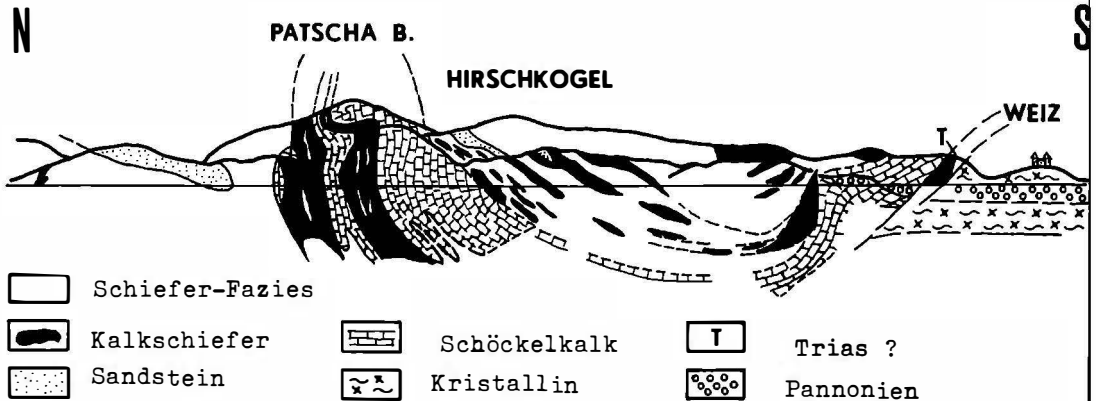


Abb.7. Geologisches Profil des Weizer- Berglandes.

Der weitere Weg quert eine Tonschiefer- Mulde in deren Liegendem N von Weiz erneut Schöckelkalk zu Tage treten. Sie überlagern tektonisch mesozonales Kristallin. Die Grenzfläche entspricht möglicherweise der Grenze Ober-/Mittelostalpin.

Die Rückfahrt nach Graz führt fast durchwegs durch Ablagerungen des Pannoniens.

E. K o h f i d i s c h

F.BACHMAYER & H.ZAPFE, Wien

Exkursion

Fahrtroute: Graz- Gleisdorf- Fürstenfeld- Güssing- Tobaj (Vulkanschlot)- St.Michael- Kohfidisch (Kirchfidisch)- Besichtigung der Fundstelle (Höhlen- und Spaltenfüllungen mit altpliozänen Wirbeltierresten)- Kohfidisch (Mittagessen)- Csaterberg (Opalfels und verkieselte Hölzer aus dem Oberpannonien)- Eisenberg- Kohfidisch (Jause im Schloßkeller)- Oberwart- Hartberg- Graz (Abb.1).

Die Fahrt führt von Graz durch das Jungtertiär des Oststeirischen Beckens in den Bereich der "Südburgenländischen Schwelle". Diese trennt bis in das höhere Pannonien (= Altpliozän) das Oststeirische vom Pannonischen Becken. Sie ist durch das mehrfache inselartige Auftauchen des prätertiären Untergrundes gekennzeichnet. Die größte Ausdehnung hat die "Rechnitzer Schieferinsel". Diese besteht aus einer Grobgnais-Serie (Grobgnais, Glimmerschiefer etc.) und der Rechnitzer Serie (PAHR 1960). Diese umfasst Phyllite, Kalkschiefer, Serizitschiefer und- Quarzite, hellgraue Dolomite, Grünschiefer und Serpentin. ERICH 1961 sieht hier eine ostalpine Grauwacken-Entwicklung, während andere Autoren mesozoisches bzw. jungpaläozoisches bis liassisches Alter annehmen und die Serie dem Penninikum zuordnen (SCHMIDT 1956; PAHR 1960; TOLLIMANN 1963). Die südlich der Rechnitzer Schieferinsel gelegenen Aufragungen bestehen aus phyllitischen Tonschiefern etc., grauen Kalken und Dolomiten, Serpentin. Die grauen Kalke und Dolomite gelten seit den von TOULA 1878 beschriebenen Fossilfunden als devonisch. Viele Autoren betrachten dieses Paläozoikum als Äquivalent des oberostalpinen Grazer Paläozoikums (TOLLIMANN 1963). Der Fossilfundpunkt TOULA's ist der Hohe Steinmaisberg bei Kohfidisch, an dessen Fuß die Höhlen- und Spaltenfüllungen mit den Wirbeltierresten gelegen sind.

Bevor jedoch Kohfidisch erreicht wird, besteht die Möglichkeit, den Tobajberg zu besuchen. Der kegelförmige Hügel ist eine

Schlotfüllung aus Basalttuffen und ein Beispiel des pliozänen Vulkanismus im südlichen Burgenland. Der während der Fahrt sichtbare Burgberg von Güssing ist dagegen eine von der Erosion freigelegte Ausfüllung eines Tufftrichters mit bergwärts fallenden Tuffbänken (vgl. FLÜGEL & HERITSCH 1968, S. 121). Der kleine Aufschluß von Tobaj ist vor allem wegen der im Basalttuff eingeschlossenen Gesteine von Interesse. Neben den zahlreichen Olivienbomben kommen u.a. auch Ariégite und Spinell-Peridotite vor, für welche eine Herkunft aus dem oberen Erdmantel angenommen wird (RICHTER 1971).

Haltepunkt 1: Wirbeltierfundstelle Kohfidisch
Oberpannonien Zone F

Bevor man das Gemeindegebiet von Kohfidisch erreicht, erscheint östlich der Straße der flache, bewaldete Hügelrücken des Hohen Steinmaisberges. An dessen Westabhang liegt die Fundstelle, wo seit 1956 alljährlich von der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien Ausgrabungen durchgeführt wurden. Die Fundstelle präsentiert sich als eine tiefe Nische. Im bewaldeten Gelände, die durch eine Erdbewegung von bisher mehr als 800 m³ entstanden ist. In der östlichen Längswand dieser Nische befinden sich die sehr mannigfach geformten kolk- und spaltenförmigen Karsthohlräume, deren Ausfüllung die Fossilfunde enthält. Der größte Hohlraum ist eine in der nordöstlichen Ecke des Aufschlusses gelegene echte Höhle, die im Zuge der Grabungen ausgeräumt wurde und leider stark verstürzt ist. Das hier aufgeschlossene Gestein ist ein sehr eigenartig und tiefgründig aufgelockerter Dolomit (der als devonisch geltende Dolomit des hohen Steinmaisberges). Die Ursache dieser Beschaffenheit ist nicht bekannt. Es lassen aber die Verhältnisse in eine nahen, großen Steinbruch vermuten, daß an dieser tiefgründigen Veränderung aufsteigende Mineralwässer beteiligt gewesen sein könnten. Die lockere Beschaffenheit des Gesteines, die für einen normalen Verwitterungsvorgang viel zu weit in die Tiefe reicht, bringt es mit sich, daß die bei jeder Grabung bloßgelegten Hohlräume während des nächsten Winters wieder verstimmen, sodaß auch die erwähnte Höhle in ihrer ursprünglichen eindrucksvollen Form nicht erhalten geblieben ist.

Das die Hohlräume füllende Material hat eine starke bentonitische Komponente. Die Frage, von welchem Vulkanismus diese Aschen abzuleiten sind, ist noch offen. Für das stratigraphische Alter dieser "Spaltenfüllungen" ergeben sich aus den geologischen Verhältnissen der weiteren Umgebung Anhaltspunkte, wonach dieser Bereich nur im tiefsten Pannonien (Zone A nach PAPP 1951) oder im höheren Pannonien (Zone F, PONTIEN s.str.) landfest gewesen sein kann. Gegen eine Einstufung in A spricht u.a. eindeutig der Faunencharakter, besonders die Kleinsäuger (BACHMAYER & WILSON 1970). Das Alter der Fauna ist daher mit Oberpannonien, Zone F (= Pontien s.str.) anzusetzen (BACHMAYER & ZAPFE 1969, S.133 ff.).

Der Fossilinhalt zerfällt in zwei Kategorien: a) Elemente, die in diesen Karsthohlräumen wohnten bzw. horsteten oder zum Winterschlaf diese Höhlen aufsuchten und dort verendeten. b.) Reste von Beutetieren, die in die Höhle und Spalten eingeschleppt wurden. Sie stellen die quantitativ weitaus größte Gruppe im Fundmaterial.

Als Bewohner dieser Höhlen sind in erster Linie eine seltene große Hyäne (*Percrocute cf. eximia*) sowie die viel häufigeren Ictitherien zu nennen. Besonders die etwa fuchsgroßen Ictitherien scheinen die zahllosen kleinen Spalten und Hohlräume durch lange Zeit besiedelt zu haben. Der überwiegende Teil des Fundmaterials besteht aus zerbissenen Knochen und Knochensplittern, vielfach mit deutlichen Bißspuren der Hyäniden. Durch diese Umstände ist die Seltenheit größerer und vollständiger Knochenreste bedingt. Unter die Mahlzeitreste sind auch die meisten Funde von Kleinsäufern und Kleinwirbeltieren zu zählen, die in sehr großer Zahl durch Schlämmen gewonnen wurden. Sie stammen zum größten Teil aus den Gewöllen von Eulen, die in diesen Höhlen horsteten. Sicherlich ist auch ein Teil der unzähligen Fragmente von Schildkrötenpanzern (Testudiniden) und die vielen Schlangewirbel als Reste von Beutetieren zu klassifizieren. Für die vollständigen Schildkröten, wie für die Funde zusammenhängender Wirbelsäulen von Schlangen und des nicht seltenen Scheltopusik (*Ophisaurus*)

besteht aber die berechnete Vermutung, daß es sich um Individuen gehandelt hat, die im Winterschlaf verendet sind.

Bei dem Fossilmaterial der Höhlen und Spalten von Kohfidisch handelt es sich somit nicht um den fossilen Inhalt von Tierfallen in Karstgebieten, wie sie sonst häufig bekannt geworden sind (vgl. ZAPFE 1954 und 1969).

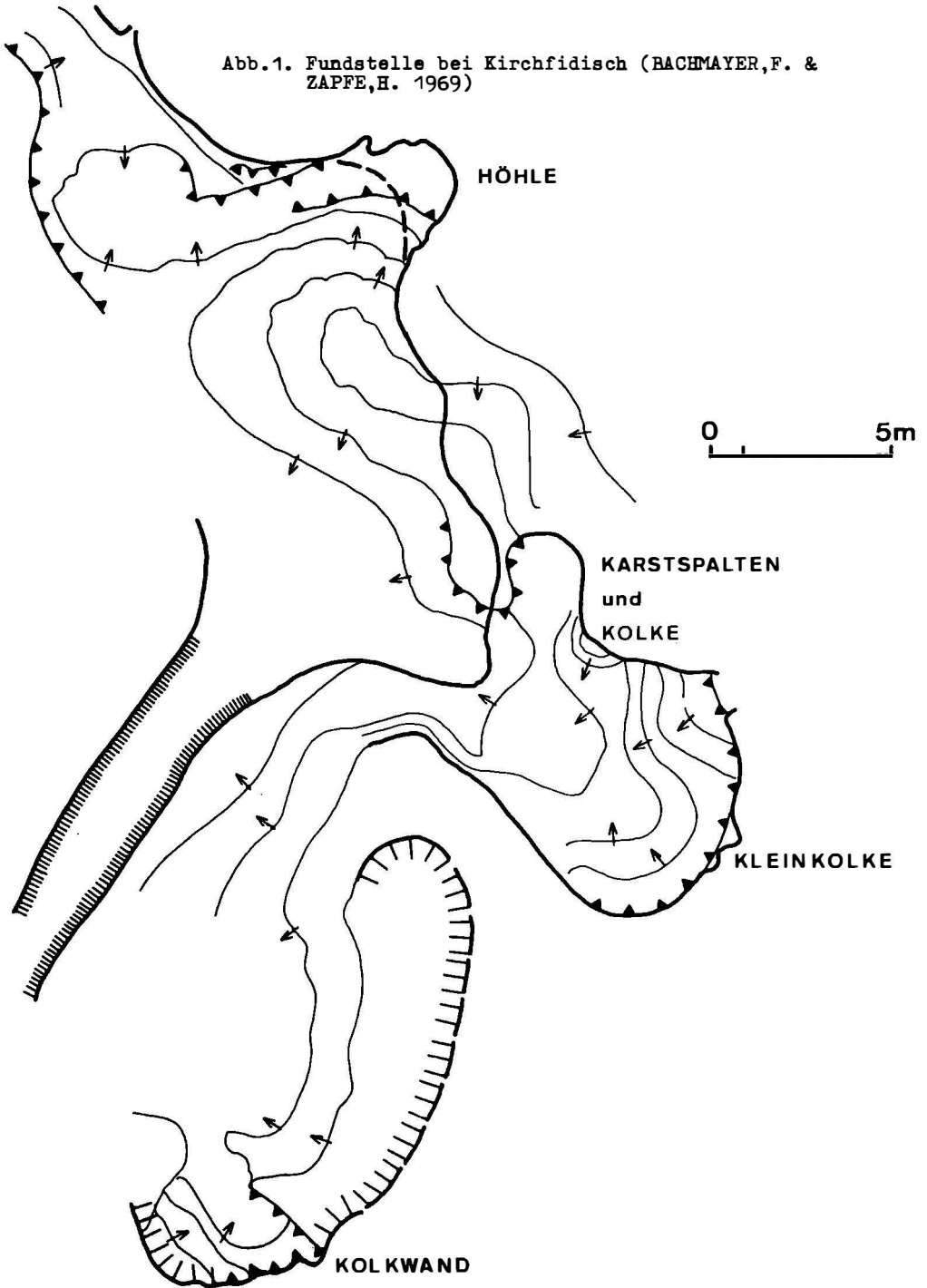
Die Fauna von Kohfidisch ist zum größten Teil noch unbearbeitet. Eine erste Übersicht liegt für das sehr große Material von Kleinsäugetern vor (BACHMAYER & WILSON 1970). Diese erste Sichtung ergab folgende Liste:

Galerix exilis (BLAINV.)
 Galerix zapfei B. & W.
 Erinaceus? sp.
 Petényia dubia B. & W.
 Paracryptotis? sp.
 Petényella repenningi B. & W.
 Anourosorex kormosi B. & W.
 Desmana pontica? SCHREUDER
 Desmanine? talpid. gen. indet.
 Talpa? sp.
 Megaderma vireti MEIN
 Rhinolophus delphinensis GAILLARD
 Chiropteride gen. indet.
 Prolagus cf. oeningensis (KÖNIG)
 Spermophilus cf. bredai (H. v. MEYER)
 Pliosciuropterus? n. sp.
 cf. Chalicomys jaegeri KAUP
 Muscardinus pliocaenicus austriacus B. & W.
 Peridyromys compositus B. & W.
 Protozapus intermedius B. & W.
 Kowalskia fahlbuschi B. & W.
 Prospalax petteri B. & W.
 Progonomys woelferi B. & W.
 Parapodemus cf. lugdunensis SCHAUB
 Hystrix cf. suevica SCHLOSSER
 Rodentia gen. etsp. indet.

Nach dem Urteil der Bearbeiter entspricht diese Fauna stratigraphisch eindeutig dem Oberpannonien (=Pontien s. str.) im Wiener-Becken bzw. dem früheren Turolien (=Pikermien) der westeuropäischen Terminologie.

Unter den Großsäugern dieser Fauna ist vor allem das Vorkommen von *Hipparion primigenium* HENSEL (=gracile KAUP) zu erwähnen.

Abb.1. Fundstelle bei Kirchfidisch (BACHMAYER, F. & ZAPFE, H. 1969)



Auffällig sind die zahlreichen Hirsche sowie Gazellen. Größere Säuger sind selten, da es sich zumeist um Beutetiere der kleinen Ictitherien handelt. Immerhin ist Asseratherium nachgewiesen, während Proboscidia nur durch Zahnsplitter belegt sind. In der Überdeckung eines nahen Steinbruches wurden aber ebenfalls in oberpannonischen Sedimenten Reste eines auffallenden großen Dinotherium giganteum KAUP gefunden (BACHMAYER & ZAPFE 1972). Häufige Besucher der Höhlen waren auch Stachelschweine, deren Nagespuren auf Knochen sehr selten sind.

Diese skizzenhafte Aufzählung kann jedoch den Umfang dieser großen, noch unbearbeiteten Fauna nur ganz unvollkommen andeuten.

Nach dem Mittagessen ist ein Besuch des Csaterberges bei Kohfidisch geplant.

Haltepunkt 2: Csaterberg Oberpannonien

Der Kleine Csaterberg und der Hoch-Csaterberg sind Opalfelskuppen, die dem Serpentin aufsitzen. Diese Vorkommen wurden von KÜMEL 1957 untersucht. Der Opalfels wurde von ihm als Randbildung des pannonischen Süßwassersees während eines Spiegelhochstandes im obersten Pannonien gedeutet (somit jünger als die Spaltenfüllungen, die zu dieser Zeit überflutet waren). Der Opalfels lieferte eine große Anzahl verkieselter Hölzer, aber auch verkieselte Blätter- Moostorf und Schilf. KÜMEL gibt eine Übersicht der Flora, über welche schon frühere Autoren publiziert haben. Der älteste war der Botaniker CLUSIUS, der im ausgehenden 16. Jahrhundert als Gast des Grafen BATHYANI in Rechnitz weilte und unter den verkieselten Hölzern das "Lithoxylon" einer Zerreiche erkannte und damit die wahrscheinlich erste und älteste wissenschaftliche Bestimmung eines Fossilrestes in Österreich ausführte. KÜMEL will für die Entstehung des Opalfelses die Einwirkung einer Mineralquelle im Uferbereich des pannonischen Sees annehmen ("kiesel-säurehaltiger Magnesia-Säuerling") wobei die Kieselsäure aus dem Serpentin bezogen wurde. Der Opalfels hat neben Resten von Landschnecken auch ein verkieseltes Stoßzahnfragment von Dino-

therium geliefert.

In den Weingärten des Csaterberg besteht die Möglichkeit zum Aufsammeln verkieselter bzw. opalisierter Hölzer.

Die Weiterfahrt führt über den Eisenberg mit schöner Aussicht in die ungarischen Ebenen. Dann zurück nach Kohfidisch, wo im Schloßkeller bzw. der Schloßtaverne eine Jause eingenommen wird. Anschließend Rückfahrt nach Graz.

Literatur

- BACHMAYER, F. & ZAPFE, H.: Die Fauna der altplozänen Höhlen- und Spaltenfüllungen bei Kohfidisch, Burgenland (Österreich). Geologische und biostratigraphische Verhältnisse der Fundstelle, Ausgrabungen.- An.naturhist.Mus.Wien, 73, 123-139, 2 Abb., 5 Taf., Wien 1969.
- : Die Fauna etc. Proboscidea.- An.naturhist.Mus.Wien, 76, 19-27, 2 Taf., Wien 1972.
- BACHMAYER, F. & WILSON, R.: Die Fauna etc. Small Mammals (Insectivora, Chiroptera, Lagomorpha, Rodentia) from the Kohfidisch Fissures of Burgenland, Austria.- An.naturhist.Mus.Wien, 74, 533-587, 13 Taf., Wien 1970.
- ERICH, A.: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland- Niederösterreich).- Mitt.Geol.Ges.Wien, 53, 53-115, 3 Abb., 8 Taf., Wien 1961.
- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiärbecken.- Sammlg. Geol.Führer, 47, 196 S., 27 Abb., 8 Taf., 6 Beilg., 1 Kte, Berlin- Stuttgart 1968.
- KÜMEL, F.: Der Süßwasseropal der Csatherberge im Burgenland. Zur Geologie, Paläobotanik und Geochemie seltener Quellabsätze.- Jb.Geol.B.A., 100, 1-66, 1 Abb., 6 Taf., Wien 1957.
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen.- Verh.Geol.B.A., 1960, 274-283, 2 Abb., Wien 1960.

- PAPP,A.: Das Pannon des Wiener Beckens.- Mitt.Geol.Ges.Wien, 39-41, 99-193, Wien 1951.
- RICHTER,W.: Ariégite, Spinell- Peridotite und Phlogobit-Klinopyroxenite aus dem Tuff von Tobaj im südlichen Burgenland.- Tschermaks Min.Petr.Mitt., 16, 227-251, 3 Abb., Wien 1971.
- SCHMIDT,W,J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen.- Mitt.Geol.Ges.Wien,47, 360-365, 1 Kte., Wien 1954.
- : Aufnahmsbericht 1955 auf Blatt Güssing (167) und Eberau (168).- Ver.Geol.B.A.1956, 87-92, Wien 1956.
- TOLLMANN,A.: Ostalpensynthese.- 256 S., 23 Abb., 11 Falttaf., Wien 1963.
- TOULA,F.: Über Devonfossilien aus dem Eisenburger Comitate.- Verh.Geol.R.A.1878, 47-52, Wien 1878.
- WINKLER-HERMADEN,A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen.- In: F.X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 414-524, 20 Abb., Wien 1951.
- ZAPFE,H.: Beiträge zur Erklärung von Knochenlagerstätten in Karstspalten und Höhlen.- Ztschr.Geologie, Beih., 12, 58 S., 12 Abb., 1 Taf., Berlin 1954.
- : Das Vorkommen fossiler Landwirbeltiere im Jungtertiär Österreichs und besonders des Wiener Beckens.- Sber. Österr.Akad.Wiss., mathem.-nat.Kl.(1), 177, 65-87, 2 Abb., Wien 1969.

F. B a k o n y - G e b i r g e (U n g a r n).

Redigiert von Géza CSASZAR, Budapest mit Benützung der Exkursionsführer der 1969 in Ungarn veranstalteten Bauxit-geologischen Konferenz und des Eozän-, Jura-und Neogen-Kolloquiums.

Weitere Verfasser: Géza CSASZAR , Diplomegeologe, János HAAS, Diplomegeologe, József MESZAROS, Diplomegeologe, Imre SZABO, Diplomegeologe.

Übersetzt aus dem Ungarischen von B.KECSKES und F.SZENTESI.

Inhaltsverzeichnis

I. Allgemeiner Teil

1. Großtektonische Lage des Transdanubischen Mittelgebirges
2. Geologische Bildungen des Transdanubischen Mittelgebirges

II. Exkursionsführer

Erster Exkursionstag (15. September 1972)

1. Ajka (Tósokberénd)
2. Szöc, Balatonhegy
3. Nagytárkány, Bauxittagebau Darvastó
4. Sümge, Mogyorósdomb-Kövesdomb
5. Sümge, Haraszt

Zweiter Exkursionstag (16. September 1972)

1. Halbinsel Tihany. Templomdomb-Ovár
2. Balatonfüred, Steinbruch bei der Schiffswerft
3. Balatonfüred, kleiner Steinbruch Szákahegy
4. Várpalota, Szabó'sche Sandgrube
5. Veszprém, Burgviertel

Dritter Exkursionstag (17. September 1972)

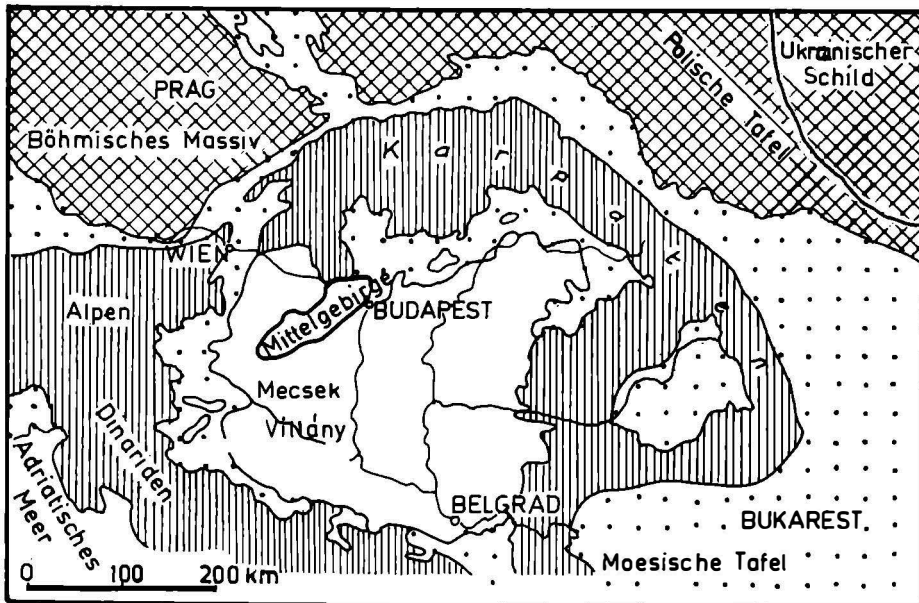
1. Veszprém, Steinbruch Aranyosvölgy
2. Olaszfalu, Esperkéshegy
3. Urkut, Manganerztagebau Csárdahegy
4. Urkut, Manganerztagebau Kövestábla

I. Allgemeiner Teil

1. Großtektonische Lage des Transdanubischen Mittelgebirges

Das Transdanubische Mittelgebirge- dessen wichtigste Einheit das Bakony-Gebirge ist- stellt einen Teil des in genetischer und tektonischer Hinsicht heterogenen "Zwischengebirges" der Alpen, Karpaten und Dinariden dar, charakterisiert durch verhältnismäßig geringe Mächtigkeit der Erdkruste, durch ungewöhnlich kleinen geothermischen Gradient und durch eine Bruch-, Faltenbruch- und Schuppentektonik. Anfangs wurde seine Ent-

stehung auf ein in den früheren orogenetischen Phasen konsolidiertes einheitliches Massiv ("Internida", "Tisia", "Median Mass") zurückgeführt, das bei der Entstehung der Karpaten eine aktive Rolle spielte. Nach unserer heutigen Kenntnis scheint jedoch der "Druckschatten" im Zwischenraum der im Karpatenvorland gelegenen kristallinen Massen in der Entwicklung seiner spezifischen und mannigfaltigen Charakterzüge eine entscheidende Rolle gespielt zu haben (Abb.1).



- Gebirgssystem der Alpen
- "Zwischengebirgs" Zone
- Randsenken des alpinen Gebirgssystem
- Kristalline Tafel

Abb.1. Großtekt.Lage des Transdanubischen Mittelgebirges.

Das Transdanubische Mittelgebirge ist durch intermontane Becken gegliedert und größtenteils von mesozoischen Formationen aufgebaut, die einige 100m über das flache bis hügelige Gelände (100m bis 200m über dem Meeresspiegel), der mit 1000 bis 4000m mächtigen neogenen Sedimenten gefüllten transdanubischen Becken aufragen. Was die Strukturverhältnisse des Transdanubischen Mittelgebirges betrifft, so handelt es sich nach unseren gegenwärtigen Kenntnissen

um autochtone Gebirgsmassen eines asymmetrischen Synklinoriums mit einer aus Druck - und Zugspannungen entstandenen Bruchtektonik mit untergeordneten Biegeelementen (Abb.2).

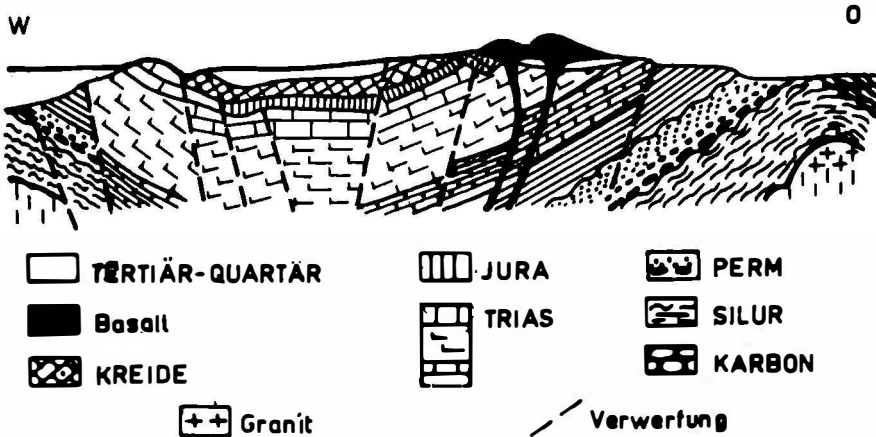


Abb.2. Profilskizze des geologischen Baues des Transdanubischen Mittelgebirges.

Am südöstlichen Flügel des Synklinoriums sind in monokliner Lagerung zumeist Formationen des Paläozoikums und der Trias bekannt. In seiner Achse finden sich Jura- und Kreideformationen. Der schmale Gegenflügel ist wiederum von Triasformationen aufgebaut. Die mit Druckspannungen verbundene tektonische Gestaltung äußerte sich außer der Entstehung des Synklinoriums auch in Schollenstauchungen, schuppenförmigen Aufschiebungen und kulissenartigen Horizontalverschiebungen. Ihr Einfluß ist auch in den Fazieszonen der sedimentären Formationen zu erkennen. Die im Tertiär allmählich die Oberhand gewinnenden Tendenzen zur Dilatation und Zerstückelung brachten die großen Längs- und Querbrüche, die jungen inneren Becken und die unregelmäßigen Schollenkippen zustande. Diese Brüche öffneten auch die Zufuhrwege für die Ausbrüche des Andesit-Rhyolit- und Basaltvulkanismus.

2. Geologische Bildungen des Transdanubischen Mittelgebirges.

Am Südostrand des NO-SW streichenden Gebirges, in Richtung des Balatons und des Velence-Gebirges sind uns die ältesten Bildungen bekannt.

SILUR. Die mit Fauna belegte älteste Formation des Transdanubischen Mittelgebirges und gleichzeitig Ungarns, ist die am Balaton und in der Umgebung des Granits von Velence zu Tage tretende anchi-epimetamorphe Schieferserie. In diesem, ursprünglich aus Sand- und Tonsteinschichten bestehenden, äußerst mächtigen Komplex lassen sich lithologisch drei Serien von verschiedener Fazies unterscheiden:

Die älteste Serie besteht aus Sandstein-, Quarzit- und Chloritschiefer ohne Fossilien. Darüber folgen Serizit- und Sandsteinschiefer mit zwischengeschalteten Kieselschieferlinsen, sowie Quarzporphyr- und Diabaslagen (Phyllitoid-Komplex). Die schwarzen Kieselschieferlinsen führen neben Vertretern von Hystrichosphaeriden, Chitinozoen, Radiolarien und Silocospongien Monograptidae, welche das silurische Alter der Schieferserie beweisen.

Schließlich folgt eine Serie von Serizit-, Chlorit- und Sandsteinschiefern mit Quarzporphyr, Quarzporphyruff und -tuffitlagen. In ihrem Metamorphosegrad entspricht diese als spätsilurisch bis frühdevonisch datierte Serie der niedrigsten Metamorphosestufe.

DEVON. Außer den bereits erwähnten kalkhaltigen Serizit-, Chlorit- und Sandsteinschiefern ist ein isoliert zu Tage tretender kristalliner Kalkstein zum Devonsystem zu rechnen. Daß die Kalke im Untergrund verbreiteter sind, beweisen einerseits im permischen Konglomerat vorhandene Gerölle, andererseits das häufige Auftreten in Form von Xenolithen in den oberpliozänen Basaltvulkaniten des Balatonhochlandes.

