

Sedimentologie und Paläogeographie eines eozänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg (Österreich)

VON RUDOLF VOGELTANZ, Salzburg *)

Mit 14 Abbildungen, 3 Tabellen und 5 Tafeln sowie 2 Falttabellen als Beilagen.

Inhalt

Zusammenfassung	374
Summary	375
A. Topographische Übersicht über das Untersuchungsgebiet	375
B. Zur Erforschungsgeschichte des Untersuchungsgebietes	377
C. Arbeitstechnisches	378
D. Sedimentologie	379
1. Allgemeine Bemerkungen	379
2. Die Gesteine	380
a) Die Roterz-Schichten	381
MF-Typ Ro 1 a	382
MF-Typ Ro 1 b	385
MF-Typ Ro 2 a	388
MF-Typ Ro 2 b	389
b) Die Mittel-Schichten	390
MF-Typ Mi 1	392
MF-Typ Mi 2	392
MF-Typ Mi 3	395
c) Die Schwarzerz-Schichten	396
MF-Typ Sc 1	397
MF-Typ Sc 2	397
MF-Typ Sc 3	398
MF-Typ Sc 4	399
MF-Typ Sc 5	401
MF-Typ Sc 6	402
3. Zusammenfassende Beschreibungen	403
a) Die Biogene	403
Foraminifera	404
Anthozoa	406
Bryozoa	406
Brachiopoda	407
Vermes	407
Mollusca	407
Echinodermata	408
Vertebrata	408
Phycophyta	409
Spermatophyta	409

*) Anschrift des Verfassers: Dr. R. VOGELTANZ, Geol. Abteilung, Haus der Natur, Museumsplatz 5, A-5020 Salzburg, Österreich.

b) Ergänzende Bemerkungen über Makrofossilien	410
c) Ergebnisse der Tests auf Bitumina	410
d) Ergebnisse der Tests auf radioaktive Substanzen	411
E. Interpretation der Ergebnisse	411
1. Allgemeine Bemerkungen	411
2. Der Ablagerungsraum	411
a) Salinität	411
b) Wassertiefe	412
c) Temperatur	415
d) Redox-Potential	416
e) pH-Verhältnisse	417
f) Intensität der Wasserbewegung	417
g) Zusammenfassung	418
3. Paläogeographie	419
a) Beeinflussung durch organogene Bauten	420
b) Beeinflussung durch Festland	425
c) Zusammenfassung	429
F. Literaturverzeichnis	435
1. Regionale Literatur	435
2. Sedimentologische Literatur	437

Zusammenfassung

Die unter- bis mitteleozänen Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten im Südhelvetikum von Salzburg sind grob- bis feinarenitische, marine Sedimente mit lokaler terrestrischer Beeinflussung. Die in 13 Mikrofazies-Typen aufgliederbaren Gesteinsgruppen umfassen Nummuliten-Kalkarenite, Quarzarenite und Limonit-Oolithe. Sie wurden nach einer durch die Phase Laramisch 3 verursachten Schichtlücke im Höheren Ilerdium über dem paleozänen „Unteren Lithothamnienkalk“ bzw. dessen faziellen Vertretern abgelagert, ihre Sedimentation verlief unter mehrmaligem, epirogenetisch bedingtem Auftauchen über den Wasserspiegel.

Der lange und schmale helvetische Ablagerungsraum erstreckte sich in ENE-WSW-Richtung und stellte einen meist vollmarinen, flachen, gut durchlüfteten, schwach alkalischen, epikontinentalen Bereich dar. Im Norden war er durch die „Intrahelvetische Schwelle“ (HAGN 1952) archipelartig begrenzt, deren flache, buchtenreiche Sandküste in erster Linie als Schuttlieferant für die untersuchten Gesteine in Frage kommt. Ein ausgedehntes Sublitoral mit teilweise fluviatiler Beeinflussung erstreckte sich gegen Süden und ging allmählich in einen lagunären Bereich über. Daran schlossen sich organogene Flachwasserbänke, die hauptsächlich aus Lithothamnien- und Bryozoen-Skeletten zusammengesetzt waren und vereinzelt kleine Korallenriff-Knospen trugen.

Diese Bänke setzten auf wiederum archipelartig verstreuten Grundgebirgs-Inseln auf, welche zur „Prävindelizischen Inselfschwelle“ (REIS 1896, TRAUB 1953) gehörten. Um die Inseln herum war eine lokale Verzahnung von Vor- und Hinter-„Riff“-Sedimenten möglich. Die gesamte zuletzt beschriebene Zone ist in Form von Schuttkalken erhalten.

Südlich anschließend erstreckte sich das nordultrahelvetische Becken mit Eintiefung gegen Süden, in dem die pelagischen Sedimente der Bunt-

mergelserie abgelagert wurden. Im Hangenden des untersuchten Schichtkomplexes stellen sich mit dem obereozänen Stockletten ebenfalls pelagische Verhältnisse ein, was die von HAGN (1960) im bayerischen Helvetikum festgestellte Fazies-Wanderung in S-N-Richtung bestätigt.

Ein Hauptmerkmal der Sedimentation der behandelten Gesteine ist das Übergewicht der zerstörenden Faktoren gegenüber den aufbauenden. Neben der destruktiven Tätigkeit verschiedener Lebewesen ist hierfür die durch Boden-Oszillationen verursachte Abrasion verantwortlich gewesen. Dabei entstand eine eindrucksvolle, sublitorale *Schuttlandschaft* von beträchtlicher flächenhafter Ausdehnung.

Summary

The lower to middle eocene „Roterz-“, „Mittel-“, and „Schwarzerzschichten“ from the Salzburg Helvetic Zone are coarse to fine arenitic, marine sediments with terrigenous influence. After a discontinuity during the Upper Eocene (Laramian phase No. 3) the rocks lay on the Lower „Lithothamnienkalk“, an algal rock of Paleocene age.

The long and narrow sedimentary basin extended in ENE-WSW, and there were oxidized and weakly alkaline conditions in it. The northern boundary of the basin was the „Intrahelvetische Schwelle“ (= Intrahelvetic Rise, after HAGN 1952), which had a flat and sand covered beach, rich of bays. This rise was the main source of quartz in the rocks. South from it there was a widely spread littoral zone with local fluviatile influence. A lagoon-like zone followed now gradually, and furthermore there is supposed a carbonate platform with small coral patch reefs and algal cementation seawards. Beyond those platforms, which had been destructed by organic and mechanical agents before final sedimentation, there were small crystalline islands with terrigenous vegetation, which belonged to the „Prävindelzische Inselschwelle“ (= Rise between the Helvetic and the Ultrahelvetic basins, after REIS 1896, and TRAUB 1953).

The islands were surrounded by sometimes indenting fore and back „reef“ sediments. The coloured marls of the „Buntmergelserie“ (= Northern Ultrahelvetic Zone) are supposed to be the basin sediments of the Helvetic sublittoral zone, though they lay in tectonic contact to the Southern Helvetic Zone today.

In consequence of the facies migration in the „Helvetikum“ from South to North, which was considered in Bavaria by HAGN (1960), pelitic sediments called „Stockletten“ follow the „Schwarzerz-Schichten“ in Upper Eocene, which means a deeper basin than in the earlier times.

One of the most significant marks of sedimentation is the preponderance of the destructive sedimentary factors over the constructive ones, the result of which is an impressive sublittoral rubbish landscape of great dimension.

A. Topographische Übersicht über das Untersuchungsgebiet (Abb. 1)

Die Helvetische Zone oder das Helvetikum streicht im Nordzipfel des österreichischen Bundeslandes Salzburg als etwa 13,2 km lange und

(bei Nußdorf) höchstens 3,2 km breite, selbständige tektonische Einschaltung zwischen der nördlich gelegenen Molasse- und der südlich gelegenen Flysch-Zone mit der generellen Streichrichtung ENE—WSW.

Die Aufschlüsse des in drei tektonische Teilstreifen gliederbaren Helvetikums (HAGN 1954, 1960) liegen inselförmig im Schuttmeer pleistozäner Moränen; die in dieser Arbeit behandelten Schichtglieder gehören dem Südhelvetikum an, dem mittleren der drei tektonischen Teilstreifen. Aus Platzgründen scheint in der Abb. 1 das tektonische Fenster helvetischer Gesteine am Südrand der Flysch-Zone — am Heuberg — nicht mehr auf, wurde jedoch untersucht.

Bezüglich seiner topographischen Lage wird auf PREY (1964) bzw. auf die geologische Umgebungskarte von Salzburg 1 : 50.000 (zusammengestellt von PREY, erschienen bei der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1969) verwiesen.

Nach G. GÖTZINGER (1936, S. 87) treten die Schichtglieder im Gelände infolge selektiver Glazial-Exaration bzw. -Erosion meist deutlich hervor, und zwar an Hängen als „mauerähnliche Formen“ und in den Gräben als Steilstufen, über die meist die Oberflächengerinne herabstürzen (z. B. Wildenkar im Teufelsgraben, Graben bei Gimelsberg).

Es wird in diesem Abschnitt nicht auf die Topographie der beprobten Profile eingegangen, um die Übersichtlichkeit nicht zu beeinträchtigen. Alle diesbezüglichen Daten sind aus der Falttabelle 1 zu ersehen.

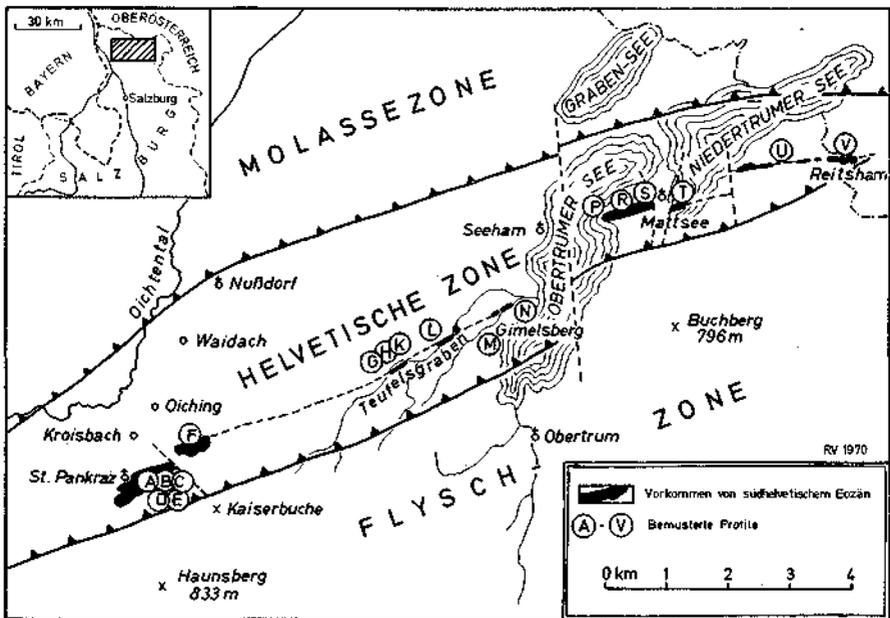


Abb. 1: Übersicht über das Untersuchungsgebiet (Geologie nach ABERER & BRAUMÜLLER 1958).

B. Zur Erforschungsgeschichte des Untersuchungsgebietes

Um unnötige Wiederholungen zu vermeiden, wird in vorliegender Arbeit auf eine mehr oder minder vollständige historische Übersicht verzichtet. Eine solche wurde — wenn auch mit Betonung des Paleozäns und des tiefen Untereozäns — zuletzt von GOHRBANDT (1963 a, S. 7—11) zusammen mit einem reichhaltigen Literaturverzeichnis gegeben. Für die bayerischen Vorkommen wird auf die Arbeit von HAGN (1967) verwiesen, in der auch die Aufschlüsse um den Haunsberg berücksichtigt sind.

Als Ergänzung seien daher lediglich zwei neuere Arbeiten sowie einige Bemerkungen zur jüngsten Erforschungsgeschichte angeführt. Im Ostalpen-Exkursionsführer 1964 der Deutschen und der Wiener Geologischen Gesellschaften behandelt PREY (S. 264—267) das Helvetikum-Fenster des Hochsteines am Heuberg, eines markanten Geländepunktes, der aus Unterem Lithothamnienkalk, Roterz- und vermutlichen Schwarzerz-Schichten besteht. Die Brachyuren aus den Rot- und Schwarzerz-Schichten werden von VOGELTANZ (1968 a) untersucht und einige davon werden mit großer Wahrscheinlichkeit als Fazies-Fossilien für das Sublitoral aufgefaßt.

Mikrofazielle Untersuchungen im Salzburger Helvetikum sind noch unbekannt. TRAUB (1953, S. 15) gibt sedimentologische Einzelhinweise in Form einiger Siebanalysen-Daten aus den Mittel-Schichten von St. Pankraz. Technologische Daten von Mattsee und einige fazielle Bemerkungen über St. Pankraz finden wir noch bei KIESLINGER (1964, S. 68—70).

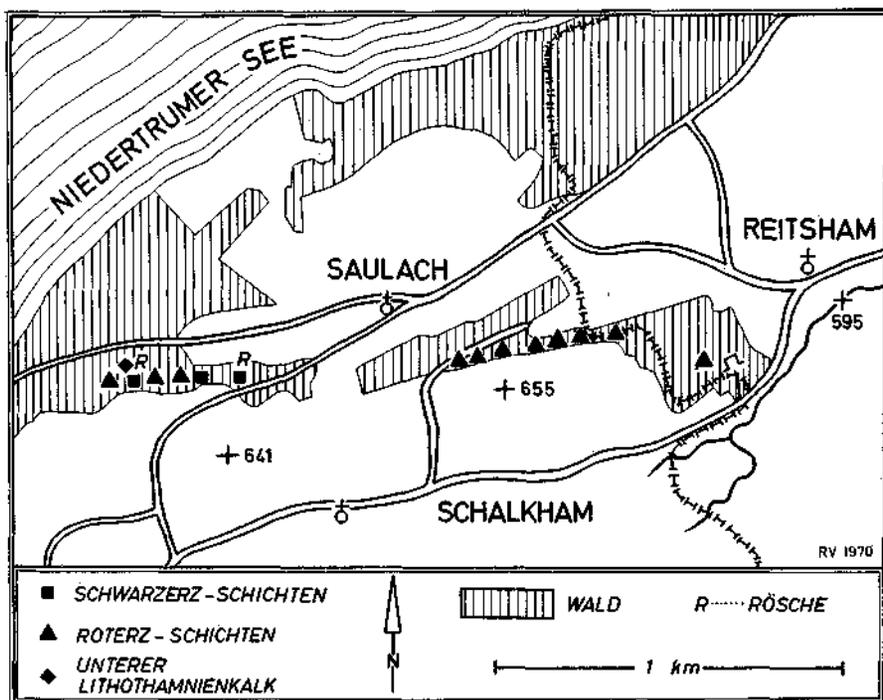


Abb. 2: Aufschlußkarte des Höhenzuges Ramoos—Reitsham (Profile U, V).

ABERER & BRAUMÜLLER (1958) publizieren die einzige bisherige Kartierung aller salzburgischen Eozän-Vorkommen im Helvetikum. Leider sind hier die sehr genauen Gelände-Beobachtungen, die TRAUB (1938) im Teufelsgraben und im Graben bei Gimelsberg angestellt hatte, nicht berücksichtigt worden. Die Mittel- und Schwarzerz-Schichten sind auf der Karte nicht ausgeschieden.

Die Stratifizierung der Vorkommen um den Haunsberg durch TRAUB (1953) muß in Anbetracht der meist ungünstigen Aufschluß-Verhältnisse und der verwitterungsbedingten Konvergenzen hervorgehoben werden. Sie erfährt durch vorliegende Arbeit nur unwesentliche Korrekturen.

C. Arbeitstechnisches

Grundlage der vorliegenden Arbeit sind zahlreiche An- und Dünnschliffe von Gesteinsproben, die in der z. B. von MARSAL (1967, S. 126) vorgeschlagenen Weise den Profilen entnommen wurden: einige wenige Standard-Profile mit besonders dichter Bemusterung wurden als Fixpunkte über das gesamte Untersuchungsgebiet gelegt. Sodann wurde die Varianz der Fazies aus denjenigen Profilen festgestellt, die infolge ungünstiger Aufschluß-Verhältnisse oder natürlicher Koupierung weniger dicht bemustert werden konnten. Die Standard-Profile B, E und F wurden durch Markierungsfarbe entlang der Probenentnahmestellen zur Erleichterung der Kontrollarbeit gekennzeichnet.

Von den Dünnschliffen wurden 260 qualitativ und quantitativ analysiert, bei der granulometrischen Analyse wurden 500 Körner pro Schliff erfaßt. Die oft erforderliche Härtung der Proben wurde nach der Methode von H. & E. OTT (1965) mit Tetraäthylsilicat mit zusätzlicher Behandlung im Vakuum durchgeführt. Einige Proben aus den Mittel-Schichten wurden differentialthermoanalytisch untersucht; Prüfung auf feste und flüssige Kohlenwasserstoffe fand für alle Mikrofazies-Typen nach der papierchromatographischen Methode von MÜLLER in SEIBOLD et al. (1958) statt. Ein Test auf radioaktive Substanzen wurde mittels eines Gevalith-Stripping-Filmes, 0 82 s (Gevaert) im Dunkelkasten mit dreimonatiger Laufzeit durchgeführt.

Folgenden Persönlichkeiten habe ich für mannigfache Unterstützung herzlich zu danken: Herrn Dr. H. KOLMER (Geol.-Inst. TH Graz) für eine mineralogische Untersuchung, Herrn Prof. Doktor M. PASSER (Salzburg) für eine chemische Analyse, Herrn Dipl.-Ing. M. TOMANN-ROSOS (Keram.-Industrie Frauenthal, Stmk.) für zwei D. T. A., Herrn Prof. Dr. H. HAGN (Inst. f. Paläont. u. Hist. Geol. Univ. München), Herrn Dr. H. HURKA (Botan. Inst. Univ. Tübingen) und Herrn Dr. H.-L. HOLZER (Lehrk. f. Paläont. u. Hist. Geol. Univ. Graz) für die Durchsicht einiger Schliffe und Biogen-Bestimmungen, Frau Chefgeologin Dr. G. WOLETZ (Geol. Bundesanstalt Wien) für Mitteilungen über Schwermineralien, Herrn Doz. Dr. B. T. GOLEV (Lumumba-Universität Moskau) für Hinweise über rezente Nummuliten, den Herren Dr. A. FENNINGER (Lehrk. f. Paläont. u. Hist. Geol. Univ. Graz) und Dr. H. WENINGER (Min. Inst. Montanist. Hochsch. Leoben) für Hilfe bei der Literatur-Beschaffung, Frau G. KARWIESE und Herrn Rektor F. LAPPER (Bad Reichenhall) für Übersetzungen aus russischer Literatur, sowie für wertvolle mündliche und briefliche Hinweise Herrn Reg.-Dir. Dr. F. TRAUB (München) und Herrn Chefgeologen Dr. S. PREY (Geol. Bundesanstalt Wien).

30 Dünnschliffe wurden im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Graz angefertigt, wofür ich Herrn Prof. Dr. K. METZ und Herrn Prof. Dr. H. W. FLÜGEL bestens danke.

Besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. G. FRASL (Geol. Inst. Univ. Salzburg) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes.

D. Sedimentologie

1. Allgemeine Bemerkungen

Die Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten konnten in insgesamt 13 Mikrofazies-Typen (von nun an MF-Typen) aufgegliedert werden. Ihre Benennung erfolgt nach einem kombinierten, nomenklatorischen Schlüssel, den die Tabelle 1 wiedergibt. Dieser vollständigen Benennung ist aus mnemotechnischen Gründen bei jedem MF-Typ ein kurzer, charakterisierender Name vorangestellt.

Tabelle 1.

Bestandteile des Gesteinsnamens		Literaturhinweise	Beispiel	
Textur	Korngröße	Körnung	nach C. K. WENTWORTH, 1922, modifiziert in TH. W. TODD, 1966, Tab. 6	grobkörniger,
		Sortierung	nach R. L. FOLK & W. C. WARD, 1957	gut sortierter,
	Packung	nach R. L. FOLK, 1962, S. 76, Fig. 4	dicht gepackter:	
Hauptgesteinsname	Erz-Ooide	nach TH. W. TODD, 1966, S. 330	oolithischer,	
	Quarz		sandiger,	
	Glaukonit		glaukonitischer,	
	Intraklaste		intra-klastischer,	
	Grundmasse		sparitischer,	
	Biogene		Nummuliten-	
	Korngrößen-Gruppe		nach F. J. PETTIJOHN, 1957, S. 17	Arenit

Die Auswertung der granulometrischen Analyse für die üblichen statistischen Parameter erfolgte graphisch aus den in das Wahrscheinlichkeitsnetz eingetragenen Kornsummenlinien, und zwar:

Mittelwert M_z (nach FOLK & WARD, 1957)

Sortierung ¹⁾ (= Inclusive graphic standard deviation nach FOLK & WARD, 1957)

Schief-Koeffizient Sk (nach TRASK, 1932)

¹⁾ ZANKL (1969, S. 68) bemängelt mit Recht den Ausdruck „Sortierung“, der besser „Klassierung“ lauten müsste. Da sich der kritisierte Terminus aber allgemein eingebürgert hat, wird er hier beibehalten.

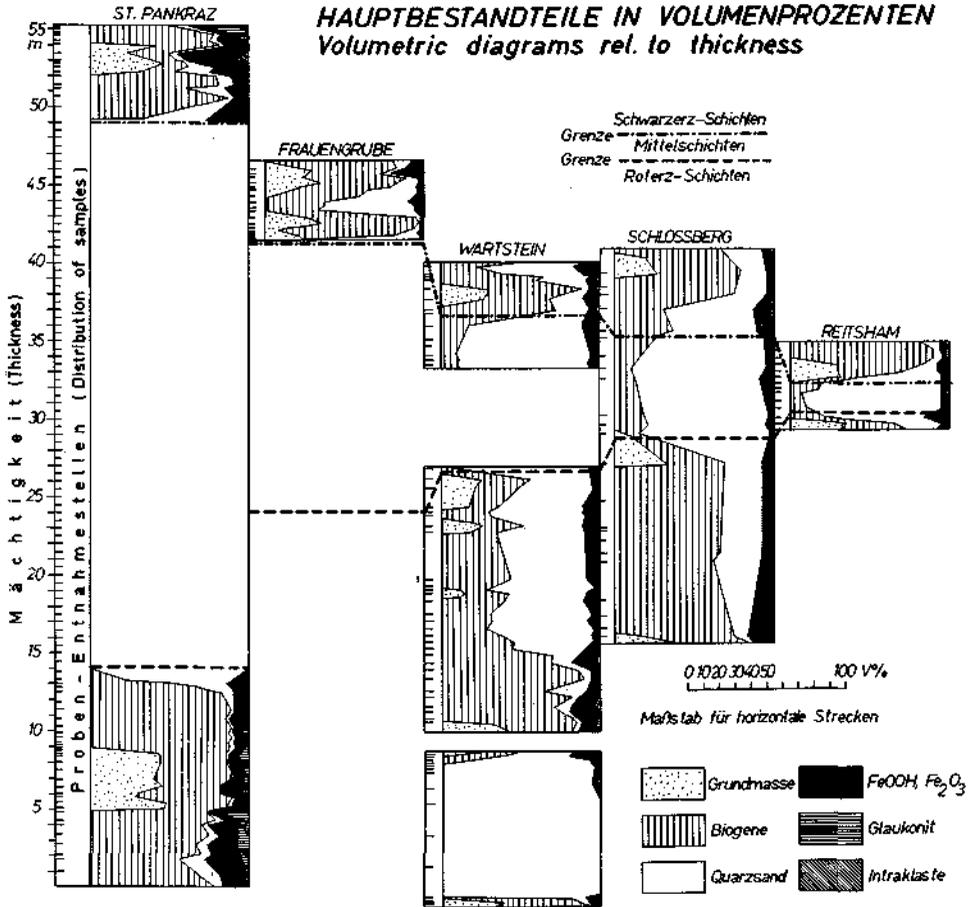


Abb. 3.

2. Die Gesteine

Namen und Typlokalität: Die Namen „Roterz-“, „Mittel-“ und „Schwarzerz-Schichten“ stammen vom locus typicus Kressenberg bei Teisendorf in Oberbayern (HAGN 1967, S. 281). TRAUB (1938, S. 22 ff.) betont die Äquivalenz der Salzburger Vorkommen mit dem locus typicus und führt (1953, S. 14) die bayerischen Namen in Salzburg ein.

Einstufung: HAGN (1967, S. 281) gibt die letzte Zusammenfassung (siehe auch PREY: Stratigraph. Tabellen v. Österr., Tab. III). Die folgende Tabelle gibt die Einstufung der Gesteine wieder, wobei auch der liegende „Untere Lithothamnienkalk“ und die hangende „Fossilsschicht“ einbezogen wurden, da sie im folgenden öfters erwähnt werden.

Tabelle 2.