KARBON. Ebenfalls isoliert ist das Vorkommen der Viséstufe des Unterkarbons in tektonischer, oberflächennaher Lage, ver-

treten durch dunkle Kalksteine und kalkige Schiefertone mit Korallen und Brachiopoden.

Südlich vom Balaton wurden oberkarbonische, gelblichweiße Kalke mit Schubertella und Climacamina durch Tiefbohrung in 955m Tiefe unter neogenen und paläogenen Formationen erschlossen. Neben den am Südostrand des Transdanubischen Mittelgebirges aufgeschlossenen kalkigen Schiefertönen und schubertellenführenden Kalken halten wir auch die Granitmasse des Velence-Gebirges für karbonisch (sie würde der sudetischen Phase der variszischen Gebirgsbildung entsprechen). Hauptmineralien: Orthoklas, Oligoklas, Quarz, Biotit; akzessorische Mineralien: Apatit, Zirkon, Magnetit und Orthit.

Als Nebenäußerungen des Plutonismus sind zahlreiche Granitporphyr-, Aplit- und Kersantitgänge, sowie pegmatitische, pneumatolitische und hydrothermale Bildungen (mit Fluorit, sowie Pb- und Zn-Vererzung) bekannt.

Die angeführten alt- bis frühpaläozoischen Komplexe stellen mit ihrem von der frühpermischen, intensiven Abtragung verschonten Material den variszischen Untergund des permomesozoischen Synklinoriums des Mittelgebirges dar.

PERM. Das Perm System ist durch einen kontinentalen, oberpermischen Rotsandstein-Komplex vertreten, der aufgrund der am Südostrand des Mittelgebirges bekannten Aufschlüsse in SW-NO-Richtung in immer größerer Vollständigkeit und Mächtigkeit (200-700m) vorkommt. Sein Liegendes ist durch eine silurisch/unterdevonische?/ anchi-epimetamorphe Schieferserie vertreten, auf deren denudierter, unebener Oberfläche unter den permischen Schichten eine authigene Brecciendecke von wechselnder Mächtigkeit lagert. An der Basis des permischen Komplexes tritt eine 50-150m mächtige Konglomeratschichtgruppe auf. Die Gerölle bestehen vor allem aus Schiefertone, Quarz, Quarzit, Quarzporphyr und Sandstein. Die Konglomeratschichtgruppe wird von einer Rotsandsteinserie überlagert, deren Korngröße aufwärts rhythmisch und allmählich feiner wird und die eine graded bedding aufweist. Schließlich endet die permische Schichtfolge mit feinkörnigen grauen Sandsteinen,

die bunte Zwischenlagen einschließen.

Das Bindemittel des Sandsteinkomplexes ist im S kieselig, im N kieselig und karbonatisch, stellenweise ankeritisch - dolomitisch. Ein charakteristischer Bestandteil des Bindemittels ist auch Kaolinit. Der Rotsandstein ist sehr arm an Fossilien. Bisher sind verkieselte und verkohlte Pflanzenreste, die Gänge schlammfressender Würmer und die Fußspuren eines terrestrischen Kriechtieres (Chirotherium) bekannt geworden. Der Schichtkomplex kam als Folge einer kontinentalen, fluviatilen Sedimentation zustande, mit aufwärts immer bedeutend werdender Rolle der Auen- und Seeablagerungen. Die Schichtfolge läßt sich in 20 bis 30m mächtige Abschnitte gliedern, die stellenweise mit einer Erosionsdiskordanz und einer aufwärts allmählich feiner werdenden (von der groben bis zur ganz feinen) Korngröße aufeinander lagern. Im SO-Vorland des Vértes- Gebirges sind uns im Oberteil der permischen Schichtfolge lagunäre, anhydrit- und gipsführende Sedimente und in ihrem Hangenden marine Kalk-, Dolomit- und Mergelschichten bekannt.

TRIAS. Die an d.Oberfläche studierbare Hauptmasse des Transdanubischen Mittelgebirges besteht aus triadischen Ablagerungen. Ihre vollständigste Schichtfolge ist im Balatonhochland und im Bakony zu finden. Es handelt sich um einen Schichtkomplex der an Fossilien reich und gut zu gliedern ist und- trotz seiner wesentlich weniger gestörten Struktur sich mit den Süd- und ostalpinen Triasausbildungen gut korrelieren läßt. Die Untertriasschichtfolge lagert über der oberpermischen im S mit einer Lücke, im N mit einer Sedimentationskontinuität. Die über 1000m mächtigen Werfenerschichten entstanden in einem kontinuierlich absinkenden Sedimentationsbecken, im Flachwasser eines Wattenmeeres. Die Seiser Unterstufe besteht aus einer 600m mächtigen Serie von grauen und roten Glimmersandsteinen, blättrigen Tonen, sandigen Mergeln und dünnen Dolomitschichten. Die an den Schichtflächen beobachtbaren Rippelmarken, sowie die eurytherme und euryhaline Fauna weist auf eine küstennahe Flachwassersedimentation hin.

Die in der Schichtfolge der Campiler Unterstufe auftretenden plattigen Oolithkalkschichten, das allmähliche Ausbleiben des Sandgehaltes, das gleichzeitige Erscheinen der Ammoniten-Fauna zeugt von der Vertiefung des Meeres und der Stabilisierung des Salzgehaltes (Tiroliten-Mergel). Die die Werfener-Stufe abschließenden zellig- porösen Dolomite- die durch Auflösung von Gips- Anhydrit in den Hohlräumen des Dolomites entstanden sind- und die kleinwüchsige Fauna des darüberlagernden Plattenkalkes deuten ein in Verdunstung begriffenes, mit Salz übersättigtes Meerwasser an.

Die basale Schichtgruppe des Anis ist vom "Megyehegyer Dolomit" mit geringer Fossilführung aufgebaut. Der darüber lagernde Kalkstein läßt sich aufgrund seiner Brachiopoden-Fauna mit dem südalpinen Recoaro Horizont korrelieren. In seinem Hangenden findet sich der fossilreiche Horizont der " Paraceratites trinodosus"- führenden Mergel und Kalksteine, der sich mit dem Reiflinger-Kalk identifizieren läßt, entwickelt.

In der Ladin-Stufe unterscheiden wir den "Protrachyceras reitzi" Horizont, der aus einer Wechsellagerung von Kieselkalken, tuffigen Mergeln Tuffiten und Diabastuffen besteht und mit dem Buchensteiner-Schichten identifizierbar ist, sowie den, mit den Wengener-Schichten korrelierten, roten hornsteinführenden "Tridentinus"- Kalksteinhorizont. Die Kalksteinausbildung des tieferen Ladins, die im Balatonhochland mit Tuff-Auswürfen und dünnschaligen Muscheln charakterisiert ist, wird im Ostteil des Bakony durch diploporenführende Dolomite abgelöst. Diese mächtige (900m), neritische, chemo-und biogene Schichtfolge vertritt die Ladin-Stufe auch im Raume des Vértes-, Gerecse- und Budaer Gebirges.

In der Karn-Stufe lassen sich im Gebiet des triadischen Sedimentationsbeckens des Mittelgebirges wiederum beträchtliche Faziesunterschiede erkennen. Am Balatonhochland setzt die Sedimentation mit der Schichtgruppe des "Füreder Kalksteins" fort. Darüber lagert eine mächtige Mergelserie. Die Schichtfolge endet mit einer geringmächtigen Kalkstein-Schichtgruppe. Dieser ca 700m mächtige Schichtkomplex nimmt gegen NO zu

an Mächtigkeit ab und die vorher angeführten Formationen werden durch Dolomite, dolomitische Mergel, mergelige Dolomite, Hornsteinkalke und Hornsteinführende Dolomite abgelöst.

Die Nor-Stufe ist im Balatonhochland und im Bankony durch Hauptdolomit von erheblicher Mächtigkeit und großer Oberflächenverbreitung vertreten, mit charakteristischen Megalodontiden der Nor-Stufe. Im nördlichen Bakony, sowie in Vértés-, Gerecse- und Budaer Gebirge wird der Hauptdolomit durch Dachsteinkalk ersetzt, der vom S nach N über immer jüngeren stratigraphischen Horizonten auftritt.

Rhät. Im Raume des Balatonhochlandes und des südlichen Bakony, sowie im Keszthelyer Gebirge wird der norische Hauptdolomit durch einen rhätischen Komplex von Kössener Fazies mit "Avicula contorta" überlagert, der aus hornsteinführenden Dolomiten und Dolomitmergel besteht und dessen oberer Teil durch Pachyonten (Conchodus)- Kalkstein vertreten ist. Die auf dem norischen Dolomit lagernde, mergelige Kössener-Fazies keilt in NO-Richtung bereits in der Mitte des Bakony aus. In den weiteren Teilbecken wird die Rhätstufe durch den sich aus dem Nor fortsetzenden Dachsteinkalk, in einer Flachwasser-Oolithkalkfazies mit Algen, Foraminiferen, Paramegalodontiden und Conchodus vertreten.

JURA. Die Schichtgruppe des Hettangien überlagert im Raume des Bakony mit einer Sedimentationskontinuität und mit lithologischer Übereinstimmung mit dem rhätischen Dachsteinkalk die Trias. Im Gebiet des Vértés und Gerecse beobachtet man eine Sedimentationslücke zwischen Trias und Jura. Aufgrund des völligen Fehlens der Juraformationen am SO-Rand des Mittelgebirges und der Faziesverhältnisse der Jura-Ablagerungen der inneren Gebiete kann auf das Aufhören der Sedimentation am Ende der Trias und auf eine, die ganze stratigraphische Reichweite der Juraperiode umfassende Sedimentationslücke geschlossen werden. In diesem eingeschränkten Mittelgebirgs-Sedimentations-Becken, das von weitreichenden triadischen Kalk- und Dolomitküsten umgeben war, entstanden während des Jura in den seichteren Meeresteilen Brachiopoden-Crinoidenkalke, auf den tieferen

Beckenteilen rote tonige Kalke mit Ammoniten und einer planktonischen Mikrofauna, sowie hornsteinknollenführende Kalke und Radiolarite. Als eine merkwürdige Lokalausbildung ist eine mangan- karbonat- und manganoxydführenden Serie mit einer bauwürdigen Manganerzhäufung erschlossen worden. Die jurassischen Formationen zeugen von der Existenz eines Sedimentationsbeckens, das von Lias bis zum Ende des Dogger allmählich tiefer und während des Malms wieder seichter wurde, wobei in den sublitoralen Schichtfolgen lokale Trümmergesteine mit Sedimentationslücken und Anzeichen eines stark bewegten Flachwassermeeres ausgebildet sind. Aufgrund der in den vollständigen Schichtfolgen auffindbaren stellenweise reichen Ammonitenfauna können alle Stufen des Jura nachgewiesen werden. Der größte Teil der Fauna hat mediterranen Charakter, aber auch mitteleuropäische Arten sind vertreten.

Der jurassische Komplex erreicht im Raum des Gerece und Vértes nicht mehr als 50 bis 60m Mächtigkeit, aber auch im Bakony beläuft sich seine Mächtigkeit nicht über 200m. In den Gebieten, wo der Jura unvollständig und in einer Randfazies ausgebildet ist, kennen wir Lokalitäten, wo die Gesamtmächtigkeit des Jura lediglich ein paar Meter erreicht.

KREIDE. In isolierten Sedimentationsbecken sind im Raume des Mittelgebirges Kreidesequenzen unterschiedlicher Fazies mit Sedimentationslücken entstanden.

Im Neokom (vom Berriasien bis Ende Barrémien) ist uns im Gerece-Gebirge ein normaler Sedimentationszyklus mit nord-alpinen- karpatischen Beziehungen bekannt, der mit Berriasien-Basisbreccien beginnt, sich mit einer Mergelserie des Valanginien und einer Sandsteinfolge des Hauterivien- Barrémien fortsetzt und im obersten Barrémien mit Regressionskonglomeraten endet. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 200 bis 300m. Im Bakony-Gebirge ist das Neokom von weniger detritischem Charakter, eher durch hornsteinknollenführende Kalke (Biancone), Mergel und Crinoidenkalke vertreten, die Beziehungen zu den Südalpen aufweisen. Im Berriasien, Valanginien und Hauterivien entstanden 100 bis 200m mächtige hornsteinknollenführende Kalke

von Beckenfazies mit Tintinninen und Nannoplankton, im Barrémien kam dagegen ein 20 bis 300m mächtiger, sandiger Kalksteinkomplex zur Ablagerung. In den küstennahen Zonen sind Crinoiden- Brachiopoden-Kalke von ein paar bis 20-30m Mächtigkeit bekannt.

Gleichzeitig mit den marinen Kreideablagerungen entstanden Bauxitlager auf den Kalk- und Dolomitoberflächen des im Streichen des Mittelgebirges gelegenen Festlandes (ein sogenanntes Kegelkarstgebiet, das an der Meeresküste lag). Ein Teil von diesen wurde von Formationen des Aptien, der größere Teil von späteren (senonischen bzw. eozänen) Ablagerungen bedeckt. Ein beträchtlicher Teil des ehemaligen Bauxitmaterials wurde in den späteren Erosionsperioden abgetragen, der Rest hat nach terrestrischer Umlagerung auch in sekundärer (umgelagerter) Position seinen Bauxitcharakter bewahrt.

Zur Zeit des Aptien kam im ganzen Mittelgebirge ein 20 bis 80m mächtiger Crinoidenkalkkomplex zur Ablagerung. Über dem grauen Crinoidenkalk und transgressiv darüber hinausgreifend lagerte sich mit einer Erosionsdiskordanz eine Schichtfolge, die im oberen Aptien mit 5 bis 100m mächtigen bunten Tonen (größtenteils mit einer Brackwasser-Fauna) beginnt und im Albien aus einer Aufeinanderfolge von Kalken mit Pachyonten, Orbitolinen, Mikrofossilien, Mollusken und Echinoideen (20 bis 50m) und von glaukonitführenden Kalken (0 bis 10m) besteht und vom 50 bis 500m mächtigen "Turrilitenmergel-Komplex" des Cenomaniens überlagert wird.

Senon-Bildungen können wir im Raume des südlichen Bakony antreffen. Im Südteil des Mittelgebirges, das infolge der spätcenomaniischen, prägosauischen Bewegungen gehoben und im Turon in Schollen gegliedert wurde, begann die Sedimentation zu Beginn des Senons mit einem Immersionszyklus und endete mit einem, durch die laramischen Bewegungen bedingten Emersionszyklus am Ende des Maastrichtien. Im Liegenden ist uns ein kontinentaler Bunttonkomplex mit mesozoischen Kalkstein-, Hornstein-, Dolomit- und Bauxitgeröllen bekannt. Seine Mächtig-

keit erreicht sogar 100m. Über ihm finden sich Süßwasser - kalke, Kalkmergel, Tonmergel mit einer Süßwasser- Gastro-podenfauna und zahlreichen Sporomorphen. Die Mächtigkeit dieser Schichten variiert zwischen 40 und 100 m. Ihr Alter entspricht der santonischen Unterstufe. Auf dieser Schichten-gruppe lagert eine Kohlenserie, die in der Basis limnischen, im oberen Teil paralischen Charakter aufweist. Ihre Mächtigkeit ist 20 bis 120m und ihr Alter entspricht dem oberen Santon bis unteren Campan. Im Hangenden dieser kontinen-talen Süßwasser-Serie kennen wir marine Ablagerungen: Tonmergel und Kalke in Riff-Fazies des Campans mit einer charakteristischen Vergesellschaftung von Korallen, Mollus-ken, Foraminiferen und Sporomorphen. Ihre Mächtigkeit vari-iert zwischen 100 und 200 m.

Die Schichtfolge des Maastrichtiens ist durch einen Kalk-mergel-, Kalkstein- und Tonmergel-Komplex mit einer charak-teristischen Inoceramen- und Globotruncana - Fauna, sowie einer Sporomorphen- Assoziation von Pseudopapillopollis ver-treten. Die Mächtigkeit ist auf etwa 400m zu schätzen.

EOZÄN. Im Raume des Mittelgebirges können zwar lückenhaft, aber sowohl die unter- und mitteleozänen als die obereoz-änen Ablagerungen angetroffen werden. Ihre Faziesverhält-nisse weisen auf eine Sedimentation von epikontinentalen Charakter hin. Vom Gesichtspunkt ihrer Ausbildung lassen sich die Eozänablagerungen in litorale (kalkige-detritische), archi-pelagische und Beckenformationen teilen. Das gegliederte Ge-lände, die mannigfaltigen Lebensbedingungen und Sedimentations-verhältnisse brachten neben den Haupttypen noch zahlreiche weitere Gesteinsvarianten zustande. Die eozänen Formationen sind durch drei größere Hebungs- und damit Erosionsperioden gegliedert: eine an der Unter- und Mitteleozän-Grenze, eine innerhalb des Mitteleozäns und eine zwischen dem Mittel- und Obereozän. Ihre stratigraphische Gliederung beruht auf den Großforaminiferen. Entwicklungsgeschichtlich sind die Be-wegungen von entgegengesetzter Richtung- Absenkung bzw. Hebung- für das NO- und SW-Ende des Mittelgebirges charakteristisch. Dieser Vorgang hörte erst zur Zeit der oberlutetischen und

obereozänen Transgressionen von kontinentaler Reichweite auf. Die eozäne Sedimentation wurde durch einen Andesit- bzw. Dazit- und Rhyolithvulkanismus, überwiegend mit Tuffauswürfen und der Entstehung von Tuffitschichten, begleitet. An der Basis des eozänen Schichtkomplexes bildeten sich bauwürdige Braunkohlenflöze.

OLIGOZÄN. Zu Beginn des Oligozäns erhob sich das Gebiet des Mittelgebirges und wurde Schauplatz einer sehr bedeutsamen Denudation. Die Sedimentation begann im Rupel mit Anhäufung einer terrestrischen Buntton- und Sandstein- Schichtfolge und mit Entstehung von 1 bis 2m mächtigen Braunkohlenflözen in den derzeitigen Buchten. Im terrestrischen Komplex bei Bodajk wurde eine Wirbeltierfauna bekannt. Die Mächtigkeit der Schichtfolge erreicht 400m. Das Meer drang während des Rupels aus NO-Richtung in den Raum des Mittelgebirges ein. Die dabei abgelagerten Sedimente mit Cyrenen, Melanopsis, Potamides und agglutinierenden Foraminiferen sind zwischen Budapest und Esztergom zu finden. Ihre größte Mächtigkeit erreicht 600m. (Auf dem Territorium des Geresce und Vértes sind nur noch Brackwasserablagerungen, im Bakony nur terrestrische Süßwasserbildungen vorhanden). Der sog. "Kisceller Ton" mit *Clavulinoides szaboi* ist von kleinerer Verbreitung. Seine Mächtigkeit übersteigt 200m. Die Chattstufe wird durch einen regressiven Sandsteinkomplex vertreten. Seine Mächtigkeit erreicht 400m. Unter der Mitwirkung gleichzeitiger Bewegungen wurden manche Teile des Nordraumes des Mittelgebirges erst in dieser Periode auf kurze Dauer vom Meer überflutet.

MIOZÄN. Die Miozänablagerungen im Mittelgebirgsraum lassen sich in drei Komplexe gliedern:

Den vermutlich dem Burdigal- Unterhelvet entsprechenden Sedimentationszyklus vertreten terrestrische- fluviatile Konglomerate, Sandsteine und bunte Schluffsteinschichten. Die Gerölle in ihnen stammen größtenteils aus den älteren Gesteinen des Mittelgebirges. In ihrem Hangenden lagern limnische- lakustrische Ablagerungen mit allochtonen Braunkohlenflözen.

Das obere Helvet (Karpatrien) ist durch Meeresablagerungen, wie schlierartige, feinsandige Tone, Tonmergel vertreten, in den litoralen Beckenrandzonen sind lagunäre und Brackwasser-Tonmergelschichten (Congeria böckhi WENZ, Brotia escheri BRGT.) entstanden. Im oberen Teil des Helvets begann eine vulkanische Tätigkeit, die im unteren Torton ihren Paroxysmus erreichte und im NO Teil des Transdanubischen Mittelgebirges das Andesitgebirge von Szentendre-Visegrád zustande brachte.

Zur Zeit des Torton (Badeniens) kam es zu einem beträchtlichen Vorrücken des Meeres. In der küstennahen Flachwasserzone lagerten sich dabei grobe Konglomerat, pectiniden- und lithothamnienführende Kalksteinschichten (Leithakalk), sowie Kalke und Sandsteine mit Heterosteginen ab. In der Umgebung von Várpalota wird der litorale molluskenführende Sand von einer autochthonen Braunkohlenserie überlagert. In den weiter von den Küsten gelegenen Zonen des Sedimentationsbeckens lagerten sich molluskenführende Tonmergel ab. Die Formationen des Sarmats bilden das Abschlußglied des im Torton beginnenden Sedimentationszyklus. Im Mittelgebirgsraum ist der Sarmat-Komplex durch molluskenführende grobkörnige Kalke und Tonmergel sowie Süßwasserkalke vertreten. Von der Fortsetzung des Vulkanismus zeugen dünne Dazit-Tuff-Zwischenlagen.

Das Pannon (Pliozän) hat seine Ausbildung am Rand des Transdanubischen Mittelgebirges, sowie in den intramontanen Becken des Balatonhochlandes und des Bakony-Gebirges. Es handelt sich um litorale und küstennahe Flachwasserablagerungen detritischen Charakters. Aufgrund ihrer lithologischen Zusammensetzung und Fossilien läßt sich die Gliederung der pannonischen Binnensee in isolierte Teilbecken, sowie ihre Verschüttung und die völlige Aussüßung des Wassers gut verfolgen. Eine charakteristische Bildung des unteren Pannons stellt der Melanopsis-Sand dar.

Die auf dem unteren Pannon diskordant lagernden oberpannonischen Ablagerungen sind durch die Tone, Tonmergel und sandige Tone des Congeria ungala-caprae-Horizontes und die sandig-

tonigen Sedimenten des Congeria balatonica-Horizontes mit dazwischengeschalteten palustrischen (moorigen) Ablagerungen und Süßwasserkalkschichten vertreten. Am Westrand des Mittelgebirges entwickelte sich oberhalb des tonigen Unterpannon allmählich sandiges Oberpannon. Am Ende desselben kam es zu einem bedeutendem Basaltvulkanismus in der Südhälfte des Mittelgebirges im Balatonhochland und im Raume der Kleinen Ungarischen Tiefebene (Kisalföld).

Ende Pliozän wurde das Gelände vollkommen trocken gelegt und zum Schauplatz einer intensiven Denudation, wobei sich fluviatile und Süßwasserablagerungen anhäuften.

QUARTÄR. Das Quartärsystem ist im Mittelgebirgsraum durch periglaciale, terrestrische, lakustrische, fluviatile und äolische Bildungen (Löss) vertreten. Die Entstehung des Süßwasserkalkes begann bereits im Pliozän. Der Kalkstein ist von lakustrischem und Travertino-Charakter. In den inneren Teilen der mehr und mehr gegliedert gewordenen Gebirgsmassen ist der Gehängeschutt allgemein verbreitet, im Vorland der Gebirgsteile sind Schuttkegel von großer Verbreitung entstanden. Infolge der eiszeitlichen Klima- veränderungen und der Krustenbewegungen bildeten sich Terrassen entlang der Flüsse und Bäche aus. Ein sehr verbreitetes Sediment ist der Löss mit häufigen Einschaltungen von Bodenhorizonten und Gesteinstrümmern, sowie mit beträchtlichem Sandgehalt. Im Transdanubischen Mittelgebirgsraum sind auch Urmenschenlager mit paläo- und neolithischen Artefakten und Überresten von Silexgruben erschlossen worden. Darunter sind die Lager von Vértesszöllös, Tata und Erd mit ihren reichlichen archäologischen Funden am wichtigsten.

Exkursionen

F/1. Ajka- Sümeg

Fahrtroute: Graz- Fürstenfeld- Heiligenkreuz i.L.- Jánosháza
Ajka- Padrag- Szöc- Nagytárkány- Sümeg- Keszthely.

Haltepunkt 1: Ajka (Tósokberénd)

Pannon

Unter den sedimentären Bildungen spielen die Pannonablagerungen infolge ihrer Mächtigkeit und Ausbildung die bedeutendste Rolle im geologischen Bau Ungarns. Spärlich sieht man sie an der N-Seite der Straße Ajka- Kolontár in einigen, fast horizontal gelagerten Schichten des in einer Sandgrube in etwa 150m Länge erschlossenen oberpannonischen *Congeria ungula-caprae*-Horizontes. Das Gestein des Aufschlusses ist fein- und mittelkörniger Sand. Überwiegend hat er eine gelbgraue Farbe, für den tieferen Teil sind jedoch Limonitknollen und in ihrer Umgebung eine ockergelbe Verfärbung charakteristisch. Auf diesen Abschnitt konzentriert sich der überwiegende Teil der weißen, gewöhnlich schlecht erhaltenen, leicht zerfallenden und ausschließlich aus Mollusken bestehenden Fauna, die wir aus diesem Aufschluß kennen. Nach den Geländebestimmungen finden sich folgende Formen: *Dreissena auricularis* FUCHS, *Congeria partschi* H. HOERNES, *Congeria ungula-caprae* MÜNST., *Unio halavatschi* LEIRI, *Limnocardium* sp. Die gefundenen Formen sind überwiegend Einzelklappen, selten finden man aber auch Doppelklappen.

Aufwärts verfeinern sich die Sandkörner, die grauweißen Kalkknollen nehmen immer mehr zu und die Muschelschalen bleiben fast vollkommen aus.

Auf die erodierte Oberfläche des pannonischen Sandes lagerte sich der sandige Schotter des Pleistozäns ab, worin man auch vom Wind polierte Stücke findet.

Das Fördergut der Bauxitgrube von Nyirád und Halimba wird in

Ajka zu Tonerde verarbeitet. Im Untergrund der Stadt sind Oberkreideablagerungen ausgebildet, die mit ihrer Braunkohle von guter Qualität die Energieversorgung des Industriegebietes unterstützen.

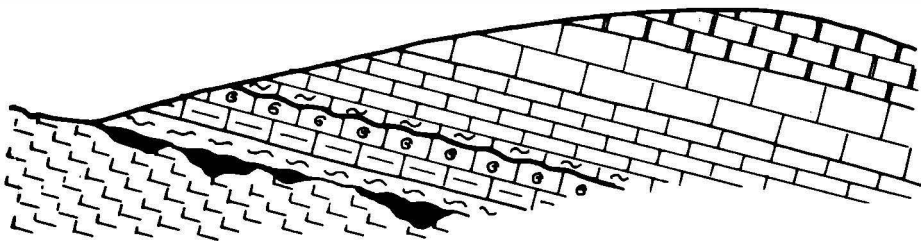
Von Ajka erreichen wir durch die Ortschaften Csékút, Padrag und Halimba den nächsten Haltepunkt der Exkursion, den Berg Balatonhegy bei Szöc.

Haltepunkt 2: Szöc, Balatonhegy
Eozän






Drei Gräben erschließen die auf dem obertriadischen Hauptdolomit lagernde eozäne Schichtfolge. Im ersten Graben sehen wir untereozäne Schichten, im zweiten unteres Eozän ? bzw. den unteren Teil des mittleren Eozäns und der dritte Graben erschließt die Schichten mit *Assilina spira* und *N. millecaput* des mittleren Eozäns. Abb.3 gibt ein Übersichtsprofil des Gebietes.

SSO

NNW



OBERLUTETISCHE Kalksteinhorizonte

-  *N. millecaput*
-  *N. perforatus*
-  *Assilina*
-  *Assilina spira*
-  *Alveolina elongata*

UNTERLUTETISCHE Horizonte






-  Alveolenkalk mit *N. laevigatus*
-  Toniger Kalkstein mit *N. laevigatus*
-  Mergel
-  KRETAZISCHER BAUXIT
-  OBERTRIADISCHER Dolomit

Abb.3. Szöc. Balatonhegy

Aufschlüsse I und II

Der untere Teil der Aufschlüsse I und II erschließt eine Bauxit- und gipsführende, lagunäre Schichtgruppe, die lithologisch aus fünf Teilen besteht.

1. Bauxitführende Tone und tonige Bauxite, gekennzeichnet durch das Vorherrschen der Pelit-Fraktion, durch minimalen Karbonatgehalt und stark oxydierten Zustand. Der obere Sandstreifen und der hohe Alkaligehalt weisen z.T. auf die im Salzwasser erfolgte Umhäufung des Bauxitmaterials hin. Die oberste Schicht hat einen karbonatisch, paralischen Ursprung
2. Schluffige Ton-bis tonige Schluffsteine, gekennzeichnet durch minimalen Karbonatgehalt, besitzen einen Sand- und Dolomitstreifen und haben eine charakteristische bunte Farbe.
3. Schluffig-tonige Kalksteine, die oft Mollusken-Fauna führen.
4. Gipsführende Oszillations-Tonmergel und Mergel. Die terrigenen Gemengteile und der Karbonatgehalt verändern sich gegensätzlich. Der bedeutende Dolomitgehalt vermindert sich stufenweise. Der Gipsgehalt schwankt, diese Tendenz zeigt eine gewisse Parallele mit dem Dolomitgehalt. Die Schichtgruppe hat eine charakteristische bunte Farbe. Die o.e. Eigenheiten können die Zeichen einer Lagunen-Fazies mit sehr hohem Salzgehalt sein.
5. Schluffsteinführende Tonmergel und schluffige-dolomitische-sandige Tone. Die Schichtfolge ist vom paläontologischen Standpunkt sehr arm und charakterlos. Vertreter der Mikrofauna sind: *Rotalia kiliani* ANDREAE, *Cibicides lobatulus* (W.-J.), *Sphaerogypsina globulus* (REUSS), *Discorbis* cf. *parisiensis* (d'ORB.). Großforaminiferen findet man keine. Das Nannoplankton ist ebenfalls ohne besonderes Gepräge und durch folgende Formen vertreten: *Discoaster saipansensis* BR. & RIED, *Coccolithus* cf. *barnesae* (BLACK.), *Cyclococcolithus leptoporus* (MURR. & BLACKM.), *Nannoconus steinmanni* (KAMPTNER), *Rhabdolithus perlongus* (DEFL.).

Im oberen Teil der Schichtfolge findet man, wenn auch nur in Bruchstücken, doch überall Mollusken, charakteristisch aber findet man nur in den Proben Nr. 109 und 39 folgende Formen:

Lucina baconica MUN.-CALM., *Cardium cf. wiesneri* HANTK., *C. cf. bonellii* BELL., *Corbula* sp. *Pholadomya* sp.

Aufgrund der erwähnten Faunenelemente läßt sich über das Alter der Schichtfolge nichts sicheres aussagen. Zufolge der kontinuierlichen Sedimentation dürfte sie dem Unter-Lutet angehören. M.KEDVES hat aber hier mit pollenanalytischen Untersuchungen Formen gefunden, die auf den unteren Teil der Cuisestufe hinweisen. (Viele Arten der Formgruppe *Subtriporopollenites*, *Interpollis supplingensis*, *I. velum*, *Tricolporopollenites parmularius*.)

Die weitere Schichtenfolge des Aufschlusses II gliedert sich in zwei Teile: Im unteren Teil finden sich mesohaline, im oberen Meeresablagerungen. Die Schichten beider Aufschlüsse sind tektonisch stark in Anspruch genommen.

6. Die mesohalinen Schichten sind lithologisch sehr ähnlich. Überwiegend ist der Kalk dünn gebankt; man findet vereinzelt Einlagerungen toniger Kalke und Kalkmergel. Der Karbonatgehalt des Schichtkomplexes schwankt, ist aber bedeutend, der Dolomitgehalt ist klein. Die Verfeinerung bzw. Vergrößerung der klastischen Komponenten geschieht rhythmisch. In der Fauna ist die Zahl der Miliolinen schwankend, manchmal sind sie in großer Menge, im Allgemeinen dominieren sie; neben ihnen gibt es in kleiner Zahl Mollusken, hauptsächlich Gastropoden. In den Dünnschliffen finden sich Kleinforaminiferen, *Orbitolites* sp., Ostracoden, Alveolinen und *Lithothamnium*-Arten. Das Alter des Schichtkomplexes kam man aufgrund der eingerollten Art *N. laevigatus* (BRUG.), die in Probe 17 auftritt, an die Basis des mittleren Eozäns stellen.

Die Meeressedimente kann man lithologisch in vier Teile gliedern:

7. Kalksteine mit Zwischenlagen tonhaltiger Kalke und Kalkmergel. Das Gestein ist bankig und knollig und gleich lithologisch dem vorigen.

8. Verwerfungszone. Grundsätzlich gleicht sie der Schichtgruppe 1

das Gestein ist aber tektonisch stark gestört.

9. Kalksteine, tonige Kalksteine. Der Kalkstein mit Knollen und Bänken enthält sehr wenig terrigenes Material.

10. Kalksteine und tonige Kalksteine. Kalke von bankigem und knolligem Charakter mit Spuren einer syngenetischen Umlagerung. Der Dolomitgehalt verändert sich parallel mit der Sandmenge, jedoch entgegengesetzt mit dem gesamten Karbonatgehalt (Klastischer Dolomit).

Paläontologisch läßt sich der Schichtkomplex nicht gliedern wegen seiner Fauna einheitlich besprochen wird.

Die charakteristischsten Fossilien sind die Großforaminiferen, unter ihnen überwiegen *N. laevigatus* (BRUG.) und *N. baconicus* HANTKE, bedeutend ist noch die Art *Assilina spira* (de ROISSY) und stellenweise sieht man auch massenhaft Alveolinen (eine bisher nicht näher bestimmte *Alveolina* sp.). Folgende Formen kommen noch vor: *N. transdanubialis* n.sp., *N. aff. obesus* d'ARCH. & HAIME *N. ajkaensis* n.sp., *N. szöcensis* n.sp., *Assilina* cf. *praespira* DOUV., *A. baconica* n.sp., *A. hungarica* n.sp., *A. aff. major* HEIM, *Orbitolites* sp., *Discocyclus* sp.

Kleinforminiferen: *Miliolinen*, *Sphaerogypsina globulus* (REUSS), *Rotalia kiliani* ANDRAE, *Cibicides lobatulus* (W.-J.), *Discorbis* aff. *parisiensis* (d'ORB).

Nannoplankton: *Discoaster* sp.

Mollusken: *Cardium* cf. *bonellii* BELL., *Pholadomya* sp., *Cardita* sp. *Chalmys* cf. *multicarinata* (LAM.), *Amusium corneum* (SOW.), *Velates schmiedelianus* (CHEMN.), *Natica* cf. *cepacea* LAM., *Ampullospira oweni* (d'ARCH.), *Turritella* cf. *imbricata* LAM., *Cerithium* cf. *parisiense* DESH., *Natica* cf. *patula* DESH., *Campanile gigantea* (LAM.). In sehr kleiner Menge findet man noch Echinoideen, Bryozoen, Lithothamnien und verkohlte Pflanzenreste.

Stratigraphisch kann man die Schichtgruppe infolge der Anwesenheit (stellenweise in großer Menge) von *N. laevigatus* (BRUG.) in den unteren Teil des mittleren Eozäns, den Horizont mit *N. laevigatus* stellen.

Zusammenfassung: Die Aufschlüsse I und II zeigen die Schichtgruppen, die man teils ins untere Eozän einreicht, teils sicher als Basis des mittleren Eozäns betrachtet. Das Alter der Schichtgruppe aus dem "unteren Eozän" ist durch pollenanalytische Untersuchungen begründet. Zwischen den Schichten des "unteren Eozäns" und des unteren Lutets besteht eine Sedimentationskontinuität. Die Basis des unteren Eozäns charakterisiert eine reiche Großforaminiferen-Fauna, bemerkenswert wegen ihres massenhaften Auftretens sind die Arten *N.laevigatus* (BRUG.), *N.baconicus* HANTKE, *Assilina spira* (de ROISSY). Außer ihnen sieht man auch eine große Anzahl neuer Arten.

Aufschluß III.(Der aus der Schottergrube führende Graben). Die Schichten des Aufschlusses kann man lithologisch in drei Schichtgruppen gliedern.

1. Kalkstein-toniger Kalk. Die charakteristischen Merkmale gleichen denen der obersten Schichtgruppen im Aufschluß II.

2. Kalkstein. Die Erscheinungsform ist plattig, selten dünnbankig bis knollig. Der geringe Dolomitgehalt schwankt mehrmals rhythmisch und bleibt gegen das Hangende zu aus. Der Sandgehalt ist gering.

3. Kalkstein mit geringem Dolomit-und Glaukonitgehalt. Die Erscheinungsform ist plattig, bankig. Der Dolomitgehalt erscheint wieder und bleibt ständig. Es erhöht sich etwas der Sandgehalt, der aber überwiegend aus Glaukonit und vulkanischem Glas von Andesit-Charakter besteht.

Paläontologisch gliedert sich der Aufschluß in zwei Teile. Im unteren Teil dominieren die *Assilina*-Arten, im oberen Teil die Art *N. millecaput* (BOUB.). Demgemäß enthält das Profil die Horizonte mit *Assilina spira* und *N. millecaput* aus dem mittleren Eozän.

Assilina-spira-Horizont:

Großforaminiferen: *Assilina spira* (de ROISSY), *N.baconicus* HANTKE, *N. obesus* d'ARCH. et HAIME Arten sind am meisten charakteristisch, außer ihnen gibt es noch: *N.laevigatus* (BRUG.

N. inkermanensis SCHAUB., *N. aff. tauricus* de la HARPE, *N. lehneri* SCHAUB, *N. deshayesi* d'ARCH. et HAIME, *N. aff. praetauricus* SCHAUB, *N. schaubi* n.sp., *N. majzoni* n.sp. *N. millecaput* (BOUB.), *N. transdanubialis* n.sp., *N. ajkaensis* n.sp. *N. halimbaensis* n.sp., *Assilina aff. praespira* Douv., eine Vorform von *A. expones*, A.sp. (? *pustulosa* Doncieux), *Discocyclus*-Arten, *Operculina* sp., *Alveolina* sp., *Orbitolites complanata* Lam.

Kleinforminiferen: *Sphaerogypsina* sp., ? *Discorbis cf. parisiensis* (d'ORB.), *Asterigerina rotula* (KAUFM.).

Nannoplankton: *Cyclococcolithus lusitanicus* (BLACK), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Braarudosphaera* sp.ind., *B. discula* BR. et RIED *B. bigelowi* (GRAN et BRAARUD), *Discoaster barbadiensis* TAN.

Mollusken: *Spondylus cf. cisalpinus* BRONGN., *Ostrea gigantea* SOL., *Chalmys cf. multicatinata* (LAM.), *C. cf. biarritzensis* (d'ARCH), *Campanile gigantea* (LAM.), *Ampullospira oweni* (d'ARCH.), *Rostellaria cf. ampla* SOL., *Terebellum cf. sopitum* (SOL.), *Cypraea cf. elegans* DEFR., *Natica cf. cepacea* LAM., *Strombus cf. tournoueri* BAYAN, *Terebellum cf. fusiformis* LAM., *Tubulostium spirulaeum* (LAM.).

Ausser den o.e. kommen noch häufig Echinoideen, Nautilus, Bryozoen, Brachipoden und Lithothamnien vor.

Nummulites millecaput-Horizont:

Großforaminiferen: Die bedeutendsten Formen sind *N. millecaput* (BOUB.) und die Arten von *Discocyclus*. Man findet immer noch oft *Assilina spira* (de ROISSY), ihre Rolle übernimmt aber stufenweise die Art *A. expones* (SOW.).

Folgende Arten kommen noch vor: *N. baconicus* HANTKE, *N. aff. obesus* d'ARCH. et HAIME, *N. perforatus* (MONTF.), *N. ajkaensis* n.sp., *Assilina* sp. (? *pustulosa* DONCIEUX), *Discocyclus sella* (d'ARCH), *D. pratti* (MICH.), *D. papyracea* (BOUB.), *D. varians* (KAUFM.), *D. nummulitica* GÜMB. *D. aspera* GÜMB., *D. chudeau* (SCHLUMB.), *D. archiaci* (SCHLUMB.), *Alveolina* sp.

Zusammenfassung: Der Aufschluß legt zwei Horizonte (mit *Assilina spira* und *Nummulites millecaput*) des mittleren Eozäns frei. Den Kontakt des *N. laevigatus*-und *Assilina spira*-Horizontes fand man

nicht, demzufolge sagt uns das Profil nicht viel über die intralutetische Denudation, zu bemerken ist aber, daß die Art *N. laevigatus* auch in den Assilina spira-Horizont hinaufreicht. Obzwar die Sedimentationskontinuität sicher ist, scheint der *N. perforatus*-Horizont aus dem Profil zu fehlen, die Ursachen könnten teils paläogeographische, teils paläobiologische sein.

Im allgemeinen ist für beide Horizonte das massenhafte Auftreten von Foraminiferen charakteristisch.

Wir setzen unseren Weg zu dem bedeutendsten Bauxitgebiet des Landes fort.

Haltepunkt 3: Nagytárkány, Bauxittagebau Eozän

In diesem Profil lagert die eozäne Schichtfolge diskordant auf triadischem Hauptdolomit bzw. auf dem Bauxitkörper, der die Hohlräume des Hauptdolomites ausfüllt.

Die an der Nordwand des Aufschlusses gut sichtbare Diskordanzfläche gliedert das Eozänprofil (Abb.4) in zwei Teile; im unteren sehen wir die Schichten des Unter-Eozäns, im oberen jene des unteren Lutets mit *N. laevigatus*.

Unteres Eozän (Cuise.)

Lithologisch gliedert sich die Schichtfolge in drei Teile:

1. Untere Schichtgruppe mit kohlenhaltigem Ton, viele organische Stoffe enthaltendem Sandstein, Kohle und gipsführende Sedimentgruppe, in welcher die Verwitterungsprodukte in Form linsenförmig eingelagerter Sande bzw. Tone vertreten sind. Stellenweise gibt es auch linsenförmige Zwischenlagen von Kalkstein mit sandigem, kieseligem, bankigem Aussehen.
2. Die Kalkstein-Schichtgruppe ist hart und bankig, zwischen den Bänken mit weichen Mergel- einlagerungen. Der Kalk wird lateral durch kalkhaltigen Sandstein ersetzt.
3. Obere Schichtgruppe mit kohlenhaltigem Ton. Hierher gehören

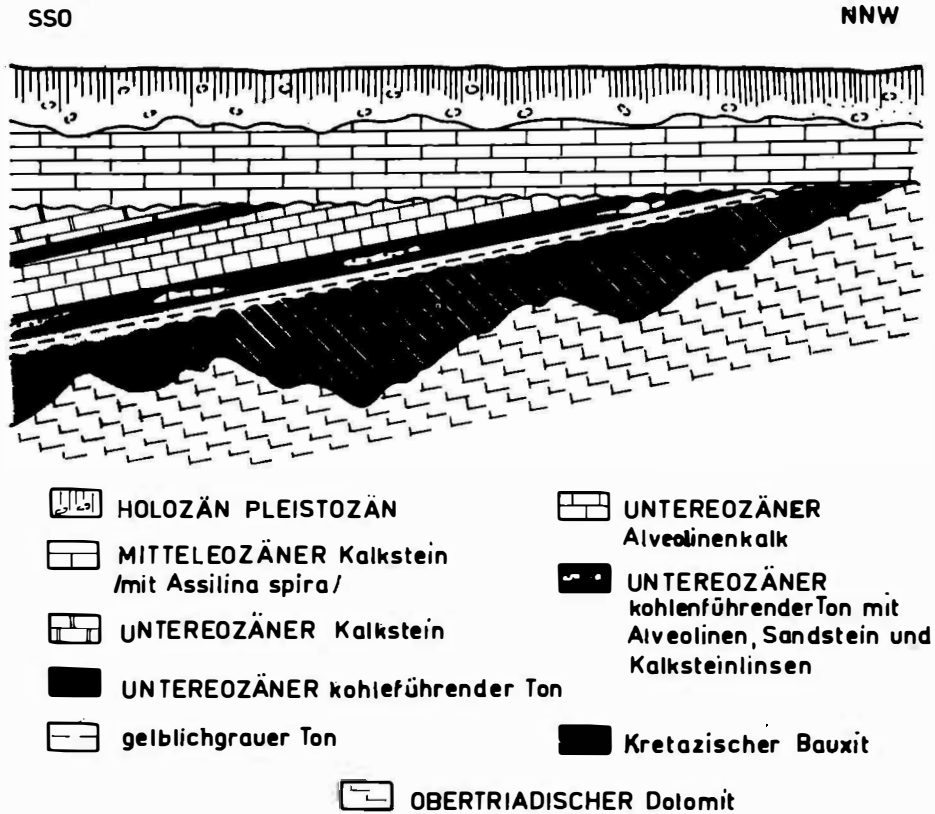


Abb.4. Profil des Bauxittagebaues von Darvastó.

stark sandige und gipsführende Tone bzw. Tonabarten mit hohem organischem Gehalt. Charakteristisch ist der hohe Pyritgehalt.

Paläontologisch hat die Schichtgruppe 1 eine arme Fauna. Nur in Probe 134 findet man eine brackische lumachellenartige Molluskenfauna (*Anomia gregaria* BAYAN, *Brachiodontes corrugatus* BRONG.).

Großforaminiferen: Es läßt sich nur *Alveolina* sp. bestimmen.

Kleinforminiferen: *Rotalia kiliani* Andreae, *Elphidium* cf. *laeve* (d'ORB.) und Miliolinen.

Nannoplankton: *Coccolitus pelagicus* (WALLICH), *C.* cf. *barnesae* (BLACK.), *C. eopelagicus* (BR. & RIED.), *Cyclolithus* aff. *granosus* STOVER, *Discolithina embergeri* (NOEL), *Cyclococcolithus neogammation* BR. & WILCOXON, *C. lusitanicus* (BLACK), *Cribrosphaerella ehernbergeri* (ARKH.), *Discoaster* cf. *tani* BR. & RIED, *D. lodoensis* BR. & RIED., *D. saipanensis* BR. & RIED., *D. barbadiensis* TAN.

Im Schlämmrückstand fand man Radiolarien, Ostracoden und Echinoideen- Stachel.

Die Schichtgruppe 2 ist durch das massenhafte Auftreten der Miliolinen und das massenhafte linsenförmige Vorkommen der Alveolinen charakterisiert. Letztere sind sehr beschädigt, aber auch regenerierte Stücke sind nicht selten.

Großforaminiferen: *Alveolina* cf. *oblonga* d-ORB., *R. kiliani* ANDREAE, *Discorbis* cf. *parisiensis* d'ORB., *Cibicides lobatulus* (W.-J.), *Clavulina parisiensis* d'ORB.

Im Schlämmrückstand fand man Skelettfragmente von Bryozoen und Echinodermaten sowie Ostracoden.

Schichtgruppe 3. In der armen Makrofauna fand man nur Schalenbruchstücke von Mollusken.

Kleinforminiferen: *Cibicides lobatulus* (W.-J.), *Elphidium* cf. *laeve* (d-ORB.), *Rotalia kiliani* ANDREAE, *Clavulina parisiensis*. (d'ORB.)

Nannoplankton: *Coccolithus* cf. *barnesae* (BLACK.), *Discolithina-embergi* (NOEL), *Cyclococcolithus lusitanicus* (BLACK), *Discoaster sublodoensis* BR. & SULL.

Mittleres Eozän (Lutet)
N. *Laevigatus*-Horizont.

Über der Diskordanzfläche lagert dünnbankiger Kalk, der stellenweise lateral mergelig sandig wird.

Die Fauna ist durch das zuweilen massenhafte Auftreten der Art *N.laevigatus* charakterisiert.

Zusammenfassung:

Die Basis des Aufschlusses (unter der Diskordanzfläche) erschließt eine durch die Arten *Alveolina* cf. *oblonga* und *A.cf. rüttymeyeri* charakterisierte Schichtfolge des unteren Eozän (Basis des Cuise in der HOTINGER-SCHAUP'schen Biozonation). Die Kohlschichten haben korallischen, eventuell lagunären Ursprung (hoher Salzgehalt, Gips). Die Kalksteinfolge (mit *Miliolinen*) ist hinsichtlich des Biotops mesohalin; die *Alveolinen* und *Orbitolites* Arten sind eingeschwemmte Stücke bei ersteren findet man deutliche Merkmale von Regeneration.

Der Kalkstein mit *N. laevigatus* im Hangenden der Diskordanz kennzeichnet die Transgression an der Basis des mittleren Eozän.

In Richtung Sümeg führt unser Weg zwischen aufgelassenen bzw. noch arbeitenden Bauxitlagerstätten. Bald bemerken wir die historisch bedeutende Ortschaft, deren mittelalterliche Festung auf einem Horst aus aptischem Crinoidenkalk steht und die Umgebung überragt. Rechterhand erkennen wir eine gehobene Schollenreihe aus Obertrias und Oberkreide, links finden sich abgesunkene Blöcke derselben Gesteine, die von einer dünnen neogenen Schicht bedeckt sind.

Neben den Kunstdenkmälern der Ortschaft aus dem Barock und Rokoko ist noch die im 18. Jahrhundert weitergebaute röm.kath.

ÉNY

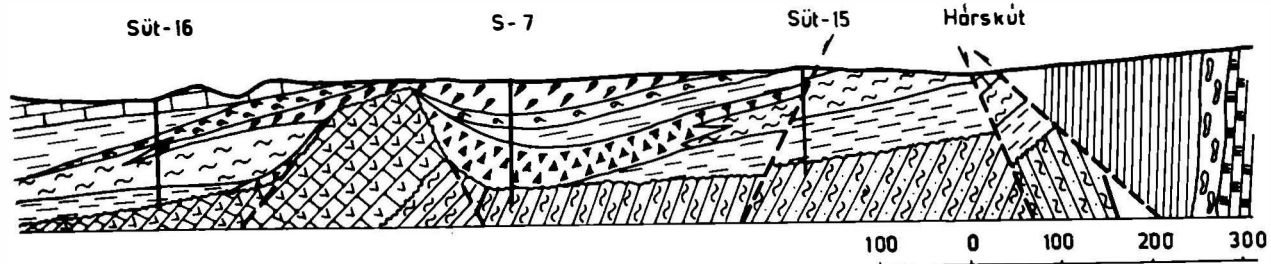


Abb.5. Geol.Profil des Kövesdomb-Mogyorósdomb (2 x überhöht).

	Neogen		Hippuritenkalkhorizont Hippuritenkalkfazies		Äptien Crinoidenkalk
	Oberkreide Senonkomplex d.Mittelgeb. Mergelf.(m.Inoceramen) v. Gellenháza Stomiosphären Pithone len Kalk-H.(u.Maastr.) Mergelf.(m.Gryphäen)v. Homokbödöge (o.Campan)		Exogyren-Gryphäen Fazies		Barremien Sandiger Kalkmergel
	Gryphäenkalk-Hor. fischschuppenf.merg. Schluffsteinfazies		Acteonellenf.detr.Kalkfaz. (Campan)		Tithon-Hauterivien Grünlichweißer Hornstein- kalkmergel (Biancone Faz.)
	Gryphäenführende Knollenmergelkalkfaz.		Bümezer Mergelf.(m.Korallen u.Mollusken)(u.Campan).		Unterer Malm Cephalopodenführender Knollenkalk
	Hippuriten-Gryphäenkalk- schichten (Übergangsf.)		Kohlenserie v.Ajka (o.Santon)		Dogger Radiolarit
	Verwerfungen		Andere tektonische Kontakte		Rhät Dachsteinkalk
					Aufschlußgraben

←

5m

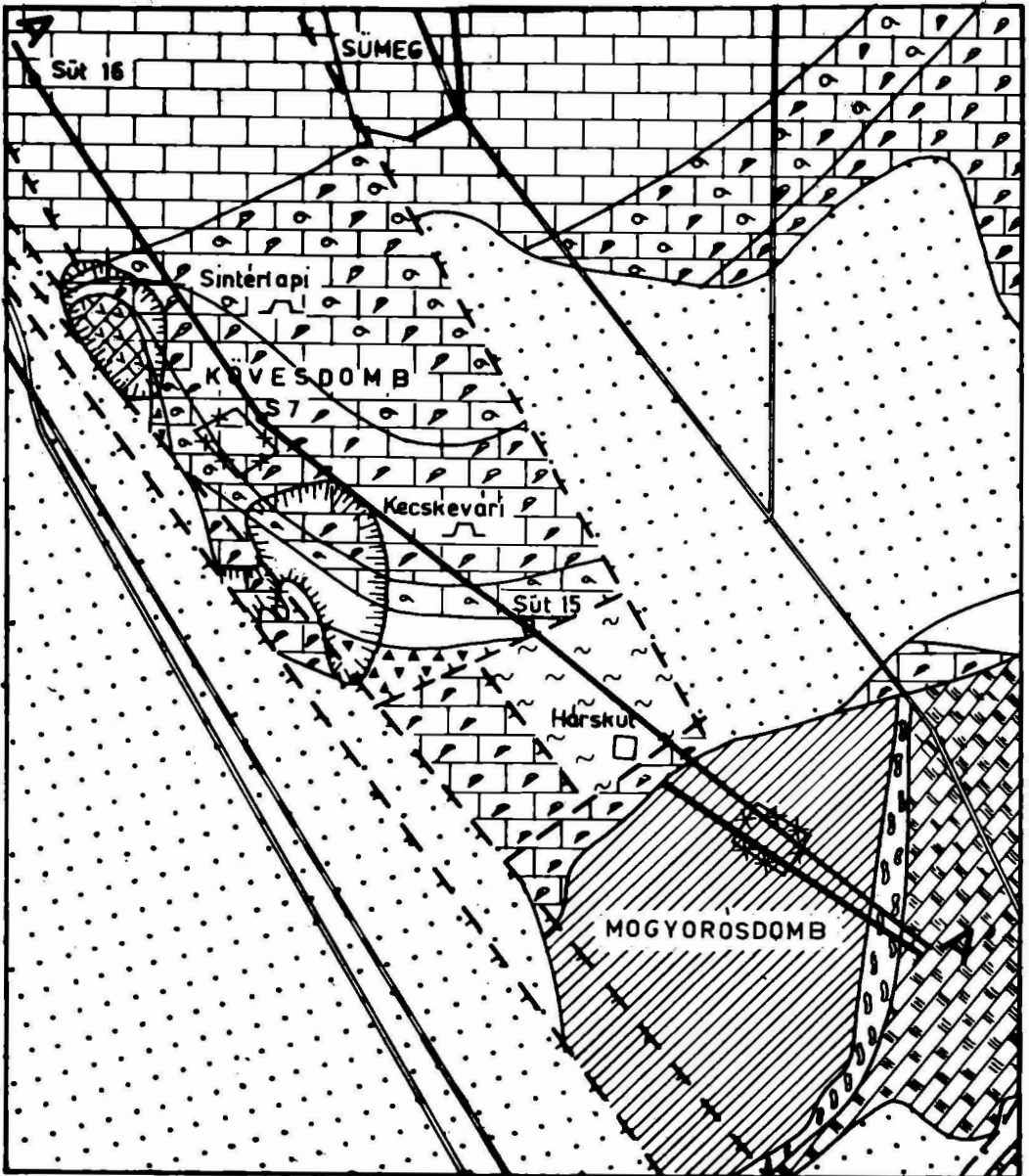


Abb.5. Abgedeckte geol. karte des Kövesdomb-Mogyosodomb.

Kirche erwähnenswert, in deren gotischem Chor Fresken zu sehen sind, die zu den besten Werken des österreichischen Malers Maubertsch gehören.

Haltepunkt 4: Sümeg, Mogyorósdomb-Kövesdomb
Obertrias, Jura, Kreide

Südlich von Sümeg können wir in den Aufschlüssen Mogyorósdomb und Kövesdomb, welche sich dem vorherigen von N her eng anschließen, die Schichtfolgen der oberen Trias, des Jura, der unteren und mittleren Kreide und die, die vorigen diskordant überlagernden Schichten der oberen Kreide und des Senons studieren.

Diese morphologisch hochliegende mesozoische Scholle begrenzt im W mit treppenartig NW-SO verlaufenden Verwerfungen jene mesozoischen Schichtfolgen, die die Basis des mit 1000 bis 1500m mächtigen känozoischen Sedimenten ausgefüllten Beckens von Várköly bilden.

Auf dem Mogyorósdomb (Abb.5) ist das älteste an der Oberfläche anstehende Gestein der obertriadisch-rhätische Dachsteinkalk, der in einem Schacht erschlossen ist. Am meisten charakteristisch sind folgende Faunenelemente, *Paramegalodus incisus* (RECH.), *Conchodus infraliasicus* STOPP., *Thecosmilia clathrata* EMMR.

Auf der erodierten Oberfläche des Dachsteinkalkes findet man mit Sedimentationslücken kleine Vorkommen eines auf eine episodische Sedimentation hinweisenden weißgelben und rosafarbenen Kalkes mit Breccien, Crinoiden und Brachiopoden des Hettangien und Sinémurien. Die Fauna besteht aus winzigen Ammoniten und aus *Rhynchonella*- und *Waldheimia*-Arten. Aus dem ähnlichen roten Kalkstein des mittleren Lias kennen wir einige *Atractites*-Bruchstücke *Coeloceras* sp. und *Pygope aspasia* MGH.

Die o.e. Schichten stehen in einem tektonischen Kontakt mit dem Dogger.

Mit diesen Schichten beginnt auf dem Hügel Mogyorósdomb

das durch Gräben erschlossene Jura- und Kreide-Basisprofil des geologischen Naturschutzgebietes, in welchem der kontinuierlich ausgebildete Dogger durch fast 100m mächtigen Mergel mit Hornsteinknollen und Radiolarien und leberbraune Radiolarite vertreten ist.

Nordwärts im Basisprofil sieht man über den geringmächtigen, mergeligen, knolligen und cephalopodenführenden Schichten des Oxford und Kimeridge die sie mit einer Sedimentationskontinuität überlagernde steilhängige Kalkmergelserie des Tithons und Hauteriviens in Biancone-Fazies mit grauweißen Hornsteinknollen. Die Tithon-Berriasien-Grenze zieht man vor allem an Hand der Mikrofauna dort, wo die Tintinnopsella-Gruppe jene der Calpionella an Menge übertrifft. In den Berriasien-schichten ist die Art Calpinonellopsis oblonga (CADISCH) am meisten charakteristisch. Im Valanginien sind neben der Abnahme der Tintinnopsellen vor allem die Arten Calpinonellopsis oblonga (CADISCH), Calpionellites darderi (COLOM) und Tintinnopsella carpathica (MURG.-FILL.) charakteristisch. Die Nannoconen, in erster Linie Nannoconus steinmanni KAMPT., erreichen die Dominanz. Eine wichtige Rolle spielen noch die Gruppen Coccolithophorida, Cadosina und Radiolaria. Unter den Cephalopoden findet man vor allem Neolissoceras grasianum (d'ORB), Olcostephanus astierianus (d'ORB.), Neocomites sp.

In der berriasischen Hornsteinschichtgruppe des Hügels Mogyórosdomb erschloß man Silexgruben aus dem Neolithicum mit Werkzeugen der Silexgewinnung. Auf dem Naturschutzgebiet kann man auch die archäologischen Aufschlüsse und Funde betrachten.

Mit dem Hauterivien von Mogyórosdomb steht die auf den etwa 100m tief liegenden Schichten des Barremiens und Aptiens mit Winkel- und Erosionsdiskordanz lagernde Senonschichtfolge der oberen Kreide in einem tektonischen Kontakt.

Im südöstlichen Teil des Hügels Kövesdomb findet man auf der Oberfläche die Sümeger Tonmergelformation (mit Korallen und

Mollusken) aus dem unteren Campan, aus dessen oberen verwitterten Teil gut erhaltene Einzelkorallen, Muscheln und Schnecken gesammelt werden können. Die bedeutendsten Individuen- und Artenzahl haben *Cyclolites* (*C. elliptica*, *C. indulata*, *C. macrostoma* usw.). Oft finden sich auch winzige Phyllosmilien. Bei den Bivalvien kennt man viele Arten der Gattungen *Pecten*, *Cardium*, *Linopsis*, *Plicatula*, *Cyrena*, *Astarte*, *Lima*, *Nucula*, *Corbula*, *Modiola*, *Cucullacea* usw. Von den Gastropoden erwähnen wir *Glauconia coquandiana kefersteini* (MÜNST.), *Haustrator fillonianus* (MÜNST.), *Pirenella münsteri* (KEF.), *Aptyxiella gracilis* (ZEK.), *Aptyxiella flexuosa* (SOW.), usw. Aus der reichen Foraminiferen-Fauna der Formation ist als kennzeichnende Art *Operculina baconica* n.sp. zu erwähnen. Auch an Sporen- und Pollen-Material sind die Schichten reich.

Unter der Sümeger Tonmergelformation kennen wir aus Tiefbohrungen aufgrund paläontologischer Untersuchungen die Ajkaer kohlenflözführende Formation mit Kohlenschnüren aus dem oberen Santon.

Im südlichen Teil des Steinbruches von Kecskévár kann man an der Basis der Senonschichtfolge einen lokal verbreiteten Kalk mit crinoidenführendem Kalksteinschutt aus dem Aptien mit Foraminiferen und zahlreichen Arten von *Trochactionella* und *Actionella* studieren.

Im Hangenden folgt eine Kalksteinserie mit *Dicyclinen*, *Cuneolinen* und zahlreichen *Textulariiden* und hellgrauen rosaroten mikritischen *Miliolinen*, die die lagunäre Backreef-Fazies des rudistenführenden Klippenkomplexes vertritt. Im oberen Grubenhof des Steinbruches lagert über den hellgrauen dichten Kalksteinen, die stellenweise in großen Mengen *Gryphaea vesicularis* enthalten, ein etwa 1,2m mächtiger, dunkelroter, echinidenführender Kalk. Aus seiner sehr reichen Faune seien genannt: *Botryopygus toucasanus*, *B. ovalis* SZÖRENGYI, *B. pappi* BAR., *Micraaster corboricus* LAMB. Über der Schicht mit Echiniden folgt eine Wechsellagerung von Kalkstein, Mergelkalkstein und Mergel. Unter den Faunenelementen sind die Rudisten am meisten charakteristisch: *Hippurites*

(Vaccinites) carinthiacus REDLICH, Hippurites (Vaccinites) oppeli santonensis KÜHN, Hippurites (Vaccinites) sulcatus DEFR., Hippurites (Orbignya) colliciatuS WOODWARD und Radiolites angeoides LAMH.usw. Unter den Muscheln sind Ostrea-Arten, Trigonina, Cardium und Venus verbreitet. Allgemein verbreitet sind Stockkorallen und Rotalgen.