Gestein	Einstufung	Literaturhinweis
Fossilschicht	Unteres Lutetium 1	B. ZIEGLER, 1960, S. 216
Schwarzerzschichten	Unteres Lutetium 1	B. ZIEGLER, 1960, S. 216
Mittelschichten	Oberes Cuisium	B. ZIEGLER, 1960, S. 216
Roterzschichten	Unteres Cuisium	K. GOHRBANDT, 1963 a, S. 32
Unterer Lithothamnienkalk	Ilerdium (Zone E)	K. GOHRBANDT, 1963 a, S. 28

Beschreibung: Innerhalb der Roterz-Schichten konnten fünf MF-Typen erkannt werden, in den Mittel-Schichten drei und in den geringer mächtigen Schwarzerz-Schichten sechs MF-Typen, die nun gruppenweise beschrieben werden. Nur in den Schwarzerz-Schichten stellen die MF-Typen chronologische Einheiten in immer gleicher Reihenfolge vom Liegenden zum Hangenden dar.

a) Die Roterz-Schichten

Die Roterz-Schichten der Vorkommen nördlich des Haunsberges gliederte TRAUB (1953, S. 14—15) in eine liegende (Roterz-Schichten im weiteren Sinne = Ro. i. w. S.) und in eine hangende Gruppe (Roterz-Schichten im engeren Sinne = Ro. i. e. S.); letztere werden von diesem Autor auch „typische Roterz-Schichten“ genannt. Während die Ro. i. e. S. faziell relativ konstant entwickelt sind („Massige, ungeschichtete, z. T. sehr harte Kalksandsteine“), variieren die Ro. i. w. S. bei den einzelnen Haunsberger Vorkommen stärker.

In der Frauengrube östlich St. Pankraz stellte TRAUB (1953, S. 20) ihr reichstes Fazies-Spektrum fest (vom Liegenden zum Hangenden): zweimalige Wechsellagerung von Kalksandstein und Sandmergel, darüber mergeliger Mürbsandstein mit der Leitmuschel *Exogyra eversa* MELLEVILLE.

Die Zweiteilung der Roterz-Schichten wird von ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 12—13) beibehalten und auf die Vorkommen östlich des Obertrumer Sees übertragen, wobei auch diese Autoren die stärkere fazielle Varianz der Ro. i. w. S. gegenüber den Ro. i. e. S. betonen.

Die vorliegende mikrofazielle Untersuchung ergab nun bei den Haunsberger Vorkommen innerhalb der Ro. i. w. S. eine Vereinfachung der TRAUBSchen Gliederung; die Unterscheidung in „Kalksandstein, Sandmergel und mergeligen Mürbsandstein“ dürfte hauptsächlich auf Verwitterungs-Unterschiede zurückgehen, denn sie kann unter dem Mikroskop nicht nachgewiesen werden. Ebenso ist die Angabe von Gesteinsfarben wie „rostbraun“ oder „braunrot“ mit Vorsicht zu verwenden: eine genaue Untersuchung aller aufgesammelten Handstücke bzw. deren farblos lackierter Anschliffe mit Hilfe der Rock-Color-Chart der Geol. Soc. of America (1963) ergab nämlich das in der Falttabelle 2 wiedergegebene Resultat. Danach gibt es praktisch keine einzige Gesteinsfarbe, die für ein Schichtglied oder einen MF-Typ charakteristisch wäre. Die Ursache liegt — wie erwähnt —

in der verschieden starken Verwitterung der Gesteine, die gerade wegen der häufigen künstlichen Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet und ihres unterschiedlichen Alters ins Gewicht fällt.

Die Ro. i. e. S. hingegen können auf Grund ihrer Mikrofazies stärker differenziert werden, als dies noch TRAUB tat. Im Gelände ist die TRAUBSche Zweiteilung aber weiterhin empfehlenswert, da die mikrofazialen Unterschiede nicht immer deutlich zum Ausdruck kommen.

Die Vorkommen der Gesteine müssen auf Grund der Untersuchung in drei geographische Abschnitte eingeteilt werden: in einen westlichen (St. Pankraz, Frauengrube), einen mittleren (Teufelsgraben, Graben bei Gimelsberg) und in einen östlichen Abschnitt (Mattsee, Reitsham).

Das isoliert im Süden gelegene Vorkommen des Hochsteines am Heuberg nimmt eine noch näher zu begründende Sonderstellung ein.

Die am meisten differenzierte Mikrofazies haben die Vorkommen St. Pankraz und Frauengrube östlich St. Pankraz (Profil F, Abb. 1); daher wurde der Schlößl-Felsen von St. Pankraz für die Roterz-Schichten und der Südteil der Sandgrube für die Schwarzerz-Schichten zu Standard-Profilen erhoben, von denen aus die Varianz gegen Osten untersucht wurde.

Nach dem Fehlen oder Vorhandensein einer sparitischen Grundmasse kann man in den Roterz-Schichten zwei Haupt-MF-Typen unterscheiden:

- Ro 1 = Gesteine ohne Grundmasse
Ro 2 = Gesteine mit Grundmasse

Innerhalb dieser Typen ist eine weitere Unterteilung nach dem Gehalt an allochthonen Quarzkörnern möglich:

- Ro 1 a und 2 a = quarzarme Gesteine
Ro 1 b und 2 b = quarzreiche Gesteine

Im Wartstein-Profil S tritt ein fünfter MF-Typ innerhalb der Roterz-Schichten in Form gelber, fein- bis mittelkörniger Mürbsandsteine auf, die auch noch am Westende des Höhenzuges Ramoos—Reitsham östlich des Niedertrumer Sees aufgeschlossen sind. Seine Ähnlichkeit mit den Mittel-Schichten von St. Pankraz erwähnen TRAUB (1938, S. 18; 1953, S. 16) sowie ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 12—13). Diese Sande und Sandsteine sind auch mikrofazial nicht vom Mittel-Schichten-Typus Mi 2 zu unterscheiden und werden daher dort beschrieben (S. 392).

MF-Typ Ro 1 a

Kurzname: Quarzarmen Nummuliten-Kalkarenit ohne Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Mittel-, selten grobkörniger, mäßig bis schlecht sortierter, sehr dicht gepackter; selten sandiger, meist glaukonitischer, z. T. intraklastischer Nummuliten-Kalkarenit.

Verbreitung (Abb. 5): a) Westliche Vorkommen.

Gesteine dieses Typs treten immer in den tieferen Profilanteilen auf, gehören also zu den TRAUBSchen Ro.i. w. S. Sie kehren aber auch im Hangenden der Ro. i. e. S. (MF-Typ Ro 2 a, s. d.) rekurrent wieder. Während sie jedoch im Liegenden (Ro. i. w. S.) meist mürb und daher schlecht aufgeschlossen sind, sind sie im Hangenden (Ro. i. e. S.) fest und im Gelände von ihrer massigen

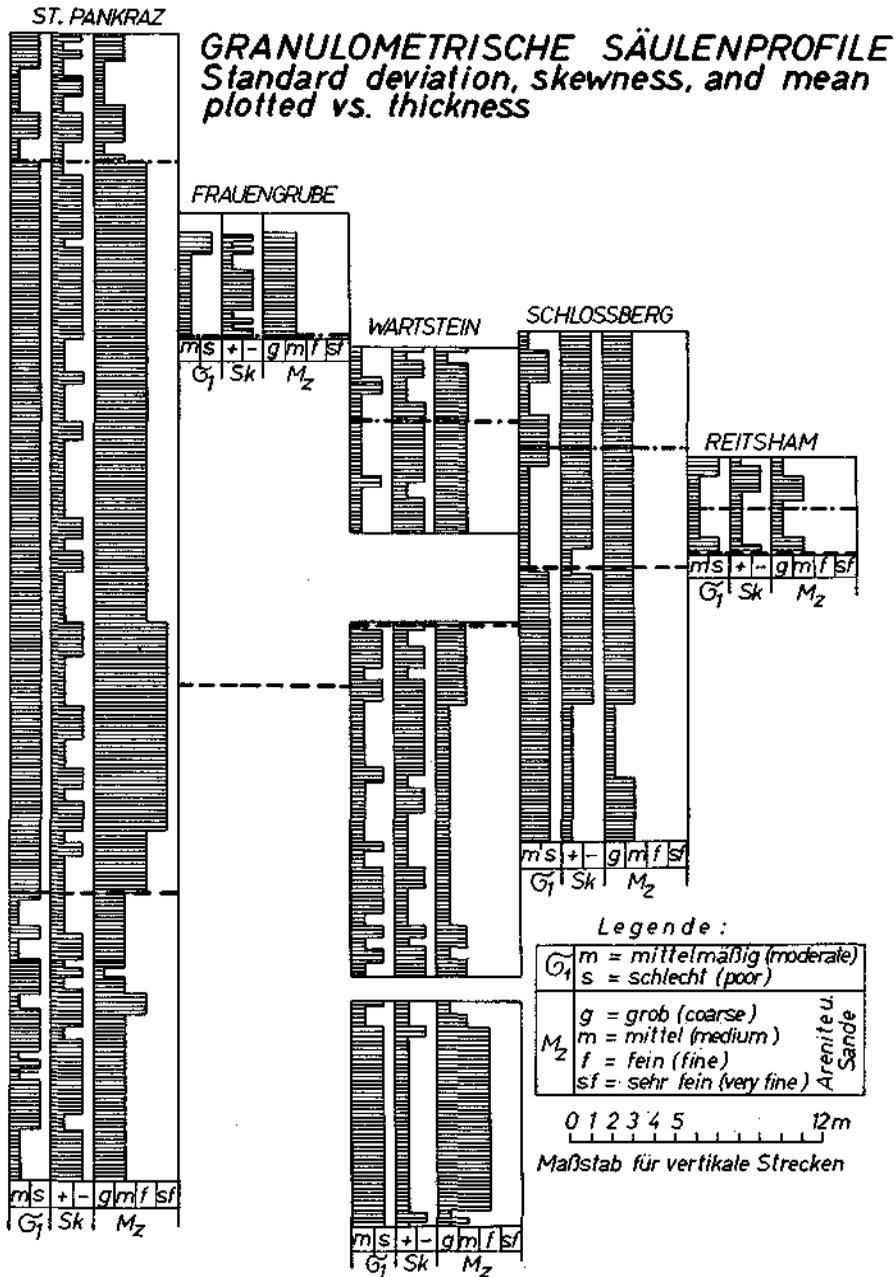


Abb. 4.

Unterlagerung schwer zu unterscheiden (sehr kompakt sind sie vor allem am Hochstein, Profil W, siehe auch PREY, 1964, S. 266).

b) Mittlere Vorkommen

Ro 1a findet sich hier nur in den Ro. i. w. S., da die Ro. i. e. S. infolge einer Schichtlücke nicht vollständig entwickelt sind. Infolge der schlechten Aufschluß-Verhältnisse war hier keine durchgehende enge Profilnahme möglich. Daher scheinen diese paläogeographisch bedeutsamen Vorkommen in der Abb. 4 nicht auf. Sie werden ausführlich auf S. 433 besprochen.

c) Östliche Vorkommen

Hier tritt Ro 1a in einem schmalen Horizont an der Basis der Roterz-Schichten direkt über dem Unteren Lithothamnienkalk auf und kehrt in den Ro. i. e. S. wieder.

Mächtigkeiten (Abb. 4): Seine größte Mächtigkeit erreicht dieser MF-Typ in den Ro. i. w. S. der Frauengrube mit ca. 8,20 m. Die geringste Mächtigkeit von ca. 0,20 m hat er an der Basis der Ro. i. w. S. in den östlichen Vorkommen. In den Ro. i. e. S. ist er ziemlich konstant mit ca. 5 m Mächtigkeit entwickelt.

Mikrofazies (Taf. 1, Bild 1): Die charakteristische Entwicklung von Ro 1a ist ein ausgesprochener Schuttalkarenit. Zahlreiche Fossiltrümmer liegen dicht gepackt und meist völlig unregelmäßig beieinander und sind ohne sichtbare Matrix \pm fest verkittet.

Die häufigsten Biogene sind Nummuliten, die ebenso wie die weniger zahlreichen Discocyclusen meist zerbrochen und limonitisch vererzt sind. Alle anderen, in der Falttabelle 2 angeführten Biogene treten gegenüber diesen beiden Großforaminiferen-Familien deutlich zurück. Wie in allen Roterz-MF-Typen sind Bruchstücke von Lithothamnien- und Bryozoen-Skeletten keine Seltenheit. Besonderheiten sind fallweise zu beobachtenden, strukturlosen Holzreste (Taf. 3, Bild 2) und ein Crocodilier-Kieferfragment mit drei Zähnen (S. 408). Außer einigen wenigen unversehrten Nummuliten-Gehäusen gibt es nur Fragmente.

Diese liegen in den Ro. i. w. S. völlig unregelmäßig im Gefüge, während in den Ro. i. e. S. von St. Pankraz (Profil B) eine parallele Einregelung feststellbar ist.

An anorganischen Komponenten gibt es hauptsächlich mäßig bis gut gerundete Quarzkörner, deren Volumenanteil in den Ro. i. w. S. höher als in den Ro. i. e. S. ist (Abb. 3). Dasselbe gilt für den Glaukonit, der in Form runder, einfacher Körner vorkommt (Taf. 5, Bild 2). Echte Limonit-Ooide kommen nicht vor, häufig dagegen Trümmer-Erze (= stark vererzte, gerundete Biogen-Fragmente und Quarzkörner, die makroskopisch leicht mit Fe-Ooiden oder „Bohnerzen“ verwechselt werden können).

Liegendgrenze:

a) In den Ro. i. w. S.

In den westlichen Vorkommen geht dieser Typ allmählich durch Abnahme des Quarz- und Intraklast- sowie durch Zunahme des Biogen- und Glaukonit-Gehaltes aus dem liegenden MF-Typ Ro 1b hervor. Dies ist ebenso im Graben bei Gimelsberg (nach FUGGER, 1899, auch „Vackelgraben“) der Fall. Im Teufelsgraben (Wildenkar) entsteht Ro 1a aus dem liegenden Typ Ro 2b (s. d.) durch Reduktion der Grundmasse und des Quarzgehaltes, sowie durch einen höheren Zerbrechungsgrad der Biogene ebenfalls kontinuierlich aus seinem Liegenden.

Am Wartstein vertritt Ro 1a seine quarzreiche Variante Ro 1b im Osten und liegt daher transgressiv auf dem Unteren Lithothamnienkalk auf, was auch an besonders eindrucksvollen vererzten Intraklasten im Schließ beobachtet werden kann.

b) In den Ro. i. e. S.

In den westlichen Vorkommen überlagert Ro 1a seine Unterlage transgressiv. Ein entsprechender, ca. 0,60 m mächtiger Transgressionshorizont ist im Gelände an der Schloßfelsens-Ostwand und im verlassenen Steinbruch am Westende der Frauengrube (Profil F hic, Profil A--B bei TRAUB, 1953) gut aufgeschlossen, als solcher aber bisher nicht erkannt worden. 5 bis 8 cm große, gut gerundete Gerölle des massigen Kalksteines (Ro 2a), die Echinoideen-Steinkernen ähneln, liegen unregelmäßig im mürbereren kalkarenitischen Bindemittel von Ro 1a. In der Frauengrube ist außerdem ein Erosionsrelief als Dachfläche von Ro 2a zu erkennen.

Transgressiv liegt Ro 1a über Ro 2b auch in den mittleren und östlichen Vorkommen. Während gerade der Grenzbereich in den mittleren Vorkommen nicht aufgeschlossen ist²⁾, ist bei den östlichen Vorkommen im Gelände kein Transgressionshorizont zu erkennen.

Im Schlift zeigen sich jedoch bei allen Vorkommen stark verzerrte, zerbrochene Biogene, große Quarzkörner und vereinzelt Intraklaste, die inmitten nicht verzerrter und vollständiger erhaltener Biogene liegen. Diese Mischung zweier „Erhaltungszustände“ wird — zumal sie auch in den sicher nachweisbaren Transgressionsbereichen des Westens vorliegen — als Wirkung der Transgression aufgefaßt.

Hangendgrenze:

a) In den Ro. i. w. S.

In allen Vorkommen geht Ro 1a kontinuierlich in sein Hangendes über. Sparitische Grundmasse (größtenteils umkristallisierter Kalkschlamm, zum geringeren Teil porenfüllender Zement) dringt zwischen die Komponenten ein und erzeugt einen größeren Offenheitsgrad. In den westlichen Vorkommen bedeutet dies auch den Übergang von Ro. i. w. S. zu Ro. i. e. S. (TRAUB, 1953, S. 30). Am Wartstein bei Mattsee geht der schmale Ro-1a-Basishorizont durch Quarzschüttung in Ro 1b über. In den noch östlichen Vorkommen existieren im Grenzbereich keine Aufschlüsse.

b) In den Ro. i. e. S.

In den westlichen Vorkommen kontinuierlicher Übergang zu Ro 1b durch starke Quarzschüttung, welche die Sedimentation der Mittel-Schichten einleitet, ebenso am Wartstein und im Teufelsgraben. Im Graben bei Gimelsberg, am Schloßberg und in Reitsham geht Ro 1a durch das Auftreten sparitischer Grundmasse und Quarzschüttung in Ro 2b über.

MF-Typ Ro 1 b

Kurzname: Quarzreicher Nummuliten-Kalkarenit ohne Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Mittel bis grobkörniger (stellenweise konglomeratischer), mäßig bis schlecht sortierter, sehr dicht gepackter: schwach verzerrter, stark sandiger, z. T. schwach glaukonitischer, schwach intraklastischer Nummuliten-Kalkarenit.

Verbreitung:

a) Westliche Vorkommen.

An der Basis der Roterz-Schichten über dem Unteren Lithothamnienkalk, aber auch im Hangenden der Ro. i. w. S. unter den Mittel-Schichten.

b) Mittlere Vorkommen.

Ro 1b bildet wie im Westen die Basis der Ro. i. w. S., wobei er rekurrent in den Ro. i. e. S. im Teufelsgraben wieder auftritt. Infolge der stratigraphischen Koupierung von Profil N kommen sie in den Ro. i. e. S. im Graben bei Gimelsberg nicht mehr vor.

²⁾ Zufällig wird das Profil N im Grenzbereich in zwei Teile geteilt (siehe Faltrab. 1). Während die Sandsteine im Bach beim Drainagerohr unter der Brücke noch Ro 1b sind, gehören die liegendsten, gelblich verwitternden Kalksandsteine des Steinbruches bereits Ro 1a an. Die Grenze ist nicht aufgeschlossen.

c) Östliche Vorkommen.

Über dem ca. 0,20 m mächtigen Basishorizont Ro 1 a folgt am Wartstein kontinuierlich eine etwa nur halb so mächtige Lage mit Ro 1 b, die in die Mürbsandsteine vom Typ Mi 2 übergeht. Im Hangenden dieser Mürbsandsteine folgt rekurrent wieder eine schmale Ro-1 b-Lage. Analoge Verhältnisse herrschen am Westende des Höhenzuges Ramoos-Reitsham. Am Wartstein erscheint dieser Typ noch einmal in großer Mächtigkeit in den Ro. i. e. S., diesmal mit den unten erwähnten Konglomerat-Lagen.

Im Schloßberg, dessen Roterz-Basisanteile nicht aufgeschlossen sind, war Ro 1 b nicht nachzuweisen.

Mächtigkeiten: Eine aus der Reihe fallende größte Mächtigkeit von ca. 9,20 m erreicht Ro 1 b am Wartstein (Profile P und R). Seine durchschnittliche Mächtigkeit in den Ro. i. w. S. und in den Ro. i. e. S. des Westens im Liegenden der Mittel-Schichten beträgt zwischen 0,10 und 0,50 m.

Mikrofazies: Die Hervorhebung von Ro 1 b als eigenen MF-Typ erfolgt aus rein arbeitstechnischen Gründen, denn — wie bereits erwähnt — es handelt sich dabei um einen quarzreichen Untertyp von Ro 1 a. Seine qualitative biogene Zusammensetzung ist daher ungefähr die gleiche, wenn auch ein noch stärkeres Dominieren der *Nummuliten* gegenüber allen anderen Biogenen und das nur mehr vereinzelt Vorkommen von Lithothamniiden und Bryozoen als Fragmenten hervorzuheben ist.

Quantitativ besteht zwischen Ro 1 a und b allerdings ein deutlicher Unterschied (siehe Falttab. 2): den maximal 51 V% Biogenen in Ro 1 b steht ein minimaler Biogen-Gehalt von 56 V% in Ro 1 a gegenüber, dem minimalen Quarzgehalt von 39 V% in Ro 1 b ein maximaler von 36 V% in Ro 1 a. Hiedurch wird nicht nur eine deutliche Wechselbeziehung zwischen dem Quarz und den Biogenen offenbar (Abb. 2), sondern auch eine *sprunghafte Grenze* zwischen den beiden Untertypen. Der Glaukonit-Gehalt ist in Ro 1 b ebenfalls wesentlich geringer und sporadischer als in Ro 1 a.

Konglomeratische Varianten von Ro 1 b kommen einerseits an der Basis der Ro. i. w. S. vor (Hochberggraben bei St. Pankraz, TRAUB 1953, S. 22; Tälchen südlich St. Pankraz, TRAUB l. c., S. 25; Klastizitätsindex 4 cm), andererseits auch in den Ro. i. e. S., die hier erstmals mitgeteilt werden, und zwar im Teufelsgraben (Taf. 5, Bild 3) und am Wartstein (Taf. 1, Bild 2). Der Klastizitätsindex liegt im Teufelsgraben mit 6 cm sehr hoch.

Zusammen mit diesen Konglomeraten kommen hinter der Mühle im Wildenkar (SE vom Buchstaben „T“ des Wortes „Teufelsgraben“ auf der Österr. Karte 1:25.000, Blatt 63/2, Anthering) in den Ro. i. w. S. etwa 0,50 m lange und wenige Millimeter mächtige Kohlenschmitzen vor, in denen ein mit dünnem Kalkspat ausgekleideter Bohrgang von *Teredo* gefunden wurde.

Liegendgrenze:

a) In den Ro. i. w. S.

In allen Vorkommen ist die Liegendgrenze von Ro 1 b, die zugleich die Liegendgrenze der gesamten Roterz-Schichten darstellt, zum Unteren Lithothamniidenkalk *transgressiv* ausgebildet. Dies betont bereits GOHRBANDT (1963 a, S. 32), indem er sich auf die von TRAUB (1953, S. 25) als größte Seltenheit angeführten Gerölle von Lithothamniidenkalk in Ro 1 b bezieht. Da diese makroskopisch tatsächlich schwer zu finden sind, im Schriff jedoch in den gesamten

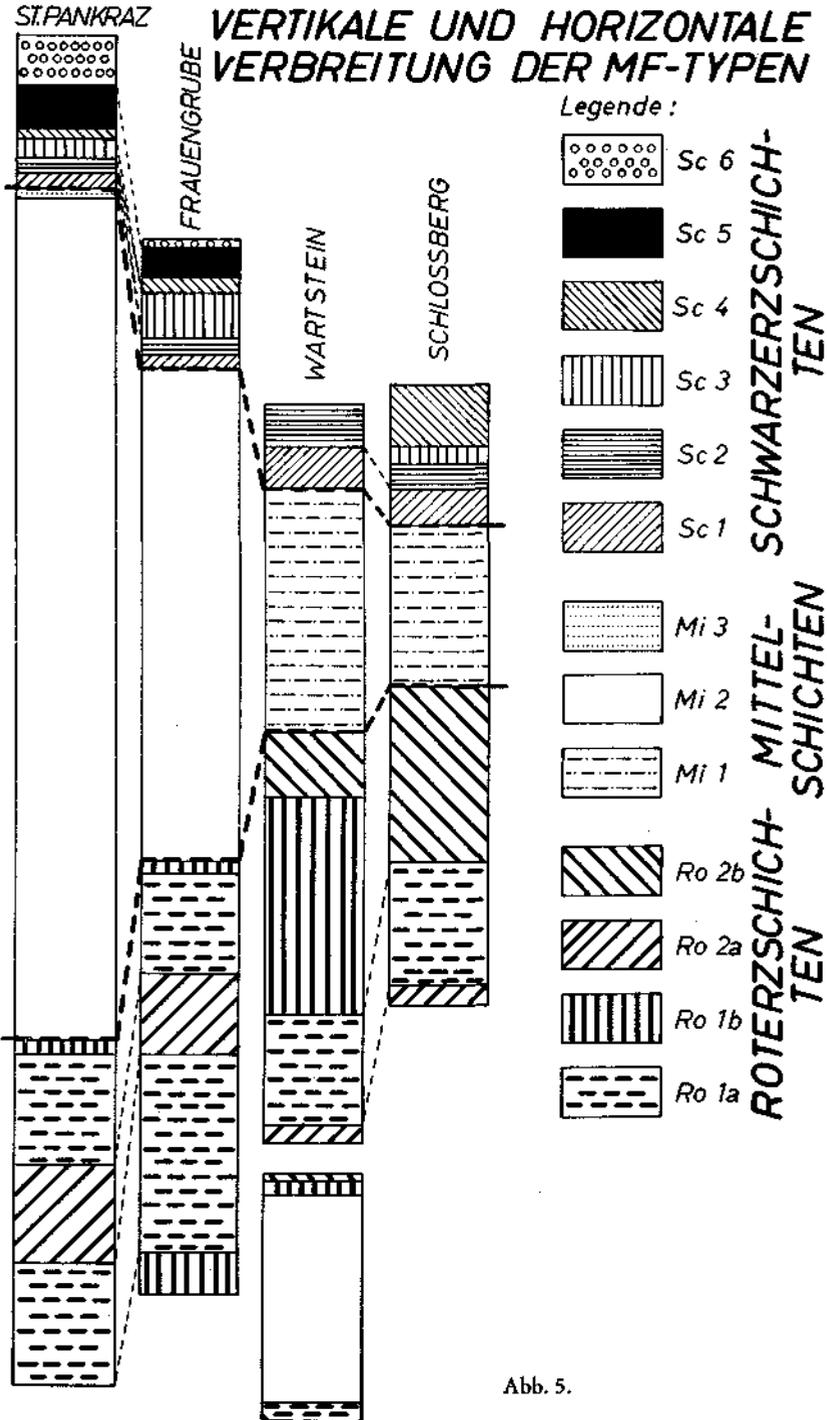


Abb. 5.