Die Rudisten-Fazies entwickelte sich auf dem langsam sinkenden Plattformrand, welcher das ehemalige Festland umgab. In den geschützten Teilen hinter der Rudisten-, Korallen- und Algen-Assoziation entstand eine lagunäre Fazies. Im inneren Teil des Beckens entwickelten sich an Stelle der rudistenführenden Schichten Gryphaeenkalke und Mergel (Kalksteinformation von Homokbödöge).

Die Verzahnung der Plattformrand- und Beckenfazies findet man im nördlichen Teil des Hügels Kövesdomb.

Nördlich davon lagert auf den Kalken mit Gryphaeen und Rudisten die unterste Serie des Mergels von Gellénháza aus dem unteren Maastricht (mit Inoceramen und Globotruncanen), welche Pythonellen und Stomiosphaeren enthält und damit von einer Verstärkung der Transgression zeugt.

Nach Besichtigung des unteren Teiles der in der Umgebung von Sümeg an der Oberfläche auftretenden Senonschichten kehren wir in den nordöstlichen Teil der Stadt zurück, wo wir mit dem Studium der über die obertriadischen Schichten transgredierenden jüngeren Senonschichten das Programm des ersten Tages beenden.

Haltepunkt 5: Sümeg, Haraszt
Maastricht

Nordöstlich von Sümeg sehen wir in den Steinbrüchen des Berges Rendek die untermaastrichtische Serie der Mergelformation von Gellénháza (mit Inoceramen und Globotruncanen).

Entlang des zum Steinbruch führenden Weges sehen wir die Baugruben des im Badenien entstandenen Abrasivschotter.

Im Steinbruch sind die Kalksteinschichten mit authigener Breccie und die Kalkmergelschichten der Formation von Gellenháza gut erschlossen. Von den Foraminiferen findet man Planktonformen, vor allem Globotruncana in gesteinsbildender Menge.

Vertreter der Makrofauna sind in geringer Zahl *Inoceramus crispus* MANT., *Inoceramus regularis* d'ORB., *Pachidiscus neubergense* HAU. und einige Arten von *Conulus*, *Echinocorys* und *Micraster*.

Im Steinbruch über dem Senon sehen wir die groben Schotter und Eozänkalksteingerölle in wahrscheinlich mehrfacher Überlagerung.

Östlich des Steinbruchs am Berg Rendek lagern auf den im Steinbruch erschlossenen Gesteinen mit einer Sedimentationslücke terrestrische Schichten des unteren Eozäns, darüber ein etwa 100m mächtiger Kalkmergel mit Alveolinen und Nummuliten des unteren Lutets und Kalkmergel- und Mergelschichten mit *N. millecaput* des oberen Lutets.

Nach Verlassen der Ortschaft Sümeg sehen wir rechterhand Berge aus pliozänem Basalt, links in einem weniger gegliederten Gelände obertriadische Dolomit- und Kalkaufschlüsse.

Dem Balaton näher kommend, bemerken wir links die Basaltvulkankegel des Tapolcaer Beckens (die Berge Szentgyörghegy, Gulács, Badacsony, usw.). Im W wird das Becken von den Bergen von Keszthely begrenzt, die aus Triasschichten aufgebaut sind und das Südwestende des transdanubischen Mittelgebirges bilden.

Am Westende des Balatons, am Südwestfuß des Gebirges von Keszthely liegt die Stadt Keszthely, deren ältestes Gebäude die 1386 für die Franziskaner gebaute röm.kath.Kirche ist, die im 16.Jahrhundert zu einer Festung umgestaltet, später im Jahre 1747 wieder umgebaut wurde. Das Barockschloß der Festetics-Familie wurde 1755 gebaut. Im großen Saal befindet sich die von der kunstliebenden Familie gegründete großartige

Helikon-Bibliothek Neben-Raritäten findet man hier die ersten Ausgaben der großen Schriftsteller der französischen Aufklärung. Zur Förderung der Künste organisierte György Festetics im Schloß und großen französischen Schloßpark die ersten Helikon-Feiern. Er war auch der Gründer der zweiten regulären landwirtschaftlichen Fachschule in Europa des Georgikons (1797). Am Ende des vorigen Jahrhunderts gründete man das Balatonmuseum, in dem außer den naturwissenschaftlichen und volkskundlichen Sehenswürdigkeiten des Balatons auch jene archäologischen Funde zu sehen sind, die von der römischen Siedlung Mogentiána- heute Fenék-pusztá- im Süden der Stadt stammen.

In der Nähe der Stadt (8 km gegen NW) befindet sich die in ganz Europa berühmte Thermalstation Héviz, deren Heilbad wegen des 35° radium- und schwefelenthaltenden Schlammes das ganze Jahr hindurch von vielen Menschen besucht wird.

Das mit den Sedimenten des Flusses Zala aufgefüllte Gebiet Kisbalaton ist ein Naturschutzgebiet, wo in dem sumpfigen Schilf selten vorkommende Wasservögel hausen.

F/2. Keszthely- Veszprém

Fahrtroute: Keszthely- Tihany- Balatonfüred- Várpalota-
Veszprém.

Von Keszthely führt der Weg bis zur Halbinsel Tihany am Ufer des Balatons, wo man die eigenartige Umgebung des nördlichen Ufers bewundern kann.

Nach dem Verlassen des Keszthely-Gebirges treffen wir wieder die Basaltkuppen. Am Hang des die Gegend beherrschenden Badacsony-Berges sehen wir aus dem Autobus die bei der Abkühlung der Lava entstandenen Basaltorgeln.

Nach der Ortschaft Badacsonytomaj bestehen die nahen Hügel bis Zánka aus rotem Sandstein des oberen Perm, dazwischen treten zwischen Balatonrendes und Révfülöp graue Silurschiefer zu Tage. Später treffen wir bis Aszófő abwechselnd Schichten der unteren und mittleren Trias.

Haltepunkt 1: Halbinsel Tihany, Templomdomb - Óvár Pannon

Der Untergund der Halbinsel Tihany (Abb.6) besteht- nach Bohrungen und Basalttuffeinschlüssen aus paläozoischen anchi-epimetamorphen-Schichten und aus roten Permsandsteinen. Darüber lagert eine pannonische Schichtfolge, die mit dem Congeria triangularis-Horizont endet. (Die oberste-anderswo süßwasserartige Schicht mit Unio wetzleri fehlt.)

Die am Ende des Pannon sich abspielenden Krustenbewegungen öffneten Zufuhrwege für die Äußerungen der basaltvulkanischen Tätigkeit. Das Zentrum derselben lag in dem Gebiet des heutigen äußeren Sees. Dies zeigen die hohen magnetischen Anomalien. Aus diesem Krater stammen Basalttuffe mit zahlreichen Einschlüssen. Nach seinem Einsturz und der Bildung einer Caldera kam es an seinem Nordrand zum Ausbruch grobkörniger aus schlackigen Lapillis und Bomben bestehenden Basalttuffen die einen selbstständigen Kegel bildeten. Gleichzeitig mit der zweiten vulkanischen Periode entstanden massenweise Geyseritkegel. Ausser den erwähnten Gesteinen findet man auf der Halbinsel noch pleistozänen Löss und lösshaltigen Sand sowie holozäne Schichten.

Die Tihanyer Abtei wurde 1055 vom König Andreas den I. gegründet. Ihre Gründungsurkunde enthält die ersten geschriebenen ungarischen Wörter. Der König wurde in der Gruft romanischen Stils beigesetzt, über welcher von 1719 bis 1754 die Barockkirche, die den Hügelrücken krönt, aus den Steinen der zerstörten alten Kirche, des Klosters und der Burg erbaut wurde. Nach Besichtigung des Panoramas vom Kirchenhügel aus, begeben wir uns zum Hügel Óvár, von dem wir den Basalttuffzug gut überblicken können, der den ehemaligen Vulkan schlot im Gebiet des äusseren Sees umrahmt. Auf dem Calderarand sind vulkanische Kegel in einem Halbkreis zu sehen, die dem zweiten vulkanischen Ausbruch entstammen.

Nach Umgehung des Hügels erreichen wir auf seiner Balatonseite

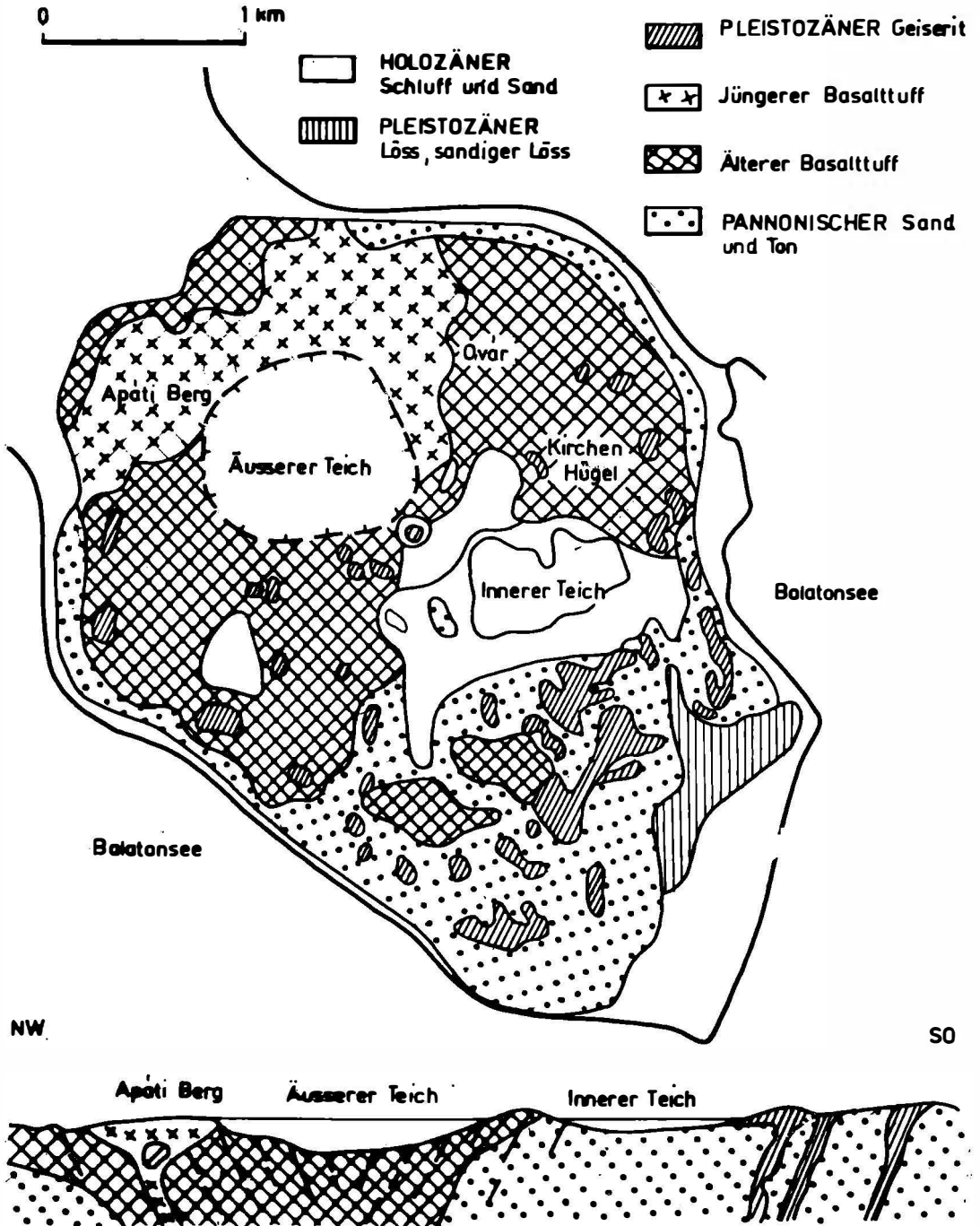


Abb.6. Geol.Karte und Profil der Tihanyer Halbinsel.

die ehemaligen Mönchshöhlen im Basalttuff, die von Mönchen byzantinischen Ritus ausgehöhlt wurden, welche den König Andreas I. aus dem Kiewer Hof seines Schwiegervaters Jaroslaw des Weisen nach Ungarn begleiteten. Im Basalttuff können die Xenolithe aus dem Grundgebirge gut beobachtet werden. Dem zum Balatonufer führenden Pfad entlang finden sich auch pannonische Sand- und Tonschichten, die das Liegende des Basalttuffs bilden.

Auf der Halbinsel wurde 1954 ein geophysikalisches Observatorium erbaut (für geomagnetische, gravimetrische und tellurische Messungen). Es besteht auch ein früher erbautes geologisches Forschungsinstitut.

Nach Verlassen der Halbinsel Tihany führt der Weg nach Balatonfüred über den Moorboden aus dem Pleistozän und Holozän und über oberpannonische sandigtonige Formationen. Unter den jungtertiären Schichten finden sich rote oberpermische Sandsteine vom Grödener Typus.

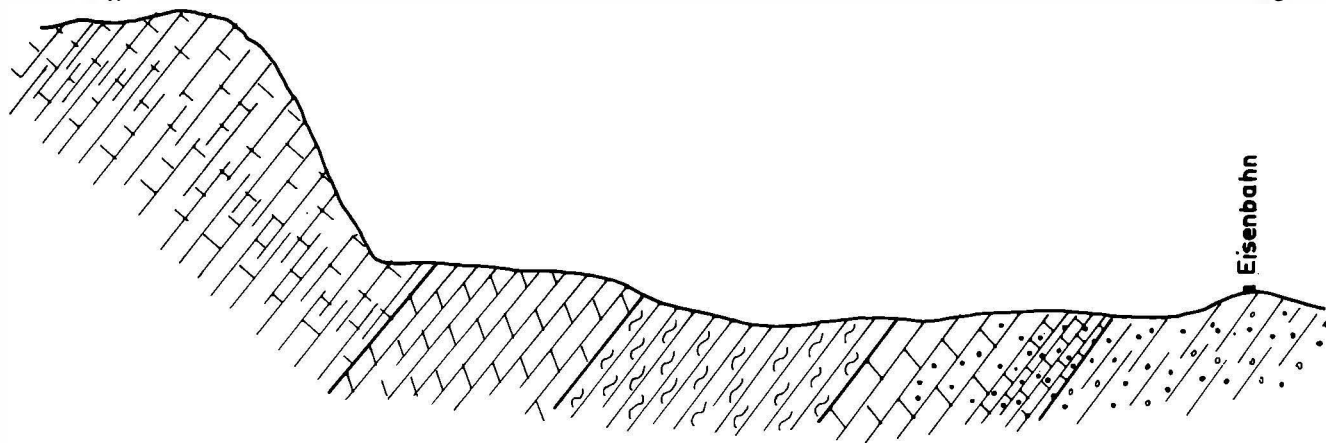
Der Streichen der Schichten des Perms und der Trias entspricht der Linie des Balatons.

Rechts vom Weg, hinter der Schiffswerft für Sportboote, neben der parallel mit dem Weg laufenden Bahnlinie, befindet sich der größte Steinbruch der Gegend, welcher die untertriadischen Seiser Schichten erschließt.

Haltepunkt 2: Balatonfüred, Steinbruch bei der Schiffswerft Perm, Untertrias

Die steil einfallenden Schichten beginnen mit roten Sandsteinen von Grödenertypus des oberen Perm. (Abb.7). Nach der lithologisch erkennbaren Perm/Trias-Grenze folgt über dem roten Sandstein mit scharfer Grenze schon für untertriadisch gehaltener grauer glimmeriger Sandstein. Die weiteren Schichten sind glimmerig sandige Dolomite, zellige poröse Dolomite, gut geschichtete graue Mergel, Mergel mit wenig Dolomit und darüber folgen weitere Dolomite.

Diese Serie sind allgemein ohne Fossilien, mit Ausnahme des








-  **Pe** OBERPERMISCHER roter glimmeriger Sandstein von Grädener Typ
 **Ts₁** UNTERSEISER grauer glimmeriger Sandstein sandiger Dolomit poräser-zelliger Dolomit
 **Ts₂** UNTERSEISER grauer tafeliger Mergel, dolomitführender Mergel mit dünnen Sandsteinlagen
 **Ts₃** UNTERSEISER dünnplattiger tafeliger Dolomit
 **Ts₄** UNTERSEISER toniger mergeliger etwas tafeliger Kalkstein und Kalkmergelschichten

Abb.7. Steinbruch der Werft von Balatonfüred.

zwischen den Dolomiten gelagerten grauen Mergels, in welchem selten, aber dann auf den Schichtflächen in großer Menge, kleine nicht näher bestimmbare Muschelabdrücke zu finden sind.

In der Vorderwand des Steinbruches findet man in den Mergel- und Kalkschichten hauptsächlich in zwischengelagerten roten tonigen Schichten die charakteristische Fauna der Seiserstufe mit *Claraia claraia* EMER., *Claraia aurita* HAUER, *Myacites fassaensis* WISSM., und andere.

Die im Profil erschlossenen Schichten vertreten nur den unteren Teil der aus dem Balatonhochland bekannten Seiser Schichten.

Dem Streichen weiter in Richtung der Stadt Balatonfüred folgend, deutet der rote Boden neben dem Weg auf permische Formationen hin. Die links sichtbaren kleineren Mulden beherbergen standfestere Dolomite der unteren Seiser Schichten, welche bei den Häusern von Balatonfüred gequert werden.

Unser weiterer Weg macht eine Biegung nach NW, sodaß wir in Fallrichtung fast die ganze Schichtfolge der unteren Trias durchqueren. Dem Profil entsprechend folgt nach den zerknitterten Schichten der Seiser und Campiler Stufe der härtere und standhaftere poröse Dolomit des oberen Campils und ein grauer geschichteter bankiger Kalk und danach die zur mittleren Trias gerechneten Schichtfolge des sog. "Megyehegyer Dolomit".

In diesen Schichten sieht man neben dem Weg einige kleine Aufschlüsse (z.B. zwischen der Bahnlinie und dem Weg, welcher entlang des Balatons führt).

Im ehemaligen Dorf befindet sich eine Kirche aus permischem roten Sandstein. Nach der Ortschaft führt der Weg auf das Dolomitplateau, wo das Profil endet. Der Hauptdolomit liegt hier mit fast vollkommenem Fehlen der sehr mächtigen Karn-Schichtfolge auf den "Megyehegyer Dolomit" der mittleren Trias.

Der Weg führt parallel zu jenem großen Querbruch, längs dem der Hauptdolomit und die höheren ladinischen und karnischen

Schichten sich berühren. Teile dieser Formationen sehen wir links der Straße in kleineren Steinbrüchen.

Haltepunkt 3: Balatonfüred, kleiner Steinbruch Szákahegy
Ladin, Karn

Die grauen knolligen, dickbankigen Kalke mit ihren charakteristischen dünnen, grauen und dunkelgrauen Tonschichten-Zwischenschichten vertreten die Übergangsserie zwischen den ähnlichen Formationen des oberen Ladins und des unteren Karns.

Die Makrofauna besteht aus plattgedrückten trachyceratoiden Ammoniten, die in einigen dünnen Tonschichten zu finden sind. Man fand auch an der Oberfläche der Tonschichten kleine Muschelabdrücke und auf Schichten mit höherem Kalkgehalt baumzweigähnliche Lebensspuren. In der Mikrofauna findet man Foraminiferen, Ostracoden und Conodonten.

Die Bearbeitung der Schichtfolge ist im Gange. Schichten von ähnlichem Typus wurden in der Umgebung von Csopak von L. LÓCZY sen., 1913, in die Zone Trachyceras aon gestellt.

Bis zur Ortschaft Balatonfüzfő wechseln die schon erwähnten oberpermischen roten Sandsteine mit grauen untertriadischen Schichten ab. Dies kommt auch in der Bodenfärbung zum Ausdruck. Nach einer Biegung gegen N kreuzen wir die aufgeschuppten unteren und mittleren Triasschichten und in der Umgebung von Litér eingequetschte Silurschiefer. Von Öskü führt unser Weg bereits in dem mit Miozän erfüllten Becken von Várpalota (Abb.8).

Haltepunkt 4: Várpalota, Szabo'sche Sandgrube
Badenien

Die aus der Literatur gut bekannte, für ihre gut erhaltene und reiche Molluskenfauna berühmte und zum Naturschutzgebiet erklärte Sandgrube befindet sich am SO-Rand des Bakony-Gebirges im SW-Teil von Várpalota. Die Sandgrube legt die untere Hälfte der marinen unterbadener (Untertorton-) Schichtfolge frei. Das Liegende der Grube besteht aus ziemlich homo-

gene , gelben mittel-und feinkörnigem Sand, welcher Foraminiferen enthält, eine Molluskenfauna aber nur in sehr geringem Maße aufweist. Die Schichten wurden in einem ruhigen Wasser abgelagert. Darüber folgen, vier bis sechs Meter mächtig, vorwiegend graue, kreuzgeschichtete, stark fossilführende Sande, welche stellenweise einen "Lumachellen"- Charakter aufweisen.

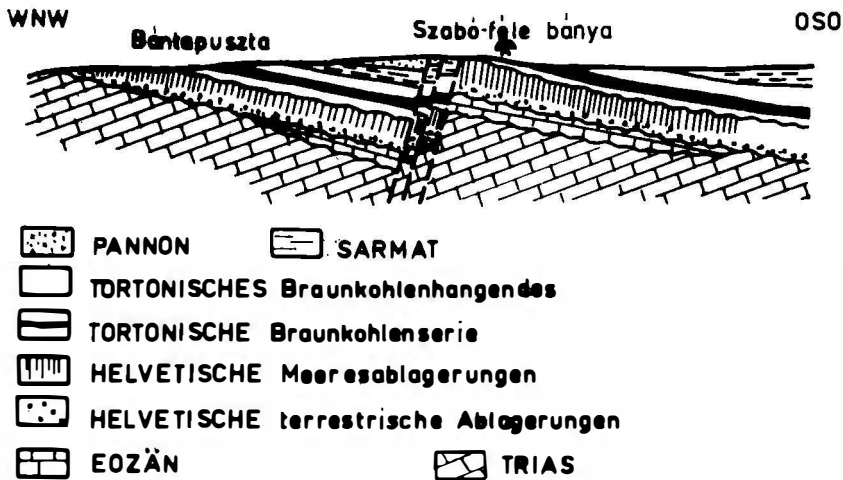


Abb.8. Profil des Braunkohlen-Beckens von Várpalota (nach KÓKAI)

Die durch die Brandung bedingte Kreuzschichtung ist gut zu erkennen. Der Sand besteht vor allem aus Trümmern von Mollusken-schalen, man kann aber auch gut erhaltene Fossilien finden, manchmal mit ursprünglicher Färbung. Die Fauna hat etwas zusammengeschwemmten Charakter, die Umlagerung fand aber innerhalb ein und derselben geologischen Epoche statt.

Die Foraminiferen-Gruppe des Fundortes gehört zur "Bucht-Fazies" mit etwa 100 in ganz seichtem, warmen Wasser lebenden Arten; Planktonformen kommen selten vor. Zu erwähnen sind: *Orbulina universa* d'ORB., *Borelis melo* FICHT. et MOLL., *Miliolidea Dentalina*, *Elphidium*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Discorbis*, *Eponides*, *Rotalia*, *Amphistegina*, *Cibicides* und andere Arten.

Die Molluskenfauna besteht aus rund 400 Arten. Leitfossilien sind folgende: *Turritella partschi* ROLLE, *T. aquitaniensis* TOURN, *Protoma quadriplicata* (BAST.), *Alvania danubiana* COSS. et PEY., *Rissioina podolica* COSS., *Ptychopotamides papaveraeus* BAST., *Pirenella gamlitzensis* HILB., *P. picta mitralis* EICHW., *Terebralia bidentata margaritifera* SACCO., *Cerithium europeum* MAY., *C. rubiginosum* EICHW., *Bittium reticulatum* COSTA, *Calyptraea depressa* LAM., *Natica millepunctata* LAM., *Rimella decussata* DEFR., *Galeodes cornuta* AG., *Bullia nodosocostata* HILB., *Bullia ternodosa* HILB., *Hinia dujardini schönni* (DES.) *H. styriaca* AUINGER, *Genota ramosa elisae* H.A., *Retusa truncatula* BRUG., *Acteocina lajonkareana* BAST., *Arca diluvii palotensis* LK., *A. helena* BAUER, *A. (Barbatia) pseudo-barbata* SZALAI, *Ostrea gryphoides* SCHLOTH., *Anomia ephippium* L., *Begonia steriatellata* SACCO, *Lutetia nitida* REUSS, *Phacoides columbella* LAM., *Loripea dentatus* DEFR., *Codokia leonina* (BAST.,) *Cardium paucicostatum* SOW., *Pitaria islandicoides grundensis* KAUTSKY, *P. gigas* LAM., *Venus vindobonensis* MAYER, *Solenocurtus candidus* REN., *Solen subfragilis* EICHW., *Angulus planatus* (L.), *Corbula carinata* DUJ.

Die pelitartigen, heteropischen Fazies der in der Sandgrube erschlossenen Serie sind aus den verschiedenen Teilen des Beckens aufgrund von Schürfb Bohrungen gleichfalls bekannt.

Das Hangende der Sandgrube wird in 2-3 m Mächtigkeit durch groben Schotter gebildet, dessen Material aus unterpleistozänem Süßwasserkalk und Trias-Dolomit besteht. Man kann da auch gehäufte Oberpannon-Mollusken auffinden.

Beim Eingang der Sandgrube- an der linken Seite- sind verkieselte Baumstämme zu sehen, die aus dem im höheren Hangenden unter Abbau stehenden Oberbadener Braunkohlenflöz (Deniver Unterstufe) herkommen.

Das Becken von Várpalota hinter uns lassend, finden wir in den Straßeneinschnitten mehrmals Aufschlüsse des bankig entwickelten mitteltriadischen, mannigfaltig einfallenden Dolomits, untergeordnet jene der Kalksteinschichten. Näher zur Stadt

Veszprém bleiben diese Aufschlüsse neben der Straße aus.

Wenn die Exkursionsteilnehmer dafür Interesse haben, besichtigen wir während eines kurzen Spazierganges die an Denkmälern reiche Burg der historisch bedeutendsten Stadt.

Haltepunkt 5: Veszprém, Burgviertel
Karn/Nor

Links vom Burgtor sehen wir den Wachturm (Feuerturm) und rechts das Gelände des Burgmuseums. Die Hauptstraße der Burg, auf welcher wir in NW-Richtung spazieren, wird von Barockgebäuden umrahmt und mündet nach der Renaissance-Kolonne "Vetési - kö" in einen kleinen Platz, der vom Bischofspalast, den Häusern der Domherren und der Gizella-Kapelle umgeben ist. In der Mitte des Platzes befindet sich der Burgbrunnen, der im Mittelalter umgemauert im dichten, harten Raibler Dolomit abgeteuft wurde. Die Gruft des Domes im NO des Platzes bewahrt noch heute ihre ursprüngliche Form.

Indem wir weitergehen, können wir einen Blick auf den Burggarten und auf die Kapellenruinen werfen, um dann von der Steinmauer, die den steilen Abbruch der Burg umgibt- von den Statuen König Stefans (1000-1038) und seiner Gattin, Königin Gisela - aus- das Panorama der Gegend im N der Stadt zu genießen. Die weißen Felsen unmittelbar unter uns bestehen aus Raibler Dolomit.

Die Stadt liegt übrigens teils auf norischem Hauptdolomit teils auf karnischen Formationen. Die Mächtigkeit letzterer wechselt zwischen 500 und 800m. Aus den faziell sehr wechselnden Schichtfolgen hat man eine reiche Fauna gesammelt (Daonella reticulata MOJS., Halobia rugosa GÜMB., Carnites floridus (WULF.), Trachyceras austriacum (MOJS.), Megalodus carinthiacus HAUER, Ostrea montis caprillis KLIPST., Placochelys placodonta (JEK.), u.a.).

In Richtung unserer Unterkunft in Balatonfüred führt der Weg normal auf das Streichen der Schichten durch ein mit dünnen quartären Sedimenten bedecktes, und durch Aufschuppungen und Bruchstörungen gegliedertes, ober-, mittel- und unter-triadiisches Gelände (Abb.9).

F/3. Veszprém- Urkut

Fahrtroute: Veszprém- Olaszfalu- Zirc- Veszprém- Urkut- Graz.

Haltepunkt 1: Veszprém, Steinbruch Aranyosvölgy

Nor

Der aufgelassene Steinbruch befindet sich im nördlichen Teil der Stadt, beim Taleingang. Sein Material besteht aus bankig entwickelten, hellgrauen, fahlbraunen, annähernd in westlicher Richtung einfallendem norischen "Hauptdolomit". Die sehr verschieden mächtigen Bänke sind stellenweise durch rotbraune und rote tonige Flächen getrennt, ähnliche Färbung hat stellenweise auch der Dolomit.

Mit Ausnahme einer einzigen Bank ist das Gestein sehr faunenarm. Sehr selten trifft man vereinzelte schlecht erhaltene Gastropoden. Bei der erwähnten Bank ist jedoch der Reichtum an Mollusken bemerkenswert. Typisch für diese ist, daß sie ohne Ausnahme als Steinkerne vorkommen und vorherrschend drei bis vier Zentimeter Größe haben. Nicht selten findet man aber auch Exemplare mit ein bis zwei Zentimeter Durchmesser hauptsächlich *Megalodus lóczyi*.

Aus diesem Steinbruch werden in der Literatur erwähnt: *Trigonodus* (?) *postrablensis* FRECH, *Megalodus* cf. *triqueter* WULF., *M.cf. triqueter dolomitica* FRECH, *M.cf. triqueter pannonica* FRECH, *M. gümbeli* STOPP., *M. laczkói* HOERN., *M.lóczyi* HOERN., *M. complanatus* GÜMB., *M. böckhi* HOERN., *M. böckhi aequivalvis* FRECH.

Unser Weg zum Berg Eperkéshegy bei Olaszfalu führt uns durch die Ortschaften Kádárta und Gyulafirátót, wo wir obertriadische Dolomite und Kalke stellenweise auch an der Oberfläche finden. Das Becken von Gyulafirátót wird im N von der Berggruppe Papod begrenzt, die auf diesem Gebiet gleichzeitig auch

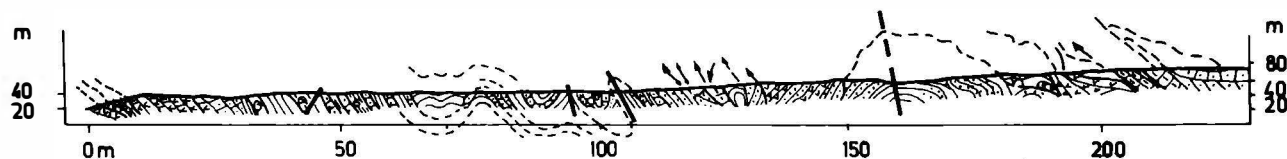


Abb.9. Seiser und untercompiler Schichtenprofil am Balatonrand im Raum von Balatonfüred.

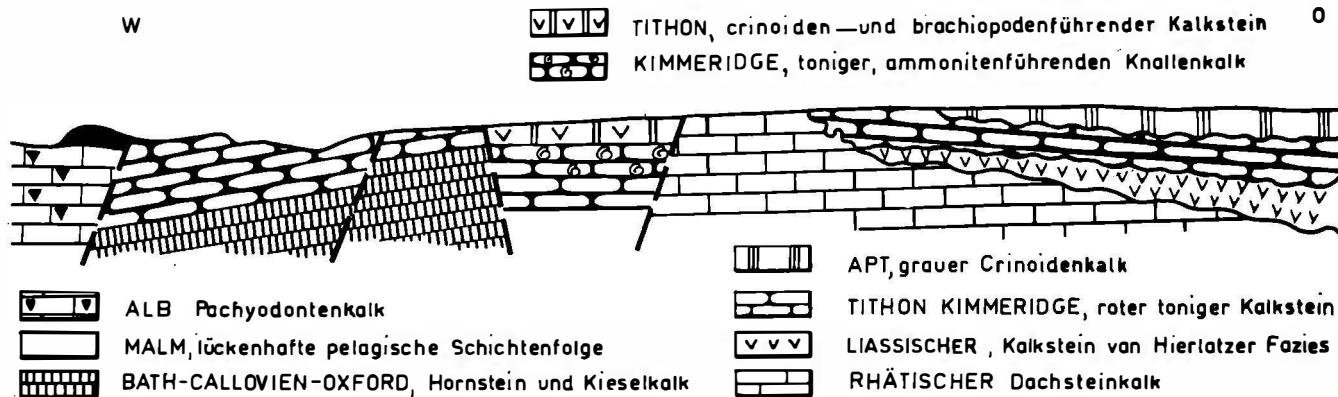


Abb.10. Olaszfalu Eperkéshegy

die Grenze der südlichen Verbreitung der jüngeren mesozoischen Schichten zeigt.

Haltepunkt 2: Olaszfału, Eperkéshegy
Jura/Kreide

Auf dem flachen Hügel neben der Landstraße können wir einen lückenhaften Teil der Jura- Kreide-Folge besichtigen.

In den beiden künstlichen Aufschlüssen auf dem Hügel sind zwei voneinander erheblich abweichende Schichtfolgen unmittelbar nebeneinander zu finden (Abb.10). Die eine ist von geringer Mächtigkeit mit deutlichen Lücken, die andere vertritt dagegen eine Übergangsschicht zur vollständigen Ausbildung des Jura. Beide unterscheiden sich in ihrem lithologischen und faunistischen Charakter.

Der Aufschluß in der Nähe des Hügelrückens zeigt die lückenhaften Jura-Ablagerungen. Hier lagert auf der unebenen Oberfläche des Dachsteinkalkes ein crinoiden-und brachiopoden-führender Kalk des oberen Sinémurien. Über der erodierten Oberfläche des Dachsteinkalkes und des Sinémurienkalkes folgt ein roter Kimmeridge-Kalk mit Ammoniten. Auf der gleichfalls unebenen Oberfläche der genannten Formationen liegt ein grauer Apt-Kalk mit Crinoiden, *Terebratula striata* (?) und verschiedenen Arten von *Rhynchonella*.

Der zweite Aufschluß, der sich vom Hügelrücken in Richtung der Landstraße Veszprém - Zirc erstreckt, ist ein gutes Beispiel für die Unterschiede von Lithologie und Fauna sogar auf kurze Entfernung voneinander. Im oberen Teil des Aufschlusses findet sich eine der vorigen ähnlichen Schichtfolge. Der einzige Unterschied liegt nur in der vollständigeren Entwicklung des Kimmeridge und Tithon.

Eine Dachsteinkalkbarriere trennt diese Schichtfolge von dem unteren Teil der vollständigeren Schichtfolge des Aufschlusses, der längs der Landstraße liegt. Die Schichtfolge des unteren

Grabenteiles ist vom Bajocien an kontinuierlich. Ein roter, toniger, knolliger Hornsteinkalk vertritt den oberen Teil des Dogger. Der Malm besteht aus braunroten, im unteren Teil etwas Manganoxyd enthaltenden Knollenkalken mit Ammoniten, tonigen, crinoiden- aptychen-führenden Kalken sowie aus Tithonablagerungen in "Hierlatz-Fazies". Der Malm ist aufgrund der reichen Makrofauna und teilweise der Mikrofauna gliederbar. Unter den Ammoniten des unteren Kimmeridge sind *Nebroditis*, *Sowerbyceras* und *Calliphylloceras* zu erwähnen. Im mittleren Kimmeridge sind neben den Arten *Sowerbyceras silenum* FONT., und *Holcophylloceras aff. mediterraneum* NEUM., die Gattungen *Kafroliceras*, *Taramelhiceras* und *Hybonoticeras* kennzeichnend.

Aus dem oberen Kimmeridge sind *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ.), und *Laevaptychus latissimus* TRAUTH., aus dem unteren Tithon *Haploceras aff. elimatum* OPP., H.aff. *verruciferum* MGH., *Pretragonites cf. quatrissulcatus* (d'ORB.) und *Lamellaptychus cf. beyrichi* (OPP.) zu erwähnen. Neben ihnen findet man in der ganzen Malm-Folge auch Brachiopoden- hauptsächlich Vertreter von *Glossothyris* (Die hier angeführten Faunen wählten wir aus der Vorbestimmungsliste des gesammelten Materiales aus).

Im Gegensatz zu den vorigen kennzeichnet statt der Makrofauna eine reiche Mikrofauna- hauptsächlich Calpionellen-Arten- den Tithonkalk im Steinbruch neben der Landstraße.

Auf dem Hügel lagert auf dem crinoidenführenden Aptkalk der nur mit Bohrungen erschlossene, graue, manchmal bunte Tonmergel mit Munierien (80m), der mit plötzlicher Veränderung in den untersten Teil der Kalksteinserie, in einen Kalk mit *Pachyodonten* übergeht. Die grobbankig entwickelten Schichten dieses Kalkes bilden im westlichen Teil des Aufschlusses eine mehrere meterhohe steile Wand. In der Fauna finden wir noch nicht näher bestimmte Arten von *Requienia* und *Radiolites*.

Am Hügel in Fallrichtung weitergehend finden wir zuerst Schichten mit Mikrofauna, später am östlichen Hang des Hügels Trümmer des Orbitolinen-Kalkes. Unter den letzteren konnte man *O.texana*

ROEMER und O. praeconica MEHES bestimmen. Gegen NW folgen unter dem mit tertiären Sedimenten ausgefüllten Becken weitere Fazies des zu lokalen Gliederungen benützbaren Albkalles. Auf sie lagert diskordant ein Aptmergel mit Glaukonit bzw. mit Turrilites.

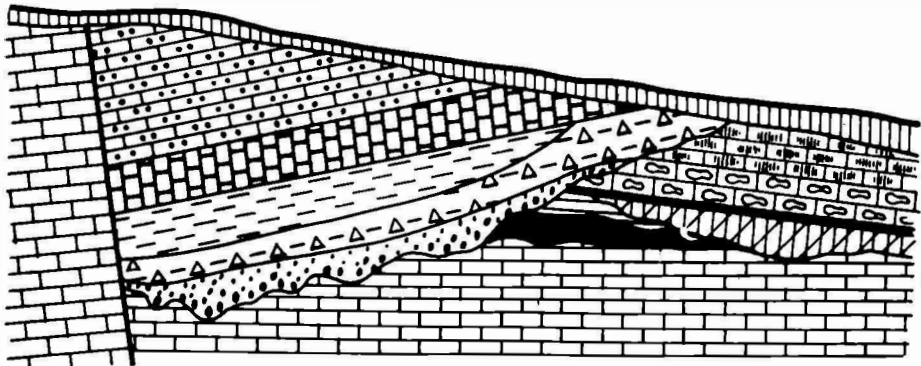
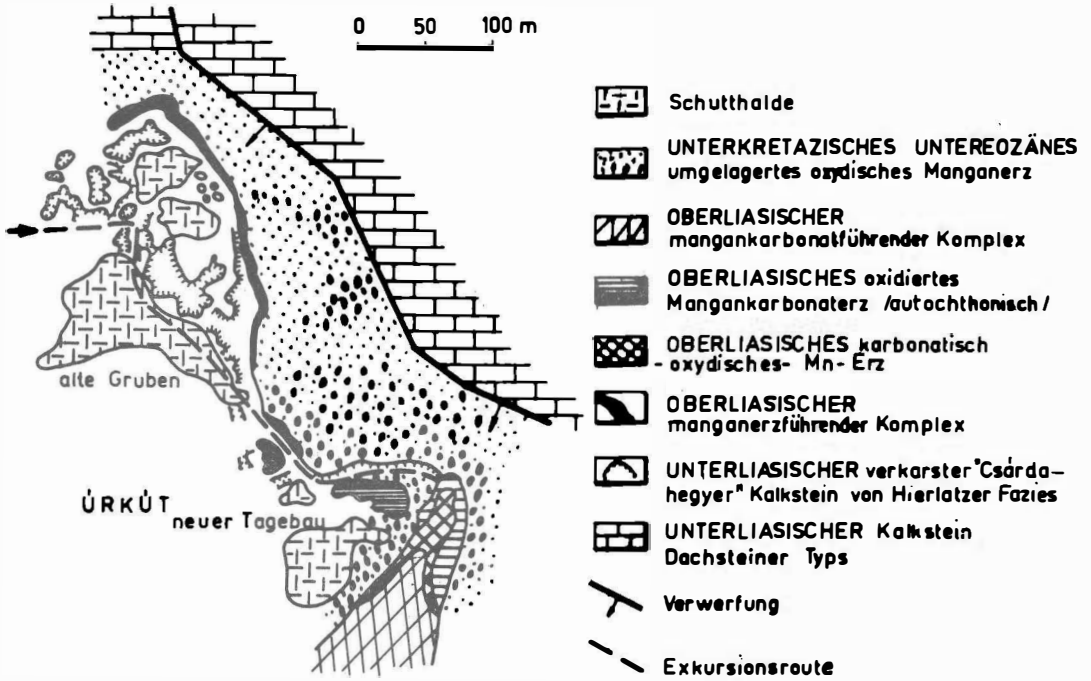
Nordwestlich vom Berg Eperkeshegy liegt die Ortschaft Zirc im Zentrum des aus Mesozoikum bestehenden Beckens von Zirc. Die erste schriftliche Erwähnung dieser sehr alten Ortschaft besitzen wir aus der Zeit der Ansiedlung des Zisterzienserordens im Jahre 1182. Hier befindet sich das zweitgrößte Arboretum unseres Landes mit seit mehr als 500 Jahre gepflegten Bäumen.

Nach dem Mittagessen in Zirc fahren wir nach Veszprém zurück und von dort über das Tertiärbecken von Herend nach Urkut. Uns der Ortschaft nähernd bemerken wir schon von weitem den von Urkut etwa 3 km südlich liegenden Berg Kabhegy mit seiner Basaltkappe und auf dem Gipfel den Antennenmast der Fernseh-Relaisstation.

Haltepunkt 3: Urkut, Manganerztagebau Csárdahegy Jura

Der unter Naturschutz stehende alte Manganerztagebau Csárdahegy befindet sich am nordöstlichen Rand von Urkut, am Oststrand des Manganerzvorkommens. Im südöstlich angrenzenden, im Betrieb befindlichen Tagebau gewinnt man Manganoxyderz.

Im aufgelassenen Tagebau (Abb. 11) findet man heute nur den ausgedehnten Aufschluß des durch Karstformen charakterisierten unterliassischen Hierlatzkalkes, stellenweise Kluftfüllungen von Manganoxyderz, mit Mangan gefärbten crinoidenführenden Kalk und in einigen Dolinen auch erdiges Manganoxyderz. Im nördlichen Teil des Tagbaues - in Richtung Csárdahegy - findet man stellenweise als Schalenrümmer untereozyänen Miliolinen-Kalkstein und - Sandstein, der das knollige, mergelige und tonige oxydische Manganerz überlagert, sowie mitteleozyänen



- | | |
|---|---|
|  PLEISTOZÄNER Löss |  OBERLIASISCHER grünlichgrauer Hornsteinkalk |
|  UNTERLIASISCHER "Csárdahegyer" Kalkstein von Hierlatzer Fazies |  UNTERKRETAZISCHER bis UNTEREOZÄNER grauer pyritisierter Ton /mit Kalkstein und Hornsteintrümmern/ |
|  OBERLIASISCHES oxydisches Mn-Erz /autochthonisch/ |  UNTEREOZÄNER kohlenführender Ton |
|  OBERLIASISCHE Hornsteinbank |  EOZÄNER Miliotinenkalk |
|  OBERLIASISCHER roter Knollenkalk |  EOZÄNER Nummulitenkalk |

Abb. 11 GEOLOGISCHE KARTE UND PROFIL DES CSÁRDAHEGY VON ÚRKÚT

Kalk mit *Nummulites laevigatus*.

Der mannigfaltig aussehende ungeschichtete Hierlatzkalk tritt auf einer 200x300m großen Fläche zu Tage. Seine Oberflächenform ist sehr ungleichmäßig, stellenweise finden sich 20 bis 22m tiefe Dolinen. Der nuancenreiche rosafarbige Kalk besteht aus unregelmäßig wechselnden linsen- sackförmigen Teilen von mikrokristalliner und kristalliner crinoidenführender Textur. An einigen Teilen geht er in einen rosafarbenen und weißen crinoidenführenden kristallinen Kalk über. Streckenweise wechseln die kristallinen Einlagerungen mit mikrokristallinen Teilen, deren Konturen verwischt sind. Stellenweise findet man auch Breccien mit rotem Kalk als Bindemittel. Die linsenartige, oft in gesteinsbildender Menge vorkommende Fauna besteht- die Crinoiden ausgenommen- vorwiegend aus Brachiopoden es gibt aber auch winzige Ammoniten und einige Muscheln und Gastropoden.

Die Fauna besteht aus: Brachiopoda: *Glossothyris liguata* BÖCKH., *G. aspasia* (MGH.), *G. cf. beyrichi* (OPP.), *Rhynchonella prona* OPP., *R. cartieri* OPP., *R. cartieri rimata* GEY., *R. cf. greppini* (OPP.), *R. fraasi* (OPP.), *Spiriferina alpina* (OPP.), *S. angulata* OPP., *S. acuta* STURMS., *S. obtusa* (OPP.), *S. pinguis* ZIET., *Terebratula foetterlei* BÖCKH., *T. aff. gregariaeformis* ZUGM., *Waldheimia alpina* GEY., *W. mutabilis* OPP., *W. partschi* OPP., *W. hierlatzika* GEY., *W. venusta* UHL., Ammonites: *Geyeroceras cylindricum* SOW., *Juraphyllites* sp., *Psiloceras* sp., *Arietites* sp., *Aegoceras* sp., *Oxynoticeras* sp., Muscheln: *Lima* sp., *Avicula* sp., *Pecten* sp., Schnecken: *Trochus* sp., *Oatella* sp., *Eucyclus* sp.

Aufgrund der Fauna kann man die Bildung des Hierlatz-Kalkes an das Ende des Sinémurien und den Beginn des Pliensbachien stellen.

Haltepunkt 4: Urkut, Manganerztagebau Kövestábla Jura

Wir besichtigen den aus mehreren Abbauhöfen bestehenden Tagbau im südwestlichen Teil der Ortschaft Urkut. Im Tagebau ist das unmittelbar Liegende des Manganoxyderzes ein liassischer hornsteinführender Kalk, das Hangende die Albformation. Für beide

Formationen ist das annähernde SW-Fallen charakteristisch, demnach findet man die ältesten Schichten im NO, die jüngsten in SW. Im Liegenden des Manganerzes findet man verschiedene Varianten des unterliassischen Kalkes und des Manganoxyderzes.

Die auf den oberen pisolithischen Erzsichten lagernde, von den aus anderen Teilen des Transdanubischen Mittelgebirges bekannten Albformationen, in Mächtigkeit und Fazies abweichende und mit deren Schichten nicht vergleichbare Kalksteinfoolge wird von einem 30 bis 40cm mächtigen ockergelbfleckigen, gelbbraunen, fossilereeren Ton in zwei Teile geteilt. Den unteren Teil bildet ein grauer, bankiger, wenige Mollusken-führender Mergelkalk. Die Gesamtmächtigkeit des Albkalkes beträgt etwa 200m. Im Tagbau wurden über dem schon erwähnten Ton grauweiße, gelbgraue, rosafarbige und lilafleckige Teile dieses Kalkes erschlossen, im unteren Teil in knolliger, im oberen in bankiger Ausbildung. Die Kalke enthalten in großer Menge und Artenzahl Muscheln und Gastropoden. In der Literatur werden angegeben: *Requienia ammoniva* MATH., *R. pellati* PAQU., *R. lonsdalei* SOW., *Toucasia carinata* MATH., *T. transversa* PAQU., *Vola* sp., *Lithiotis* sp., *Actaeonella* sp., *Radiolites* sp., *Agrea* sp., *Globiconcha baconica* HANTKE, *Nerinea coquandiana* d'ORB., *N. coquandiana ajkaensis* B.CZABALAY, *N. gigantea* H.FIRMAS, *N. prefleuarai rengarteni* CZABALAY.

In der Regel ist die Fauna schwer aus dem Kalk zu gewinnen. Die Oberfläche des verwitterten Gesteins wird jedoch durch die herauspräparierten Formen der dickwandigen Mollusken eigenartig gestaltet.

In der Umgebung des Tagbaues kann man in einem großen Raum die während der Abbauarbeiten abgeräumten Gesteine des Hangenden des Manganerzes studieren.

Am Ende des Dorfes bei der Autobushaltestelle in einer mehreren Meter hohen Wand und in den Straßeneinschnitten nach Ajka findet man kleinere und größere Ausbisse der o.e. Albformationen, die jedoch tektonisch sehr stark gestört sind.

G. Das Steirische Neogen-Becken

H.W.FLÜGEL, Graz

Stratigraphie und Lagerung

Am Ende des oberkretazisch-eozänen Sedimentationszyklus brachte die pyrenäische Phase die Abspaltung der Eoparatethys von der mediterranen Geosynklinale. Dadurch kam es zwischen Genfer- und Aralsee zur Entwicklung einer paläogeographischen Einheit, die durch ihre endemischen Faunen charakterisiert ist. Für diesen Raum wurde folgende chronostratigraphische Gliederung vorgeschlagen:

Miozän-Stufen		Alter Name	
<u>der transeuropäischen Bioprovinz</u>			
MP	Pannonien	Pannon s.s.	
M ₅	Sarmatien	Sarmat	
M ₄	Badenien	Torton	
M ₃	Karpatien	Helvet	Karpat
M ₂	Ottnangien	Helvet s.s.	
M ₁	Eggenburgien	Burgidal	
OM	Egerien	Aquitän	
		Chatt	

Das Steirische Becken stellt einen westlichen Ausläufer des pannonischen Beckens Ungarns dar. Es wird durch die Mittelsteirische Schwelle in ein West- und ein Oststeirisches Becken gegliedert, wobei letzteres durch die Südburgenländische Schwelle vom Westpannonischen Becken Ungarns getrennt ist. Das Oststeirische Becken wird durch Untergrundschwelle in das Gnaser-, das Fehring- und das Fürstenfelder Teilbecken unterteilt.

Die neogene Schichtfolge beginnt im Ottnangien mit einer basalen Rotlehmserie, die im Hangenden in fluviatil-limnische Ablagerungen übergeht. Letzteren sind im Gebiet von Eibiswald (Weststeiermark) die über 1000m mächtigen "Radl-Wildbachschotter" zuzurechnen. Sie werden von den 2300m mächtigen "Eibiswalder-Schichten" überlagert, die lithostratigraphisch in drei Abteilungen gegliedert werden, von denen nur die "Unteren Eibiswalder Schichten" dem Ottnangien angehören, während die "Mittleren" und "Oberen Eibiswalder-Schichten" bereits in das Karpatien zu stellen sind. Die eingeschalteten, ehemals abgebauten Braunkohlenflöze sind durch ihre reichen Vertebratenfaunen (Tabelle 1), sowie ihre Floren bekannt geworden. Sie gehören einem tropischen bis subtropischen Sumpfwald-Biotop an. Altersgleiche fossilführende Ablagerungen finden sich im Köflach-Voitsberger bzw. Stallhofener Becken. Die Braunkohlenflöze des in sich stark gegliederten erstgenannten Vorkommens werden teilweise im Tagbau abgebaut. Zeitgleich mit diesen Ablagerungen sind die limnisch-fluviatilen, über 1500m mächtigen "Sinnersdorfer Schotter" der Pinkafelder Bucht.

Die Oberen Eibiswalder Schichten werden von den etwa 250-300m mächtigen "Arnfelder Konglomeraten" überlagert. Sie stellen z.T. Deltabildungen dar. Ihr Hangendes bilden die 150m mächtigen "Leutschacher Sande" mit einer spärlichen marinen Makro- und Mikrofauna des Karpatiens. Die beiden letztgenannten Schichtgruppen verzahnen sich im Osten mit dem hochmarinen "Gamlitzer- bzw. Steirischen Schlier." Es handelt sich um einige 100m mächtige Tonmergel, die nur wenige Fossilien geliefert haben. Derartige Mergel wurden auch im Oststeirischen Becken erbohrt. Von Bedeutung ist die Einschaltung saurer Vulkanite (Latite, Trachyandesite, Trachyte, Andesite, Dazite, Quarztrachyte, Tuffe usw.) in dieser Serie.

Nach der Steirischen Faltung kam es an der Grenze Karpatien/Badenien zu einer Ingression der Mesoparatethys über die Drau-Save-Senke aus dem mediterranen Raum. Die Mittelsteirische Schwelle z.T. durchbrechend, überflutete nunmehr das Meer das limnisch-fluviatile Senkungsfeld des weststeirischen Karpatiens: Es bildeten sich die Florianer-, die Gamlitzer- und die Flammberger-Bucht (Abb.1). Gleichzeitig überwältigte das Meer

im Oststeirischen Becken die trennenden Barren der Teilbecken, wodurch sich ein einheitlicher Sedimentationsraum entwickelte.

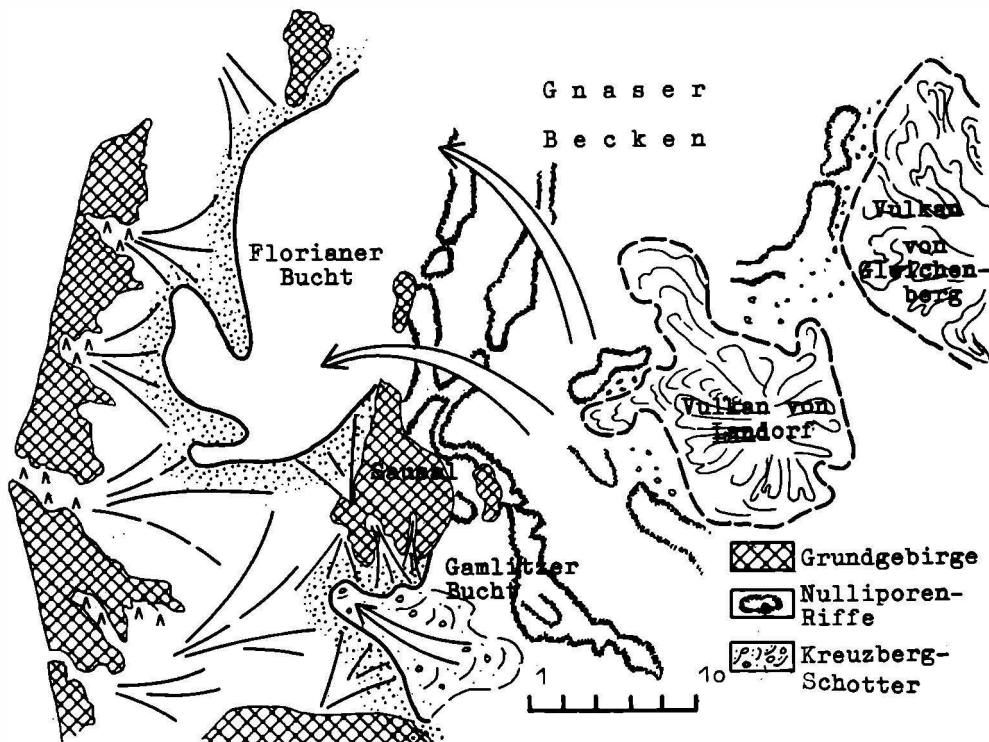


Abb.1. Paläogeographie des West- und Mittelsteirischen Beckens zur Zeit der Unteren Lageniden Zone (Unter-Badenien).

Das Badenien wird durch einen Wechsel von Trans- und Regressionen, durch eine fazielle Differenzierung im Zusammenhang mit der Ausbildung eines Algen- und Korallenriffgürtels ("Leitha-Kalk") im Bereich der Mittelsteirischen Schwelle, und einen starken Andesit- und Trachytvulkanismus charakterisiert. Der genannte Riffsaum trennte die bis 100m mächtigen tonig-sandigen Lagunensedimente der Florianer Bucht, die gegen Norden und Westen in fluviatile Schotter- und Sandfächer übergehen, bzw. die gröberklastischen Sedimente des Badeniens der Gamlitzer Bucht ("Urler Blockschutt", "Kreuzberg Schotter") von den 650m mächtigen pelitischen Flachwasser-Ablagerungen des oststeirischen Raumes. Dem lithologischen Unterschied entspricht auch ein

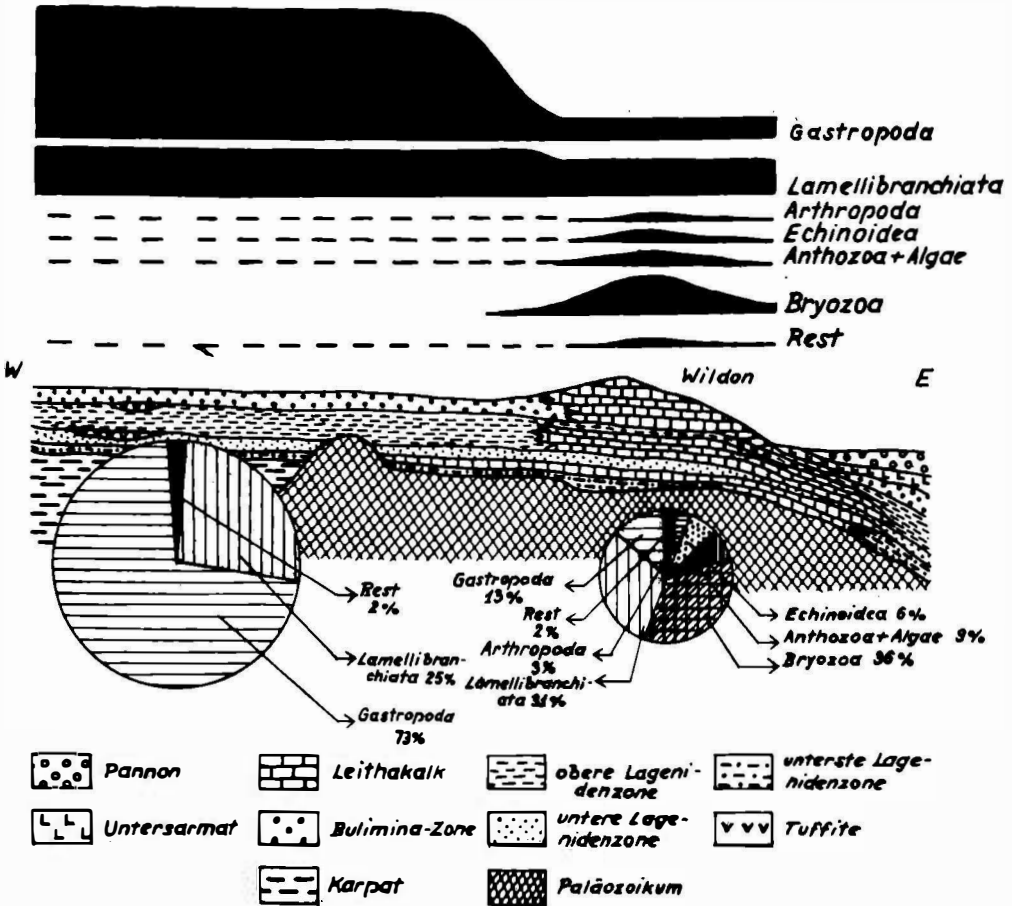


Abb.2. Quantitative und qualitative Unterschiede in der Verteilung der Arten in der Lageniden-Zone zwischen Weststeirischem Becken und Mittelsteirischer Schwelle.

faunistischer: Während im ruhigen Trübwasserbereich der Weststeirischen Buchten die Mollusken dominieren, finden wir auf der Mittelsteirischen Schwelle, wo die Leithakalke des Badenien teilweise direkt auf dem paläozoischen Grundgebirge transgredieren, teilweise mit Winkeldiskordanz des Karpatien überlagern, vorwiegend Scleractinia, Algae, Bryozoa, Echinoidea, Crustacea usw. (Abb.2).

Im oberen Badenien zieht sich das Meer endgültig aus dem Weststeirischen Becken zurück. Gleichzeitig werden weite Gebiete des oststeirischen Raumes trocken gelegt.

Erst im Sarmatien wurde die Oststeiermark erneut vom Meer überflutet, wobei es nunmehr durch die Abschnürung von der Tethys (Abb.3) zu einer zunehmenden Aussüßung und damit zur Entwicklung endemischer Molluskenfaunen kam. (Abb.4)

Es handelt sich vorwiegend um pelitische bis feinsandige Ablagerungen. Nur im Raum von Gleichenberg finden sich auch kalkgeröllführende Schotter. Erst im Oberen Sarmatien treten auch Kalke und Kalkmergel auf. Die Gesamtmächtigkeit dieser Folge kann in den Becken bis über 800m erreichen.

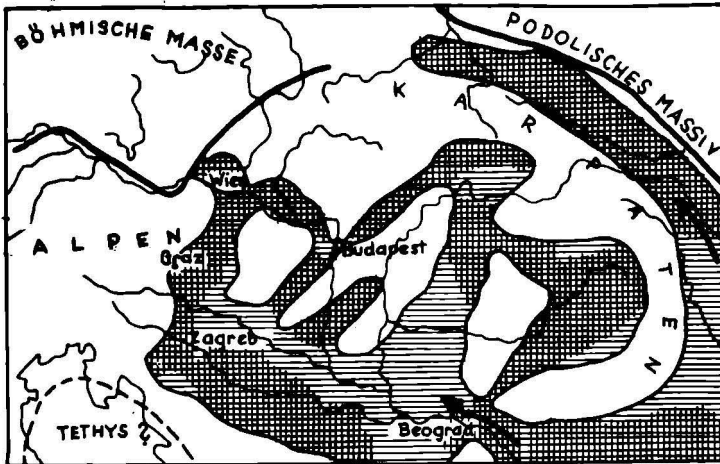


Abb.3. Die zentrale Paratethys im Unteren Sarmatien nach ČICHA & SENES 1965.