Roterz-Schichten \pm häufig vorkommen, betrachtet der Verfasser vor allem die bis zu 4 cm großen Quarzgerölle als Anzeiger einer Transgression; diese Gerölle wurden ebenfalls von TRAUB (1953) in seinem Profil G—H mitgeteilt.

b) In den Ro. i. e. S.

Diese wurde für die westlichen und mittleren Vorkommen sowie für den Wartstein als Hangendgrenze von Ro 1a bereits beschrieben (S. 385), während sie am Schloßberg nicht aufgeschlossen ist und am Kamm Ramoos-Reitsham (Probenserie U) infolge der dortigen meist punktförmigen Aufschlüsse nicht beobachtet werden konnte.

Hangendgrenze:

a) In den Ro. i. w. S.

Bezüglich der westlichen Vorkommen und des Grabens bei Gimelsberg siehe S. 384 (Liegendgrenze von Ro 1a in den Ro. i. w. S.). Am Wartstein geht Ro 1b rasch aber kontinuierlich in die Mürlsandsteine Mi 2 über, wobei das Schlibbild konvergent zur Grenze Ro. i. e. S. — Mittel-Schichten bei den westlichen Vorkommen ist. Im Teufelsgraben ist ebenfalls ein kontinuierlicher Übergang zu Ro 2b durch Auftreten einer sparitischen Grundmasse, geringerem Zerbrechungsgrad und größerem Offenheitsgrad der Biogene vorhanden.

b) In den Ro. i. e. S.

Bezüglich der westlichen Vorkommen, des Teufelsgrabens und des Wartsteines siehe S. 385 (Hangendgrenze von Ro 1a in den Ro. i. e. S.). Die Gesteine werden sehr rasch sandiger und ärmer an Biogenen und gehen kontinuierlich in die Mittel-Schichten über; in den anderen Vorkommen ist Ro 1b nicht aufgeschlossen.

MF-Typ Ro 2a

Kurzname: Quarzarmer Nummuliten-Kalkarenit mit Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Mittel-, manchmal feinkörniger, mäßig bis schlecht sortierter, locker bis dicht gepackter; selten schwach vererzter, schwach sandiger, schwach glaukonitischer, z. T. intraklastischer, sparitischer Nummuliten-Kalkarenit.

Verbreitung (Abb. 5): Ro 2a ist nur in den Ro. i. e. S. verbreitet und entspricht dem Liegenden der „typischen Roterz-Schichten“ sensu TRAUB (= „Massige, z. T. sehr harte Kalksandsteine“). In den mittleren Vorkommen und am Kamm Ramoos—Reitsham wird Ro 2a von seiner quarzreichen Variante Ro 2b vertreten.

Mächtigkeiten: In der Schloßfelsen-Ostwand von St. Pankraz (Profil B) erreicht er 4,15 m, am Westende der Frauengrube (Profil F) ca. 3,20 m und in den östlichen Vorkommen nur mehr knapp 1 m Mächtigkeit.

Mikrofazies (Taf. 1, Bild 3): Der Hauptunterschied zu den bisher beschriebenen MF-Typen liegt bei Ro 2a im Vorhandensein einer sparitischen Grundmasse, von der bereits gesagt wurde, daß sie größtenteils umkristallisierten Kalkschlamm bzw. feinsten Biodetritus darstellt und nur manchmal porenfüllenden „Sparry calcite“-Zement. Die Packung der Komponenten ist hiedurch aufgelockert. Es handelt sich um den qualitativ biogenreichsten MF-Typ im südhelvetischen Eozän Salzburgs (Falstab. 2). Auch hier nehmen volumenmäßig Nummuliten und Discocyclus mit weitem Abstand den Vorrang ein, doch gibt es auch vereinzelt planktonische Foraminiferen (Orbulinidae). Am Schloßberg war der einzige struierte Holzrest nachzuweisen (Taf. 3, Bild 1; S. 410).

Unter den anorganischen Komponenten fällt der relativ häufige Glaukonit auf, der entweder in einfacher, runder Kornform mit einem Klastizi-

tätsindex von 0,70 mm vorkommt oder/und an Großforaminiferen gebunden ist, deren Kammern er oft ganz ausfüllt. Neben der kennzeichnenden grasgrünen Farbe zeigt er im natürlichen Durchlicht alle Übergänge zu olivbraun, was einen größeren Oxidationsgrad anzeigen soll (beginnende Limonitisierung nach BRAUN 1964, S. 34). Auf Grund einer frdl. mündlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. MEIXNER (Min. Inst. Univ. Salzburg) ist aber eher an eine adsorptive Bindung des Limonits zu denken.

Brauneisenerz-Ooide sind äußerst selten und nur zerbrochen vorhanden. Quarz kommt ebenfalls selten und in Form vereinzelter, undulös auslöschender Körner von nur geringem Rundungsgrad und einem Klastizitätsindex von 0,30 mm vor. Stellenweise sind Intraklaste sensu stricto (FOLK 1962, S. 63), d. h. als „intraformationelle“ Bildungen in Form stärker vererzter und manchmal glaukonitischer Gerölle von Ro 2 a in Ro 2 a vorhanden (Taf. 3, Bild 4).

Die mit maximal 52 V% am Gesteinsvolumen beteiligte Grundmasse ist ein Sparit („Eosparit“ sensu NICHOLS 1967) von hellgrauer Farbe und normalerweise homogener Beschaffenheit. Gegen das Hangende wird sie immer stärker herausgewaschen, wobei die so entstandenen Hohlräume durch wasserklaren Kalkspat (Sperry calcite, FOLK 1962, S. 66) ausgefüllt wurden. Dies ergibt das Schliffbild eines „Poorly washed Biosparite“ (FOLK 1962, S. 76). Vereinzelt durchziehen das Gefüge Stylolithen, die der Ablagerungsebene annähernd parallel verlaufen.

Die Sortierung ist deutlich besser als in den anderen Roterz-Typen (1,17 als schlechtester Sortierungs-Koeffizient). Die Körnung ist feiner, obwohl dies nach der Abb. 7 nicht den Anschein hat; in der Abbildung sind aber alle Kornsummenlinien erfaßt worden, auch jene, welche im Grenzbereich gegen das Liegende gewonnen wurden, wo sich noch Ro 1 a bemerkbar macht.

Der Erhaltungszustand der Biogene ist ein zweifacher: zum kleineren Teil sind sie wenig zerbrochen und vererzt (vor allem trifft dies für die planktonischen Foraminiferen zu), zum größeren Teil sind sie gerundet, vererzt und wieder zerbrochen worden. Dies entspricht der „texturellen Inversion“ sensu FOLK (1962, S. 81, Fig. 7, rechts außen). Danach nimmt der Rundungs- und Sortierungsgrad infolge stärkster Wasserbewegung nach einem vorher erreichten Optimum wieder ab.

Liegendgrenze: Sie verläuft in allen Vorkommen kontinuierlich und ist durch allmähliches Auftreten der Grundmasse und allen anderen Erscheinungen angezeigt, die bereits auf S. 385 (Hangendgrenze von Ro 1 a in den Ro. i. w. S.) beschrieben wurden.

Hangendgrenze: Wie auf S. 385 (Liegendgrenze von Ro 1 a in den Ro. i. e. S.) erläutert wird, ist die Hangendgrenze von Ro 2 a immer transgressiv entwickelt. Auch im Graben bei Gimelsberg transgrediert das Hangende über Ro 2 a, nur sind es hier — bedingt durch eine Schichtlücke — die Schwarzerz-Schichten (S. 402). Die Grenze ist auch im Schliff abrupt und genau markiert.

MF-Typ Ro 2 b

Kurzname: Quarzreicher Nummuliten-Kalkarenit mit Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Mittelkörniger, mäßig bis schlecht sortierter, dicht gepackter: z. T. schwach vererzter, stark sandiger, z. T. schwach glaukonitischer, z. T. schwach intraklastischer, sparitischer Nummuliten-Kalkarenit.

Verbreitung: Ro 2b ist auf die mittleren und östlichen Vorkommen beschränkt. Abgesehen von geringmächtigen Zwischenlagen in den Ro.i.w.S. kommt er im wesentlichen nur in den Ro.i.e.S. vor. Die zuerst erwähnten Zwischenlagen kommen im Teufelsgraben und am Wartstein als Varianten des MF-Typs Ro 1b vor, die einen sparitischen Zement zwischen den dicht gepackten Quarzkörnern aufweisen.

Mächtigkeiten: Die größte Mächtigkeit erlangt Ro 2b im Schloßberg von Mattsee (Profil T) mit ca. 7,20 m. Die Mächtigkeit sinkt im Wartstein auf ca. 2,70 m, im Graben bei Gimelsberg und in Reitsham schließlich auf ca. 1,50 m ab.

Mikrofazies (Taf. 1, Bild 4): Es liegt in Ro 2b eine quarzreiche Variante von Ro 2a vor (Taf. 1, Bild 4). Mit einem Maximalwert von 85 V% handelt es sich um den quarzreichsten Roterz-MF-Typ. Die Biogene sind im wesentlichen die gleichen wie in Ro 2a, nur fallen die zahlreichen Fragmente von Makrofossilien (Ostreen, Brachiopoden und Echinoideen) stärker auf. Glaukonit in Form von runden, einfachen Körnern und die meist zerbrochenen Limonit-Ooide kommen seltener vor.

Die Körnung ist gröber, der Zerbrechungsgrad geringer und die Sortierung schlechter als in Ro 2a. Die Quarzkörner sind nur mäßig gerundet. Der Zement bewirkt eine feste Verkittung der Komponenten, wodurch sie gleich hart und massig erscheinen wie die Ro 2a-Gesteine. Lediglich in lumachellenartigen Horizonten sind die Gesteine mürber; beim Anschlagen brechen sie spröde und splitterig wie ihre quarzarmen Varianten.

Liegendgrenze: Die oben erwähnten geringmächtigen Zwischenlagen von Ro 2b in den Ro.i.w.S. liegen immer mit kontinuierlichem Übergang in ihrer Umgebung. In den Ro.i.e.S. geht Ro 2b ebenfalls immer kontinuierlich aus seinem Liegenden hervor (Ro 1b am Wartstein, Ro 1a am Schloßberg und im Graben bei Gimelsberg).

Hangendgrenze: Am Wartstein und am Schloßberg findet ein rascher, aber kontinuierlicher Übergang in die Mittel-Schichten statt. Die Grundmasse verschwindet, die Biogene weichen bis auf wenige Nummuliten und Echinodermen-Reste der starken Quarzschüttung. Im Graben bei Gimelsberg folgt über Ro 2b im Hangenden der harten Kalkwand in der Mitte des Steinbruches (Taf. 5, Bild 4) kontinuierlich noch eine schmale Lage von Ro 2a.

b) Die Mittel-Schichten

Die vorwiegend als Sandsteine entwickelten Mittel-Schichten stellen — wie TRAUB (1953, S. 29) schreibt — „eine Unterbrechung der biogenen Kalkbildung vom Unteren Lithothamnienkalk bis zu den Schwarzerz-Schichten dar“. Diese Unterbrechung bedeutet nach der mikrofaziellen Untersuchung jedoch nicht das Auftreten eines neuen Sedimentationstyps, der sich grundsätzlich von den Rot- und Schwarzerz-Schichten unterscheidet. Sie ist übrigens auch nicht die erste im beobachteten Zeitraum, den in den Ro. i. w. S. des Wartsteines bei Mattsee und im Westende des Höhenzuges Ramoos-Reitsham kommen bekanntlich Mürbsandsteine vor, die auch mikrofaziell von einer bestimmten Mittel-Schichten-Fazies — MF-Typ Mi 2 — nicht zu unterscheiden ist.

Die Mittel-Schichten sind im Gelände nur in den westlichen Vorkommen eindeutig von ihrem unmittelbaren Liegenden und Hangenden abzutrennen. Im oberen Teufelsgraben (Profile G, H und K) sind sie im Bachbett aufgeschlossen und durch das fließende Wasser schwer erkennbar. Auch im klassischen Profil des Wartsteines sind sie vorhanden (TRAUB, 1938, S. 20, Schichte 4; ABERER & BRAUMÜLLER, 1958, Taf. I, Detailkarte C, und Taf. II, Profil 6), im Schloßberg

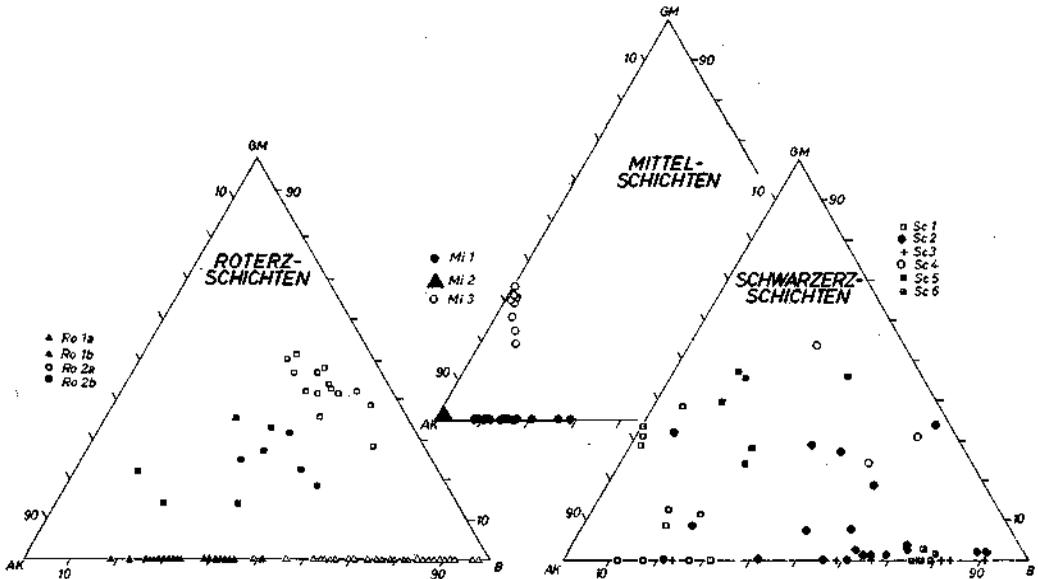


Abb. 6: Dreieck-Diagramme nach Volumenprozenten. B = Biogene, AK = Anorganische Komponenten, GM = Grundmasse.

wurden sie aber bisher als Roterz-Schichten angesehen (GOHRBANDT, 1963 a, S. 88, Textfigur 6 und 7). Mikrofazial läßt sich hier erstmals der Nachweis auch in diesem Profil (I) erbringen. Allerdings weist schon v. HAUER (1858, S. 119) darauf hin, daß „alle oben (= im Wartstein, Anm. d. Verf.) geschilderten Sandsteinvarietäten am Schloßberg wieder zum Vorschein kommen“. Die Beschreibung des Wartstein-Profiles und seiner noch als nordfallend aufgefaßten Schichtglieder (l. c. S. 118) ist aber bei v. HAUER derart unrichtig, daß man kaum von einem Erstnachweis der Mittel- und Schwarzerz-Schichten im Schloßberg sprechen kann.

Die Mittel-Schichten kommen in Form dreier MF-Typen vor, die abgekürzt Mi 1, 2 und 3 genannt werden. Mi 3 ist nur geringmächtig und unwesentlich am Aufbau beteiligt. Die Benennung der einzelnen Typen erfolgt etwas modifiziert nach dem Klassifikationsschema von CHEN (1968), da es sich gut mit dem für Rot- und Schwarzerz-Schichten verwendeten Schlüssel in Einklang bringen läßt (Tab. 1). CHEN schlägt folgende Reihenfolge in der Nomenklatur vor:

1. Sedimentstruktur
2. Detritische Matrix
3. Sortierung
4. Kornrundung
5. Zement
6. Neben-Gemengteile
7. Haupt-Gemengteile

In unserem Falle wird noch die Packung und Unterteilung der Körnung (nach WENTWORTH, 1922) hinzugefügt, da CHEN (l. c., S. 57) im letzteren Falle nur „arenite“ angibt. Hingegen kann die Sedimentstruktur weggelassen werden, da es sich bei allen MF-Typen um ungeschichtete, massige Gesteine handelt (ABERER & BRAUMÜLLER, 1958, S. 13). Da die detritische Matrix mit weniger als 5 V% am Gesteinsvolumen beteiligt ist, wird auch sie unberücksichtigt gelassen.

MF-Typ Mi 1

Kurzname: Mittelkörniger Quarz-Arenit ohne Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Mittelkörniger, mäßig sortierter, mäßig bis gut gerundeter, sehr dicht gepackter; z. T. schwach vererzter, biogenführender Quarzarenit.

Verbreitung: Mi 1 ist im Teufelsgraben und in den östlichen Vorkommen der alleinige Vertreter der Mittel-Schichten, während er in den westlichen Vorkommen überhaupt nicht auftritt.

Mächtigkeiten: Im Teufelsgraben und am Wartstein ca. 12 m, am Schloßberg ca. 9 m, in Reitsham ca. 1,50 m.

Mikrofazies: Der Haupt-Gemengteil Quarz kommt in Form von allochthonen Körnern vor, die meist durch eine Limonithaut miteinander verkittet sind. Nur ganz vereinzelt verbindet die Körner ein schmaler Saum neugewachsenen Quarzes. Die Körner sind ecken- und kantengerundet, während die Flächen häufig noch eben sind. Nach verschiedenen visuellen Vergleichs-Tabellen ist der häufigste Rundungsgrad (Abb. 9):

IV nach GUGGENMOOS (1934) in: KÖSTER (1964, S. 186)

3 nach RUSSEL & TAYLOR (1937) in: KÖSTER (1964, S. 184)

0,5 nach KRUMBEIN & SLOSS (1955, S. 81)

III und IV nach EISSELE (1957) in: KÖSTER (1964, S. 187)

D nach PETTIJOHN (1957, S. 59)

2 nach CHABAKOW in: RUCHIN (1958, S. 474)

Von einer Angabe der Sphärizität wurde wegen der zufälligen Schnittlagen im Schriff abgesehen.

In dichter Packung kommen vereinzelt Biogene vor, die fast immer zerbrochen sind (hauptsächlich Nummuliten, selten Discocyclinen, Serpeln, Muschel-schalen, Echinodermen- und Lithothamnien-Reste). Stellenweise dürfte die Zerbrechung erst durch diagenetische Vorgänge erfolgt sein, wie man an Nummuliten-Gehäusen feststellen kann, die durch Quarzkörner eingedrückt und manchmal gering versetzt sind. Zerbrochene Trümmer-Erze kommen in den liegenden Bereichen vor.

Liegendgrenze: Mi 1 geht aus Ro 2b kontinuierlich durch Verschwinden der Grundmasse, starker Abnahme der Biogene und starker Quarzschüttung hervor.

Hangendgrenze: Auch hier ist ein kontinuierlicher Übergang zwischen Mi 1 und dem liegendsten Schwarzerz-MF-Typ Sc 1 zu beobachten. Im Grenzbereich vergrößert sich das Korn und große, unversehrte Nummuliten werden eingeschwemmt. Erst im nächst höheren Schwarzerz-MF-Typ Sc 2 wird der Unterschied zwischen Mittel- und Schwarzerz-Schichten deutlich.

MF-Typ Mi 2

Kurzname: Schwach verfestigter, feinkörniger Quarz-Arenit ohne Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Fein-, selten mittelkörniger, schlecht sortierter, sehr dicht gepackter; selten und schwach glaukonitischer, selten und schwach hellglimmerführender, selten und schwach biogenführender Quarz-Arenit.

Verbreitung: Mi 2 ist in den Mittel-Schichten auf die westlichen Vorkommen beschränkt. Er tritt aber auch in den Ro. i. w. S. am Wartstein und am Westende des Höhenzuges Ramoos-Reitsham auf (vgl. S. 382).

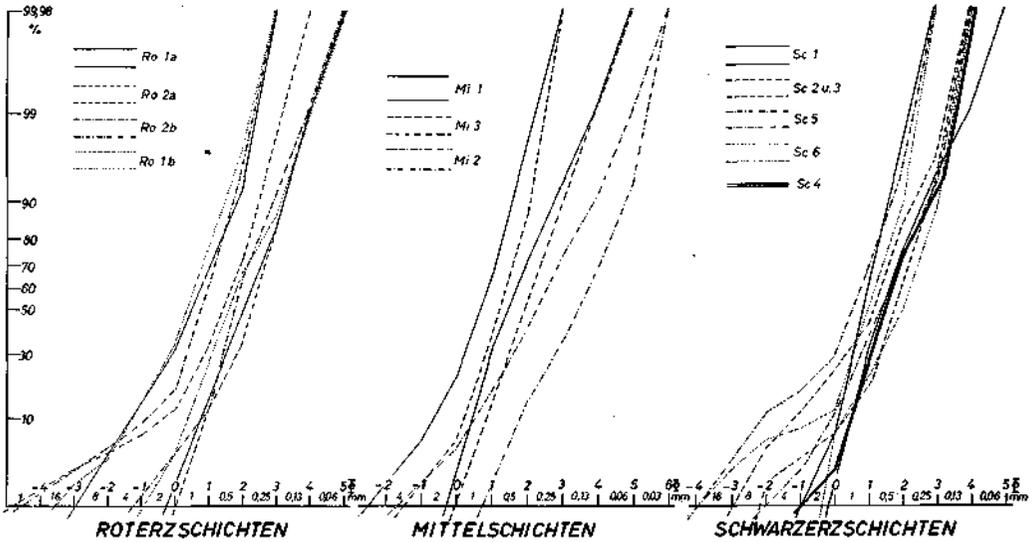


Abb. 7: Kornsummenlinien-Bereiche für die einzelnen MF-Typen.

Mächtigkeiten: Die größte Mächtigkeit gibt TRAUB (1953, S. 27) aus dem Graben ostwärts Gastein mit ca. 105 m an. Im Profil B₁, das in vorliegender Arbeit zur sedimentologischen Untersuchung herangezogen wurde, erreichen die Mittel-Schichten ca. 35 m Mächtigkeit (TRAUB, 1953, S. 24, gibt 32 m an, KIESLINGER, 1964, S. 69, ca. 40 m; diese Differenzen erklären sich aus den unterschiedlich gelegten Profillinien). In der Frauengrube wurde der Nordflügel der Synklinale durch Stichproben erfaßt, in dem die Mittel-Schichten nach TRAUB (1953, S. 21) und nach eigenen Messungen ca. 18 m mächtig sind.

Am Wartstein (Ro. i. e. S.) gibt TRAUB (1938, S. 20) eine Mächtigkeit von 13 m an, während ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 12) 10–15 m feststellen. Nach eigenen Messungen (Profil S) ergaben sich ca. 10 m (infolge der mit zeitweiser Sandgewinnung zusammenhängenden, wechselnd günstigen Aufschluß-Verhältnisse kommen die verschiedenen Mächtigkeitsangaben zustande).

Mikrofazies: Die Untersuchung von Mi 2 im Dünnschliff war wegen seines lockeren Gefüges trotz verschiedener Härtingsversuche nicht möglich. Die granulometrische Analyse wurde mittels Siebung, die qualitativen und textuellen Untersuchungen mittels Streupräparaten durchgeführt.

Wie die Abb. 7 zeigt, ist Mi 2 feinkörniger als Mi 1. Er besteht in der Hauptsache aus Quarzkörnern, die im allgemeinen etwas schlechter gerundet sind als in Mi 1, vor allem weisen die Feinfraktionen eine schlechtere Rundung als die groben auf (Abb. 8). Die Körner sind fast nicht verkittet, so daß meist sehr mürbe Sandsteine und lockere Sande vorliegen. In St. Pankraz wurden sie bekanntlich wegen ihrer großen Reinheit für die Glasindustrie abgebaut, während sie heute nur noch als Putzsand in der Bau- und als Schneidsande in der Marmor-Industrie Verwendung finden (KIESLINGER 1964, S. 59).

Der Zement ist eine karbonatische Substanz, die aber nicht immer vorhanden ist. Eine Rückstands-Untersuchung ergab für eine Probe etwa aus der Mitte der Schloßfelsen-Ostwand 2,0 Gew.-% Zement, doch dürften an dieser

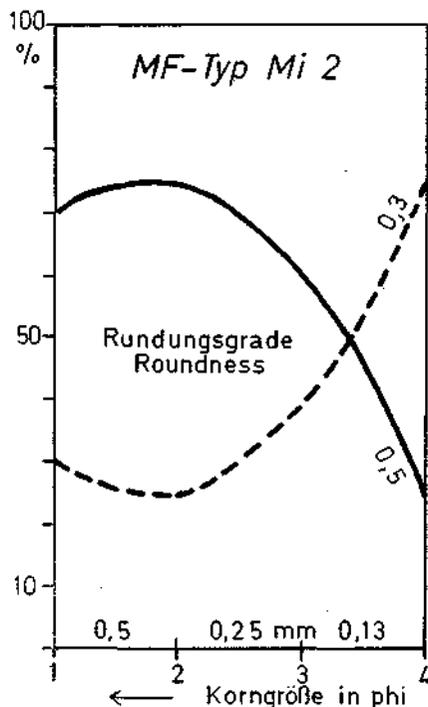


Abb. 8: Beziehung zwischen Kornrundung und Korngröße beim Mittelschichten-MF-Typ Mi 2. Die Körner mit den kleinsten Korngrößen sind infolge Transportes in Suspension schlechter gerundet als die größeren (Rundungsgrade nach KRUMBEIN & SLOSS 1955).

Zahl auch noch einige Nummuliten-Bruchstücke beteiligt sein. Ähnlich schlecht verkittet (3,8 Gew.-% karbonatische Substanz) sind die Ro. i. w. S. vom gleichen MF-Typ am Wartsein. KIESLINGER (1964, S. 68) macht hierfür neben einem primären Karbonatmangel auch säkuläre Verwitterung verantwortlich.

An Biogenen sind ganz vereinzelte Nummuliten-Reste vorhanden, ferner konnte TRAUB (1953, S. 15) *Alveolina oblonga* DESH. nachweisen und (l. c., S. 27) aus dem Graben ostwärts Gastein *Rotularia spirulaea* (GOLDF.). An der Basis über den Roterz-Schichten fand der Verfasser mm-mächtige, kleine Kohleschmitzen (VOGELTANZ 1968 a, S. 83).

An anorganischen Komponenten konnten sehr selten Glaukonit-Körner sowie verstreute Hellglimmer-Blättchen beobachtet werden; Feldspat konnte optisch nur in einem einzigen Falle (Mikroklin) nachgewiesen werden. Nach einer freundlicher Weise von Herrn Dipl.-Ing. M. TOMANN-ROSOS (Frauenthal) durchgeführten Untersuchung und nach der von KIESLINGER (1964, S. 95) publizierten chemischen Analyse scheinen ganz geringe Feldspatmengen vorhanden zu sein. Nachfolgend ein Auszug aus dem Gutachten von M. TOMANN-ROSOS (vom 25. 5. 1967):

„Aus der D. T. A.-Kurve ist außer dem Quarzsprung (573° C) nichts ersichtlich. Die Probe wurde gesiebt, und die Fraktionen bei ca. 1400° C gebrannt, worauf in den feinen Fraktionen geringe Sinterung auftrat, was i. a. kleine Feldspat-Mengen andeutet.

Eine nachträglich am 21. April 1968 von einer Mischprobe durch das gesamte Profil B₁ durchgeführte D. T. A., die diesmal nur die Feinstfraktionen (unter 0,063 mm) betraf, ergab außer einer nur schwach angedeuteten, endothermen Reaktion bei ca. 500° C (= Wasserabgabe der diversen Tonmineralien) wiederum den Quarzsprung bei 573° C.“

Sonstige Komponenten sind die auf S. 425 näher besprochenen, von WOLETZ (1954, 1957) untersuchten Schwermineralien, zu denen sich auch als Kuriosität Gold-Blättchen (kleiner als 0,1 mm) gesellen. Mit Hilfe der alten Goldwäscher-Technik (PREUSCHEN 1938) konnten diese Komponenten unter Anleitung von Herrn Prof. Dipl.-Ing. Dr. E. PREUSCHEN aus dem Mi 2-Sand von St. Pankraz herausgewaschen werden.

Liegendgrenze: Mi 2 geht kontinuierlich aus den Roterz-Schichten hervor (Hangendgrenze von Ro 1b, S. 388).

Hangendgrenze: Auch die Hangendgrenze ist kontinuierlich entwickelt. Knapp unter den Schwarzerz-Schichten nimmt der Zement-Anteil sehr rasch zu und erzeugt hiedurch den MF-Typ Mi 3 (s. d.).

MF-Typ Mi 3

Kurzname: Mittelkörniger Quarz-Arenit mit Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Mittelkörniger, mäßig sortierter, dicht gepackter; schwach vererzter, schwach biogenführender, sparitischer Quarz-Arenit.

Verbreitung: Mi 3 kommt nur in den westlichen Vorkommen vor (Profile C, D und F).

Mächtigkeiten: In St. Pankraz durchschnittlich 0,20 m und in der Frauengrube nur mehr 0,05—0,10 m.

Mikrofazies (Taf. 2, Bild 1): Wie bereits erwähnt, handelt es sich hier um einen Abkömmling von Mi 2, d. h. die textuellen Eigenschaften sind mit Ausnahme der gröberen Körnung die gleichen. Unterschiedlich ist nur der wesentlich größere Gehalt an sparitischem Zement. Die Untersuchung einer Probe aus der Schlößlfelsen-Ostwand (Nr. 5/D) ergab 39,9 Gew.-% karbonatische Substanz (= Zement + Biogene).

Biogene sind in erster Linie wiederum Nummuliten, sowie vereinzelte Gehäuse von *Rotularia spirulaea* (GOLDF.). Als anorganische Komponenten beobachtet man vereinzelt zerbrochene Trümmer-Erze. Infolge der besseren Verkitung sind die Gesteine dieses MF-Typs sehr hart und wittern stellenweise deutlich aus ihrem Liegenden bankförmig heraus.

Liegendgrenze: Mi 3 steht in kontinuierlichem Übergang zu Mi 2 durch Zunahme von Zement.

Hangendgrenze: Diese ist transgressiv entwickelt. Im Profil C beobachtet man an der Basis des Schwarzerzes bis zu 1,5 cm große Quarzgerölle, die meist mit einer limonitischen Haut überzogen sind. Ferner sind die Mittel-Schichten in Form von etwa 10 × 3 cm großen, unregelmäßig brotlaibförmigen Geröllen in einer etwa 0,40 m mächtigen Schicht in den transgredierenden Schwarzerz-Schichten aufgearbeitet, welche dem Typ Mi 3 angehören. Die Gerölle sind stark vererzt.

Die gleiche Erscheinung ist im parallelen Profil D zu beobachten, nur sind die Mi-3-Gerölle weniger vererzt. TRAUB (1953, S. 24) beschreibt vom Westende der Schlößlfelsen-Südwand (Profil C) Brauneisen-Schwarten und eisenumkrustete Knollen, doch handelt es sich hier um die

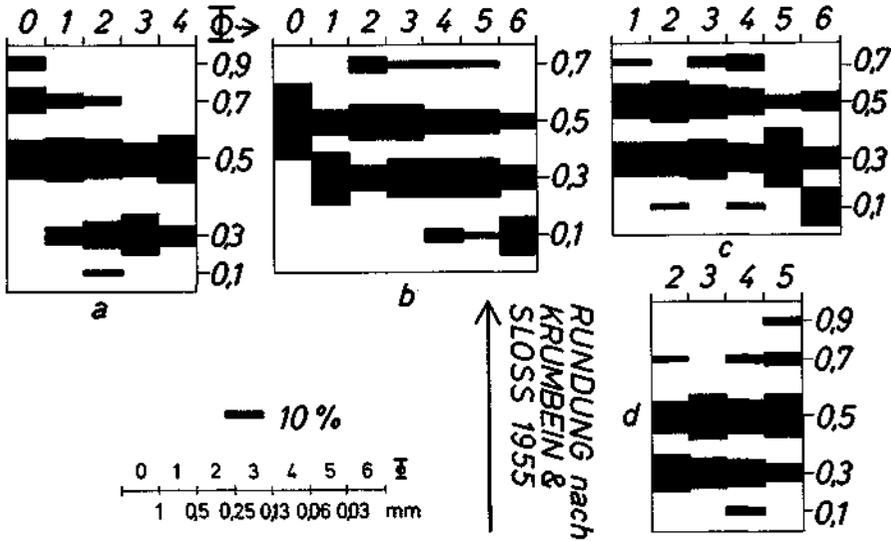


Abb. 9: Prozentuelle Verteilung der Quarzkorn-Rundungsgrade innerhalb der Korngrößen-Klassen. a) Probe 9/T (MF-Typ Mi 1); b) Probe 19/B (MF-Typ Mi 2); c) Probe 5 S/5 (MF-Typ Mi 2, Ro. i. w. S.); d) Litoralsand (rezent) von Kourouta südl. Pyrgos, Ionisches Meer.

Grenze Mittel-Schichten—Schwarzerz-Schichten, sondern um einen lokalen Transgressionshorizont, der die Schwarzerz-MF-Typen Sc 1 und Sc 2 voneinander trennt und der nur im besagten Profil beobachtet werden kann. Der von TRAUB (l. c., S. 21) aus der Frauengrube beschriebene Transgressionshorizont ist ein dritter, der die Schwarzerz-Typen Sc 4 und Sc 5 voneinander trennt und der auch in St. Pankraz zu beobachten ist.

c) Die Schwarzerz-Schichten

Dieses Schichtglied stellt — als ganzes betrachtet — eine Fazies-Rekurrenz gegenüber den Roterz-Schichten dar. Über dem sandigen Komplex der Mittel-Schichten, in denen die Biogene praktisch keine Rolle spielen, treten uns in den Schwarzerz-Schichten wieder biogenreiche Gesteine entgegen, in denen die Nummuliten wie in den Roterz-Schichten dominieren und in denen auch zahlreiche andere Fossilien vorkommen, die deutliche Beziehungen zum Roterz haben, wie z. B. die Brachyuren (VOGELTANZ 1968 a).

Innerhalb der Schwarzerz-Schichten ist die Fazies-Differenzierung beträchtlich und läßt sich in sechs übereinanderliegende MF-Typen gliedern. Berücksichtigt man dabei die geringe Gesamtmächtigkeit (durchschnittl. 5—6 m) gegenüber den Roterz-Schichten, so ist schon daraus eine verstärkte Oszillation der Sedimentations-Faktoren zu erkennen. Nach TRAUB (1953, S. 29) wird mit den Schwarzerz-Schichten der ältere Sedimentations-Zyklus im südhelvetischen Alttertiär abgeschlossen und mit der vermutlich kondensierten Fossilschicht werden die ganz anderen Verhältnisse der Stockletten-Zeit eingeleitet.

Wie bereits bei den Mittelschichten erwähnt, konnte der Verfasser zwei neue Vorkommen der Schwarzerz-Schichten erkennen (Schloßberg von Mattsee und am Höhenzug Ramoos—

Reitsham), sowie die von TRAUB (1938, S. 26) erstmals erkannten Schwarzerz-Schichten im Teufelsgraben und im Graben bei Gimelsberg mikrofaziell bestätigen.

Es sind daher in der Detailkarte B von ABERER & BRAUMÜLLER (1958, Taf. I) folgende Ergänzungen notwendig: zusätzlich zum Roterz-Zug über dem Wort „Außerwall“ sind Mittel- und Schwarzerz-Schichten einzutragen, sowie im Roterz-Vorkommen über dem Buchstaben „I“ des Wortes „Gimelsberg“ (= Steinbruch, Profil N) über dem Roterz das Schwarzerz. Auf der Detailkarte C von ABERER & BRAUMÜLLER sind am Schloßberg Mittel- und Schwarzerz-Schichten nachzutragen (ebenso auf Textfigur 6 in GOHRBANDT, 1963 a, S. 88).

Die vollständigste Entwicklung der Schwarzerz-Schichten ist in den westlichen Vorkommen, wo alle sechs MF-Typen auftreten. Ihre Benennung erfolgt nach dem Schlüssel in Tab. 1 (S. 379).

MF-Typ Sc 1

Kurzname: Sandiger Assilinen-Kalkarenit ohne Grundmasse.

Voller Gesteinsname: Mittel- bis grobkörniger, mäßig sortierter, dicht bis sehr dicht gepackter; z. T. vererzter, stark sandiger Assilinen-Kalkarenit.

Verbreitung: Sc 1 ist in den westlichen und östlichen Vorkommen sowie im oberen Teufelsgraben (Profil H) verbreitet.

Mächtigkeiten: Die größte Mächtigkeit liegt im Profil L des Wartsteines mit ca. 1,7 m, die kleinste in der Frauengrube mit ca. 0,5 m.

Mikrofazies: Die im Gelände als braungrüne Kalksandsteine mit deutlicher Zunahme des Limonit-Gehaltes entwickelten Gesteine zeigen bereits makroskopisch in St. Pankraz vereinzelte Lithothamnien-Reste und häufig große Assilinen. U. d. M. sind sie den Gesteinen des MF-Typs Mi 1 ähnlich, nur sind hier die sehr dicht gepackten Quarzkörner schlechter gerundet und die Biogene häufiger. Die Assilinen sind derart stark vererzt, daß sie im Dünnschliff erst im Auflicht nach Ätzung mit HCl erkennbar sind. Discocyclusen und Reste von Serpeln kommen vereinzelt vor, ebenso strukturlose Holzreste wie in den Roterz-Schichten (Taf. 3, Bild 2).

Quarzgerölle von 1,5 cm Korngröße sind keine Seltenheit, kommen aber im Osten dichter vor, so daß richtige Konglomerat-Lagen entstehen. Untergeordnet findet man zerbrochene Fe-Ooide. Es ist ein Zement aus dünnen Limonit-Häuten in den Intergranularen vorhanden, wie es beim MF-Typ Mi 1 beschrieben wurde (S. 392).

Liegendgrenze: Sie wurde als Hangendgrenze von Mi 1 (S. 392) und von Mi 3 (S. 395) bereits beschrieben. Es bleibt hier nur festzuhalten, daß sie im Westen eindeutig transgressiv, im Osten aber kontinuierlich entwickelt ist.

Hangendgrenze: Der Übergang in den hangenden MF-Typ Sc 2 ist fast überall kontinuierlich. Nur am Westende der Schloßfelsens-Südwand deuten die bereits auf S. 395 erwähnten Gerölle von Sc 2 in einem Bindemittel von Sc 2 („Intraformationelle“ Intraklaste) auf Transgression von Sc 2 über Sc 1 hin.

MF-Typ Sc 2

Kurzname: Operculinen-reicher Kalkarenit.

Voller Gesteinsname: Mittelkörniger, mäßig bis schlecht sortierter, dicht bis sehr dicht gepackter; schwach vererzter, schwach bis stark sandiger, z. T. sehr schwach glaukonitischer, z. T. sparitischer Nummulitiden-Kalkarenit.

Verbreitung: In den westlichen und östlichen Vorkommen.

Mächtigkeiten: Die größte Mächtigkeit wird am Wartstein mit ca. 1,60 m erreicht, am Schloßberg und in den westlichen Vorkommen hingegen mit ca. 0,60 bis 1 m.

Mikrofazies: Unzerbrochene Nummuliten-, Operculinen- und Discocyclinen-Schalen liegen unregelmäßig in einem Mörtel aus kleinen Nummuliten-Gehäusen, mäßig gerundeten Quarzkörnern und Trümmererz-Körnern. Der Volumenanteil der Großnummulitiden und Discocyclinen einerseits und des Mörtels andererseits beträgt ca. 50 : 50. Beide Gruppen sind für sich gut, insgesamt aber schlecht sortiert. Ganz vereinzelt sind kleine, runde Glaukonitkörner zu beobachten. Manchmal (Schliff 6/C) ist noch sparitische Grundmasse vorhanden, die einen Porenzement darstellt.

Im Profil C (St. Pankraz) sind die Gesteine an ihrer Basis in seeigelförmige Intraklaste zerlegt worden, die stark mit Fe-Lösungen durchtränkt wurden. Daher kommt ihre auffallend rote Farbe (Grayish red 10 R 4/2), die vom normalen Graubraun dieses MF-Typs abweicht. Teilweise liegt um die Gerölle eine 1 bis 2 mm dicke Limonit-Kruste.

Liegendgrenze: Bis auf das Profil C, in dem — wie beschrieben — Basisgerölle von Sc 2 eine Aufarbeitung und Transgression andeuten, konnte immer nur ein kontinuierlicher Übergang von Sc 1 in Sc 2 festgestellt werden.

Hangendgrenze: In allen Vorkommen kontinuierlich, der Grenzbereich ist jedoch nur wenige cm mächtig.

MF-Typ Sc 3

Kurzname: Nummuliten-Echinodermen-Kalkarenit.

Voller Gesteinsname: Mittel-, selten grobkörniger, mäßig bis schlecht sortierter, dicht bis sehr dicht gepackter; schwach vererzter, schwach bis stark sandiger, z. T. schwach glaukonitischer, z. T. sparitischer Nummuliten-Echinodermen-Kalkarenit.

Verbreitung: In den westlichen Vorkommen und am Schloßberg von Mattsee.

Mächtigkeiten: Größte Mächtigkeit am Wartstein mit ca. 1,90 m, die geringste am Schloßberg mit ca. 0,50 m.

Mikrofazies: Die Gesteine haben ein dichtes, feinkristallines Gefüge. Stark zerbrochene Biogene, gut gerundete Quarzkörner und vereinzelte Fe-Trümmererze bilden ein dicht gepacktes Haufwerk ohne Grundmasse, das nur in den liegenden Bereichen der Vorkommen Anzeichen einer schwachen Regelung der Komponenten zeigt. Es fällt die Zunahme von Echinodermen-Resten auf, die in den hangenden Bereichen mehr als 50% des Gesteinsvolumens erobieren. Diese Reste zeigen als Charakteristikum eine Umwachsung von klarem Kalkspat (Taf. 2, Bild 2), die in ganz ähnlicher Weise von MATTHEWS (1967, S. 1148, Fig. 2) aus pleistozänen Biospariten von Barbados beschrieben wurde. Der Autor deutet diese monokristalline Umwachsung als diagenetische Zementation.

Bei den Echinodermen-Resten handelt es sich in erster Linie um Echinoideen- und seltener um Crinoideen-Fragmente.

Gleich häufig wie jene sind die meist zerbrochenen Gehäuse von Nummuliten, wogegen Discocyclinen- und Milioliden-Reste sowie vereinzelte Frag-

mente von Muschelschalen seltener sind. Der Vererzungsgrad der Biogene ist gering.

Sc 3 variiert in mikrofazialer Hinsicht gegen Osten. In der Frauengrube beherrschen Echinodermen-Reste an der Basis des Vorkommens das Schlibbild, die schwach ss-parallel geregelt sind. Gegen das Hangende verschwindet der Quarz allmählich, die Körnung wird insgesamt feiner, in den Poren tritt wasserklarer Kalkspat-Zement auf. Das Gefüge wird lagig: Lagen mit stark umkristallisierten Biogenen und vereinzelt Quarzkörnern wechsellagern zweimal mit Lagen bestehend aus Großnummulitiden in einer Grundmasse aus feinst gradiertem Schutt. In diesen Lagen beobachtet man häufig sichelförmige, nach oben konvexe Hohlräume, die unter den Discocyclinen liegen und mit klarem Poren-Kalkspat zementiert sind.

Nun nimmt der Quarzgehalt wieder zu (kleine, gut gerundete und gut sortierte Körner). Quarz und Abrieb von Nummuliten- und Echinodermen-Gehäusen und Fe-Trümmererz-Körner bilden einen dichten Mörtel (= detritische Grundmasse), in dem große, unversehrte Nummuliten und Mollusken-Schill ungerregelt liegen. Die Gehäuse sind manchmal als Wasserwaagen entwickelt.

Nach vorübergehender Kornvergrößerung des Quarzes tritt allmählich eine bräunliche, sparitische Grundmasse auf. Die Hangendpartie zeigt eine Rückkehr zum Liegenden von Sc 3: wasserklarer Zement verkittet Echinodermen-Reste, gleichkörnige Quarzkörner und Trümmererz-Körner. Diese Entwicklung bedeutet eine Fazies-Rekurrenz: Liegend—Hangend—Liegend von Sc 3, aber auch: Sc 2—Sc 3—Sc 2—Sc 3, wenn der MF-Typ Sc 2 mitberücksichtigt wird.

Am Wartstein und am Schloßberg ist Sc 3 durch einen wesentlich höheren Gehalt an Quarz und einen geringeren an Trümmererz-Körnern gekennzeichnet.

Liegendgrenze: Siehe S. 398 (Hangendgrenze von Sc 2).

Hangendgrenze: Kontinuierlicher Übergang in Sc 4. Stellenweise kann im Profil E (St. Pankraz) das Eindringen von transgredierendem Sc 5 (s. d.) entlang von Erosionsschläuchen beobachtet werden, welche durch Auftauchen der Schichten nach Ablagerung von Sc 4 (s. d.) entstanden sind.

MF-Typ Sc 4

Kurzname: Subsolutions-Kalkarenit.

Voller Gesteinsname: Mittel-, selten grobkörniger, mäßig bis schlecht sortierter, dicht gepackter: schwach vererzter, schwach sandiger, z. T. schwach glaukonitischer, sparitisch-limonitischer Nummuliten-Kalkarenit.

Verbreitung: In den westlichen Vorkommen, sowie am Schloßberg von Mattsee; wegen der starken Verwitterung am Südhang des Wartsteines ist er für eine sedimentologische Probenentnahme ungeeignet.

Mächtigkeiten: In den westlichen Vorkommen zwischen 0,7 und 1 m, am Schloßberg 4,4 m.

Mikrofazies: Die mittelkörnigen, sehr harten Kalksteine sind im Gelände durch ihre gelbbraune bis dunkelbraune Farbe sowie durch die stellenweise in ihnen auftretenden Karsthöhlen-Bildungen auffallend (z. B. in St. Pankraz). Als eigener Gesteinstyp wurden sie bisher noch nicht ausgeschieden. U. d. M. offenbaren sie sich als ein unverwechselbarer MF-Typ; die Biogene (hauptsächlich

Nummuliten und Echinodermen-Reste) sind stark korrodiert und von einem schmalen Brauneisen-Saum überzogen, so daß sie sich gegen die Grundmasse silhouettenhaft abheben. Die zerfressenen Korngrenzen weisen eine große Ähnlichkeit zu Bildern auf, die JURGAN (1969, S. 481 ff.) aus dem Dachsteinkalk der Berchtesgadener Alpen publizierte, und welche von diesem Autor als *Subsolutions-Erscheinungen* gedeutet werden³⁾. Danach sind die Anreicherungs-zonen von Limonit als fortdauernder Absatz von Fe-Hydroxiden bei gleichzeitigem Ausfall der Kalksedimentation zu deuten^{3a)}.

In Sc 4 beobachtet man in Zonen verstärkter Lösung eine Anreicherung von Biogenen, die widerstandsfähiger waren als die spartische Grundmasse. Dazwischen kommen Lagen reinsten Limonits vor. Im Schliff 5/E ist ein stark ange-löster Sediment-Rest des MF-Typs Sc 3 zu beobachten, der rundherum taschen- und karrenartig zerfressen und von einer ca. 1 mm dicken Limonit-Kruste überzogen ist.

Im Schloßberg-Profil deutet die vierfache Mächtigkeit von Sc 4 gegenüber den westlichen Vorkommen bereits auf eine wesentlich abgeschwächte Lösungstätigkeit hin. Dies bestätigt auch der Schliff, der außer der kennzeichnenden Umriß-Vererzung der Biogene wenig Auffälliges zeigt. Auch tritt keine lagenweise Anreicherung von Limonit oder korrodierten Biogenen wie im Westen auf.

Liegendgrenze: Siehe S. 399 (Hangendgrenze von Sc 3).

Hangendgrenze: Aus konzentrischen Lagen aufgebaute, bis 2 cm dicke Limonit-Krusten überziehen ein *Erosionsrelief* von Sc 4, in dessen Vertiefungen die Gesteine von Sc 5 eindringen und als Bindemittel Gerölle von Sc 4 verkitten. Wie auf S. 399 ausgeführt wurde, greift das Erosions-Relief schlauchartig stellenweise sogar bis zum Sc-3-Horizont hinunter. Die Hangendgrenze von Sc 4 ist also offenbar transgressiv.

Über die chemische Zusammensetzung dieser Krusten möge das folgende Analysen-Ergebnis (Analytiker M. PASSER) informieren:

Tabelle 3

<i>Oxid-Gruppen</i>		<i>Errechnete Bestandteile</i>	
Glühverlust	19,92%	SiO ₂	4,96%
SiO ₂	4,96%	CaCO ₃	23,85%
Fe ₂ O ₃	61,50%	Fe ₂ O ₃ · xH ₂ O	70,94%
Al ₂ O ₃	0,10%	Al ₂ O ₃	0,10%
CaO	13,37%	MnO	—
MnO	—	MgO	<u>Spur</u>
MgO	<u>Spur</u>		99,85%
	99,85%		

Die oftmals geäußerte Vermutung, daß es sich bei den Krusten um „Eisen-Mangan-Krusten“ wie im oberostalpinen Lias handle, findet durch diese Analyse, die qualitativ mehrmals überprüft wurde, keine Bestätigung.

³⁾ *Subsolution* (HEIM, 1959, S. 648) = Halmyrolyse (HUMMEL) oder „untermeerische Verwitterung“, d. h. Auflösung von Ca-Karbonaten und -Sulfaten.

^{3a)} Nach Drucklegung dieser Arbeit erschien eine Untersuchung von ZANKL (1969), in der *Subsolution* in den Adneter Kalken (Lias, Oberostalpin) beschrieben wird. Auch dort sind keine ausgesprochen kalten Strömungen dafür verantwortlich.

Die Bildung derartiger Eisenkrusten kann verhältnismäßig rasch erfolgen. Am Strande des Marmara-Meeres bei Ataköy in Thrazien (ca. 7 km W Istanbul) beobachtete der Verfasser im Jahre 1968 eine konvergente Bildung von ca. 3 bis 10 cm dicken Limonit-Krusten, die Gerölle von verschiedenen Gesteinen, Molluskenschalen und vereinzelte byzantinische Scherben miteinander zu einem Strandkonglomerat verkittete, das genau an der Strandlinie liegt.

MF-Typ Sc 5

Kurzname: „Erzträger“ der Schwarzerz-Schichten.

Voller Gesteinsname: Grob, selten mittelkörniger, mäßig bis schlecht sortierter, dicht gepackter; meist stark oolithischer, sandiger, intraklastischer, sparitischer Discocylinen-Nummuliten-Kalkarenit.

Verbreitung: In den westlichen Vorkommen sowie im aufgelassenen Steinbruch des Grabens bei Gimelsberg (Profil N).