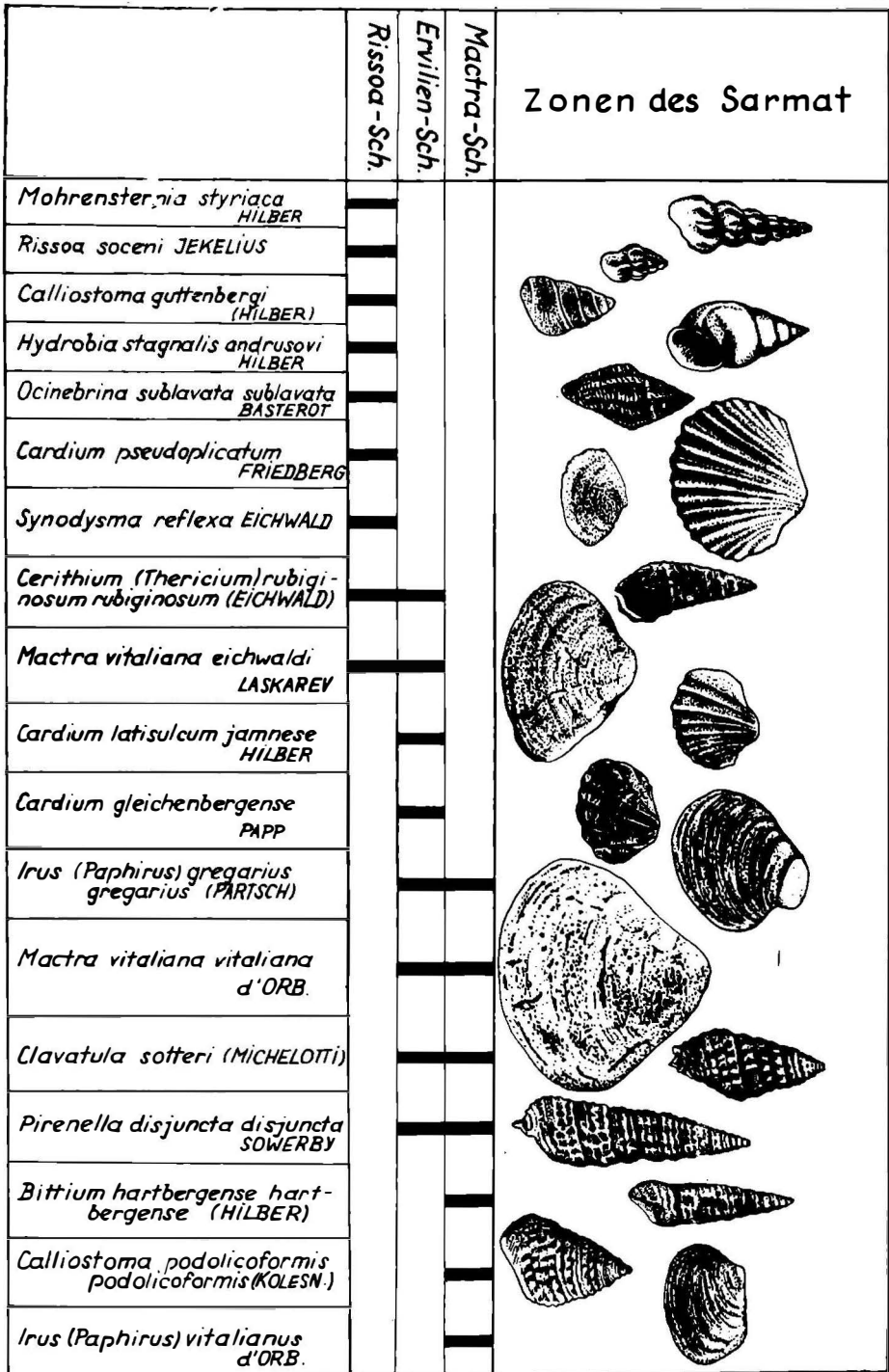


Abb. 4. Zeitliche Verbreitung einiger Mollusken im Sarmatiens des Steirischen Beckens.

Das nur im nördlichen Teil des Oststeirischen Beckens entw-
wickelte Pannonien greift transgressiv auf das Grundgebirge
vor, wobei an seiner Basis örtlich Schichtlücken nachweisbar
sind.

Es handelt sich um eine tonige, limnische Basisfolge, um einen
vermutlich klimatisch gesteuerten zyklischen Wechsel von Sanden
und Schottern. Die einzelnen Horizonte werden im O durch
pflanzenführende Tone und Feinsande voneinander getrennt. Aus
diesen Ablagerungen eines gegen Südosten fließenden Flußsystems
stammen neben Mollusken (Abb.5) zahlreiche Hipparionenfauen
(Tabelle1). Sie gehören einem offenen Mischwald-Biotop in einem
warmgemäßigten feuchten Klima an. Die Mächtigkeit der Folge
kann mit ca 150m veranschlagt werden.

Am Ende des Pannonien kommt es im Gefolge einer großwelligen
Faltung (Ostkaukasische Phase) zur Ausbildung eines weitge-
spannten intrapliozänen Reliefs, welches von geringmächtigen
Restschottern des Daz überlagert wird. Diese Schotter bilden
die Basis der Basalte und Basanite des Gleichenberger Vulkan-
massives. Sie werden von Resten der postbasaltischen "Silber-
berg-Schotter" überlagert. Es sind dies die höchsten Tertiär-
ablagerungen des Steirischen Beckens. Sie werden von dem ober-
dazisch-levantinischen Hochstradner-Niveau gekappt.

Mit dieser Einebnung beginnt eine bis in das Quartär andau-
ernde und immer wieder von Stillstandsphasen unterbrochene
Tiefenerosion, die zur Ausbildung der landschaftprägenden
Niveaus und zur Entwicklung der heutigen Talsysteme mit ihren
pleistozänen Schotterterassen führte.

Literatur

- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiär-Becken.- Samml.
Geol.Führer, 47, 196 S., Berlin 1968. (Mit weiterer
Lit.)
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken.- Mitt.Geol.Ges.
Wien, 57, 479-632, Wien 1964. (Mit weiterer Lit.)
- MOTTL, M.: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark,
Südost-Österreich.- Mitt.Museum Bergb.Joann., 31, 92 S.,
Graz 1970. (Mit weiterer Lit.)

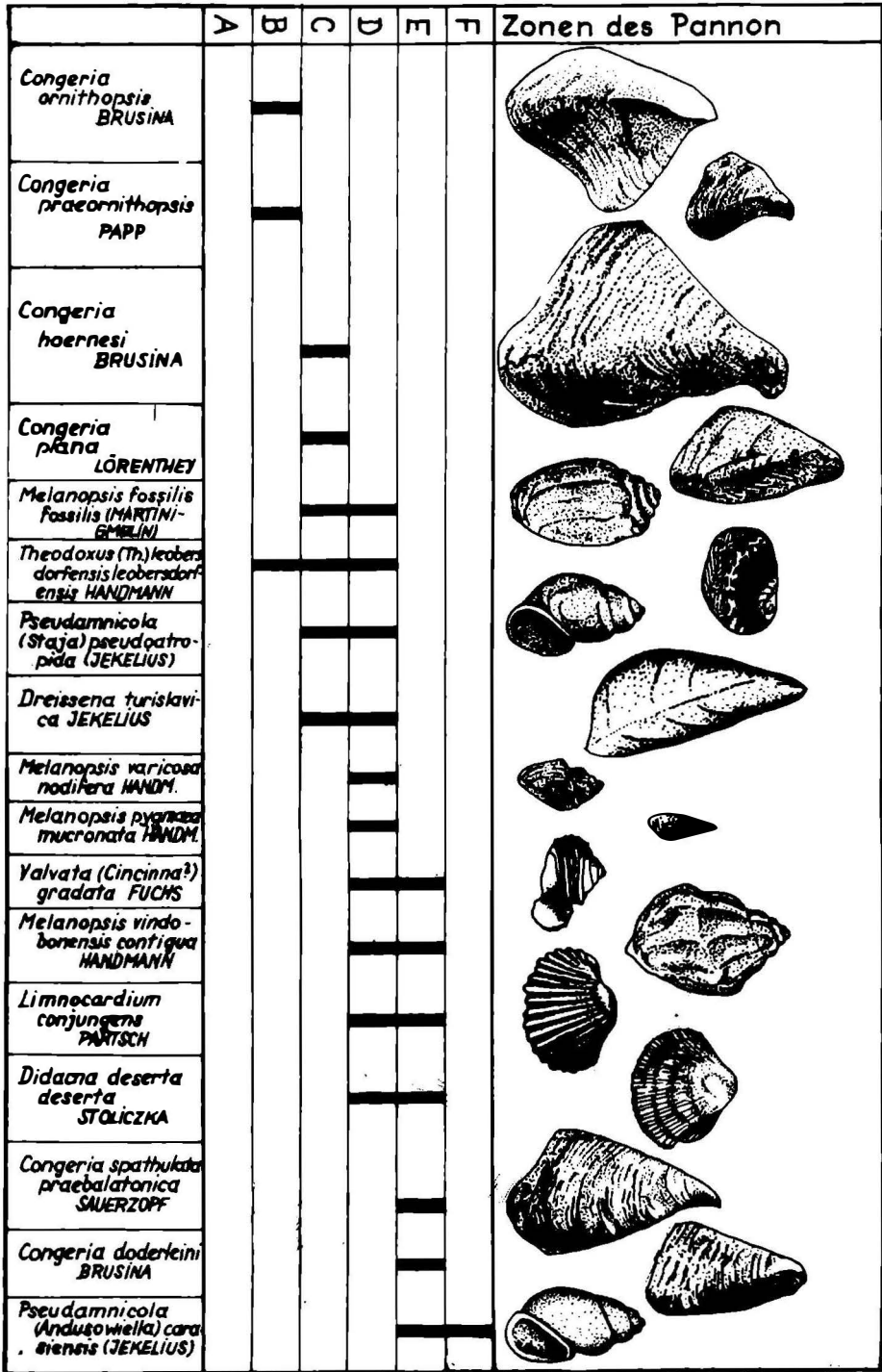


Abb. 5. Zeitliche Verbreitung einiger Mollusken im Pannonien des Steirischen Beckens.

	K a r p a r t i e n											Badenien			Sarmatien			Pannon.											
	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
Pseudarctos bavaricus (SCHLOSS.)																						+							
Rhinoceros steinheimensis JÄG.												+										+							+
Rhinoceros sp.																										+			+
Rhinolophus schlosseri HOFM.																						+							
Sanitherium leobense (ZDARSKY)																													
Sciuropterus gibberosus (HOFM.)																						+							
Sciurus goeriachensis HOFM.																						+							
Steneofiber jaegeri (KAUP)												+++										+							+
Talpa minuta BLAINV.																													
Tapirus telleri HOFM.																						+							
Taucanamo pygmaeum (DEP.)																						+							
Taucanamo sansaniense (LART.)																													+
Thalattosirenen petersi (ABEL)																						+							
Tragocerus sp.																													+
Trocharion albanese F.MJ.																													
Trochictis depereti F.MAJ.																						+							
Trochictis taxodon GERV.																						+							
Ursavus brevirohinus (HOFM.)																		+					+						

Karten

- WINKLER,A.: Geologische Spezialkarte Gleichenberg 1 : 75000.-
Geol.B.A.Wien 1926.
- BECK,H.et al.: Geologische Spezialkarte Unterdrauburg 1 : 75000.-
Geol.B.A. 1929.
- WINKLER,A.: Geologische Spezialkarte Marburg 1 : 75000.-
Geol.B.A. Wien 1931.
- FLÜGEL,H.: Geologische Wanderkarte des Grazer Berglandes
1 : 100000.- Geol.B.A. Wien 1960.

Legende zu Tabelle 1:

Karpatrien:

- | | |
|----------------------|----------------------|
| 1.Eibiswald | 10.Köflach |
| 2.Feisternitz | 11.Stallhofen |
| 3.Vordersdorf | 12.Labitschberg |
| 4.Wies | 13.Leoben-Seegraben |
| 5.Schöneegg | 14.Leoben-Münzerberg |
| 6.Steieregg | 15.Fohnsdorf |
| 7.Kalkgrub | 16.Edling/Naas |
| 8.Wies (Einzelfunde) | 17.Parschlug |
| 9.Groß St.Florian | |

Badenien:

- | | |
|----------------------------|----------------------|
| 18.Wildon,Retznei | 21.Aflenz |
| 19.Lannach | 22.Pinkafelder Bucht |
| 20.St.Oswald,Mantscha,Rein | |

Sarmatien:

- | | |
|------------------|----------------------------|
| 23.St.Georgen | 25.Gleisdorf,Weiz,Hartberg |
| 24.Umgebung Graz | 26.Feldbach-Gleichenberg |

Pannonien:

- | | |
|---------------------------|--------------------|
| 27.Tieferes Pannonien | 29.Mittelpannonien |
| 28.Höheres Unterpannonien | |

Exkursionen

G/1. Das oststeirische Neogen (Tabelle 2)

Fahrtroute: Graz- Schildbach bei Hartberg- Grafenberg- Riegersburg- Ziegelei Gniebing- Traßbruch- Gossendorf- Seindl/Klöch- Graz.

Die Autobahn Graz- Gleisdorf quert vorwiegend pelitische bis feinklastische Ablagerungen des höheren Sarmatien und unteren Unterpannonien, die von den Schottersandzyklen des oberen Unterpannonien (Zone C) überlagert werden. In letzteren liegen zahlreiche Vertebratenfundstellen (vgl. Tabelle 1).

Die Straße Gleisdorf- Hartberg bleibt fast durchwegs im Bereich des oberen Sarmatiens. Nur im Raum von Kaindorf werden auch pannone Ablagerungen gequert.

Vor Hartberg erschließen bei Schildbach mehrere ehemalige Steinbrüche in Grundgebirgsnähe (Ringkogel nördlich Hartberg) höheres Sarmatien in Randfazies.

Haltepunkt 1: Steinbruch Gruber bei Schildbach

Ervilien- und Mactraschichten

NEBERT beschrieb von hier 1951 folgendes, heute z.T. verfallenes Profil (Abb.6):

Zu unterst 300cm mächtige, feinkörnige, diagonal geschichtete, fossilfreie Quarzsande (a), die von horizontalgeschichteten 60cm mächtigen Feinstsanden überlagert werden (b). Darüber 10cm mächtige Pirénella- Sande (c), eine 50-70cm mächtige Lumachellenbank (d), 100cm mächtige Kalke, die mit einer kompakten Foraminiferenkalklage beginnen (e). Darüber eine bis 30cm starke Mergellage (f), die örtlich in Kalksande übergeht, 80cm mächtige, mürbe Mergel (g), 80cm mächtige molluskenreiche Kalkmergel, die durch Kalksandzwischenlagen dünn gebankt sind (h) und schließlich eine 20cm mächtige Kalksandlage (i).

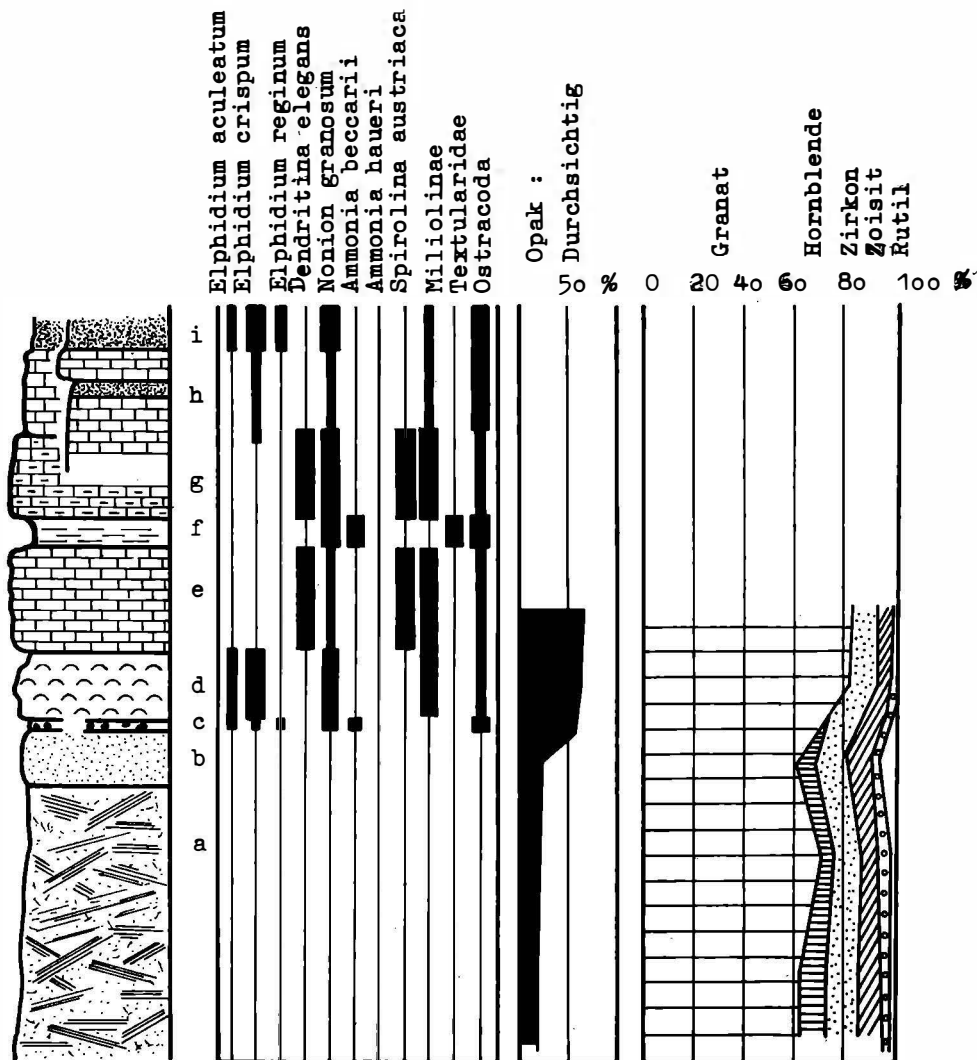


Abb.6. Profil des Steinbruches Gruber (K.NEBERT 1951)

An Makrofossilien fanden sich u.a.:

- Acmaea soceni JEKELLIUS
- Calliostoma podolicoformis podolicoformis (KOLESNIKOV)
- Calliostoma podolicoformis hartbergensis PAPP
- Calliostoma podolicoformis wiesensis PAPP
- Valvata (Cincinna) minima FUCHS
- Pirenella picta mitralis (EICHW.)

Pirenella disjuncta disjuncta (SOW.)
Bittium hartbergense hartbergense (HILBER)
Bittium hartbergense schildbachense (HILBER)
Ocinebrina sublavata striata (EICHWALD)
Clavatula sotteri (MICHEL.)
Clavatula doderleini (HOERNES)
Dorsanum duplicatum duplicatum (SOW.)
Dorsanum verneulli (d'ORB.)
Acteocina lajonkaireana lajonkaireana (BASTEROT)
Retusa (Retusa) truncatula pappi BERGER
Modiolus incrassatus incrassatus (d'ORB.)
Musculus sarmaticus (GATUEV)
Irus (Paphirus) gregarius ponderosus (d'ORB.)
Irus (Paphirus) vitalianus (d'ORB.)
Mactra vitaliana vitaliana d'ORB.
Solen subfragilis EICHW.
Psammobia labordei sarmatica PAPP
Cardium wiesense PAPP
Cardium latisulcum latisulcum MÜNSTER
Spirorbis (Dexiospira) heliciformis (EICHW.)

Die Faunen stufen die Ablagerungen in das höhere Sarmatien ein (Ervilien- und *Mactra*-Schichten).

Die sarmatischen Ablagerungen werden von einer periglazialen Solifluktionsschuttdecke überlagert.

Einige Kilometer nördlich von Hartberg erreicht die Exkursion, bei Grafendorf die Wechselbundesstraße verlassend, Grafenberg.

Haltepunkt 2: Steinbruch nördlich Grafenberg (H.L.HOLZER)
 Obersarmatien (Nonion-granosum-Zone)

Der Aufschluß zeigt die Überlagerung des Grundgebirges (Glimmerschiefer und Quarzite des Raabalpen-Kristallins) durch Obersarmatien in kalkiger Entwicklung.

Über einem ausgeprägten Kristallinrelief folgen einesteils locker bis schwach verfestigte Schotter bis geröllführende Sande. Sie bestehen aus flachen, gut gerundeten Kristallingeröllen (bis zu 10 cm Ø) und einem wechselnden Sandgehalt (Komponenten: Quarz, Kalkooide mit Quarz- bzw. Fossilkern, Foraminiferen etc.). Die Gerölle sind teils schichtparallel eingeregelt, teils ungeregelt abgelagert. Zum anderen können poröse Karbonate mit wechselndem Anteil an Kristallingeröllen und Quarzsand das Kristallin überlagern. Die Kalke führen neben

den terrigenen Komponenten Stromatolithenlagen, Wurmrohren (*Hydroides pectinata*), selten Algen (*Lithoporella melobesioides*), Ostracoden, miliolide Foraminiferen, Gastropoden-Steinkerne und cheilostome Bryozoa. *Hydroides pectinata* kann so reich werden, daß man in manchen Bereichen von Serpuliten sprechen kann.

Daneben finden sich Gastropodenanhäufungen. Die basalen Karbonate können z.T. bankig ausgebildet sein.

Darüber folgt ein massiger, geröllartig aufgelöster Bereich. Zu den Komponenten, wie sie im Liegendbereich vorkommen, gesellen sich *Ostrea*-Anhäufungen (*O. Crassostrea* sp.); Corallinaceen (v.a. Lithothamnien) sind sehr häufig. Die Zwickelfüllungen bzw. Lagen zwischen den "Geröllen" bilden sich anschmiegende Stromatolithenlagen, Kristallingerölle-führender Kalkschutt mit Lamellibranchiata, Gastropodensteinkerne, Bryozoa-Stöcke (*Schizoporella* sp.) und Algen (*Cymopolia* sp.).

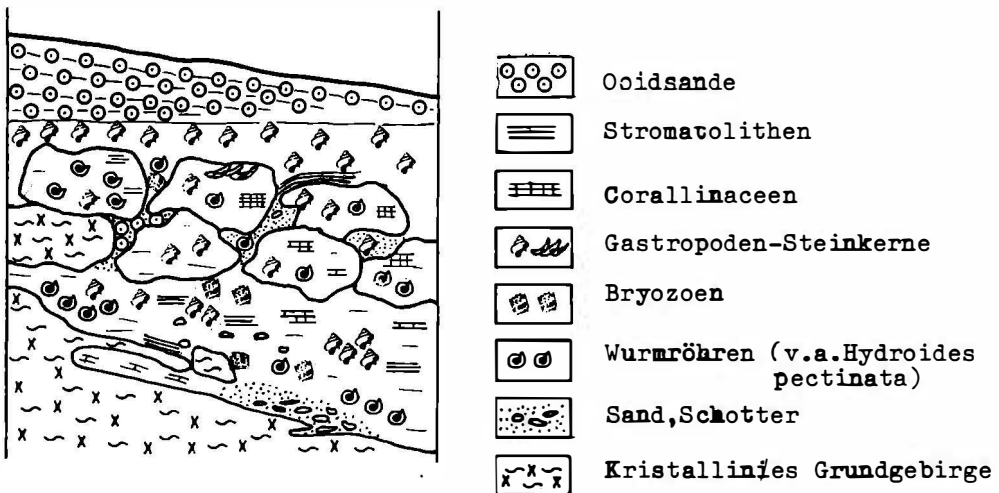


Abb. 7. Schematisches Säulenprofil des Steinbruches Grafenberg (H.L.HOLZER).

Bemerkenswert sind die in diesem Bereich auftretenden Kristallinblöcke (bis zu 40 x 20cm).

Den Abschluß bilden ca 1,50 m mächtige, Mähdengesichtete Kalkooidsande, die flach gegen NO einfallen. Die Sande sind lagenweise knollig verkittet. Die Korngrößen zeigen ein Maximum im Bereich zwischen 1 und 0,5 mm.

2 Siebanalysen aus verschiedenen Bereichen dieser Sande zeigen folgende Verteilung und Zusammensetzung:

Korngr. (mm)	I (%)	II (%)	Zusammensetzung
über 4	0	0	
4-2	1,5	0,9	Überwiegend verkittetes Ooidmaterial, seltener Fossilbruchstücke (v.a. Bryozoa) und terrigenes Material,
2-1	12,8	10,7	verkittete Ooide, Fossilbruch (Bryozoa, Wurmröhren, Schalenbruch), sehr wenig terrigenes Material,
1-0,5	70,4	74,3	Ooide (z.T.verkittet), Fossilbruch (vor allem Bryozoa), Sr: 380 ppm,
0,5-0,25	10,0	9,4	Ooide, Foraminiferen, Bryozoa, Wurmröhren, Quarz,
0,25-0,125	3,1	2,6	selten Ooide, vor allem Fossilbruch (Foraminiferen, Bryozoa, Schalenbruch), Sr.: 450 ppm.,
0,125-0,063	1,0	0,9	Fossilbruch, terrigenes Material.
unter 0,063	1,2	1,2	

Im Schliff zeigen die Ooide überwiegend einen Kern aus Quarz bzw. Kristallinbruchstücken (ca 70%), der Rest besteht aus Biogenen (v.a. Foraminiferen). Die Zahl der Schalen variiert von 1 bis 6, wobei die geringere Schalenzahl überwiegt, wodurch sich z.T.die Form der Kerne deutlich auf der Ooid-Oberfläche widerspiegelt.

Nach H.WEDEPOHL (briefliche Mitteilung) entsprechen die Strontiumgehalte denen diagentischer Kalke.

Die Weiterfahrt über Fürstenfeld und Ilz zur Riegersburg führt durch Schichten des unteren Pannoniens. Sie bilden die Umhüllung eines größeren Areals von Basalt-Tuffen, von denen der Burgfels der Riegersburg (SH 482m) der markanteste ist. Er stellt die Füllung einer im Dazien entstanden vulkanischen Durchschlagsröhre dar, wobei die eigentliche Förderpalte der Tuffe im zentralen Teil des Berges anzunehmen ist.

Haltepunkt 3: Riegersburg

Dazien

Der zur Feste emporführende Weg verläßt den Markt bei der aus Basalttuff-Quadern im 15. Jahrhundert erbauten Hauptpfarr - kirche. Zwischen dem 1. und dem 2. Burgtor führt der Tuff zahlreiche, bis metergroße Einschlüsse älterer feinkörniger Tuffe, pannonischer Tone, Quarzgerölle usw. Aber auch Olivinbomben können gefunden werden. Im weiteren Aufstieg sind die flachbergwärts fallenden Tuffe in zahlreichen Aufschlüssen gut zu studieren. In der Tuffwand vor dem 4. Tor (Lichtenegger-Tor) ist der aus schräg übereinandergelagerten auskeilenden Tuffbänken bestehende Mantel eines kleinen Tuffkegels, der von einer Tuffspalte durchgeschlagen wird, angeschnitten.

An der großen Brücke vor dem Wenzelstor lassen sich an den aus dem Basalttuff gehauenen Wänden des Schloßgrabens und des Brückenpfeilers kleinere Diskordanzen erkennen.

(Ihren derzeitigen Charakter erhielt die Festung bei ihrem letzten Aus- und Umbau Ende des 16. bzw. anfangs des 17. Jahrhunderts).

Die Weiterfahrt in Richtung Feldbach quert erneut die Schotter- und Sande des oberen Unter-Pannoniens. Ihre Unterlage (Pannonien B) ist in der Ziegelei Gniebing aufgeschlossen.

Haltepunkt 4: Ziegelei Gniebing Pannonien B

Die Ziegelei baut gut geschichtete, grüngraue Tonmergel ab. Sie lieferten neben Ostracoden (*Cyprideis tuberculata* MEHES) vor allem *Congeria ornithopsis* BRUS. Die Tonmergel werden von gelben Sanden mit *Melanopsis impressa* KRAUS überlagert. Knapp unterhalb der Bundesstraße wurde unter dem Quartär bei Bohrungen Obersarmatien angetroffen. Dieses tritt an der Straße Feldbach-Gleichenberg beiderseits der Fahrtroute zutage.

Die Fahrtstrecke führt vorbei am pliozänen Nephelinbasalt des Steinberg bei Feldbach. Der Basalt bildet hier eine Decke über dem Pannonien und wird in einen größeren Steinbruch abgebaut. Bei der Stahlquelle am Eingang zur Klause verläßt die Exkursion die Bundesstraße um den Steinbruch Gossendorf zu erreichen.

Haltepunkt 5: "Traß"- Steinbruch Gossendorf

Der ausgedehnte Tagbau der Steirischen Montanwerke AG gibt einen ausgezeichneten Einblick in die postvulkanischen Veränderungen des miozänen Trachyandesits. Dieser wurde bei niederen Druck- und Temperaturbedingungen längs Spalten durch Zu- und Abfuhr in ein Gemenge von etwa 35% Alunit und 57% Opal (*Cristobalit*) umgewandelt. Dabei blieben stellenweise die ursprünglichen Mineralien in Form von Pseudomorphosen erhalten. Beimengungen von Hämatit und Goethit rufen die gelbe, rote oder violette Färbung des Gesteins hervor.

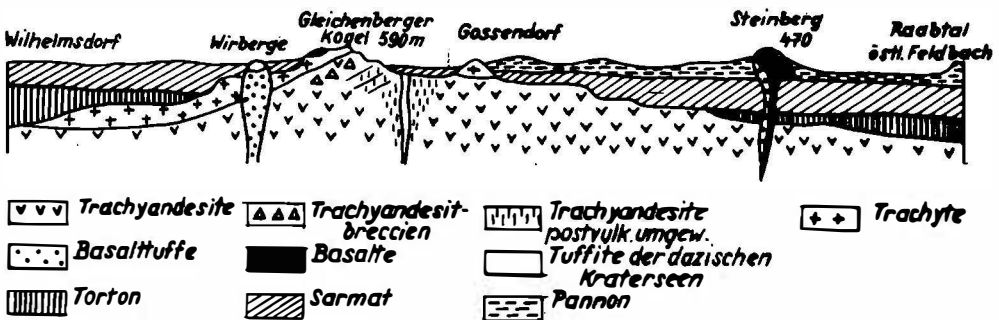


Abb.8. Profil durch das Gleichenberger Vulkanmassiv. (Nach WINKLER-HERMADEN)

Montmorin und Kaolinminerale sind weit verbreitet.

Der "Traß" wird örtlich von oberpliozänen Kristallinschottern transgressiv überlagert.