Mächtigkeit: Durchschnittlich zwischen 0,5 und 1,9 m.

Mikrofazies: Bei diesem MF-Typ handelt es sich um das am Kressenberg in Bayern in großer Mächtigkeit vorkommende „typische Schwarzerz“ sensu TRAUB (1953, S. 16). Sc 5 ist der eigentliche Erzträger der Schwarzerz-Schichten und als solcher für etwaige wirtschaftliche Prospektion der interessanteste im Salzburger Helvetikum. Die gelbbraun verwitternden, teilweise sehr mürben Gesteine zeigen folgendes mikrofazielles Bild:

Zahlreiche zerbrochene, meist gerundete und stark vererzte Nummuliten und Intraklaste, sowie gegen das Hangende zunehmend Limonit-Ooide liegen eingeschwemmt in einer sparitischen und detritischen Grundmasse, in der als autochthone Komponenten unversehrte und unvererzte Discocylinen, seltener Nummuliten und Schalen von Muscheln und Brachiopoden mit schwacher Regelung liegen. Stellenweise ist ein gehäuftes Auftreten von autochthonen Milioliten zu beobachten (Taf. 2, Bild 3). Mäßig bis gut gerundete Quarzkörner sind besonders an der Basis häufig. Die Fe-Ooide haben im Liegenden fast immer einen biogenen Kern oder Quarzkörner und Intraklaste als Kern. Sie werden gegen das Hangende zunehmend reine Erz-Ooide, die aus konzentrischen Lagen von Limonit ohne fremden Kern bestehen.

Die Mikrofazies gleicht sehr der Abb. 12 in JURGAN (1969, S. 484), die isolierte Subsolutionsrelikte im Dachsteinkalk (Berchtesgadener Alpen) zeigt und — abgesehen von der systematischen Verschiedenheit der Biogene — eine konvergente Vorstellung gibt.

Liegendgrenze: Wie auf S. 400 (Hangendgrenze von Sc 4) beschrieben wurde, ist die Auflagerung von Sc 5 transgressiv. Dies beweisen auch primäre Sedimentstrukturen, die auf der Schichtunterseite der Basis-Anteile von Sc 5 im Februar 1967 durch Sprengung in der Sandgrube St. Pankraz kurze Zeit aufgeschlossen waren. Es handelte sich dabei in erster Linie um höckerförmige Ausgüsse von Luvgräben (Current crescents, PEABODY, 1947) und um lange, wulstförmige Ausgüsse von Rillenmarken (Groove casts, SHROCK, 1948).

Während die Höcker der Luvgräben den Strömungssinn erkennen lassen, waren die Rillenmarken hierfür nicht geeignet. Wie z. B. DALEY (1968, S. 120) in nichtmarinen, feinsten Sand- und Siltesteinen eine Internstruktur der Rillenmarken erkennen konnte, welche den Strömungssinn angab, waren unsere Gesteine viel zu grobkörnig und außerdem durch Oberflächenwässer, die entlang der Spalten vor der Freilegung eingedrungen waren, zu stark verwittert, um Internstrukturen erkennen zu lassen.

Nach Rückklappung der tektonisch steilgestellten Schicht zeigten die konvexen Enden der Luvgräben-Höcker nach NE, woraus sich ein Strömungssinn von SW nach NE ergibt⁴⁾. Als Hindernisse bei der Bildung der Luvgräben fungierten die aufgearbeiteten Gerölle von Sc 4.

Auch im Graben bei Gimelsberg transgrediert Sc 5 über sein Liegendes, doch handelt es sich hier um den Roterz-MF-Typ Ro 2a (S. 389). Die Transgression erfolgte ebenfalls auf ein Erosions-Relief, das mit Limonit-Krusten überzogen ist (Taf. 5, Bild 4). Eindrucksvoll ist dies an der Westseite des Stalles des Gehöftes Gangl (Weiler Gimelsberg) zu beobachten, wo einige Mauersteine aus Ro 2a taschen- und nesterartig von Sc 5 durchzogen sind⁵⁾. Es handelt sich demnach um eine Schichtlücke, in der die gesamten Mittel-Schichten und das Schwarzerz Sc 1—4 fehlen. Hierauf wird auf S. 433 noch näher Bezug genommen.

Hangendgrenze: Nach einem Volumen-Maximum von Fe-Ooiden im gesamten Untersuchungsgebiet (46 V% in St. Pankraz) nehmen diese rasch ab und verschwinden bald ebenso wie die sparitische Grundmasse. An ihre Stelle tritt ein feinkörniger Mörtel aus Biogen-Fragmenten; Sc 5 geht kontinuierlich in Sc 6 über.

MF-Typ Sc 6

Kurzname: Discocyclinen-Kalkarenit.

Voller Gesteinsname: Mittelkörniger, schlecht sortierter, sehr dicht gepackter: meist schwach vererzter, glaukonitischer, leicht sandiger Discocyclinen-Kalkarenit.

Verbreitung: In den westlichen Vorkommen.

Mächtigkeiten: In St. Pankraz und in der Frauengrube ca. 1,5 m.

Mikrofazies (Taf. 2, Bild 4): Die graugrünen, mürb verwitternden Gesteine bilden den hangendsten MF-Typ der Schwarzerz-Schichten und leiten kontinuierlich in die Fossilschicht über.

Sehr dicht gepackte, massenhaft auftretende *Discocyclinen*, die meist zerbrochen sind, bilden zusammen mit zahlreichen *Glaukonit*-Körnern, vereinzelt Quarzkörnern und Fe-Ooiden ein eng verzahnendes Gewebe. Dieses Grundgewebe ist häufig bioturbat verwühlt, wobei die wühlenden Organismen meist eine mikritische Substanz als Spuren ihrer Tätigkeit zurückgelassen haben. Als größere, unversehrte oder nur wenig zerbrochene Komponenten beobachtet man ebenfalls *Discocyclinen* und seltener *Nummuliten* (häufig von bohrenden oder ätzenden Organismen befallen, vgl. KECSKEMETI 1959, S. 72), *Mollusken*- und *Brachiopoden*-Schalen, Gehäuse von *Kalkwürmern* (häufig als *Wasserwaagen*) und vereinzelt, kantengerundete *Quarzgerölle*. *Echinodermen*-Reste sind nur äußerst spärlich vertreten.

Gegen das Hangende tauchen im Grundgewebe vereinzelt planktonische Foraminiferen (*Orbulinidae*) auf, ferner nimmt der *Glaukonit*-Gehalt zu und strukturlöse Holzreste (wie im Roterz; Taf. 3, Bild 2) erscheinen als bernsteingelbe Körner. Dies ist auch im wesentlichen die Mikrofazies der Fossilschicht, wobei der *Glaukonit*-Gehalt mit über 10 V% sehr hoch wird.

Liegendgrenze: Siehe S. 402 (Hangendgrenze von Sc 5).

Hangendgrenze: Kontinuierlicher Übergang in die Fossilschicht, wie oben beschrieben.

⁴⁾ Dies gilt nur bei der Annahme einfacher Drehung der Schichten um die Horizontale. Für andere Bewegungen findet sich kein Anhaltspunkt.

⁵⁾ Herr J. GANGL bestätigte, daß das Baumaterial für den Stall aus dem Steinbruch des Grabens bei Gimelsberg stamme (Profil N).

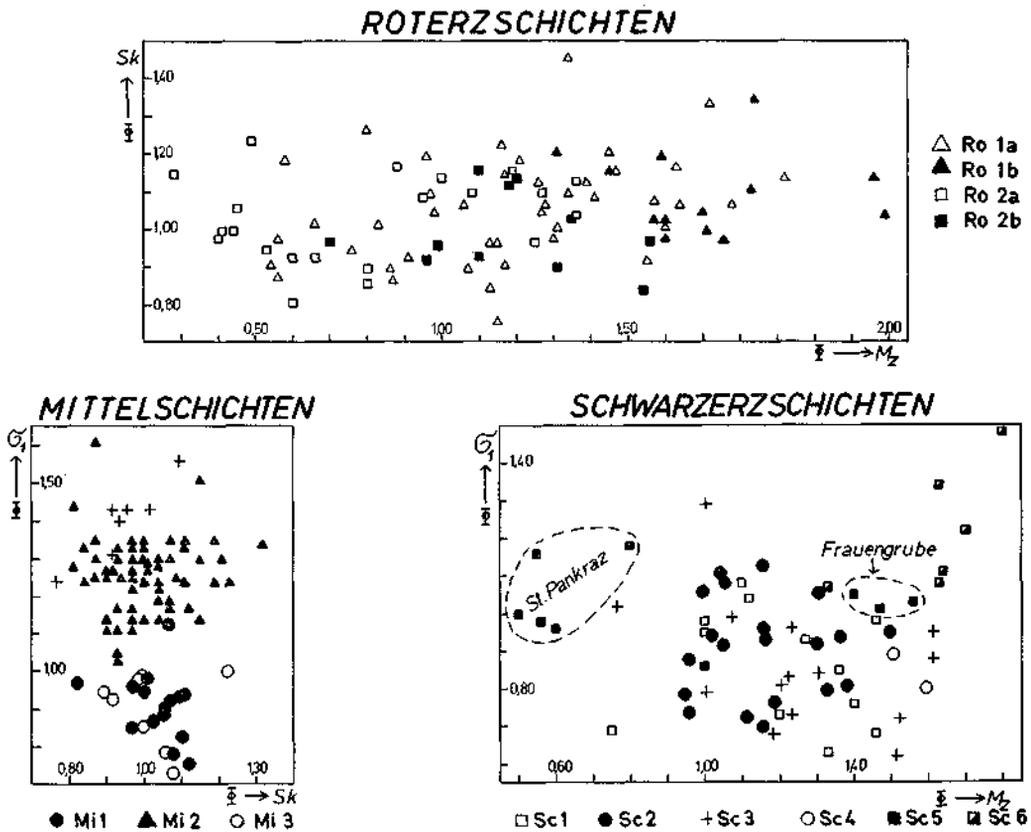


Abb. 10: Diagramme für die statistischen Parameter Mittelwert (M_2), Sortierung (σ_1) und Schiefe-Koeffizient (Sk) (vgl. S. 379).

3. Zusammenfassende Beschreibungen

a) Die Biogene

Der mikrofazielle Terminus „Biogene“ umfaßt nach FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER (1963, S. 10) alle in Dünnschliffen erkennbaren Fossilreste, u. zw. sowohl sicher typisierbare Reste als auch Bruchstücke von unklarer gruppenmäßiger Zugehörigkeit. Er deckt sich einerseits mit den „Skeletal grains“ und „Skeletal fragments“ (LEIGHTON & PENDEXTER, 1962, S. 36, 38) und andererseits mit den „Fossils“ (FOLK, 1962, S. 63) im angelsächsischen Schrifttum. Eine genaue systematische Bestimmung von Biogenen ist meist nicht möglich (vgl. HAGN & WELLNHOFER, 1967, S. 214), so daß auch hier meist nur größere Taxa beschrieben werden. Obwohl für die palökologische Analyse Biogene und Makrofossilien herangezogen werden müssen, kann auf letztere — mit wenigen Ausnahmen — verzichtet werden; fast alle aus den Gesteinen bekannten Makrofossilien kommen in den Schliffen vor, wenn auch manchmal nur in unbestimmbaren Resten. Eine bislang fehlende makropaläontologische Bearbeitung des Salzburger Helvetikums macht diesen Verzicht leichter; es wird hier auf SCHLOSSER (1925) verwiesen, der die bayerischen Vorkommen bisher am umfassendsten dargestellt hat.

Aber auch eine mikropaläontologische Bearbeitung war nicht Zweck dieser Arbeit. Eine solche wird nach frdl. brieflicher Mitteilung von Herrn Dr. K. GOHRBANDT (dzt. Tripoli, Libyen)

durchgeführt werden. Im folgenden werden die einzelnen Biogene nur insoweit beschrieben, als sie für die paläogeographische Deutung wichtig sind. Als Vorlage diente MÜLLER: Lehrbuch der Paläozoologie, bei den Foraminiferen erfolgte die Reihung nach POKORNY (1958, S. 142—403).

Unterklasse Foraminifera D'ORBIGNY 1826

Familie Textulariidae

Sowohl in den Rot- als auch in den Schwarzerzschichten sind die meist fragmentären Reste der Gattung *Bolivinosia* YAKOVLEV 1891 erhalten, die aber ebenso wie die in Bruchstücken auftretende Gattung *Textularia* DEFRANCE 1824 nie häufig sind. In den quarzreichen MF-Typen Ro 1 b und 2 b sowie Sc 1 findet man oft nur ein oder zwei Exemplare pro Schliff. In den Mittel-Schichten sowie in Sc 6 fehlen die Vertreter dieser Familie.

Familie Miliolidae

Immer mit den Textulariiden verknüpft. Die Gattung *Spiroloculina* D'ORBIGNY 1826 tritt massenhaft im MF-Typ Sc 3 auf, während fast keine Textulariiden vorkommen. In den anderen MF-Typen ist der Anteil von Milioliden weniger bedeutend (etwas zahlreichen im mittleren Bereich von Sc 5), in den Mittel-Schichten und in Sc 6 gleich null.

Familie Alveolinidae

Gehäuse der Gattung *Alveolina* D'ORBIGNY 1826 kommen in Rot- und Schwarzerz-Schichten vor und konnten in den Mittel-Schichten nicht nachgewiesen werden (allerdings gelang dies TRAUB 1953, S. 15, durch den Fund von *A. oblonga* D'ORB. in Mi 2 südlich St. Pankraz; siehe auch S. 394). Die Alveolinen sind manchmal limonitisiert (besonders in Ro 1 b, Sc 1 und Sc 4), glaukonitisiert und zerbrochen.

Familie Buliminidae

Sehr vereinzelt treten in den Roterz-Schichten Gehäuse auf, die der Gattung *Plectofrondicularia* LIEBUS 1903 vergleichbar sind.

Familie Ellipsoidinidae

In Ro 2 a von St. Pankraz konnte ein Gehäuse zur Gattung *Ellipsolinguina* SILVESTRI 1907 gestellt werden.

Familie Rupertiidae

Ebenfalls in Ro 2 a von St. Pankraz fand sich ein zerbrochenes und schlecht erhaltenes Gehäuse einer Foraminifere, dessen radiale Wandstruktur sowie die Kammern stark an die Gattung *Carpenteria* GRAY 1858 erinnern.

Familie Orbulinidae

In den grundmasseführenden Roterz-MF-Typen Ro 2 a und 2 b sind hin und wieder vereinzelte Vertreter von *Globigerina* D'ORBIGNY 1826 zu beobachten. Verschiedene Fragmente können mit Vorbehalt auf Grund der Wandperforation ebenfalls dieser Gattung zugeordnet werden. Im Roterz spielt diese Familie jedoch keine Rolle, während sie in Sc 6 und in der Fossilschicht keine Seltenheit ist.

Familie Globorotaliidae

Durch GOHRBANDT (1963 a) wurden Globo- und Truncorotalien aus den Ro. i. w. S. bekannt. Es gilt für diese Familie dasselbe, was bereits bei den Orbuliniden vermerkt wurde: Plankton-Foraminiferen sind immer nur vereinzelte Biogene in den untersuchten Gesteinen. Sie fehlen in den Mittel-Schichten vollständig.

Familie Acervulinidae

In insgesamt 16 Schliffen aus allen MF-Typen der Roterz-Schichten kommen meist allochthon, vereinzelt aber auch autochthon (Ro 1 a, 2 a und 2 b) die Gehäuse-Reste einer inkrustierenden Foraminifere vor, die eine große Ähnlichkeit mit der von HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 221—228, Taf. 5—8) aus dem erratischen, kalkalpinen Obereozän von Pfaffing (Bayern) ausführlich beschriebenen *Gypsina linearis* (HANZ.) aufweisen. Herr Prof. Dr. H. HAGN hatte die große Freundlichkeit, sie als *Gypsina* („*Solenomeris*“) *ogormani* (DOUVILLÉ) zu bestimmen, wofür ich auch hier ergebenst danken möchte.

Im vorliegenden Material finden sich Axial- und Äquatorialschnitte. Die Foraminifere umwächst sowohl tierische Reste (Nummuliten, Discocyclinen, Milioliden, *Rotularia*, *Ditrupe*) als auch Algen (*Mesophyllum* und *Archaeolithothamnium*), sowie anorganische Komponenten (Quarzkörner). In einem Schliff aus dem Unteren Lithothamnienkalk vom Wartstein beobachtet man eine völlige Umwachsung der nur schwach entwickelt entwickelten Foraminifere durch Lithothamnien. In den Roterz-Schichten, wo die Lithothamnien meist allochthone Komponenten darstellen, umwuchert die Foraminifere die Algen (völlig gleiche Verhältnisse beschreiben HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 256, bei der obereozänen *Gypsina linearis*).

Schließlich sei noch auf einige interessante Einzelfälle hingewiesen. Auf Taf. 4, Bild 1, ist ein Discocyclinen-Gehäuse zu sehen, das sich gegen die Umwachsung durch *G. ogormani* mit der Bildung einer blasig aufgetriebenen Zyste wehrte. Im selben MF-Typ Ro 2 b (Schliff 18/V) ist von der Beute einer *G. ogormani* nur mehr feines, mikritisches Material inmitten des umkrustenden Gehäuses übrig geblieben. In Ro 1 a (Schliff 4/T) beobachtet man die Umwachsung von Quarzkörnern, Nummuliten und Discocyclinen durch *G. ogormani* in der auf Taf. 4, Bild 1 dargestellten Weise, sowie ihre nachträgliche Zerstörung durch bohrende oder ätzende Organismen, was durch kreisrunde Löcher in der inkrustierenden Foraminifere angezeigt ist, die durch Mikrit ausgefüllt sind.

Abschließend sei noch vermerkt, daß *G. ogormani* bis auf eine einzige Ausnahme (Hochstein am Heuberg) nur in den östlichen Vorkommen auftritt.

Familie Nummulitidae

Vertreter dieser Familie finden sich in allen MF-Typen mehr oder minder häufig, in vielen Rot- und Schwarzerz-Typen massenhaft. Die häufigste und verbreitetste Gattung ist *Nummulites* LAMARCK 1801, die in zahlreichen Arten in allen MF-Typen vorkommt.

Die Gattung *Assilina* D'ORBIGNY 1826 hingegen tritt nur in den MF-Typen Ro 1 a und 1 b sowie 2 b, Mi 1 und 3, und Sc 2 und 5 auf. Sie ist wesentlich

spärlicher in den Dünnschliffen vorhanden als die Nummuliten. *Operculina* D'ORBIGNY 1826 ist jeweils nur in vereinzeltten Gehäusen zu beobachten (Roterz, Sc 2, 3 und 5), lediglich in Sc 2 ist sie häufiger. Die Gattung *Heterostegina* D'ORBIGNY 1826 kommt nur im MF-Typ Ro 1 a vor und ist dort selten.

Familie Discocyclinidae

Mit Ausnahme des MF-Typs Mi 2 kommen in allen Horizonten Reste der Gattung *Discocyclina* GÜMBEL 1870 vor. Gegenüber den Nummuliten sind sie fast immer in der Minderzahl, beschränken sich in den Schliffen von Mi 1 und 3 sowie Sc 4 auf einen oder wenige Reste und übernehmen lediglich in Sc 5 und vor allem Sc 6 den größeren Anteil an Großforaminiferen-Gehäusen. Viel seltener sind Gehäuse der Gattung *Aktinocyclina* GÜMBEL 1870 zu finden, und zwar fragmentär in den MF-Typen Ro 1 a, 2 a und Sc 6.

Klasse Anthozoa

Ordnung Scleractinia BOURNE 1900

Korallen gehören zu den seltensten Biogenen in den Gesteinen. Aus Ro 2 a vom Wartstein (Schliff 1/R) stammt das 4 mm große Fragment eines Polypars, das stark umkristallisiert ist. Man erkennt Septen zweier Zyklen mit un deutlich sichtbaren Synaptikeln. Die Wandstruktur dürfte septothekal gewesen sein. Auf Grund der spärlichen Erhaltung kann über die systematische Zugehörigkeit nichts Sicheres gesagt werden. Ähnlichkeit ergab sich zu Vergleichs-Schliffen durch Polypare der Gattung *Trochocyathus* MILNE-EDW. & HAIME 1848, die von FUGGER (1899, S. 393) vom Wartstein angeführt wird und die SCHLOSSER (1925, S. 16—17) vom Kressenberg beschreibt. Sie konnte in einigen Exemplaren auch in der noch unbearbeiteten Fauna der Fossilschicht von St. Pankraz gefunden werden (VOGELTANZ 1968 b). Unter der Inv.-Nr. 8513 befinden sich zwei bestimmbare Polypare aus dem Roterz des Wartsteines in der Sammlung des Hauses der Natur (Salzburg), die leider durch KÜHN (1966, S. 318) nicht erfaßt wurden.

Im Unteren Lithothamnienkalk des Hochsteines am Heuberg kommt in einem Schliff ein Stockfragment der Gattung *Porites* LINK (1807) vor, dessen Erhaltung der Abb. 2 auf Taf. 82 in MIŠIK (1966) verglichen werden kann, wo sie aus einem paleozänen Riffkalk der Westkarpathen stammt.

Stamm Bryozoa

Ordnung Cyclostomata BUSK 1852

Große Schwierigkeiten bei der Bestimmung machten die fragmentären Zoarien von Bryozoen in allen Roterz-MF-Typen. Erst relativ vollständige Reste aus dem Unteren Lithothamnienkalk vom Wartstein ergaben eine sichere Zuordnung zu den Bryozoen (Taf. 3, Bild 3).

Die Zooecien sind röhrenförmig und strahlen von einem imaginären Zentrum nach außen, manchmal ist an den Zoarien Knospung festzustellen. Infolge der wenig gut erhaltenen Exemplare kann bezüglich der systematischen Stellung nur die Vermutung ausgesprochen werden, daß es sich (vor allem wegen der Längs-

schnitte) um Vertreter der Gattung *Cerriopora* GOLDFUSS 1827 handelt. Der Anteil an den Biogenen ist gering, der Erhaltungszustand fast immer fragmentär und das Vorkommen ausschließlich auf den Unteren Lithothamnienkalk und die Roterz-Schichten beschränkt. Dennoch sind sie verbreitet, vor allem in Schliffen, in denen auch Lithothamnien vorkommen.

Stamm Brachiopoda

Die Schalenfragmente von Brachiopoden treten hin und wieder in Rot- und Schwarzerz-Schichten auf. Meist sind sie umkristallisiert, manchmal (z. B. in Sc 6) läßt sich eine impunctate Schalenstruktur feststellen. Eine systematische Zuordnung wird nicht getroffen, da hierfür zu wenig Anhaltspunkte bestehen. Da aber in keinem Schliff ein gehäuftes Auftreten dieser Biogene festgestellt wurde und die Brachiopoden zu den häufigen Makrofossilien gehören, ist eine genauere Bestimmung im Zusammenhang mit der Problemstellung dieser Arbeit nicht von Bedeutung.

Stamm Vermes

Klasse Polychaeta

Schalenreste serpulimorpher Würmer gehören sowohl in den Rot- als auch in den Schwarzerz-Schichten zu den häufigen Biogenen, wogegen sie in den Mittelschichten nur vereinzelt angetroffen wurden (S. 392).

Die Gattung *Ditrupa* BERKELEY 1832 stellt den Hauptanteil an Wurmresten, wobei die charakteristischen, zweischichtig aufgebauten Röhren hauptsächlich fragmentär erhalten sind. In Sc 6 sind sie als Wasserwaagen häufig. Im Gegensatz zum faunistisch vergleichbaren Obereozän von Pfaffing (HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 235) sind Reste der Sammelgattung *Serpula* LINNÉ 1758 selten und kommen ganz vereinzelt in Ro 2 b vom Wartstein vor. Nicht so häufig wie *Ditrupa*, aber häufiger als *Serpula* ist die Gattung *Rotularia* DEFRANCE 1827 vertreten. Querschnitte als Wasserwaagen findet man in Ro 1 a, zerbrochene Gehäuse in Ro 1 a, 2 a und 2 b. *R. spirulaea* (GOLDF.) ist ein häufiges Makrofossil im Roterz. Im Schwarzerz (Sc 2 und 5) sind gelegentlich Epöken von *Rotularia* auf *Discocyclus* zu beobachten.

Stamm Mollusca

Klasse Lamellibranchiata

Recht häufig sind Fragmente von Muschelschalen, und zwar besonders zahlreich in den Roterz-Schichten sowie im Schwarzerz-MF-Typ Sc 2. In den Mittelschichten und anderen Schwarzerz-Typen treten sie zurück, nehmen aber im Grenzbereich Schwarzerz-Schichten/Fossilschicht wieder zu. Während die Homomyarier schlecht erkennbar sind und von umkristallisierten Brachiopoden Schalen kaum auseinandergehalten werden können, findet man verschiedene Fragmente von Anisomyarier-Schalen.

Reste von *Ostrea* LINNÉ 1758, erkennbar an den charakteristischen zelligen Lagen, kommen häufig im Roterz, aber auch in Sc 2 vor. Gleich häufig sind

Schalenreste von *Cardium* LINNÉ 1758 in den Rot- und Schwarzerz-Schichten (beide sind häufige Makrofossilien, siehe z. B. FRAUSCHER 1886). Eigenartige Quer- und Tangentialschnitte in den Schwarzerz-Schichten von Mattsee können nach einer frdl. Mitteilung von Herrn Prof. Dr. H. HAGN (München) vielleicht den Gattungen *Spondylus* LINNÉ 1758 oder *Modiola* LAMARCK 1801 zugewiesen werden (beide sind durch FRAUSCHER 1886 und SCHLOSSER 1925 von Mattsee bekannt).