Auf der Weiterfahrt quert die Exkursionsroute von Gleichenberg nochmals die oben beschriebene hydrothermale Zersetzungszone. Sie hat hier im Zusammenhang mit dem Straßenbau zu immer wiederkehrenden Großrutschungen geführt. In ihrer Genese und ihrer kesselförmigen Erscheinung kann diese Zersetzungszone mit dem Krater der Solfatara bei Neapel verglichen werden (Abb.9).

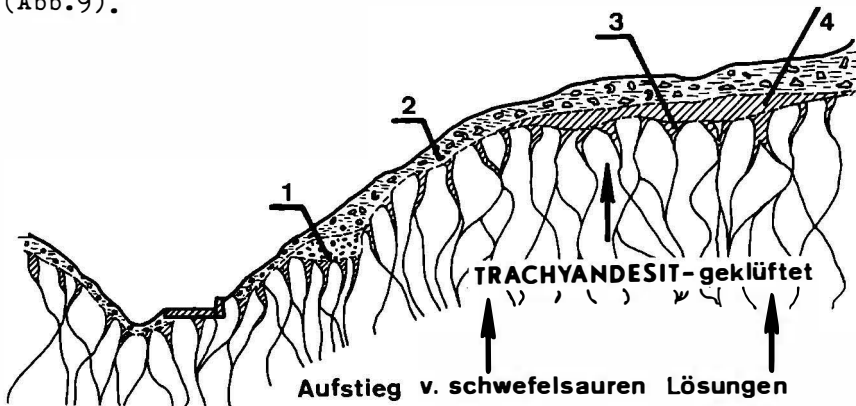


Abb.9. Schematisches Profil des Westabfalles des Gleichenberger Kogel nach G.KOPETZKY 1971.

- 1: Feinsedimente reich an Kaolinit und Illit.
- 2: In Bewegung geratene Sedimentmassen- Trachyandesitgerölle in stark quellendem Ton eingebettet.
- 3: Zersetzung des Trachyandesites durch schwefelige Säure zu Tonmineralien entlang der Klüfte durch eindringendes Oberflächenwasser.
- 4: Feinsedimente reich an Trachyandesitgeröllen, angelagert auf alter Landoberfläche.

Das nicht zersetzte Gestein ist am Ausgang der Klause in einem großen Steinbruch aufgeschlossen. Man erkennt die gegen Süden einfallenden Trachyandesitdecken, die von Trachyt überlagert werden.

216

Die Mineralquellen von Bad Gleichenberg werden nach der derzeitigen Ansicht von vadosen Wässern gespeist, deren Mineralgehalt auf die Auslaugung des Trachyandesit zurückzuführen ist. Juveniler Herkunft dürften nur CO_2 , Cl. und einige seltene Stoffe sein. Vermutlich stammen sie aus Spaltenreservoirren die diese Stoffe langsam abgeben.

Die weitere Fahrtstrecke zum Nephelin-Basanit-Massiv des Seindl bei Klöch führt, vorbei an der Nephelinit-Decke des Stradnerkogels (Deckenerguß während des Dazien) durchwegs durch Ablagerungen des Sarmatien.

Haltepunkt 6: Seindl bei Klöch
Dazien

Längs der Straße auf dem Seindl finden sich zahlreiche Aufschlüsse von Nephelin-Basanit bzw. in den höheren Teilen von Blasenbasalt. Wie die aus den Weingärten stammenden Blöcke zeigen, besteht der höhere Teil des Berges fast ausschließlich aus porösem, schlackigen Basalt mit Zwischenschaltungen von Fladenlava. Es handelt sich hierbei um die Schlackenpanzer von Lavaströmen, die vermutlich einer benachbarten Ausflußspalte entstammen.

Der 424m hohe Seindl wird von einem levantinischen Niveau gekappt. Eine tiefere Verebnung von höchst-levantinischem Alter liegt am Zaraberg in 367m SH (Zaraberg Niveau). Es ist durch das Auftreten mächtiger Rotlehmreste charakterisiert. Zwischen beiden Niveaus liegt etwas unter 400m SH auf der westlichen Vorkuppe des Seindl eine weitere Verebnung, die ebenfalls von Rotlehm bedeckt wird, die von Staublehmen überlagert werden.

Die Rückfahrt nach Graz über Mureck und Leibnitz folgt den quartären Ablagerungen des Murtales.

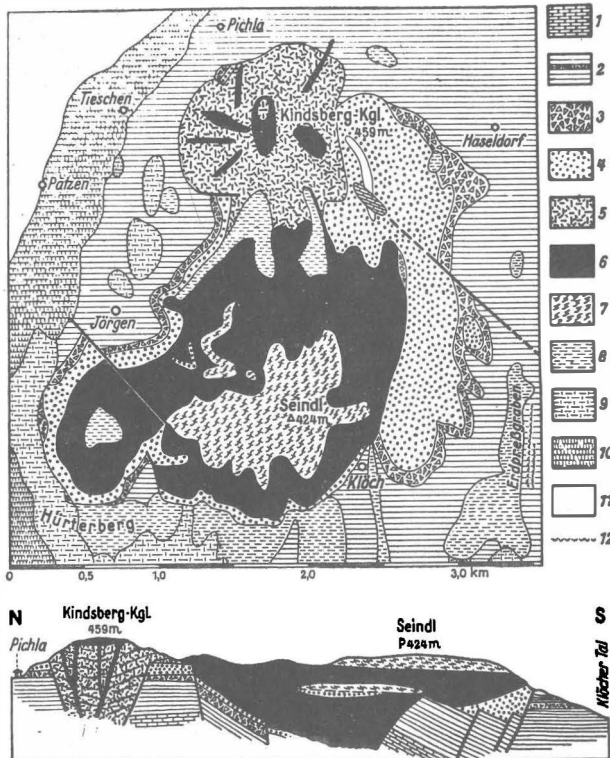


Abb.10 Geologische Kartenskizze und Profil des Basaltmassivs von Klöch (A.WINKLER-HERMADEN 1939)

- 1: Leithakalkscholle im Basalttuff
- 2: Sarmatien
- 3: Jungpannonische Schotter
- 4: Basalttuff
- 5: Basaltische Schlackenagglomerate mit Tuff- und Basaltlaven Zwischenschaltungen
- 6: Fester Basalt
- 7: Oberflächliche Schlackenpanzer übereinandergeflossener Lavaströme
- 8: Zaraberg Niveau (Oberst-Levantin)
- 9: Ältere Pleistozän-Terrassen
- 10: Jüngere Pleistozän-Terrassen
- 11: Holozän
- 12: Größere Rutschungen

G/2 Das weststeirische Neogen (Tab.4)

Fahrtroute: Graz- Weitendorf- Weißenegg- Ziegelei Wagna -
Steinbruch Retznei- Ehrenhausen- Graz.

Die Straße Graz-Wildon führt über die älter-würmzeitliche "Steinfelder Terrasse." Vor der Kainachbrücke bei Wildon wendet sich die Exkursion gegen Westen und erreicht bei Weitendorf den Rand der Kaiserwald Terrasse.

Haltepunkt 1: Shoshonitbruch Weitendorf
Badenien?

Das Vulkangebiet von Weitendorf/Wundschuh tritt nur an seinem Südrand im Steinbruch Weitendorf an die Oberfläche, während der größere Teil von geringmächtigen neogenen und quartären Ablagerungen bedeckt wird.

Aufgrund des Chemismus wurde das Gestein von SCHOKLITSCH dem normal- monzonitischen Magmentypus zugeordnet und als Shoshonit bezeichnet. Ein thermischer Kontakt zu den sedimentären Nachbargesteinen konnte nicht beobachtet werden. Der Shoshonit ist bekannt durch seine reiche Mineralführung einer hydrothermalen Nachphase (Kalkspat, Aragonit, Chalcedon, Natrolit, Harmotom, Heulandit u.a.mehr).

Die Altersfrage ist nicht geklärt. WINKLER verglich das Gestein mit den/jungpliozänen Vulkaniten, während es KOLLMANN und andere dem mittelmiozänen Zyklus zuordneten.

H.HERITSCH versuchte aus der Anordnung der Blasenzüge und Klüfte auf die Fließrichtung zu schließen, wobei er mehrere Ergüsse unterschied.

Die Überlagerung des Vulkanits bildet die Kaiserwald Terrasse, die im Steinbruch in einer Mächtigkeit von etwa 4m abgeschlossen ist. Die über einer schotteruntermengten Basis folgenden Staublehmen werden durch einen Pseudogley-Horizont gegliedert. Falls es sich bei diesem um eine fossile Bodenbildung handelt, würden die tieferen Staublehmen reißzeitliches, die höheren würmzeitliches Alter haben.

Die Unterlage des Vulkanites bilden, in der Steinbruchsohle aufgeschlossen, grauschwarze bis grünlichgraue pyritreiche Tonmergel des unteren Badeniens (Lagenidenzone). PAPP (in FLÜGEL, HAUSER & PAPP 1952) gab folgende Makrofossilien an:

Natica catena heliciana BROCCHI
 Neverita josephina RISSO
 Tibia (Tibia) dentata (GRAT.)
 Nassarius schönni (HOERNES & AUINGER)
 Nassarius aff. laevissimus (BRUSINA)
 Hinia (Uzita) tonsura (HILBER)
 Athlata (Athlata) rarispina HOERNES
 Conus (Lautoconus) subraristriatus (DA COSTA)
 Teinostoma (Teinostoma) woodi (HOERNES)
 Turritella (Haustator) turris badensis SACCO
 Cerithium (Ptychocerithium) procrenatum SACCO
 Arca (Anadara) turonica DUJARDIN
 Saxolucina (Plastomitha) multilamellata (DES.)
 Tellina (Tellina) cf. schönni HOERNES
 Tellina (Tellina) pölsensis HILBER
 Tellina (Tellina) planata LINNÉ
 Tellina (Tellina) cf. strigosa GMELIN
 Tellina (Tellina) lacunosa CHEMNITZ
 Tellina (Tellina) donacina LINNÉ
 Psammobia labordei BASTEROT
 Cardium (Acanthocardia) turonicum MAYER
 Lutraria aff. oblonga GMELIN
 Pecten sp.
 Pitaria (Cordiopsis) islandicoides islandicoides BROCCHI
 Pitaria (Cordiopsis) islandicoides cf. grundensis KAUTSKY
 Brissopsis sp.
 Cinnamomum scheuchzeri (HEER)

An der Grenze zum Shoshonit zeigt das Neogen mechanische Zerlegung und Harnischbildung.

Die Weiterfahrt führt die Exkursion über Wildon zum Steinbruch des Zementwerkes Weißenegg (Perlmooser Zementwerke AG).

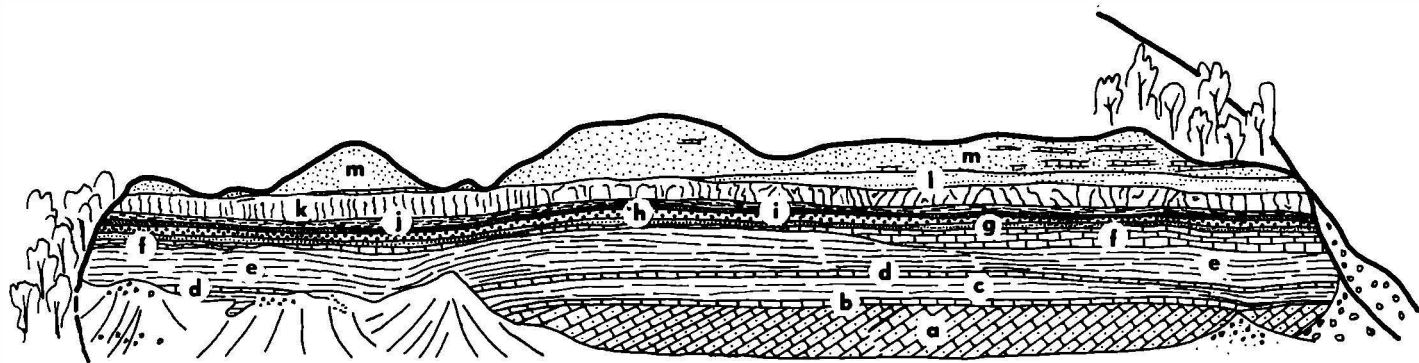
Haltepunkt 2: Steinbruch Weißenegg
 Badenien

Der Bruch wurde von K. KOLLMANN aufgenommen. Im Südostteil (Abb. 11) liegen an der Basis unter 20-25° gegen N und NW einfallende, gelblichweiße, detritäre Nulliporen-Kalke (a),

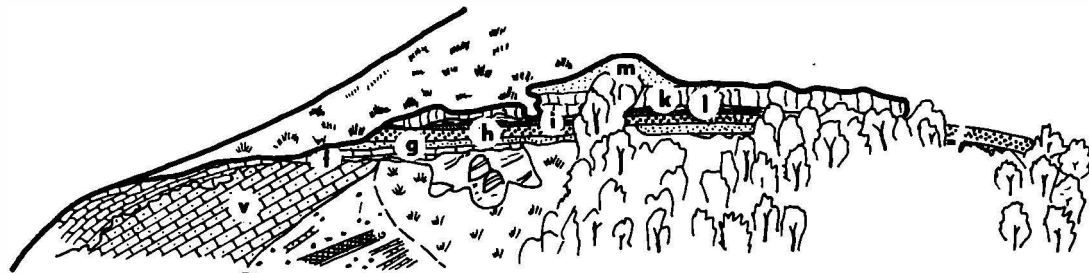
ABB.11

STEINBRUCH - WEISSENEGG

www.geologie.ac.at und www.biologiezentrum.at



SÜDOST-TEIL



NORDWEST-TEIL

die in einzelnen Mergellagen Foraminiferen der Lagenidenzone führen. Sie werden von einem harten Nulliporenkalk (b) mit einer litoralen Makrofauna überlagert. Die darüber aufgeschlossenen Nulliporen-Kalkmergel und Mergelkalke (c und e) und Amphisteginen-Tonmergellagen gehören einer transgressiven Serie an, die das Wachstum der Nulliporen-Kalke unterbrach. Die (b) lithologisch und faunistisch entsprechende Kalkbänke (d) und (f) weisen auf erneute regressivere Tendenz hin. Über (f) folgen tonige, pflanzenführende Feinsande (g), die eine starke Sulfatsalz-Ausblühung zeigen. Sie sprechen für seichtes Wasser und Landnähe. Ihr Hangendes bilden hellgraue Sande (h). Unvermittelt folgt darüber eine geringmächtige Amphisteginen - Tonmergellage (i), die von sandigem Mergel bis mergeligem Feinsand (j) überlagert wird. Die bis 7m mächtige Kalkbank (k) entspricht wieder lithologisch und paläontologisch den Schichten (b), (d), (f). Auch dieser Kalk leitet eine regressivere Phase ein: Über ihm folgen sandige Tonmergel bis Feinsande mit Pflanzenhäcksel und Kohleschmitzen (l) und schließlich mächtige, mittel-bis grobkörnige, in einzelnen Bänken zu Sandstein verhärtete Sande mit Kiesgeröllchen (m und n). Bei ca 70m Aufschlußhöhe ist dieser Serie eine etwa 2m mächtige Nulliporenkalkbank (n) eingeschaltet.

Im NW-Teil des Bruches zeigen die seitlichen Äquivalente der Folge (bis e) eine völlig abweichende Ausbildung. An der Basis treten dünn-schichtige nordwestfallende Tonmergel mit zartschaligen Makrofaunen (o,p), glimmerige Feinsande (q), Tonmergel mit zartschaliger Makrofauna (r), und einer dünnen Lage hellrosa farbiger, sehr harter Nulliporenkalke mit Echinodermaten-Bruchstücken (s) auf. Es scheint sich um ein beckenwärtiges Äquivalent der Haldenkalke (a) zu handeln. Der Kalk (s) wird als Fortsetzung des Nulliporen-Kalkes (b) aufgefaßt.

Der graue Amphisteginen-Mergel (t) und der bankig-knollige Nulliporen-Kalkmergel mit Amphisteginen-Tonmergelzwischenlagen (u) dürfte den Schichtgliedern (c) bis (e) entsprechen.

Das auffallendste Schichtglied ist der schräg geschichtete, unter 20 bis 25° gegen WNW einfallende Haldenkalk (v), der lithologisch kaum von (a) abweicht, jedoch deutlich mit dem Riffkalk verknüpft ist. Im Hangenden dieses Kalkes ist die gleiche Schichtfolge (g) bis (m) wie im SO-Teil des Bruches zu erkennen.

Die Makrofauna besteht u.a. aus Pecten, Arca, Ostrea, Glycymeris, Cardium, Conus, Panopea, Tellina, Pleurotoma, Turritella, Thallasirenen usw. (Mikrofauna siehe Tabelle 3).

Es handelt sich um gegen N und NW über den Haldendetritus vorwachsende Nulliporen-Riff-Platten, wobei nach KOLLMANN die schräg geschichteten Bänke (a) bzw.(o) einer Halde des Unter-Badenien, die Bank (v) des NW-Bruches einer Halde des Mittel-Badenien, die den Kalken (f) des SW-Bruches entsprechen, angehören.

Die Weiterfahrt nach Leibnitz führt vorbei am paläozoischen Grundgebirgsaufbruch von Lebring. Hier treten im Murbett Grüngesteine des Altpaläozoikums der Mittelsteirischen Schwelle unter transgredierendem Badenien zu Tage. Vorbei an Leibnitz erreicht die Exkursion die Ziegelei Wagna.

Haltepunkt 3: Ziegelei Wagna Karpatrien

Die Ziegelei baut mit ca 25° gegen SO einfallende Bänke des Steirischen Schlier (Karpatrien) ab. An Makrofossilien findet sich fast nur Brissopsis sp. Die Mikrofauna (Tabelle 3) ist im tieferen Teil der Schichtfolge artenarm, im höheren etwas artenreicher.

Transgressiv werden, im oberen Teil des Abbaues an der Straße nach Retznei gut aufgeschlossen, die Tonmergel von flach gegen SO einfallenden Sanden, Mergeln und Nulliporen-Kalken des unteren Badenien (Lagenidenzone) überlagert. Die Diskordanz zwischen Karpatrien und Badenien ist Ausdruck der "Steirischen Gebirgsbildungsphase."

Die Weiterfahrt führt durch Ablagerungen des Badenien zum Steinbruch Retznei der Perlmöser Zementfabrik.

Haltepunkt 4: Steinbruch Retznei

Badenien

Der Steinbruch baut ca 60m mächtige Algen- und Korallenkalke ("Leithakalk") der Lagenidenzone ab. Sie bilden ein linsenförmiges Bioherm, welches gegen S und W zu rasch an Mächtigkeit verliert und von Tonmergel des Badenien überlagert wird.

Die Grenze gegen den im Liegenden diskordant unter dem Bioherm aufgeschlossenen Steirischen Schlier bildet ein Geröllmergelhorizont.

An Makrofossilien fanden sich u.a.:

Thalattosirenen petersi ABEL
 Carcharodon megalodon AG.
 Chrysophrys sp.
 Daira speciosa (REUSS)
 Neptunus granulatus M.E.
 Conus (Dendroconus) sp.
 Chlamys latissima (BROCC.)
 Chlamys tournali (SERR.)
 Chlamys gloriamaris DUB.
 Pecten (Amussiopecten) albinus TEPPNER
 Pecten (Flabellipecten) leythajanus PARTSCH
 Pecten (Flabellipecten) besserer ANDR.
 Spondilus crassicosatus IAM.
 Crassostrea gingensis (SCHLOTH.)
 Ostrea (Ostrea) lammelosa BROCC.
 Brachydontes (Septiver) cf. oblitus (MIGHT.)
 Glycymeris (Glycymeris) pilosa (LINNE.)
 Venus (Periglypta) miocaenica MIGHT.
 Venus cf. umbonaria IAM.
 Lithophaga (Lithophaga) avitensis (MAYER)
 Lithophaga (Lithophaga) styriaca (TEPPNER)
 Lithophaga (Lithophaga) taurorugosa (SACCO)
 Saxicava sp.
 Pholadomya alpina alpina MATH.
 Teredo (Phylloteredo) utriculus utriculus GMEL.
 Clypeaster scille DESH.
 Clypeaster airaghi LAMBERT
 Clypeaster gregoryi LAMBERT
 Clypeaster altus KLEIN
 Acanthophyllia ampla (REUSS)
 Stylophora
 Solenastrea sp.
 Cyphastrea sp.
 Goniastrea sp.
 Heliastrea oligophylla REUSS.

Tarbellastrea reussiana (E.H.)
 Stylocoenia sp.
 Lithophyllum ramosissimum (REUSS)
 Archeolithothamnium leithakalki CONTI
 Lithothamnium sp.

Dazu kommen Mikrofaunen (Tabelle 3), die besonders im mittleren Teil des Bruches, wo die Leithakalke detritär entwickelt sind, reichlich gefunden werden können. Diese detritären Nulliporenkalke gehen gegen N in die "Aflenzer Kalksandsteine" über, die in unterirdischen Brüchen (Römerbrüche) abgebaut wurden.

Im südlichsten Teil des Bruches fand sich in den Mergel ein Biotitandesit-Gang.

Über Ehrenhausen erreicht die Exkursion an der Straße nach Gamlitz eine einstige Schottergrube, die die Entwicklung der Leithakalke aus basalen "Leithaschottern" zeigt.

Haltepunkt 5: Schottergrube Ehrenhausen Badenien

Die Basis bilden schräg geschichtete Konglomerate, die von ebenflächig gelagerten Konglomeraten überdeckt werden. Letztere zeigen eine Überkrustung einzelner Gerölle durch Nulliporen. Allmählich geht das Gestein in einen teilweise konglomerierten Kalk über, welcher einzelne dünne Mergelbänke enthält. Die konglomeratischen Leithakalke lieferten zahlreiche Litoralformen (Ostrea, Pecten, Creusia). Die Schotter bestehen aus Quarz-, Kieselschiefer-, paläozoischen Schiefer- und wenigen Kalkgeröllen. Auffällig sind Dazite. Die Gerölle sind meist haselnuß bis nußgroß, aber auch Lagen mit kindsfaustgroße Geröllen kommen vor.

Für die Weiterfahrt nach Leutschach ergeben sich hier nach Zeit und Wetter zwei Möglichkeiten. 1. Die Straße über Gamlitz und den Urlkogel längs der jugoslawischen Grenze oder 2. die direkte Route über den Karnerberg. Erstere Strecke führt fast zur Gänze durch Sande und Tonmergel des Steirischen Schlier, in den einzelne Blockschotter-Rinnen eingeschaltet sind, während die zweitgenannte Route im Hangender

des Steirischen Schlier abschnittsweise durch die Kreuzbergsschotter des Badenien führt. Unter diesem tauchen bei der Abfahrt vom Karnerberg gegen Leutschach die "Leutschacher Sande" des Karpatiens auf.

Im Liegenden dieser Sande können auf der Weiterfahrt gegen Arnfels in den Aufschlüssen rechts der Straße die "Arnfelser Konglomerate" beobachtet werden. Sie stellen das fluviatile Äquivalent des Steirischen Schlier dar.

Von Arnfels aus folgen wir der Straße nach Leibnitz, wobei das Altpaläozoikum des Sausal als Teil der Mittelsteirischen Schwelle gequert wird.

Tabelle 3: Mikrofaunen des Neogen (det. Rohoel-Gewinnungs AG)

Ziegelei Wagner

	a	b	c
Uvigerina bononiensis primiformis PAPP & TURN.	*	*	
Uvigerina graciliformis PAPP & TURN.	*	*	
Melonis soldanii (d'ORB)	*		
Florilus boueanus (d'ORB)	*		*
Florilus communis (d'ORB.)			*
Lenticulina ex aff. inornatus (d'ORB.)	*		
Lenticulina div.sp.			*
Gyroidina neosoldanii BROTZ.	*		
Chilostomella ovoidea REUSS	*		
Bulimina div.sp.	*	*	
Bolivina div.sp.	*	*	
Elphidium div.sp.	*		
Valvulineria complanata d'ORB.	*	*	*
Bathysiphon sp.	*	*	
Bigeneria sp.	*	*	
Textularia sp.	*	*	
Globigerina ex aff. bulloides d'ORB.		*	*
Globigerinoides sicanus (= bisphaericus TODD) STEF.		*	*
Globigerinoides trilobus REUSS		*	
Parelloides dutemplei (d'ORB.)		*	*
Hanzawai lobatulus W.& J.			*
Cibicides cryptomphalus REUSS			*
Amphimorphina hauerina d'ORB.		*	
Amphistegina lessonii (=hauerina) d'ORB.			*
Fursenkoina schreibersiana CZ.			*
Nodosaria div.sp.			*
Ostracoden div.sp.	*		*

- a.) Steirischer Schlier (Karpatrien)
 b.) Aufarbeitungszone (Karpatrien-Unteres Badenien)
 c.) Tonmergel (Badenien-tiefere Lagenidenzone)

Steinbruch Retznei

	a	b	c
Globigerina ex.aff bulloides d'ORB	*	*	
Globigerinoides sicanus (=bisphaericus TODD) STEF.	*	*	
Globigerinoides trilobus REUSS		*	
Bulimina buchiana d'ORB		*	
Cibicides ungerianus d'ORB.		*	
Parelloides dutemplei (d'ORB.)		*	
Dentalina pauperata d'ORB.		*	
Eponides schreibersi d'ORB.		*	
Guttulina austriaca d'ORB.		*	
Gyroidina neosoldanii BROTZ.		*	
Siphonia reticulata CZ.		*	
Uvigerina graciliformis PAPP & TURN.	*		
Uvigerina pygmaea PAPP & TURN.		*	
Lenticulina (Robulus) div.sp.		*	
Marginulina div.sp.		*	
Amphistegina lessonii (=hauerina) d'ORB.			*
Elphidium crispum L.			*
Heterostegina heterostegina praecostata P.& K.			*

	a	b	c
Heterostegina costata costata d'ORB			*
Orbulina ex aff. suturalis BRÖN.			*
Sandschaler	*	*	
Ostracoden div.sp.	*	*	

- a.) Steirischer Schlier (Karpatien)
 b.) Nulliporenkalk (unteres Badenien, Lagenidenzone)
 c.) In b.) eingeschaltete Lagen

Steinbruch Weißenegg, Kollischberg

	a	b	c
Amphistegina lessonii (=hauerina) d'ORB.	*	*	
Cibicides boueanus d'ORB	*	*	
Cibicides cryptomphalus REUSS		*	
Cibicides div.sp.			*
Parelloides dutemplei (d'ORB.)	*	*	
Hanzawaia Lobatulus W.& J.		*	
Elphidium crispum L.			*
Elphidium fichtelianum	*		
Elphidium div.sp.		*	
Eponides schreibersi d'ORB.	*		
Gyroidina neosoldanii BROTZ.	*		
Lingulina costata d'ORB.	*		
Orbulina suturalis BRÖN.	*		
Lenticulina (Robulus) div.sp.	*	*	*
Marginulina div. sp.	*		
Nodosaria div.sp.	*		
Nonion div.sp.	*	*	*
Heterostegina costata costata d'ORB.	*		
Uvigerina ex aff. acuminata HOSIUS	*		
Globigerina ex aff. bulloides d'ORB.	*	*	
Globigerina div.sp.			*
Globigerinoides trilobus REUSS.	*	*	
Globerinoides sicanus (=bisphericus TODD) STF.	*	*	
Asterigerina planorbis d'ORB		*	*
Cancris auriculus F. & M.		*	
Loxostomum digitalis d'ORB.		*	
Reusella spinulosa REUSS		*	
Bolivina div.sp.		*	
Ammonia (Rotalia) beccarii L.			*
Ostracoden div. sp.	*	*	*

- a.) Basale detritäre Nulliporenkalke mit Mergellagen (unteres Badenien, Lagenidenzone)
 b.) Nulliporenkalk-Mergel, Amphisteginen-Tonmergellagen (mittleres Badenien, Sandschalerzone)
 c.) Sandige Lagen im Amphisteginen-Tonmergel (mittleres Badenien, Sandschaler-Zone)

www.geologie.ac.at und www.b...

H. Die Drachenhöhle bei Mixnitz

F.EBNER, Graz & K.EHRENBERG, Wien

Geologie und Morphologie der Drachenhöhle (F.EBNER).

Ein großer Teil der Gesteine des Grazer Paläozoikums ist verkarstungsfähig ("Grüner Karst"). Zu den Erscheinungen dieses Karstes gehören zahlreiche Höhlensysteme. Sie sind häufig an Verebnungsflächen gebunden. Im Bereich des Hochlantsch treten derartige niveaubeständige Horizontalhöhlen erstmals in einer SH zwischen 950 und 980m auf. Ihnen gehört auch die Drachenhöhle an. Sie sind hier an das oberpannone Trahüttner Niveau gebunden.

Die Drachenhöhle liegt in einer breiten NO/SW-streichenden Mulde der den Rötelstein aufbauenden Hochlantschkalke. Dieser wird an der Südflanke der Mulde von den Calceolaschichten und Kalkschiefern unterlagert (vgl.Grazer Paläozoikum).

Die Höhlenmorphologie zeigt Abbildung 1. Der Höhlentunnel hat eine Länge von 542m und erstreckt sich in OW-Richtung. Diese Richtung wird durch das annähernde Zusammenfallen der Bankung der Kalke mit teilweise offenstehenden OW-Spalten, die in regelmäßigen Abständen von ca 100m das Gebirge durchziehen, bestimmt. Ein zweites Kluftsystem, bestehend aus einem Bündel sich schneidender NS-Klüfte kreuzt das erstgenannte System.

Die Ausgestaltung der Höhle läßt auf eine Durchflutung von O gegen W schließen. Fast in allen Teilen der Höhle sind Auskolkungen anzutreffen, die aus dieser Periode stammen. Dieses "Drachenhöhlen-Flußsystem" wird auf das o.g. Trahüttner Niveau als Erosionsbasis bezogen. Die Fortsetzung dieses Systems findet sich weiter östlich in einem Taltorso am Buchebensattel. In westlicher Fortsetzung treffen wir am rechten Murufer am Schiffal in entsprechender Höhenlage Höhlenportale an, die möglicherweise ebenfalls diesem Flußsystem zuzurechnen sind.