Klasse Gastropoda

Schnecken-Reste sind infolge ihres Schalenmaterials schon als Makrofossilien selten zu finden. Als Biogene waren sie nur in einem einzigen Schriff aus Ro 2 b von Reitsham durch ein einziges Exemplar nachzuweisen.

Es handelt sich um ein dickbauchiges, 10,8 mm breites und 9,6 mm hohes Gehäuse, dessen dünne und glatte Schale trotz der Umkristallisation zu Calcit noch den zweischichtigen Bau zeigt (innere Schichte porzellanartig). Es kann der Gattung *Natica* SCOPOLI (Ord. Mesogastropoda) zugeordnet werden, die von SCHLOSSER 1925 aus Mattsee beschrieben und vom Verf. in Reitsham wiederholt als Makrofossil aufgesammelt wurde. Da die Gehäusespitze beschädigt und das Gehäuse als Wasserwaage mit Kippung gegenüber der Sedimentationsebene eingesedimentiert erscheint, ist es sicher erst nach postmortalem Transport zur Einbettung gelangt.

Stamm Echinodermata

Die an ihrer charakteristischen Siebstruktur leicht erkennbaren Reste dieser Tiergruppe stellen nach den Foraminiferen die häufigsten Biogene in den Gesteinen dar und konnten nur in Mi 2 nicht nachgewiesen werden. Hauptsächlich handelt es sich um Asseln und Stachel der Klasse Echinoidea, die häufig in der auf S. 398 beschriebenen und auf Taf. 2, Bild 2, abgebildeten Erhaltung auftreten. Columnalia der Klasse Crinoidea sind zwar nicht selten, treten aber hinter den Seeigel-Resten zurück. Sklerite der Klasse Holothuroidea sind selten und waren nur im Schwarzerz nachzuweisen. In Mi 1 von Reitsham wurde ein kleiner *Echinolampas* GRAY 1825 querschnitt, doch waren sämtliche inneren Organe durch eingedrungenen Sand zerstört. Der Seeigel wurde in gekippter Lage angetroffen. Im Roterz der Frauengrube findet man häufig parallel eingeregelt Seeigel in normaler Lage; in Ro 1 b des untertägigen Mühlsteinbruches der Frauengrube fanden sich normal eingebettete Seeigel mit intaktem Kauapparat und Stacheln in unmittelbarer Nähe. In den Schwarzerz-Schichten findet man die Seeigel meist allochthon, manchmal sogar als Fazies-Speicher des liegenden MF-Typs.

Stamm Vertebrata

Sehr vereinzelt wurden in Rot- und Schwarzerz-Schichten Selachier-Zähnen festgestellt, die als Makrofossilien keine Seltenheit darstellen. Otolithen von Fischen kommen vereinzelt vor.

Wie bereits auf S. 384 erwähnt wurde, konnte in Ro 1 a von St. Pankraz der Kieferrest eines Crocodiliers nachgewiesen werden, der noch gesondert

bearbeitet werden wird. Die Erhaltung des Fundstückes läßt den Schluß auf geringen präfossilen Transport zu. Nach MÜLLER (1968, S. 319) sind die Crocodilier vor allem Bewohner des Festlandes, seltener von Brackwassergebieten und Küstenbereichen subtropischer und tropischer Meere. Die rezenten Meereskrokodile sind zumindest bei ihrer Fortpflanzung (Ei-Ablage) an das Festland gebunden. So stellt dieser Beleg im Rahmen der vorliegenden Arbeit einen der wenigen sicheren Hinweise auf ein nahegelegenes Festland dar^{*)}. Am Kressenberg wies bereits SCHLOSSER (1925, S. 153) auf Grund von SCHAFFHÄUTL'schen Aufsammlungen Crocodilier-Reste nach, und zwar sowohl aus dem Roterz („Josefflöz“) als auch aus dem Schwarzerz („Maxflöz“^{*)}).

Phycophyta (Algae)

Familie Corallinaceae

Reste von Lithothamniën s. l. sind im Rot- und Schwarzerz als allochthone Biogene keine Seltenheit. Während sie in den liegenden Bereichen des Unteren Lithothamniënkalkes durchwegs autochthon sind, werden sie gegen das Hangende zusehends fragmentär und sind schwer bestimmbar. Im Lithothamniënkalk des Wartsteines konnte Herr Dr. H.-L. HOLZER (Graz) die Gattungen *Archaeolithothamnium* ROTHPLETZ 1891 und ? *Mesophyllum* LEMOINE 1928 feststellen, wofür bestens gedankt wird. In Rot- und Schwarzerz-Schichten kommen sie immer auf sekundärer Lagerstätte vor und sind häufig vererzt. Sie sind im Roterz häufiger (in 35,4% aller Schriffe) als im Schwarzerz (in 18,9% aller Schriffe).

Spermatophyta (Holzreste)

In den Roterz-MF-Typen Ro 1 a und 2 a sowie in Sc 1, 2 und 6 findet man vereinzelt in den Dünnschliffen hochbrechende, gerundete Körner von honiggelber Farbe (im polarisierten Licht blauschwarz) und höchstens 1 mm Durchmesser. Herr Dr. H. KOLMER (Graz) hatte die Freundlichkeit, eines dieser Körner (Taf. 3, Bild 2) im Lumineszenzmikroskop zu untersuchen. Sein Gutachten lautet auszugsweise:

„Bei dem ... Korn handelt es sich ... um ein sehr harzreiches, fossiles Holz, dessen typische Holzstruktur aber bereits verlorengegangen ist und das somit einer Braunkohle nahesteht. ... Die Feststellung der Holzart ... ist ausgeschlossen. Eine Untersuchung ... im Lumineszenzmikroskop ergab eine Färbung nach Türkis, als Mischung aus dem Milchigblau des Kanadabalsams, der darunterliegt, und aus dem Gelb des Harzanteils. Auch ist an dem Korn eine sehr deutliche Doppelbrechung vorhanden. In der Literatur wird aber sowohl Harz als auch Zellulose als doppelbrechend beschrieben, so daß ich mich nicht festlegen möchte, was in diesem Falle die Doppelbrechung bewirkt.“

^{*)} Herr Dr. D. E. BERG (Paläont. Inst. Univ. Mainz), der sich bereit erklärt hat, den Fund zu untersuchen, und gesondert darüber berichten wird, teilte dem Verfasser freundlicherweise brieflich mit, daß es sich um eine der Gattung *Crocodylus* LAURENTI 1768 nahestehende Form handeln dürfte, die auf dem Festland oder höchstens im Brackwasser gelebt hat.

^{*)} Die Belege — wenige Zähne — sind verschollen (Frdl. Mitt. v. Frau Dr. G. Höck).

Die Diagnose auf braunkohlenähnliche Holzreste wird gut durch die Befunde im Gelände ergänzt. Im Roterz (VOGELTANZ 1968 a, S. 83), in den Mittel-Schichten und in der Fossilschicht (VOGELTANZ 1968 b, S. 43) traf der Verf. wiederholt inkohlte Holzreste in Form von kleinen Schmitzen an, die seitlich bis zu mikroskopischer Mächtigkeit ausdünnen (S. 394). Taf. 3, Bild 1, zeigt den einzigen struierten Holzrest aus Ro 2 a, der im Zuge vorliegender Arbeit nachgewiesen werden konnte. Wahrscheinlich handelt es sich bei dem 0,8 mm großen, stark verzerrten Fragment um den Xylemrest eines Stranggewebes, doch ist die Erhaltung für eine nähere Bestimmung zu mangelhaft.

b) Ergänzende Bemerkungen über Makrofossilien

Unter den von FRAUSCHER (1886), FUGGER (1899), SCHLOSSER (1925), K. GÖTZINGER (1937), TRAUB (1938, 1953) und VOGELTANZ (1968 a, b) beschriebenen oder aufgezählten Makrofossilien kommen fast alle auch als Biogene in den Dünnschliffen vor. Nicht nachgewiesen konnten lediglich folgende Gruppen werden:

Stamm Porifera
 Ordnung Nautiloidea
 Ordnung Decapoda
 Klasse Mammalia

Dies bedeutet aber nicht, daß diese als Makrofossilien am Kressenberg und in Salzburg bereits nachgewiesenen Gruppen als Biogene nicht vorkommen, sondern daß sie infolge ihrer Seltenheit im Zuge vorliegender Arbeit nicht angetroffen werden konnten.

c) Ergebnisse der Tests auf Bitumina

Nach der auf S. 378 erwähnten papierchromatographischen Methode wurden für alle MF-Typen Extrakte von Paraffinen und Naphtenen (mit n-Heptan als Lösungsmittel), aromatischen Kohlenwasserstoffen (mit Benzol) und Asphaltene, O-, N- und S-Verbindungen (mit Pyridin-Methanol-Aceton-Gemisch) hergestellt, sowie Extrakte von sämtlichen löslichen, flüssigen und festen Bitumina (mit Dioxan).

Der Test diente der überschlagsmäßigen Darstellung der relativen Anteile der einzelnen Bitumina an den MF-Typen. In die Untersuchungen wurden Proben aus dem lithographischen Plattenkalk von Eichstätt (Malm) als bekannt bitumenarmem Sediment einbezogen, ferner Proben aus bitumenreichen, fischführenden, dolomitischen Kalken aus dem Hauptdolomit von Seefeld (Tirol) und aus dem Wiestal (Salzburg) (VOGELTANZ, 1969) und aus der Karnischen Stufe von Raibl, sowie aus Nummuliten-Kalkareniten von Kastamonu (Lutetium, NW-Anatolien).

Sämtliche Ausscheidungen auf den Papierstreifen der Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten sind gering und durchaus mit dem Plattenkalk von Eichstätt vergleichbar. Alle MF-Typen enthalten geringe Mengen von Kohlenwasserstoffen, am wenigsten die Mittel-Schichten (bei Mi 2 auch im langwelligen UV-Licht kaum nachweisbar), am meisten die Schwarzerz-MF-Typen Sc 5 und 6. Von einer halbquantitativen Darstellung im Dreiecks-Diagramm (MÜLLER in: SEIBOLD et al. 1958) mußte abgesehen werden, da die Abscheidungen auf dem Dioxan-Streifen meist sehr blaß und verschwommen und damit die relativen Werte nicht bestimmbar waren. Eine erhoffte Unterstützung der MF-Typisierung findet durch diese Methode nicht statt.

d) Ergebnisse der Tests auf radioaktive Substanzen

Auf einem Stripping-Film (s. Abschnitt: Arbeitstechnisches) wurden angeschliffene Proben aller MF-Typen, die vorher sorgfältig gereinigt und getrocknet worden waren, aufgelegt und vom 21. Oktober 1968 bis zum 11. Februar 1969 im Dunkelkasten belassen. Als Vergleichs-Substanz diente eine Autunit-Probe von Schlaggenwald. Während der entwickelte Film durch letztgenannte Probe entlang von sehr feinen Streifen und Schlieren „belichtet“ wurde und eine deutliche Graufärbung zeigte, war die Reaktion bei sämtlichen helvetischen MF-Typen negativ.

E. Interpretation der Ergebnisse

1. Allgemeine Bemerkungen

Die Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten von Salzburg sind qualitativ und textuell nahe miteinander verwandt. Alle drei Gesteinsgruppen sind marine Sedimente mit mehr oder minder starker Beimengung von terrigenen Komponenten, wie Holzresten und Quarzkörnern. Die hier erfolgte Unterteilung in mehrere MF-Typen ist daher nicht als Darstellung von grundverschiedenen Fazies zu verstehen sondern als ein Versuch, die feineren Unterschiede im Sedimentationsablauf vom tiefen Untereozän bis ins tiefe Mitteleozän zur Erstellung eines genaueren paläogeographischen Bildes herauszuarbeiten, als es bisher vorliegt. Die Forderung von MARSAL (1967, S. 65) wonach bei der Unterscheidung zweier Fazies-Typen mindestens ein bedeutsames Merkmal signifikant differieren soll, wurde erfüllt (siehe z. B. Abb. 6).

Im folgenden versuchte der Verfasser, zunächst einmal Kriterien herauszuarbeiten, die das „Milieu“ (CHROBOK et al., 1968) der betreffenden Gesteine kennzeichnen. Es ist klar, daß bei fossilen Sedimenten dieser Arbeitsgang von vielen Unsicherheitsfaktoren belastet ist, so daß immer nur mittelbare Aussagen getroffen werden können. Andererseits kommen in den Gesteinen etliche Komponenten vor, die sich relativ gut für solche Zwecke eignen. Nachdem der Ablagerungsraum hinsichtlich seiner Zusammensetzung erarbeitet worden sein wird, wird im zweiten großen Abschnitt dieses Kapitels versucht, seine Ausdehnung festzustellen, was ebenfalls auf Schwierigkeiten stößt, da die heutigen Aufschluß-Verhältnisse durch Tektonik und Verwitterung eher ungünstig sind. Eine zusammenfassende Darstellung des zeitlichen Ablaufes der Sedimentation beschließt die Arbeit.

2. Der Ablagerungsraum

Um den Ablagerungsraum zu charakterisieren, ist es nach PETTIJOHN (1957, S. 590 ff.) zweckmäßig, folgende Eigenschaften desselben zu erfassen: Salinität, Wassertiefe, Temperatur, Redox-Potential, pH-Verhältnisse und Intensität der Wasserbewegung.

a) Salinität

In den Roterz-Schichten weisen die Nummuliten und Discocyclinen, die Brachiopoden, die Würmer (*Spirorbis* DAUDIN, *Rotularia* DEFRANCE)⁷⁾,

⁷⁾ Als Makrofossilien sind hier nur jene Arten und Gattungen angeführt, die vom Verfasser während der Geländearbeit horizontal entnommen werden konnten. Ansonsten wird auf SCHLOSSER (1925) und auf die Erläuterungen der Biogene (S. 410) verwiesen.

Lamellibranchiaten (*Crassatella* LAM., *Plicatula* LAM.), Gastropoden (*Natica* SCOPOLI, *Fusus* sp., *Gisortia gigantea*), die Nautiloideen (*Nautilus* L.), Decapoden (vgl. VOGELTANZ 1968 a, S. 81) und die Echinoideen (*Prenaster alpinus* DESOR, *Echinolampas* GRAY) auf vollmarine Verhältnisse hin. Bezüglich der Milioliden, die auch im Brackwasser leben können, haben HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 254) darauf hingewiesen, daß eine Verbrackung durch Artenschwund und Individuenvermehrung in der übrigen Fauna und Flora angezeigt sein müsse; dies ist in vorliegendem Material nicht der Fall.

In den Mittel-Schichten ist es infolge der Fossilarmut schwer, über die Salinität etwas auszusagen. Autochthone Nummuliten vor allem in Mi 1 können jedoch als Anzeiger vollmarinen Milieus herangezogen werden, ebenso die durch TRAUB (1953, S. 15) in Mi 2 nachgewiesene *Alveolina oblonga* D'ORB. (vgl. HAGN 1967, S. 286—287). Die in den Mittel-Schichten Mi 2 stellenweise beobachteten Kohleschmitzen (S. 394) stellen allochthone Komponenten dar.

Für die Schwarzerz-Schichten kann im wesentlichen dasselbe gelten wie für die Roterz-Schichten, da sämtliche vollmarinen Faunengruppen auch hier wieder vorkommen. Die spärlichen Reste von Landorganismen, die SCHLOSSER (1925) in Bayern nachweisen konnte, sind ebenso wie die in Sc 6 als Biogene und in der Fossilschicht als Makrofossilien häufigeren Holzreste (S. 410) eingeschwemmt (vgl. HAGN 1960, S. 128), können daher nicht als Belege in diesem Zusammenhang dienen.

b) Wassertiefe

Eine absolute Angabe der Wassertiefe ist trotz genauer Prüfung aller Faktoren unmöglich. Dies hat auch im Streuen der rezenten Verhältnisse seine Ursache. Während nämlich CURRY (1965, S. 159, in: FUNNELL 1967, S. 344) für die Großforaminiferen-Gattungen *Nummulites*, *Alveolina* und *Discocyclina* in den eoänen Bracklesham Beds von England als Wassertiefe zu deren Lebzeiten 100 und weniger angibt („euphotische Zone“), führt GOLEV (1964, S. 155) aus dem Material des russischen Forschungsschiffes „Witjaz“ allein von den Gattungen *Operculina* D'ORB. und *Operculinella* YABE folgende rezente, bathymetrische Verbreitung an:

- 25 m (N- und SW-Ende von Neuguinea)
- 46 m (Halbinsel Kargados)
- 95 m (Timor-See, Ostseite von Kargados)
- 123 m (Timor-See, Ostseite von Kargados)
- 250 m (Sehr kleine Gehäuse vom N- und SW-Ende von Neuguinea)

Auch bei den Korallen ist der bathymetrische Spielraum groß. Während die Rifffkorallen (*Porites* sp. am Hochstein) infolge ihrer Symbiose mit Grünalgen bekanntlich an die „euphotische Zone“ gebunden sind, streuen die ahermatypischen Korallen stark. So gibt z. B. WELLS (1967, S. 361, Fig. 10) für die auch im Salzburger Helvetikum vorkommende Gattung *Trochocyathus* M. EDW. & HAIME im schottischen Mitteleozän eine bathymetrische Verbreitung von wenigen Metern bis knapp 1500 m an.

Auch im anorganischen Bereich sind absolute Angaben der Wassertiefe schwer zu treffen. So setzt sich z. B. BATHURST (1967) eingehend mit dem Entstehungsort von Ooiden und Stromatolithen auseinander, die auch im Salzburger Helvetikum vorkommen (Taf. 2, Bild 3, und Taf. 4, Bild 4). Obwohl beide Erscheinungen sehr typisch für seichtestes Wasser sind (2 m und weniger), warnt der Autor doch vor einer übereilten Anwendung auf fossile Sedimente, da noch viel auf diesem Gebiet zu klären sein wird. Der häufig angetroffene Glaukonit bildet nach PORRENGA (1967, S. 495) in tropischen Gebieten sich zwar vornehmlich unter 125 m, doch können wir ihn für unsere Gebiete nicht als bathymetrisches Kriterium verwenden, da er meist detritisch vorkommt.

Angaben der relativen Wassertiefe können jedoch aus der mikrofazialen und textuellen Verschiedenheit der Gesteine gewonnen werden. In den Roterz-Schichten wurden die MF-Typen u. a. nach dem Quarzgehalt unterschieden (S. 382). Grundsätzlich entstammen die quarzreichen Gesteine einem küstennäheren Bereich als die quarzarmen. Da sich in den Roterz-Schichten bis auf das kleine Radiolarit-Geröll, das TRAUB (1953, S. 22) mitteilt, keine fremden, brecciösen Gesteinsfragmente nachweisen ließen, muß die Küste des damaligen Festlandes flach und mit Sand bedeckt gewesen sein⁸⁾.

Nimmt man nun — zumindest in den westlichen und östlichen Vorkommen — ein ruhiges, flaches meerwärtiges Gefälle des Bodens an (wozu die im Streichen relativ konstanten Fazies-Verhältnisse berechtigen; vgl. Abb. 4), so bedeutet größere Küstennähe auch flacheres Wasser.

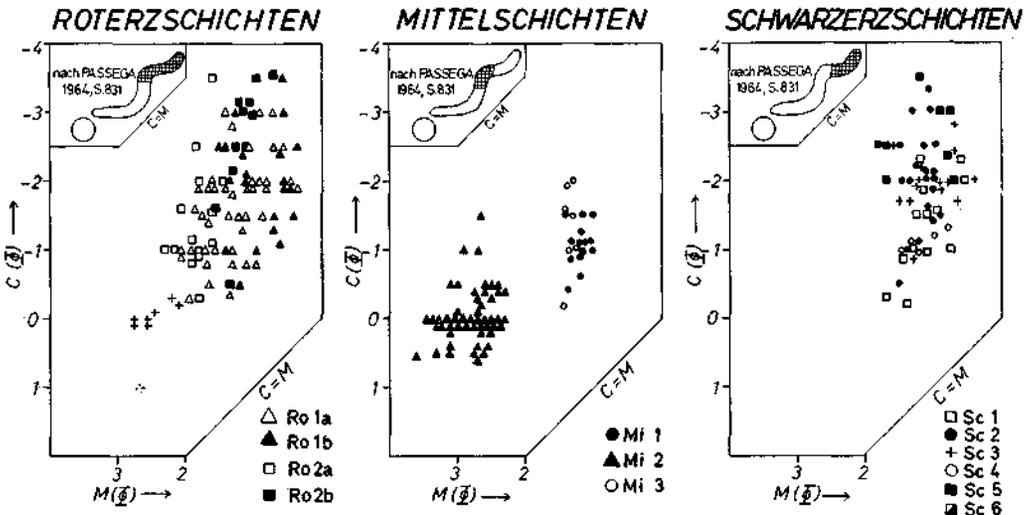


Abb. 11: CM-Diagramme. Die sichtbarste Signifikanz bei den Mittelschichten erklärt sich aus der geringsten Anzahl von MF-Typen bei diesem Schichtglied. Jeweils in der linken oberen Ecke die Lage des Maximums im CM-Diagramm für „tractive current sediments“ nach PASSEGA 1964.

⁸⁾ Einen ähnlichen Schluß zieht HÖTZL (1966, S. 297) bei der Gegenüberstellung von brecciösen und nicht brecciösen MF-Typen in oberostalpinen Malm-Kalken.

Texturell läßt sich diese Annahme durch die Auswertung der CM-Diagramme nach PASSEGA (1957, 1964) stützen (Abb. 11), die eine Kombination des ein- und des fünfzigprozentigen Korndurchganges bei der granulometrischen Analyse darstellen. Daraus geht hervor, daß die quarzreichen Typen Ro 1 b und 2 b im oberen Teil des Abschnittes N—O im Diagramm für Gesteine liegen, deren Kornlast durch aktive Wasserbewegung transportiert wurde (= tractive currents sediments). D. h. daß sie vorwiegend durch rollenden (rolling) und springenden (saltations) Korntransport entstanden sind, wie dies für küstennahe Bildungen typisch ist (z. B. PASSEGA 1964, Fig. 4 F auf S. 833). Auch der Kornsummenlinien-Typus von Ro 1 b und 2 b entspricht Areniten, die in sehr flachem, bewegtem Wasser abgelagert wurden, wobei eine Mischverteilung in Form von zwei oder drei Teilkollektiven zu beobachten ist (Abb. 7), die auf die heterogenen Komponenten und ihr verschiedenes Verhalten beim Transport zurückzuführen ist (vgl. HÖTZL 1966, Abb. 5 auf S. 290).

Die quarzarmen MF-Typen Ro 1 a und 2 a sind in küstenfernerem und daher tieferem Wasser abgelagert worden, doch sind die Unterschiede sicherlich gering. Dies zeigt die biogene Zusammensetzung (Falstab. 2) und die Fazies-Rekurrenz von Ro 1 a in den westlichen Vorkommen, wonach sich im Sedimentationsablauf ohne orogene Unterstützung grundsätzlich immer wieder gleiche Verhältnisse einstellen konnten.

Die Mittel-Schichten stellen Ablagerungen der Sublitoralzone dar (vgl. VAUSE 1959; PASSEGA 1964, Fig. 7 auf S. 838: Kalksande vor der Küste von Florida, entstanden zwischen 8 und 18 m Wassertiefe). Auf Grund der Rundungs- und der CM-Diagramme (Abb. 9, 11) müssen sie vorwiegend unter springendem Korntransport entstanden sein, da der häufigste Rundungsgrad von 0,5 (nach KRUMBEIN & SLOSS 1955) für ausschließlich rollenden Transport zu klein wäre. Mi 2 weist jedoch einen suspendierten Anteil auf. Diese Erscheinung ist nach FRIEDMAN (1967, S. 352) typisch für küstennahe Sande, die im Bereich von Flußmündungen entstanden sind und hiedurch suspendierte Kornlast in größerer Menge beigemischt erhielten (vgl. PASSEGA 1957, Fig. 5 auf S. 1961: Sedimente des Niobrara-River). Damit wird auch das Auftreten von Hellglimmer erklärlich, der in den beobachteten Korngrößen weiter draußen im Meer nicht denkbar wäre (S. 394), sowie die basalen Kohleschmitzen, die offenbar fluviatil ins Meer verfrachtete Holzreste sind (S. 410).

Die Sande von Mi 1 zeigen einen größeren Gehalt an marinen Biogenen (S. 392), sind aber ebenfalls in sehr seichtem Wasser entstanden, da sie z. B. am Wartstein cm-große Quarzgerölle führen. Zu Vergleichszwecken ist in Abb. 9 d ein Litoralsand von der Westküste des Peloponnes hinsichtlich der prozentuellen Verteilung der Rundungsgrade bei den einzelnen Korngrößen-Klassen dargestellt, der vom Verf. im Jahre 1966 in 3,5 m Tiefe gesammelt wurde. Die Ähnlichkeit zu Fig. a in Abb. 9 (Mi 1) ist auffallend; gute Übereinstimmung mit anderen fossilen Flachwasser-Sanden (z. B. LAJOIE 1968, S. 645) zeigen auch die Kornsummenlinien (Abb. 7), in denen bei Mi 2 das (gerollte) Basiskollektiv vom kleineren (suspendierten) Teilkollektiv zu unterscheiden ist.