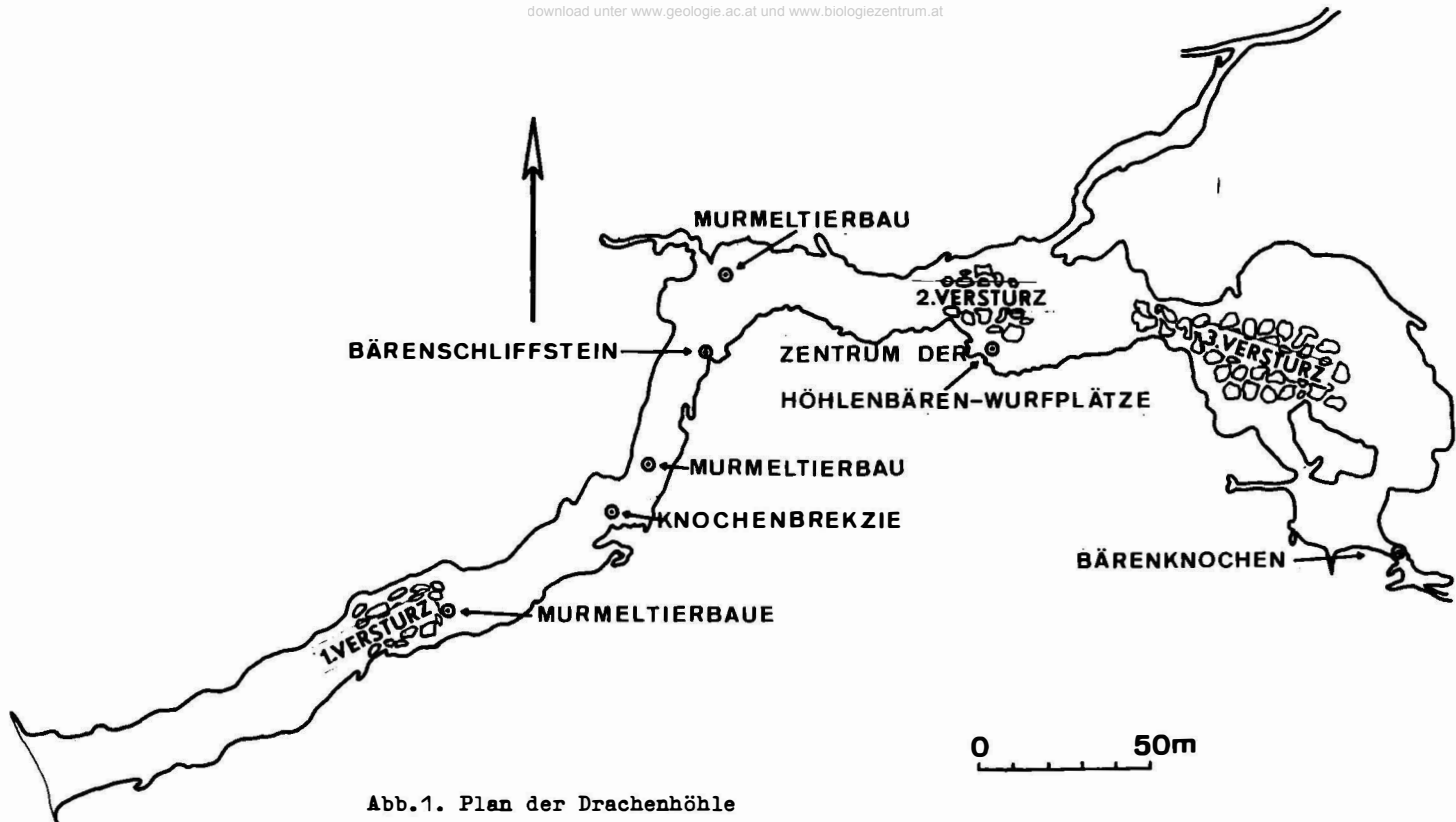


Abb.1. Plan der Drachenhöhle

Die Höhle wird durch Verstürze an den Scharungspunkten o.g. Kluftsysteme in mehrere Felder, die mit erdigen Sedimenten bedeckt waren, gegliedert. Als älteste Verstürze werden der dritte und die tiefsten Teile des ersten Versturzes angesehen. Auch der zweite Versturz ist mehraktig. Der tiefste Teil hängt mit dem dritten Versturz zusammen und wird von den darüberliegenden Blockmassen durch Phosphaterde getrennt. Der höhere Teil des ersten Versturzes wird als der jüngste angesehen.

Nach WINKLER-HERMADEN 1957 dürften die hydrographischen Verhältnisse durch orogenetische Bewegungen zwischen Pannonien und Dazien derart gestört worden sein, daß es im Gefolge zur Bildung eines neuen tieferen Niveaus ("Hochstradner-Niveau") kam. Damit wurde das Drachenhöhlen-Flußsystem inaktiv.

Die Höhlensedimente umfassen ausschließlich jünger-pleistozäne Ablagerungen. Generell können wir zwischen älteren warmzeitlichen, vermutlich Riss-Würm interglazialen und würmzeitlichen glazialen Ablagerungen unterscheiden. Beide werden voneinander durch eine Sinterplättchenschicht getrennt (Abb.2).

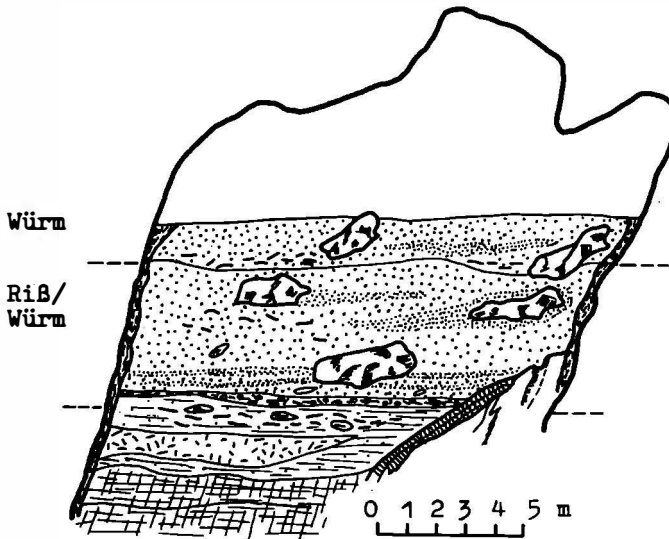


Abb.2. Profil durch die Drachenhöhle.

Die älteren Ablagerungen bestehen vorwiegend aus roten Lehmen und Schottern, die von phosphorhaltigen Sanden und Tonen mit Einschaltungen von Knochenbreccien überlagert werden. Über der Sinterplättchenschicht folgen Phosphaterden und Phosphatlehme. Kalkschutteinlagerungen sind in den wärmzeitlichen Schichten häufig.

Für die nach dem 1. Weltkrieg abgebauten Phosphorite wurde der Name Chiropteriit vorgeschlagen. Es handelt sich im wesentlichen um fossile Fledermausguano. Mineralogisch stellte WALITZI 1966 Dahlit (Karbonat-Hydroxyl-Apatit) fest. Tabelle 1 zeigt einige Analysen des Materials. Daraus geht hervor, daß die chemische Zusammensetzung der Sedimente sehr ungleich ist. Dies hängt nicht zuletzt mit diagenetischen Vorgängen zusammen. Die Art derselben und damit das Entstehungsprodukt war dabei stark vom Klima abhängig.

Tabelle 1: Analyse pleistozäner Phosphaterden der Drachenhöhle.

Probe Nr.	1	2	3	4
Gew. %				
SiO ₂	26,84	37,84	74,02	15,68
TiO ₂	0,69	0,69	0,80	0,52
Al ₂ O ₃	1,96	10,94	12,51	17,90
Fe ₂ O ₃	4,93	5,66	3,40	4,32
FeO	-	-	-	0,43
MnO	sp.	0,11	-	sp.
CaO	32,12	19,62	1,78	1,80
K ₂ O	0,38	0,63	0,43	0,42
Na ₂ O	0,06	0,10	sp.	sp.
MgO	0,30	0,17	0,42	0,82
P ₂ O ₅	25,02	17,40	3,99	24,50
H ₂ O +	6,02	6,44	2,89	33,53
CO ₂	2,01	0,89	0,35	sp.
	100,33	100,49	100,59	99,92

Ausgrabungen und Funde (K.EHRENBERG).

Die Ausgrabungen (1920 bis 1923) wurden während des 1. Weltkrieges im Rahmen der vom K.k. Ackerbauministerium durch R.WILLNER angeregten "Höhlendüngeaktion" in die Wege geleitet. Der systematische Abbau der bis maximal 12 m mächtigen Ablagerungen, ihr paläontologischer und prähistorischer Gehalt, sowie die ausgezeichnete Zusammenarbeit zwischen der Werksleitung (J.SCHADLER) und den Mitgliedern der staatlichen Höhlenkommission (Bundesdenkmalamt, Akademie der Wissenschaften, Wiener Universitätsinstitute) führten zu Ergebnissen, die damals vielfach erstmalig waren und zum Teil auch einmalig geblieben sind. Sie haben wesentlich dazu beigetragen, daß die Speläologie zu einer selbstständigen Disziplin geworden ist.

Das Vorkommen der Fossilreste war auf die phosphathältigen Ablagerungen beschränkt. Zähne und Knochen zeigten eine ungleichmäßige Verteilung: stellenweise Anhäufungen in den basalen Lagen besonders durch Verfrachtung mit Frachtsonderung (z.B. Höhlenbären- Eckzahn- Anhäufungen), in den höheren vornehmlich biologisch bedingt (z.B. Wurfplätze der Höhlenbärinnen, Eulengewölle, menschliche Mahlzeitreste)- standen weite Teile mit spärlicher bis mangelnder Fossilführung bzw. Fossilerhaltung gegenüber.

Wechselnd war auch die durch Verfärbungen, Sinterkrusten und mancherlei chemische Zerstörungen gekennzeichneten Erhaltungsformen der Fossilien. Sie ließen auch Zusammenhänge mit der Festigkeit der Knochen, mit den in den einzelnen Schichtlagen wechselnden Umsetzungsvorgängen, wie dem ebenfalls schwankenden Feuchtigkeitsgehalt erkennen.

Nach dem paläofaunistischen Inhalt ist die Höhle als typische Bärenhöhle zu bezeichnen. Die während der Grabung geförderten fast 250.000 kg fossiler Knochen und Zähne, von denen sich etwa 4.000 kg für eine genauere wissenschaftliche Untersuchung eigneten, stammen fast ausschließlich vom Ursus spelaeus. Ihre Bearbeitung ließ, nicht zuletzt Dank der regelmäßigen sorgfältigen Fundaufzeichnungen, wesentliche Aufschlüsse hinsichtlich Bau und Lebensweise, onto- wie phylogenetischer Entwicklung des Höhlenbären erbringen.

Zu seiner Blütezeit (s.u.) erreichte der Mixnitzer Höhlenbär beachtliche Ausmaße: Er wurde um gut ein Drittel größer als

sein Vetter, der Braunbär. Besonders im vorderen Körperabschnitt war er plumper und massiger, während Beckenweite und Unterschenkellänge kaum über Braunbärenmaße hinausgingen. Obwohl zu den Carnivora gehörig, war er biologisch kein Raubtier, sondern ein Allesfresser, in dessen Diät harte pflanzliche Kost, vor allem Gräser, eine wesentliche Rolle gespielt haben dürften. Konstruktionsmerkmale des Schädels, die Mechanik des Kiefergelenkes und besonders der Bau, sowie die ungewöhnlich starke Abnutzung der Zähne, die mit der häufigen Bloßlegung der Pulpa ihrerseits wieder die Voraussetzung für die nicht ganz seltenen Fälle odontogener Kiefererkrankungen schuf, sind dafür eindeutige Belege. Zusammen mit mancherlei Mißbildungen (Zahnkeimverlagerungen, überzähligen Zahnkeimen usw.) bekunden sie auch ein gewisses Mißverhältnis zwischen Bau und Beanspruchung des Kauapparates.

Zahlreiche Jungtierreste ließen den Ablauf der Ontogenese erstmals genauer verfolgen. Von dem kaum rattengroßen Neonant Stadium an - die Jungenzahl pro Wurf scheint in der Regel nicht mehr als zwei betragen zu haben, die Setzzeit war wohl wie bei den braunen Bären der Gegenwart der Winter- erwies sich die Ontogenese als ausgesprochene Rekapitulationsentwicklung, indem der Schädel ein arcto- bzw. estruscoides und ein deningeroides "Ahnen" - Stadium durchlief. Gleichmäßige, fast völlige Lücken zwischen etwa ein- und dreiviertel- sowie, minder deutlich, zwischen ein- und eindreivierteljährigen Jungtieren, also den Entwicklungsstufen der ersten Sommer entsprechend, lassen darauf schließen, daß die Drachenhöhle den Höhlenbären vornehmlich als Platz des Winterschlafes bzw. der Winterruhe gedient hat. Der Zahnwechsel führte wegen der ihn begleitenden Disproportion zwischen Zahn- und Kiefergröße zu einer vorübergehenden Minderung der Funktionstüchtigkeit des Kauapparates, womit die zahlreichen Krankheits- und Todesfälle um einjähriger, eben gewisse sekundäre Geschlechtsmerkmale entwickelnder Jungtiere im Zusammenhang stehen dürften.

Außer Zähnen und Knochen sind auch Fährten und Schiffe in der Drachenhöhle überliefert worden. Ihr Studium hat den "Wechsel" der Höhlenbären in der Höhle ausmachen und weitere Einzelheiten

ihrer Lebensgewohnheiten ermitteln lassen.

Vor allem aber haben der für Wildtiere ungewöhnliche Hundertsatz an pathologischen Knochen und Zähnen, an im jugendlichen Alter eingegangenen Bären sowie das ungewöhnliche Ausmaß morphologischer Variabilität seinerzeit überrascht. Man glaubte hierin Domestikations- bzw. Degenerationserscheinungen zu erblicken und K. LORENZ hat 1959 den Höhlenbären als das einzige Säugetier außer dem Menschen bezeichnet, das sich selbst domestizierte. Für diese Auffassung war von besonderer Bedeutung, daß in den vorerwähnten, wie in weiteren Eigenschaften im Laufe der wohl Jahrtausende währenden Besiedlung der Höhle Veränderungen zu erkennen waren.

Der Höhlenbär der basalen Schichtlagen war nicht der typische spätere Höhlenbär. Er ähnelte noch durch primitive Züge dem unmittelbaren Vorfahren, dem alt- bis mitteleozänen *Ursus deningeri* und das (besonders an Eckzähnen im ganzen gut ermittelbare) Verhältnis zwischen Männchen und Weibchen betrug 1:1. Erst in den mittleren Schichtlagen erhielt der Höhlenbär das typische Gepräge, begann sich auch mehr und mehr die morphologische Variabilität bemerkbar zu machen, die etwa neben Schädeln mit mehr doggen- oder schäferhundartigen Proportionen auch solche mit eher mops- oder bulldoggähnlichen unterscheiden ließ. Gleichzeitig verschob sich das Verhältnis der Geschlechter über 2:1 bis zu 3:1 zugunsten der männlichen Tiere, nahmen die nicht durch Verletzungen bedingten Krankheitsfälle, sowie die Mißbildungen zu, bis schließlich in den obersten Schichtlagen ausgesprochene Zwergformen auftraten. So konnte also gleichsam die Geschichte der Mixnitzer Höhlenbären von noch vorfahren-ähnlichem Anfang über die Blütezeit bis zum Erlöschen in seltener, ja einmaliger Vollständigkeit verfolgt werden; eine Geschichte, die, wie die Begleitfauna trotz ihrer Spärlichkeit dazwischen, in einer kühleren Phase einsetzte, in der folgenden jungpleistozänen Warmphase mangels den Artbestand bedrohender Feinde optimale Lebensbedingungen ihren Höhepunkt erreichte, dann aber, als infolge des Überwiegens der Männchen wohl auch schwächliche bzw. kränkliche Weibchen zur Paarung gelangten und die damit verbundene Minderung der natürlichen Auslese zum Auftreten von Ent-

artungserscheinungen führte, nach neuerlichem Kältevorstoß ihr Ende fand, wobei freilich auch das erwähnte Mißverhältnis zwischen Bau und Beanspruchung der Zähne eine gewisse Rolle gespielt haben mag.

Die pleistozäne Begleitfauna umfaßt: *Panthera spelaea*, *Canis lupus*, *Gulo europaeus*, *Ibex aff. albinus*, ? *Sus scrofa*, *Bos primigenius*, wahrscheinlich - Alter nicht ganz gesichert - auch *Capreolus capreolus*, *Martes martes*, *Rupicapra rupicapra* und *Ursus arctos* als Großsäuger; dann das eiszeitliche Murmeltier ~~und -S.T. aus~~ Eulengewöllen stammend- *Sorex minutus*, *Talpa europaea*, *Myotis mystacinus*, *M. nattereri*, *M. bechsteinii*, *M. mixnitzensis* n.sp. *Eptesicus nilsonii*, *Plecotus abeli* n.sp. *Barbastella schadleri* n.sp. *Glis glis*, *Evotomys glareolus*, *Microtus nivalis.*, *Pitymis ? sp.?* *Apodemus sylvaticus* als Kleinsäuger; endlich *Accipiter nisus*, *Pyrrhocorax alpinus* *Colaeus monedula*, *Pica caudata*, *Garrulus glandarius*, *Nudifraga caryocatactes*, *Monticola saxatilis*, *Parus coeruleus*, *Lanius sp.*, *Dentrocopus leucotus* aus der Klasse der Aves. Obwohl diese Begleitfauna kaum viel mehr als ein Prozent der Funde zugehören, waren sie in mehrfacher Hinsicht von Bedeutung. Einmal durch die zahlreichen Fledermausformen, die ja neben *Ursus spelaeus* als Phosphatlieferanten in Betracht kommen; 2. durch die teils ausgesprochen kälte- bzw. wärmeliebenden Arten und ihre stratigraphische, die erwähnten klimatischen Änderungen anzeigende Verteilung; 3. weil sich vom Murmeltier außer Knochen und Zähnen erstmals fossile Baue und Exkremente fanden, wobei die Baue den Sommerbauen von *Marmota bobac*, die Knochen aber *M. marmota* entsprachen, was für eine Bewertung als *M. primigenia* (*Arctomys primigenius*) zu sprechen scheint.

Neben der pleistozänen Begleitfauna gab es auch postpleistozäne Tierfunde. So sollen sie ebenso nur der Vollständigkeit halber erwähnt werden, wie die Streufunde aus Jungsteinzeit und Metallzeit. Sehr wesentliche prähistorische Funde stammen hingegen aus dem Eiszeitalter. Es handelt sich um die Höhlenbären-Jägerstation. Sie wurde 325m vom Höhleneingang in völliger Finsternis am Westfuß des zweiten Versturzes entdeckt. Die Wahl

dieser außergewöhnlichen und unerwarteten Lage war wohl, gleich der der Wurfplätze der Höhlenbärinnen in der Nachbarschaft, durch die hier austretende einzige Quelle im Höhlengebiet und seiner näheren Umgebung bedingt, eine Quelle, an der auch der durch die Schliffe erkennbare Wechsel der Höhlenbären vorbeiführte. Die Station, deren Boden ein Kalkplattenpflaster aufwies, ließ bei insgesamt bis 50cm Mächtigkeit eine Hauptkulturschicht, eine Zwischenschicht und eine von der die erwähnte warme Phase repräsentierenden "Sinterplättchenschicht" überlagerte obere Kulturschicht unterscheiden. Die Steinartefakte fast ausschließlich aus Quarzit sind in Scheibenschlagtechnik hergestellt und umfassen im Wesentlichen Schabertypen, die eindeutigen Knochenartefakte sind sehr spärlich. Die Mahlzeitreste deuten auf hauptsächlich jugendliche Höhlenbären als (wohl auch besonders im innersten Höhlenteil erlegte) Jagdbeute. Von G.KYRLE wurde die Station der protolithischen Knochenkultur bzw. ihrer als alpidisches Paläolithikum bezeichneten Sonderfazies eingereiht.

www.geologie.ac.at und www.b...

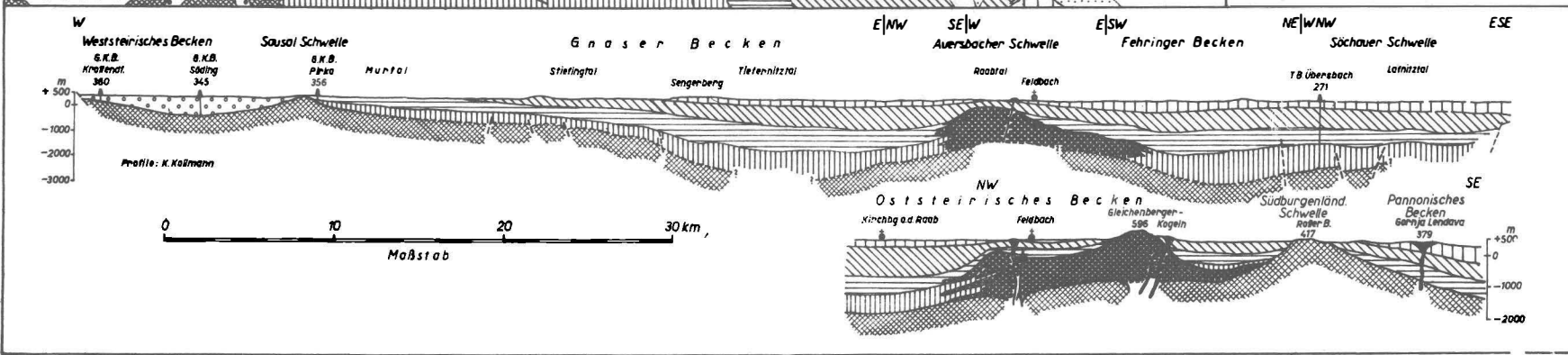
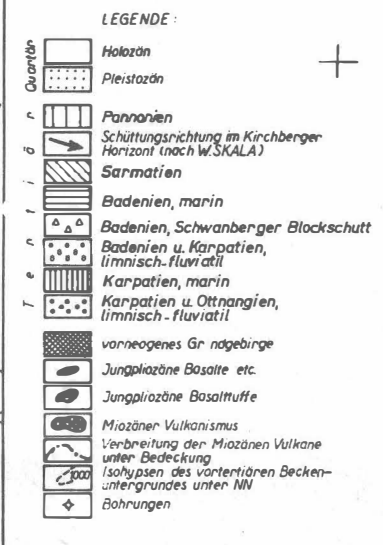
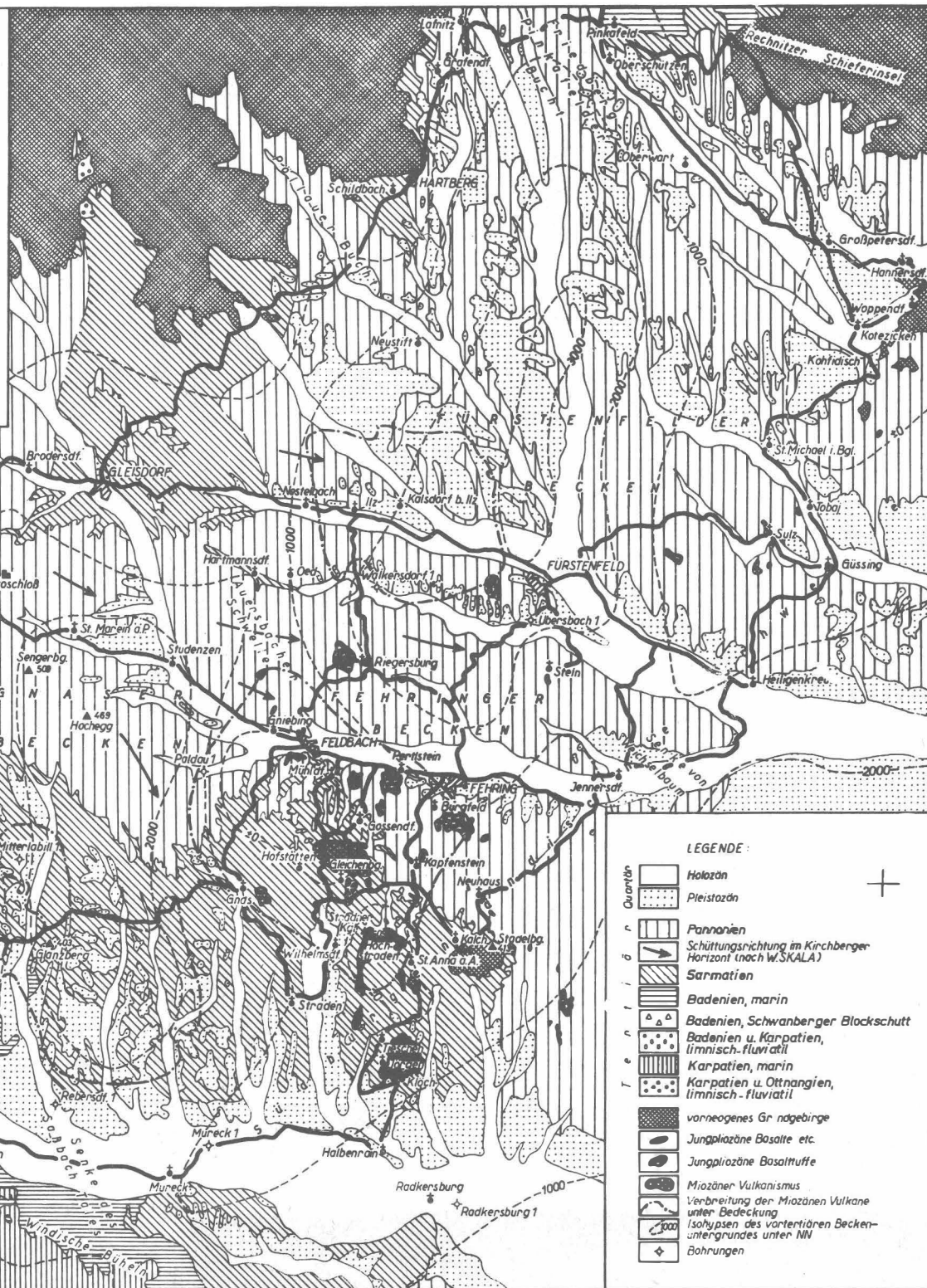
I n h a l t

FLÜGEL, H.W. & GRÄF, W., Vorwort	3
FLÜGEL, H.W., Das Karbon von Nötsch	9
FENNINGER, A. & SCHÖNLAUB, H.P., Das Paläozoikum der Karnischen Alpen	10
KRYSTYN, L. & SCHÖLLNBERGER, W., Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes	61
FRITZ, A., Paläobotanische Exkursion	107
FLÜGEL, H.W., Das Paläozoikum von Graz	117
BACHMAYER, F. & ZAPFE, H., Kohfidisch	141
CSASZAR, G., HAAS, J., MESZAROS, J. & SZABO, I., Bakony-Gebirge (Ungarn)	149
FLÜGEL, H.W., Das Steirische Neogen-Becken	199
EBNER, F. & EHRENBERG, K., Die Drachenhöhle bei Mirknitz	229

Geologische Karte des steirischen Beckens

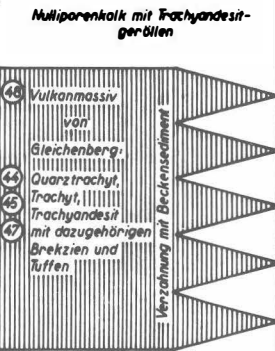
Entw. von
H.FLÜGEL

nach Arbeiten von K.Kollmann und A.Winkler-Hermaden.



		GNASER BECKEN		AUERSBACHER SCHWELLE		FÜRSTENFELDER BECKEN		PINKAFELDER BUCHT		SÜDBURGENLÄND. SCHWELLE		
DAZ					Postbasaltische Schotter						Postbasaltische Schotter	
		50 Basalte, Basalttuffe und Tuffite	39 Basalte, Basalttuffe und Tuffite	39 Basalte, Basalttuffe und Tuffite	Präbasaltische Schotter					32 Basalte, Basalttuffe und Tuffite	Präbasaltische Schotter	
PANNON	Ober-	Zone H							Süßwasserkalk von Kalfidisch			
		Zone G		45 Schotter des Mühlsteinbruchs	39 Schichten von Jennersdorf	Schichten von Taborer Schotter						
		Zone F							Kohle von Oberneuberg			
	Mittel-	Zone E					37 Kohle von Henndorf		Schichten von Stegersbach	Fauna v. Oberndorf		
		Zone D					Schichten v. Loipersdorf u. Unt. Lamm			Fauna v. Stegersbach		
	Unter-	Zone C	24 Hangendserie mit Kies u. Schotter		36 Hangendserie		Hangendserie					
			Schneffl Schotter		Karvaburger Schotter		Schotter v. Riegersburg					
		Zwischenserie		Zwischenserie		Zwischenserie						
			Kirchberger Schotter		Kirchberger Schotter		Schotter					
			Zwischenserie		Zwischenserie		38 Zwischenserie					
		Kapfensteiner Schotter		37 Kapfensteiner Schotter		Kohle von Itz		27 Kapfensteiner Schotter			Kapfensteiner Schotter	
						Kapfensteiner Schotter						
	Zone B		Obere Kohlenführende Serie von Weiz etc.	36 Tonmergel und Sand mit <i>Congeria arnithopsis</i>		Kalsdorfer Schichten		28 Geschichtete Tonmergel mit armer Fauna, Schichten mit <i>Congeria arnithopsis</i> , Tonmergel mit <i>Congeria bonatica</i> , Sand mit <i>Melanopsis impressa</i>			Geschichtete Tonmergel Schichten mit <i>Congeria arnithopsis</i> (Ostracodenmergel)	
SARHAT	Ober-	Zone des fossilarm	23 Untere Kohlenführende Serie von Weiz, Bleisdorfer Schichten		Kohle von Feldbach	43 Sande und Tone					Tonmergel, Sand, Schotter, Kohle	
		Manion fossilreich	48 Wechsel von Ton, Tonmergel, Sand, oolith. Kalksandstein mit reicher Makro- und Mikrofauna		Ton, Tonmergel, Sand, oolith. Kalksandstein		Tone und Sande		25 Schichten von Hartberg und Schildbach		33 Kalksandstein, z.T. oolithisch Sand, Tonmergel	
		granos. (d'ORB.) sehr fossilarm	52 Ton, Tonmergel mit armer Fauna									
		51 Carintischer Schotter (Kalkgerölle)										"Bändermergel" im Raume von St. Anna a. Aigen
	Mittel-	Zone des Elphidium hauerinum (d'ORB.)										
Unter-	Zone des Elphidium reginum (d'ORB.)											
TORTON	Ober-	Cibicides-Rotalia-Zone										
	Mittel-	Butimina-Bolivina-Zone		Tonmergel, Sand, Sandstein, selten Mulpiporenkalk								
		Sandschalen-Zone										
	Unter-	Lageniden-Zone										
HELVET s. L.	Karpat	Marine und limnisch-fluviatile Ablagerungen										
	Helvet s. str.	Limnisch-fluviatile Ablagerungen ohne Vulkanite										
GRUND- GEBIRGE												

Wahrscheinlich stark reduzierte Schichtenfolge des höheren Torton und tieferen Sarhats



Schotter von Pinkafeld und Wiesfleck

Marine Hangendmergel, Sand, Schotter

Marine Sande u. Tonmergel von Pinkafeld

26 "Toucheur Schichten" Marine Sande u. Schotter von Wiesfleck mit Mulpiporenkalk-Einschlüssen

Kohle von Touchen und Schreibersdorf

39 Sinnersdorfer Konglomerate mit Andesit-Tuff u. Bentonit

Vulkanische Gesteine

Paläozoikum und Kristallin

Kristallin

Paläozoikum von St. Anna am Aigen

Das Weststeirische Neogen-Becken (Tabelle 4)

download unter www.geologie.ac.at und www.biologiezentrum.at