Die Schwarzerz-Schichten, die so wie die Roterz-Schichten im CM-Diagramm-Bereich N-O liegen, zeigen einen mehrmaligen Wechsel der

Wassertiefe an. Während sich der basale MF-Typ Sc 1 nur durch seine erhöhte Assilinen-Führung von den Mittel-Schichten unterscheidet und wie diese küstennahe Sande darstellt, entspricht Sc 2 einem tieferen Ablagerungsbereich. Dies wird durch unversehrte Discocyclinen und Operculinen sowie durch vereinzelte planktonische Foraminiferen angezeigt. MONOSTORI (1964, S. 144) weist bei der Analyse obereozäner Schichten bei Budapest die beiden Großforaminiferen-Gruppen ebenfalls einem tieferen Ablagerungsbereich als die Nummuliten zu. Die Zunahme der Nummuliten und Milioliden sowie das Verschwinden der Orbuliniden deutet bei Sc 3 auf Verflachung hin.

Schwieriger ist die Deutung in Sc 4. Das CM-Diagramm und die Kornsummenlinie ist hier kein Hilfsmittel, da die abnormalen Bedingungen bei der vermuteten Kalklösung Gradierung und feinere Körnung erzeugt, die nicht mechanischen sondern chemischen Ursprungs ist. Nach HUDSON (1967) ist die Kalklösung auch in seichtem, warmem Wasser möglich. Auch das fast ausschließliche Auftreten von Nummuliten und das anschließende Auftauchen der Schichten lassen den Schluß auf geringe Wassertiefe plausibler werden (vgl. WENDT 1969, S. 232—235). Die großen Exemplare von *Conoclypus conoideus* LESKE, die für Sc 5 charakteristisch sind, sowie das vermehrte Auftreten von Milioliden zeigen an, daß nach der Transgression keine Vertiefung des Ablagerungsraumes eintrat. Erst das gehäufte Auftreten von Discocyclinen und die wieder erscheinenden Globigerinen beweisen in Sc 6 eine Absenkung. TRAUB (1953, S. 16—17) rechnet zumindest das Hangendbereich von Sc 6 („intensiv grüner, glaukonitischer, sandiger Mergel“) bereits zur Fossilschicht, die von Sc 6 nicht scharf zu trennen ist. Die von TRAUB (l. c., S. 29) von St. Pankraz erwähnten Auskolkungserscheinungen über dem Schwarzerz, die im Westen noch nicht vorhanden sind, stellen einen dritten Transgressions-Horizont seit Beginn der Schwarzerz-Zeit dar. In der Sandgrube läßt sich jedoch noch ein kontinuierlicher Übergang von Sc 5 bis zur Fossilschicht feststellen, der zeigt, daß die Absenkung des Meeresbodens, die TRAUB (ibid.) erst mit der Fossilschicht einsetzen läßt, bereits mit Sc 6 eingeleitet wird.

Zusammenfassend zum Abschnitt „Wassertiefe“ kann gesagt werden, daß alle MF-Typen Bildungen flacheren Wassers sind, d. h. keinesfalls unter 100 m Wassertiefe gebildet wurden. Damit ist die hochneritische Zone oder das Sublitoral ihr Ablagerungsraum gewesen.

c) Temperatur

Das bekannte alttertiär Klima-Optimum im Eozän (SCHWARZBACH 1961, S. 149) dokumentiert sich in allen drei untersuchten Gesteinsgruppen allein schon durch die Nummuliten, die in den Rot- und Schwarzerz-Schichten die hauptsächlich biogenen Gesteinsbildner darstellen. Die überaus große Artenzahl der Flora und Fauna (vgl. VOGELTANZ 1968 a, S. 82) und die damit zusammenhängende Kalkproduktion der Skelettbildner, sowie — in Bayern — die Reste eines Tapiriden (SCHLOSSER 1925, S. 154) in den Schwarzerz-Schichten ergänzen den Befund. In den Mittel-Schichten weist *Alveolina oblonga* D'ORB. (TRAUB 1953, S. 15) ebenfalls auf ein warmes Meer hin (HAGN 1967, S. 286).

Weitere Zeugen subtropischer Verhältnisse sind die häufigen, roten und braunen Gesteinsfarben (Falstab. 2), die HAGN auf Einschwemmung eines lateritischen Verwitterungs-Rückstandes vom Festland ins Meer zurückführt. Außerdem erfolgt die Bildung sedimentärer Fe-Lagerstätten nur in warmem Klima (BRAUN 1964, S. 82), und die heutige Verbreitung von glaukonitischen Sanden ist nach BERZ (1926, S. 495) vom Äquator aus etwa mit dem 40. Grad nördlicher und südlicher Breite begrenzt.

d) Redox-Potential

Die Frage, ob im Ablagerungsraum oxidierende oder reduzierende Bedingungen geherrscht hatten, kann mit Hilfe der Eisenerze und der bituminösen Stoffe geklärt werden. Die hydroxidischen Erze (Limonit) kommen grundsätzlich in vier verschiedenen Formen vor:

1. Als Krusten über größere Bereiche \pm parallel zur Sedimentations-Ebene. Sie bestehen aus sehr schmalen, konzentrischen Lagen und können nachträglich epigenetisch (diagenetisch oder exogen) in Spalten und Klüfte sowie entlang von Stylolithen verlagert worden sein. Sie sind in folgenden MF-Typen zu beobachten: Mi 2 und 3, Sc 1 und 4.
2. Als Trümmer-Erze, d. h. als unregelmäßige Inkrustationen von zerbrochenen Biogenen und Intraklasten, und zwar in folgenden MF-Typen: Ro 1 a und 1 b, 2 a und 2 b, Mi 1, Sc 1 und 5.
3. Als Krusten und Hohlraum-Ausfüllungen von angelösten Biogenen in Sc 4.
4. Als Ooide, entweder mit oder ohne fremden Kern (Biogen-Fragmente, Quarzkörner). Sie kommen vereinzelt in fast allen MF-Typen vor, in konzentrierter Form aber nur in Sc 5.

Während die erste Erscheinungsform größtenteils auf Heraushebung der Schichten über den Wasserspiegel und atmosphärische Verrostung zurückzuführen ist, kann bei den anderen Formen submarine Entstehung unter oxidierenden Bedingungen in flachem, gut bewegtem Wasser nahe der Küste oder einer an den Wasserspiegel reichenden Erhebung angenommen werden (BRAUN 1964, S. 13; WHITE 1954 und JAMES 1954 in: DEGENS 1968, S. 71).

Hinsichtlich des Glaukonits ergeben sich ähnliche Anhaltspunkte. Nach CLOUD (1955) entsteht Glaukonit in schwach reduzierendem Milieu. Dies wird auch durch den hohen Fe...-Gehalt deutlich (BENTON & KASTNER 1965, S. 165, geben für einen mitteleozänen Glaukonit ein Fe.../Fe...-Verhältnis von 0,049 an). Nach CAROZZI (1953, S. 28) betrifft dies aber nur den an seinen Korngrenzen erkennbaren, authigenen Glaukonit, während viele Glaukonite aber detritisch sind (nach DEGENS 1968, S. 30, u. a. in algen- und bryozoenführenden Sedimenten). In vorliegendem Material ist der Glaukonit fast immer detritisch (Taf. 5, Bild 2), nur in Sc 6 und in der Fossilsschicht ist er auch authigen (Taf. 5, Bild 1). Meist handelt es sich dabei um Ausfüllungen von Foraminiferen-Gehäusen und um feine Körner in bioturbat entstandenem Mikrit. Letztere Erscheinungsform dürfte nach BURST (1958) auf Umwandlung der Fäzes von Sedimentwühlern zurückzuführen sein. Nach TAKAHASHI (1939, S. 508) ist das gemeinsame Vorkommen von Pyrit im Sediment ein Anzeichen für syngenetische Entstehung des Glaukonits⁹⁾.

⁹⁾ Pyrit-Knollen werden schon von TRAUB und den älteren Autoren erwähnt und finden sich in der Fossilsschicht häufig.

Während wir also für alle anderen MF-Typen oxidierende Ablagerungsbedingungen annehmen dürfen, war das Milieu von Sc 6 und der Fossilischiicht, in denen oxidisches Eisenerz praktisch fehlt, sicherlich *reduzierend*. Dieser Befund deckt sich mit dem Bitumentest (S. 410), da die Anwesenheit organischer Substanz nach TAKAHASHI (1939) die Glaukonit-Bildung fördert.

e) pH-Verhältnisse

Nach KRUMBEIN & GARRELS (1952) (in: PETTIJOHN 1957, S. 600) wird CaCO_3 bei einem kritischen Wert von $\text{pH} = 7,8$ und darüber gefällt. Für die grundmasseführenden MF-Typen Ro 2 a und 2 b, Mi 3, Sc 2, 3 und 5 können daher schwach alkalische Ablagerungs-Bedingungen angenommen werden. Andererseits deutet das Fehlen der Grundmasse in den übrigen MF-Typen nicht auf eine Unterschreitung von $\text{pH} = 7$ hin sondern auf verstärkte Wasserbewegung (s. nächsten Abschn.). Größere Azidität des Milieus ist durch die Kalklösung in Sc 4 angezeigt (S. 400), was durch die Landnähe dieses MF-Typs und die Zufuhr saurer Oberflächenwässer aus sumpfigen Urwaldgebieten erklärt werden kann.

Aus dem Eh-pH-Stabilitätsdiagramm nach GARRELS (1960) (Abb. 19 auf S. 68 in: DEGENS 1968) kann abgelesen werden, daß Glaukonit nur im *alkalischen* Milieu entstehen kann. Es ist also für den MF-Typ Sc 6 und die Fossilischiicht ein pH-Wert über 7,8 anzunehmen (nach GALLIHER 1935 in: BRAUN 1964, S. 80, zwischen 8,0 und 8,3). In diesem Befund spielen die allochthonen Pflanzenreste, die epigenetisch inkohlt sind, keine Rolle (S. 410), da sie viel zu verstreut und geringmächtig auftreten, um den pH-Wert in irgendeiner Weise beeinflusst haben zu können.

f) Intensität der Wasserbewegung

Eine Klassifizierung nach dem Energy-Index (PLUMLEY et al. 1962) ergibt infolge der meist mäßigen oder schlechten Kornsortierung (Abb. 4, Falttab. 2) eine Einordnung in die Gruppe III („Slightly agitated“ = schwach bewegtes Wasser). Dieser Befund trifft sicher auf alle jene MF-Typen zu, in denen unversehrte Großforaminiferen vorhanden sind (Basis von Ro 2 a, Sc 2 und 5, Hangendanteile von Sc 6). Stärkere Wasserbewegung herrschte in denjenigen MF-Typen, in denen die Komponenten ohne Grundmasse dicht gepackt und die Biogene meist zerbrochen und stellenweise parallel zur Sedimentationsebene geregelt sind (Ro 1 a und b, Mi 1 und 2, Sc 1, Liegendbereich von Sc 6). Dasselbe gilt für die schlecht ausgewaschenen Biosparite im Hangenden von Ro 2 a und für Sc 3 (S. 398).

Wesentlich *stärkere* Wasserbewegung, als die Sortierung und die vorhandene Grundmasse anzeigen, war auch für die Entstehung der MF-Typen Ro 2 a und b verantwortlich, denn in Ro 2 a sind die Biogene größtenteils resedimentiert, und in Ro 2 b ist der Anteil an Biogenen, die einer größeren Korngrößen-Klasse angehören (z. B. Reste von Ostreen), hoch; die Quarzkörner in diesen Gesteinen sind außerdem meist ecken- und kanten-, manchmal auch flächengerundet (Taf. 1, Bild 4). Auch für Mi 3 kann dies angenommen werden, denn die dort auftretende Grundmasse ist ein porenfüllender Kalkspatzement,

der durch die transgredierenden Schwarzerz-Schichten in die Sande eingedrungen ist (S. 395, Taf. 2, Bild 1). Lediglich Sc 4 dürfte unter ruhigen Bedingungen entstanden sein, da hier trotz der Mangersedimentation eine limonitische Grundmasse abgelagert wurde.

Die Frage nach der Ursache der Divergenz gegenüber dem Energy-Index ist folgendermaßen zu beantworten: die Kornsortierung ist nicht immer der Ausdruck der Wasserbewegung, wenn die Sedimentation sehr rasch war (Ro 1 a, 1 b, 2 b, Mi 1, Sc 3, 5, 6). Der Klastizitäts-Index von großen Komponenten (hauptsächlich Biogenen) ist daher ebenso wenig signifikant wie der mittlere Korndurchmesser (vgl. FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER 1962, S. 19—20). Die heterogene Zusammensetzung äußert sich auch in den Knickstellen der integrierten Summenkurven (S. 393). Ein wesentlich besserer Anhaltspunkt sind die Sortierungen der Teilkollektive (z. B. der Quarzkörner), die fast durchwegs gut sind.

Über die Art der Wasserbewegungen können nur Vermutungen angestellt werden. In allen drei Gesteinsgruppen sind sicherlich Meeresströmungen in erster Linie für den Korntransport verantwortlich gewesen. Dies geht einerseits aus der allgemeinen, \pm starken Eisen-Vererzung hervor, die nur durch Zufuhr von festländischen Verwitterungs-Residuen erklärt werden kann (S. 426). Andererseits weisen die häufigen, detritischen Glaukonit-Pellets auf Strömungen hin; aber auch die authigenen Glaukonite in Sc 6 sind nach BRAUN (1964, S. 81) fast immer durch Strömungsvorgänge und damit verbundene Materialverfrachtungen entstanden. Für die Existenz bodennaher Strömungen sprechen schließlich die gerichteten Sedimentstrukturen, die im Schwarzerz zu beobachten waren (S. 401).

Eine gewisse Konstanz der Strömungen während des ganzen zur Diskussion stehenden Zeitraumes zeigen einerseits die relativ gering streuenden Mittelwerte (M_z) in den einzelnen Profilen an (Abb. 4), und andererseits das Fehlen ebenflächiger Schichtungen (SCHÄFER 1962, S. 535; HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 257).

Zu den Strömungen kommt noch die Wasserbewegung durch den Seegang. Besonders die dickschaligen Ostreen (häufig in den Roterz-Schichten) weisen auf starke Brandung hin. Die zahlreichen Transgressions- und stellenweise Resedimentations-Erscheinungen (Ro 2 a) unterstützen diesen Befund. In Mi 2 (S. 414) ist ein direkter Einfluß von Oberflächengerinnen nachweisbar, der aber auch für den Hangendbereich von Sc 6 angenommen werden kann, da die Einstreuung terrestrischer Komponenten dort besonders stark ist.

g) Zusammenfassung

Auf Grund der herausgearbeiteten Kriterien läßt sich über den Ablagerungsraum der Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten allgemein folgendes sagen: es handelte sich um ein vollmarines Milieu des subtropischen Flachmeer-Bereiches, in dem zur Rot- und Schwarzerz-Zeit meist reiches Leben vorhanden war. Die Durchlüftung war bis knapp vor dem Ende der Schwarzerz-Zeit gut, die schwache Alkalinität, die nur während der Sc-4-Zeit kurz einem niedrigeren pH-Wert weichen mußte, weist auf normale, marine Verhältnisse hin. Zur Einstellung dieser Bedingungen war eine rege Wasserbewegung erforder-

derlich, die einerseits durch kräftige Strömungen von großer Reichweite und Konstanz gewährleistet war und andererseits durch lebhafte Brandung in Strandnähe erzeugt wurde. Der Sedimentations-Ablauf läßt auf ein mehrmaliges Hin- und Herpendeln der Küstenlinie schließen, wobei die Oszillationen gegen Ende der Schwarzerz-Zeit am ausgeprägtesten waren.

3. Paläogeographie (Abb. 13, 14)

Zum Verständnis der folgenden Ausführungen ist es notwendig, die paläogeographischen Untersuchungsergebnisse von TRAUB (1953) und von HAGN (1960, zusammengefaßt 1967) einleitend kurz zu referieren.

Der helvetische Sedimentations-„Trog“ war im Eozän laut HAGN (1960, S. 64—66; Abb. 8 auf S. 133) durch die „Intrahelvetische Schwelle“ (HAGN, 1952, S. 71) in ein Nord- und in ein Südhelvetikum getrennt. Diese als Inselgirlande gedachte Schwelle soll vom Haunsberg bis in die Schweiz gezogen und der Lieferant der terrigenen, anorganischen Komponenten gewesen sein (HAGN, 1960, S. 131), wobei der Autor der Herkunft des Eisens bei der Bildung der Ooid- und Trümmer-Erze besonderes Augenmerk widmet und annimmt, daß dieses durch tiefgründige, lateritische Verwitterung auf den Inseln entstanden sei und ins Meer geschwemmt wurde (S. 426).

Andererseits kommt TRAUB (1953, S. 32 ff.) zur Auffassung, daß die Sedimente nicht von Norden, sondern von einer südlich gelegenen Inselschwelle terrestrisch beeinflußt worden seien; dieser Autor stützt sich dabei vor allem auf die Mächtigkeitszunahme der Mittel-Schichten und die Mächtigkeitsabnahme der Roterz-Schichten gegen Süden. Die schuttliefernde Schwelle sei die „Prävindelitzische Inselschwelle“ (REIS, 1896) gewesen (TRAUB, 1953, S. 33), deren Existenz von HAGN (1960, S. 132) zwar nicht bestritten wird, die aber „niemals die Bedeutung erlangt hat wie etwa die Intrahelvetische Schwelle oder gar der Cretische Rücken“, der die Ablagerungsräume der ultrahelvetischen und der Flysch-Zone voneinander getrennt hatte (l. c., S. 133).

Um diesen Fragen unter anderem nachzuspüren, wollen wir durch einen Blick über die Ostgrenze unseres Gebietes die weitere Entwicklung der südhelvetischen Gesteine streifen. Nach ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 33) tauchen die Gesteine östlich von Reitsham im Tannberg unter die Flyschzone. Weiter gegen Osten sind sie nur mehr in Form von lückenhaft entwickelten Profilen — meist als tektonische Fenster — entwickelt, so z. B. bei Reintal an der Traun (PREY 1951, S. 127), bei Ohlsdorf (auch „Ohlstorf“) und Oberweis (PREY 1962, S. 291) und im Gschlifgraben SE Gmunden (K. GÖTZINGER 1937, S. 232 ff.; PREY 1953, S. 263—264). Neuerdings konnte STURM (1968, S. 48) Rollstücke vermutlicher Schwarzerz-Aquivalente im Gebiete westlich des Attersees nachweisen.

Wie noch zu zeigen sein wird, hat dieses allmähliche Verschwinden der Gesteine in Kressenberger Fazies nicht nur tektonische Ursachen (Überschiebung durch den Flysch), sondern hängt auch von faziellen Gegebenheiten ab. Es ist daher notwendig, vor der eigentlichen paläogeographischen Rekonstruktion des Ablagerungsraumes jene Faktoren herauszuarbeiten, die sein Milieu schufen bzw. im Laufe der Zeit beeinflussten. Nur so ist es möglich, die fazielle Entwicklung des Ablagerungsraumes von W nach E bzw. von N nach S zu verfolgen.

Ein Überblick über die Biogenführung der Gesteine (Falstab. 2) macht deutlich, daß die Flora und Fauna große Ähnlichkeit zu jenen Floren und Faunen aufweist, die in der Literatur als organogene, marine Bauten gebunden beschrieben werden (z. B. an Riffe). Es liegt daher nahe, dem Einfluß etwaiger solcher Gebilde in den Gesteinen nachzuspüren. Andererseits weisen die

zahlreichen terrestrischen Komponenten (Quarz, Fe-Hydroxide, Holzreste) darauf hin, daß der Ablagerungsraum stark von festländischen Erhebungen beeinflusst wurde. Der übernächste Abschnitt wird sich mit deren Aufbau und Position befassen.

a) Beeinflussung durch organogene Bauten

Wenn man von den Serpeln absieht, kommen in den Gesteinen drei Biogen-Gruppen vor, die am Aufbau von riffähnlichen Körpern maßgeblich beteiligt sein können, u. zw. Korallen, Bryozoen und Rotalgen. Die Korallen sind allerdings nur zweimal sicher nachgewiesen worden: im Unteren Lithothamnienkalk des Hochsteines am Heuberg und in den Roterz-Schichten des Wartsteines bei Mattsee (S. 406). In Anbetracht dieser Tatsache scheidet zumindest der zentrale Bereich eines Korallenriffes als Ablagerungsraum der nicht oder wenig terrestrisch beeinflussten MF-Typen von vornherein aus. Ferner kann aus diesem Befund bereits eine geringe Ausdehnung etwaiger vorhandener Korallenbauten abgeleitet werden.

Häufiger sind krustenbildende Rotalgen (z. B. *Archaeolithothamnium*), die aber in den Gesteinen meist als allochthone Fragmente vorkommen. Rezent sind sie vorwiegend an der seewärtigen Seite von Korallenriffen zu finden.

Nach EMERY et al. (1954, S. 147 ff.) bauen sie fast die gesamte Außenseite der Riffe im Bikini-Atoll-Bereich auf, bedecken jedoch höchstens ein Zehntel der gesamten Riff-Oberfläche und sind häufig in der Lagune, wo sie allochthon vorkommen. KLEMENT (1966, S. 372) beobachtete sie in der Florida Bay als Zementbildner in totem Korallenkalk in der Zone stärkster Wasserbewegung gegen das offene Meer. In der gleichen Position trafen sie SCHÄFER (1969, S. 172) als Vertreter der Korallen auf dem Korallenriff Sarso des offenen Schelfs im Roten Meer und MILLIMAN (1967, Tab. 2 auf S. 666) auf dem Hogsty Reef (Bahamas) wo sie aber auch als allochthone Fragmente in der Lagune eingeschwemmt sind (l. c., S. 675). In einem Lagunenriff im Südteil des Großen Barriere-Riffs fungieren Lithothamnien nach MAIKLEM (1968, S. 793) als Wellenbrecher jener Riffteile, die zeitweise über den Wasserspiegel herausragen. Sie kommen dort aber auch als Inkrustationen von Korallenstöcken und Schotteranhäufungen auf der äußeren Riff-Plattform vor. KEMPER (1966, S. 551) wiederum wies „Algenknoten“ von *Archaeolithothamnium* im Hinterriff-Bereich eines obereozänen Wallriffes in Thrazien nach, und SCHEIBNER (1968, S. 89) fand sie abseits vom Riff in der offenen Litoralzone paläogener Riffe der Westkarpathen.

Für unsere Gesteine, in denen Korallen so spärlich sind, ist eine weitere Rolle der marinen Kalkalgen interessant. Sie können nämlich selbständige Bauten errichten, die als Bänke und Simsse geringer Mächtigkeit aber großer Horizontalerstreckung die ökologische Rolle von Riffen übernehmen können, d. h. Bewohner und Mit-Gerüstbildner anziehen, die auch auf echten Korallen-Riffen vorkommen, wie Bryozoen, Würmer und Crustaceen. Solche Algen-Bänke beschreiben z. B. PÉRÈS & PICARD (1958) aus dem Mittelmeer von Felsküsten und „Hard Grounds“.

Hinsichtlich ihrer Rolle als Riff-Gerüstbauer kann für die Bryozoen das selbe gelten wie für die Rotalgen. Sie kommen zwar in allen Riffbereichen vor, wenn auch nicht in maßgeblicher Rolle (vgl. für die nordalpinen, obertriadischen Korallenriffe FLÜGEL 1963, S. 244, und ZANKL 1969, Abb. 63 auf S. 51). Für die Kalkalgen-„Trottoirs“ (PÉRÈS & PICARD 1958) sind sie jedoch typisch, und wir stellen sowohl im Unteren Lithothamnienkalk als auch — meist in Schuttform —

in den Roterz-Schichten eine erstaunliche Parallele zu diesen charakteristischen Biozönosen fest.

Aber auch die meisten anderen Biogen-Gruppen unserer Gesteine wurden schon aus riffnahen Zonen oder direkt von Riffen beschrieben. So werden die *Discocyclinen* in der Literatur ziemlich einstimmig dem Vorriff-Bereich und der daran anschließenden offenen See zugewiesen (MONOSTORI 1964, S. 147; KEMPER 1966, Abb. 6 auf S. 551; HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 256; SCHEIBNER 1968, S. 83). Mit Ausnahme von Mi 2 kommen sie in allen MF-Typen vor (Falttab. 2), doch sind sie in Ro 1 a und b, Ro 2 b, Mi 1 und 3, Sc 1, 3 und 4 nur fragmentarisch und in Mi 1 und 3 sowie in Sc 4 nur äußerst spärlich beobachtet worden. Häufig sind sie nur in Sc 5 und 6.

In einem gewissen Widerspruch zum Auftreten der *Discocyclinen* in Sc 5 stehen die *Milioliden*, die gerade in diesem MF-Typ häufig sind. *Milioliden* werden nämlich meistens als typische Hinterriff- und Lagunen-Bewohner bezeichnet (MONOSTORI 1964, S. 145; HAGN & WELLNHOFER 1967, S. 257), doch kommen sie sporadisch auch im Riffkern und im Vorriff-Bereich vor (KEMPER 1966, Abb. 6 auf S. 551). Eine lokale Mischung dieser beiden Foraminiferen-Gruppen wäre also durchaus denkbar, doch müßte die Vorstellung von einem massiven, barriereartigen „Riff-Körper“, der klar trennbare Vor- und Hinterriff-Areale schafft, aufgegeben werden.

Die inkrustierende Foraminifere *Gypsina ogormani* (DOUV.) ist ein Faunenelement der östlichen Roterz-Schichten (S. 405). Sie wurde u. a. kürzlich von SCHEIBNER (1968, Fig. 2 auf Taf. 5) aus den Westkarpathen beschrieben und dort in allen Bereichen der untereoazänen Riffe angetroffen, z. B. auch an der Vorderseite zusammen mit *Archaeolithothamnium*. Die von HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 257) aus dem kalkalpinen Obereoazän beschriebene *Gypsina linearis* (HANZ.) wurde von den Autoren in lagunären Ablagerungen gefunden und die rezente *Gypsina plana* (CARTER) lebt nach PHLEGER (1960, S. 182) ebenfalls in Lagunen tropischer Riffe. In Ro 1 b muß *G. ogormani* in einem etwaigen „Riff“ an der Vorderseite beheimatet gewesen sein, da man sie häufig *Discocyclinen* umkrusten sieht, die zur Zeit des Befalles noch gelebt hatten (Taf. 4, Bild 2).

Alveolinen sind im obereoazänen Riff von Pinarhisar (KEMPER 1966) lokal im Vorriff und selten im offenen Meer vorhanden.

Wie die *Operculinen* (S. 406) sind auch die massenhaft vorkommenden *Nummuliten* nach KEMPER (1966, S. 552) für palökologische Aussagen schlecht geeignet, da sie in allen Bereichen von Korallenriffen vorkommen können.

Die Reste von *Echinodermen* — in den Gesteinen weit verbreitet — lassen keine genauen Aussagen über ihren ehemaligen Lebensraum zu, da sie rezent in allen Riffbereichen vorkommen.

Die *Crustaceen* hingegen kommen heute vorwiegend im Hinterriff-Bereich und in den Lagunen vor, wo sie z. B. im Capricorn Reef (S-Teil des Großen Barriere-Riffes, MAIKLEM 1968, S. 793) maßgeblich an der Aufarbeitung der dortigen Sande beteiligt sind. Im Hinterriff-Bereich eines Saumriffes im Golf von Aqaba erzeugen sie zusammen mit Fischen durch Verbiß an Korallen und

Kalkalgen biogenen Karbonatsand, der mit Foraminiferen-, Mollusken- und Echinodermen-Schutt vermischt ist (FRIEDMAN 1968, S. 905 ff.). SCHÄFER (1969, S. 172 und 174) findet sie sowohl im zentralen Riffbereich als auch im Kalksand-Sedimentationsbereich des Sarso-Riffes im Roten Meer; von letzterer Zone erwähnt der Autor die Erscheinung, daß hier nicht mehr erkennbar ist, von welchen riffbauenden Organismen der Kalksand stammt, was im Salzburger Helvetikum eine ganz charakteristische Tatsache ist.

Große Mollusken (z. B. *Gisortien*, *Campanile*, *Ostreen*, *Nautiloideen*¹⁰) und große Echinoideen (z. B. *Conoclypus conoideus* LESKE) sind meist im Flachwasser des Hinterriff-Bereiches und in der Lagune beheimatet gewesen, wo sie genügend Kalk zum Bau ihrer Schalen abscheiden und dadurch dem Wellenschlag Widerstand leisten konnten (vgl. die Ausführungen von MILLIMAN 1967, Tab. 2 auf S. 666, über den riesenwüchsigen Gastropoden *Strombus gigas*).

Aus den bisherigen Ausführungen dürfte die Schwierigkeit einer Zuordnung der Biogene in den helvetischen MF-Typen zu einzelnen Riffregionen klar geworden sein, obwohl fast sämtliche dieser Biogene um Riffe leben können. Faunen-Mischungen wie Milioliden/Discocyclus sind bei der Vorstellung von einem ausgedehnten, massiven Saum- oder Wallriffkörper nicht ohne weiteres zu erklären. Es ist auch tatsächlich nirgendwo in den Gesteinen ein zentraler Riffkörper nachzuweisen gewesen. Der Definition eines organischen Flachwasser-Riffes entsprechend müßten massive Bauten vorhanden sein, die sich über ihr Substrat deutlich erheben, eine größere Ausdehnung haben, und deren Gerüstbildner wenigstens lokal in Lebensstellung angetroffen werden sollten (WIENS 1962). Was uns heute in den Rot- und Schwarzerz-Schichten — um jene handelt es sich in erster Linie, da die sandigen Mittel-Schichten verständlicherweise aus dieser Diskussion herausgenommen werden müssen — erhalten ist, sind gewaltige Anhäufungen von Schutt in Form von biogenem Kalksand und verschiedenen anorganischen Komponenten. Der Anteil von autochthonen Biogenen (Nummuliten, *Ostreen*, Echinoideen, Brachyuren z. T.) ist viel geringer als jener von allochthonen, unter welchen besonders die ziemlich konstant eingestreuten Lithothamnien s. l., Bryozoen und Serpeln unser Augenmerk verdienen.

Der hohe Schuttanteil dürfte uns nicht von vornherein abhalten, die Existenz von organischen Bauten größerer Ausdehnung anzunehmen. Am eindrucksvollen Beispiel des Dachsteinkalk-Riffes am Hohen Göll (Rhät, Oberostalpin) konnte ZANKL (1969, S. 19) zeigen, daß selbst in so gewaltigen Bauten der Schuttanteil gegenüber dem Anteil an Riffbildnern in Lebensstellung sich wie 9 : 1 verhält, wobei sich dieses Verhältnis bei Berücksichtigung des Feinschutts zwischen den Gerüstbildnern sogar noch auf Kosten des Riffgerüsts verändert. Dies hängt einerseits mit der speziellen „Patch-Reef“-Entwicklung (CLOUD, 1952) am Hohen Göll zusammen, die zur Bildung von einzelnen Riffknospen geführt hatte, andererseits jedoch auch mit den zerstörenden Faktoren, die die Riffbildung beeinflussen und bereits gebildete Knospen wieder abtragen konnten (l. c., S. 92).

SCHÄFER (1969) ging auf das Wechselspiel von aufbauenden und zerstörenden Faktoren bei Riffen näher ein und wandte die aus theoretischen Überlegungen gewonnenen Befunde auf das

¹⁰ Die Gattung *Nautilus* lebt rezent im Gebiet der Südsee-Inseln und der Philippinen auf Korallenböden und weidet Korallen; früher nahm man ausschließlich die Tiefsee als ihren Lebensraum an (vgl. TOBIEN, 1949; MÜLLER, 1965, S. 136).

von ihm untersuchte Korallenriff Sarso im Roten Meer. Für unsere Arbeit erwies sich als besonders wertvoll der Hinweis, daß die organogenen Bauten des offenen Schelfs („Klippen- oder Bankriffe“, l. c., S. 182) keine ausgeprägten Vorder- und Rückseiten wie etwa die Barriere-Riffe haben. Wechselnde Winde, der Seegang, wechselnde Sedimentation, Abtragung und Umlagerung bereits sedimentierten Materials werden hierfür verantwortlich gemacht. Die Bildung von Bauten ist auf dem Schelf nach SCHÄFER (1969, S. 181) nur durch Bodenunruhe tektonischer, salinärer und vulkanogener Arten möglich, da die meist gleichbleibenden faziellen Verhältnisse des Schelfs auf weite Strecken ein Wachstum von Gerüstbildern verhindern (vor allem zu große Wassertiefe).

Bezogen auf das Salzburger Helvetikum bedeutet dies, daß wir im eigentlichen „Trog“ zwischen Intrahelvetischer Schwelle und Prävindelizischem Inselrückén kein Wachstum organogener Bauten erwarten dürfen, da die Wassertiefe hier bis zu maximal 100 m betragen hat (S. 415). Heftige Tektonik, Aufsteigen von Salzdomen oder Vulkanismus kann nicht nachgewiesen werden, nach TOLLMANN (1964, S. 241) steht uns im betrachteten Zeitraum keine Gebirgsbildungs-Phase zur Verfügung. Die mehrmaligen, epirogenetisch verursachten Oszillationen reichen aber laut SCHÄFER (1969, S. 181) auch nicht aus, die faziellen Gleichförmigkeiten des offenen Schelfs entscheidend zu ändern, wofür unsere mikro-faziellen Untersuchungen nur eine Bestätigung sind.

Die Suche nach organogenen Bauten im Salzburger Helvetikum muß daher an den Küstenrändern nahe dem Wasserspiegel stattfinden. Dazu ist es wichtig, die Art dieser Bauten zu bestimmen. Infolge der Seltenheit von Korallen kommen — wie bereits erwähnt — reine Korallenriffe nicht in Betracht. Man darf aber annehmen, daß trotz der detaillierten Untersuchung sich in Zukunft Funde von Korallen mehren werden. Ferner muß die große Bereitschaft dieser Biogene berücksichtigt werden, diagenetisch zu rekristallisieren, was ihre Identifikation meistens unmöglich macht (vgl. LAND 1967, S. 919; SCHEIBNER 1968, S. 90). Kleine „Patch Reefs“ aus Korallen sind also immerhin denkbar und durch den Nachweis von *Porites* zumindest im Unteren Lithothamnienkalk sehr wahrscheinlich.

Wie ZANKL (1969) derartige Gebilde in der Trias nachweisen konnte, gelang dies FENNINGER (1966) im oberostalpinen Malm (Sparitischer Plassenkalk), wo es trotz mannigfacher faunistischer Hinweise nie zu einer echten Riffbildung gekommen ist. Ähnlich wie GRASMÜCK-PELUGER (1962, S. 441; Oberer Öhrlikalk, Unterkreide) verglich der Autor die fossilen Verhältnisse mit der seeseitigen Entwicklung auf rezenten, organogenen Flachwasserbänken (Bahama-Bank, Florida Bay, Persischer Golf).

Schließlich müssen wir noch eine syngenetische Zerstörung der kleinen Patch Reefs in Erwägung ziehen, wofür die zahlreichen Beispiele schalenzerstörender Tätigkeit an Nummuliten (Taf. 4, Bild 3), Discocyclusen, Brachiopoden, Muscheln und Lithothamnién einen Anhaltspunkt geben.

Die rezenten Verhältnisse in der Florida Bay sind in dieser Hinsicht gut untersucht. Nach SWINCHATT (1965, S. 81 ff.) werden dort Korallenstöcke durch bohrende Mollusken, Schwämme und möglicherweise auch Würmer angegriffen (l. c., Taf. 2 auf S. 81). Diese Organismen bewirken eine Zerstörung der Skelette bis zu Sandkorn-Größe. Aber auch Fische (l. c., S. 83) können größere Brocken Korallenkalkes durch Beißen, Stoßen und Schlagen aus dem Verband lösen. Die weitere Zerstörung übernehmen hauptsächlich Algen (vgl. DUERDEN, 1962; KLEMENT & TOOMEY, 1967; HAGN & WELLNHOFER, 1967, S. 234), in untergeordneter Rolle auch Holothurien und Bakterien.

In vorliegendem Material beobachtet man im Schliff, daß in verschiedenen Bohr- und Ätzgängen in Biogenen eine mikritische Substanz durch die zerstörende Tätigkeit vermutlicher Thallophyten entstanden ist, die sekundär zu Mikrosparit (FOLK 1966, S. 37) umkristallisiert ist. Rezent können in der Florida Bay nach STOCKMAN et al. (1967, S. 645) beträchtliche Mengen von Kalkschlamm durch die biogene Zerstörung von Korallen entstehen. Die auf S. 399 beschriebenen Hohlraumausfüllungen durch Kalkschlamm in Sc 3 können als organogener Detritus aufgefaßt werden, der durch heftig bewegtes Wasser von den zerstörten Patch Reefs meer- und strandwärts verfrachtet wurde und sich dann in ruhigerer Umgebung gradiert absetzte.

Aber auch die an sich widersprüchliche, mikrosparitische Grundmasse in den quarzreichen MF-Typen (besonders in Ro 2 b) fände auf diese Weise eine Erklärung. Schließlich weisen noch *Stromatolithen* (Taf. 4, Bild 4) auf die Tätigkeit schalenzerstörender Thallophyten hin. KLEMENT (1966, S. 372) fand sie in der Florida Bay vor allem in den seichten Lagunen zwischen den Mangrove-Inseln, wo sie durch grüne und blaugüne Algen entstanden sind.

Eine vorbereitende Rolle für alle Arten biogener und chemischer Zerstörung spielte sicherlich die Zertrümmerung von Korallenskeletten durch die *Brandung* und andere Wasserbewegung. Diese ist in der Florida Bay nach SWINCHATT (1964, S. 81) besonders bei großen Stürmen wirksam und vermag gewaltige Brocken Korallenkalkes aufzuarbeiten. Durch gegenseitiges Aneinanderschlagen zertrümmern diese Brocken einander und werden bis zu Sandkorngröße zerkleinert. Besonders im Vorriff-Bereich bzw. auf den äußeren Bezirken der Flachwasserbänke werden dabei große Mengen von organogenem Schutt und Sand erzeugt, während im inneren Areal ein dichter Seegras-Bewuchs dies weitgehend verhindert. Solche mechanische Zerstörung von Korallen aber auch von anderen Biogenen wird besonders in Ro 1 a, 1 b und 2 a angedeutet, wo zahlreiche organogene Kalkspar-Körner mit hohem Rundungsgrad vorkommen, die infolge ihrer starken Umkristallisation nicht näher identifiziert werden können. Eine derartige Fazies ist nach SWINCHATT (l. c., S. 78) typisch für alle äußeren Gebiete der Florida-Bay-Bänke.

Den Unterbau für die Patch Reefs haben im Helvetikum vor allem Lithothamnien und Bryozoen gebildet. Wie bereits an früherer Stelle erwähnt wurde, spricht die faunistische Zusammensetzung des Schutts in den Rot- und abgeschwächt auch in den Schwarzerz-Schichten für das Vorhandensein küstennaher „*Trottoirs*“ bestehend aus Kalkalgen, Bryozoen und Würmern, auf denen sich Discocyclinen und die zahlreichen anderen Biogene ansiedelten, die auf flaches, stark bewegtes Wasser hindeuten. Diese Algen-Bryozoen-Bänke fanden wohl entlang der Prävindelizischen Inselschwelle ideale Verhältnisse für ihre Entwicklung vor, da sie hier am Sockel der Inseln die günstigsten Ansatz- und Verankerungsmöglichkeiten hatten. Diese Deutung erklärt auch die relativ gleichbleibenden, faziellen Verhältnisse in W-E-Richtung; sie erleichtert auch die Vorstellung von der Verzahnung der Vor- und Hinter-„Riff“-Sedimente, von denen auf S. 421 die Rede war. Denn wie SCHÄFER (1969, S. 185) ausführt, ist eine genaue Trennung der einzelnen Fazieszonen nur bei geringer Anzahl oder weitem Auseinanderliegen der organogenen Produktionszentren möglich. HAGN (1954, S. 79) stellt im Gebiet von Neubeuern am Inn allerdings fest, daß die verschiedenen Lithothamnienkalke auf die Untiefen der Intrahelvetischen Schwelle — also auf das nördlich gelegene Festland — zu beziehen sind. Diesen Befund kann der Verf. auf Grund der Verhältnisse am Hochstein (Profil W, S. 384) für

Salzburg nicht übernehmen. Denn hier befindet sich die landnächste Fazies des ilerdischen Unteren Lithothamnienkalkes im Süden des Ablagerungsraumes, gekennzeichnet durch reiche Quarzschüttung, die im Norden fehlt. Die Situation in den obereozänen Lithothamnienkalken (TRAUB 1953, S. 20), die den sicher landfernen Mergeln des Stocklettens zwischengeschaltet sind, kann wieder anders gewesen sein, doch fehlen hier mikrofazielle Kontrollen.

Die fast völlige Zerstörung dieser Bänke trotz ihrer langen, horizontalen Erstreckung wird begreiflich, wenn man bedenkt, daß derartige korallen- und algenführende Bereiche bei rezenten Flachwasserbänken oft nur wenige Dezimeter mächtig aber mehrere Kilometer lang sein können (z. B. die „Coralgal“-Zone auf der Bahama-Plattform, NEWELL, 1955). Die Zerstörung solcher Zonen kann zumindest lokal durch eine einzige Sturmflut vor sich gehen (SWINCHATT, 1964, S. 81). Auch dort, wo wir die Algen-Bryozoen-Bänke in mächtiger Entwicklung noch in situ antreffen (Unterer Lithothamnienkalk), bestehen sie nach dem Dünnschliff-Befund überwiegend aus Schutt. Lediglich am Westende des Höhenzuges Ramoos—Reitsham liegen einige schöne Aufschlüsse von unzerstörten Bänken vor.

b) Beeinflussung durch Festland

Wie auf S. 411 erwähnt wurde, enthalten die helvetischen Gesteine verschiedene terrestrische Komponenten, und zwar:

Allocthone Quarz und Schwerminerale
Eisen aus Verwitterungs-Residuen
Holzreste

Bei den Quarzkörnern handelt es sich meist um mittelkörnige Sande, seltener Grob- und Feinsand. Abgesehen von Mi 2, wo ein deutlicher fluviatiler Einfluß bemerkbar ist (S. 414), sind die durch den Quarz erzeugten Teilkollektive an den Korngrößen-Verteilungen der Gesteine gut sortiert, während die Gesamtsortierung zusammen mit Biogenen und anderen Komponenten meist mäßig bis schlecht ist (Abb. 4, Falttab. 2). Diese auch bei rezenten Strandsanden untersuchte Erscheinung schließt intensiven Transport der Quarzfraktion nicht aus (GIBBONS 1967, S. 877).

Vor allem in den Mittel-Schichten muß sogar mehrfache Umlagerung angenommen werden (vgl. SARKÖZI-FARKAS 1964), da einerseits zerbrochene Körner vorhanden sind, die ehemals gut gerundet waren („Texturale Inversion“, FOLK 1962, Fig. 7 auf S. 81), und andererseits bereits TRAUB (1953, S. 33) den Rest-„Schotter“-Charakter der Geröllanhäufungen in den Mittel-Schichten betont. Verfolgt man die Verteilung der quarzreichen MF-Typen (Abb. 5, 12), so stellt man ein örtliches und zeitliches Schwanken der terrestrischen Beeinflussung fest, eine Erscheinung, die auf eine buchtenreiche Küste des schuttliefernden Festlandes bzw. auf einen inseligen Charakter desselben hindeutet.

Die Schwerminerale wurden von WOLETZ (1954, S. 152 und 1957, S. 112) in unserem Untersuchungsgebiet bearbeitet. Frau Dr. G. WOLETZ (Wien) teilte dem Verf. außerdem freundlichst folgenden brieflichen Befund mit (25. März 1969):

„Probeentnahme u. a. aus dem Untereozän des Kroisbachgrabens (östlich St. Pankraz), aus dem Liegenden des Roterzes vom Wartstein, aus den Roterz-Schichten von St. Pankratz,

aus den Mittel-Schichten von St. Pankraz und Wartstein und aus den Schwarzerz-Schichten von St. Pankraz.

In sämtlichen untersuchten Proben überwiegt unter den durchsichtigen Schwermineralien der Zirkon, die Prozentzahlen schwanken zwischen 60 und 80. Daneben sind Rutil, Turmalin und Monazit anzutreffen, auch wenige Prozent Granat, Anatas, Brookit, Staurolith und Disthen. Nach dieser Zusammensetzung der Schwermineralgesellschaft ist auf einen Detritus zu schließen, der vor allem von granitischen Gesteinen stammt (Zirkon, Monazit), der geringe Gehalt an Granat, Staurolith und Disthen weist auf eine untergeordnete Lieferung aus metamorphen Gesteinen hin. Nur ein einziges Korn ‚Chromit‘ wurde gefunden, also sind ultrabasische Gesteine kaum im Liefergebiet anzunehmen.“

Dieser Befund deckt sich auch mit den Provenienz-Untersuchungen von GRIMM (1965, S. 7—8), sowie mit Befunden aus der helvetischen Oberkreide von RICHTER (1937). Die auf S. 395 erwähnten Gold-Teilchen aus Mi 2 von St. Pankraz passen gut in dieses Bild, wenn auch an sie keinerlei weitere Aussagen geknüpft werden können, da sie nur in Spuren nachzuweisen waren.

Das Eisen in den Fe-Hydroxiden (S. 416) und im Glaukonit stammt nach HAGN (1960, S. 130) ebenfalls vom Festland (S. 418). Rezente Ooid-Bildung ist ein Mechanismus, der weitgehend unabhängig vom ooidbildenden Material vor sich geht (vgl. SCHWEIGART 1965, S. 287). Kalk-Ooide bilden sich heute z. B. nach SEIBOLD (1964 a, S. 243) auf der seewärtigen Seite großer Gebiete der Bahama-Bank, wo das heftig bewegte Wasser aus tieferen Schichten erwärmt wird, durch verringerten CO₂-Partialdruck seine Lösungsfähigkeit verliert und Kalk ausfällt. Da aber in vorliegendem Material sowohl Brauneisen-Ooide (z. B. in Ro 2 a) als auch der Glaukonit häufig umgelagert sind und auch die glaukonitisierten Foraminiferen (z. B. in Sc 6; Taf. 5, Bild 1) nach SEED (1968, S. 230) zwar flaches Wasser aber keine Relation zum Festland erkennen lassen, eignen sich die Fe-Bildungen im vorliegenden Fall zu keiner genauen Aussage über die Gestalt und Lage des Liefergebietes.

Die Holzreste (S. 409) sind ebenfalls schlechte Zeugen ihrer Herkunft, denn terrestrisches Pflanzenwachstum ist auch auf Atollen möglich (MAIKLEM 1968, S. 793). Verdriftung von Holzstämmen durch Meeresströmungen über mehrere tausend Kilometer ist ferner eine bekannte Tatsache (z. B. Holz von der Mississippi-Mündung an der Küste NW-Islands). Lediglich in Ro 1 b des Teufelsgrabens stehen die Kohleschmitzen (Taf. 5, Bild 3) eindeutig mit einer nahen festländischen Erhebung in Zusammenhang. In der gleichen stratigraphischen Position fand sich in Ro 1 a (Ro. i. e. S.) von St. Pankraz etwa 0,80 m unterhalb der Grenze Roterz/Mittel-Schichten ein inkohlter Holzrest von 8 mm Dicke und 6 cm Länge, an dem noch die Gefäßstruktur erkennbar aber nicht näher bestimmbar war. Ähnliche Funde im kalkalpinen Obereozän von Pfaffing (Bayern) werden von HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 257) als Treibholz in lagunärem Milieu beschrieben.

Nach der vorstehenden Beschreibung seiner Zeugen in den Gesteinen ist es klar, daß die Frage nach dem Aufbau und der Position des schuttliefernden Festlandes nicht leicht zu beantworten ist. TRAUB (1953, S. 33) gibt über den Aufbau der „Prävindelizischen Inselschwelle“ im Süden des Ablagerungsraumes (S. 419) recht detaillierte Vorstellungen wieder:

„Sie bestand in ihrem Kern aus Gneis und Granit; daneben ... eine von Gangquarzen und Eisenerzgängen durchschwärmte Schieferhülle und eine mesozoische Überdeckung, ... welche das ... dunkle Radiolarit-Geröll lieferte.“

Da weder im Osten (Gschlifgraben) noch im Süden (Hochstein) grobkörnige Sedimente auftreten, ist TRAUB der Meinung, daß die Schwelle keine durchgehende Festlands-Barriere war, sondern aus Inseln bestand. Zwischen Kressenberg und Bergen (Bayern) konnte GANSS (1956, S. 101) die faziellen Unterschiede zwischen Nord- und Südhelvetikum sogar ohne Annahme einer trennenden Schwelle erklären, wogegen aber die Aussage von DE KLASZ (in: GANSS 1956, S. 42) spricht, wonach Nord- und Südhelvetikum „offenbar in mehr oder minder getrennten Sedimentationsräumen“ abgelagert wurden.

HAGN bezieht den Schutt von der im Norden des Ablagerungsraumes gelegenen „Intrahelvetischen Schwelle“ und führt u. a. aus, daß diese und die anderen Schwellen zwischen Flysch, Ultra-, Süd- und Nordhelvetikum „zonare Aufwölbungen des kristallinen Untergrundes“ waren, „der eine Verbindung zwischen den Massiven im Norden und Nordosten ... und der Grauwackenzone im Süden herstellt“ (1960, S. 163). Ihr Aufbau war ähnlich der Prävindeizischen Inselnschwelle: ein kristalliner Kern, der Sand und Fe-Lösungen lieferte und von einer sedimentären, mesozoischen Hülle bedeckt war. Diese ist in Bayern wohl am Kressenberg (siehe weiter unten) belegt, nicht aber in Neubeuern am Inn westlich vom Kressenberg (HAGN, 1954, S. 73, 78).

Was nun den Aufbau des schuttliefernden Festlandes in Salzburg nach vorliegenden Untersuchungen betrifft, so kann die übereinstimmende Meinung von TRAUB und HAGN bezüglich des kristallinen Untergrundes geteilt werden. Die Ausbildung der Quarzkörner spricht sowohl für Erstarrungs- als auch für metamorphe Gesteine. Eine neuere Arbeit von BLATT (1967) über autochthonen Quarzdetritus in Wüstengebieten von Südarizona und Südkalifornien zeigt nämlich, daß bei mittelkörnigen Sanden monokristalline Körner überwiegend von plutonischen Gesteinen, polykristalline Körner hingegen vor allem von metamorphen Gesteinen stammen (l. c., S. 407—408, 415, 418). Beide Typen sind in vorliegendem Material vorhanden, wenn auch der Anteil der polykristallinen Körner deutlich geringer ist.

Zur Frage der mesozoischen Sediment-Hülle des Festlandes kann vom Untersuchungsgebiet nichts Neues hinsichtlich ihrer Zusammensetzung beigetragen werden. Lediglich über ihre Abtragung ergeben sich auf Grund neuerer Arbeiten einige Aspekte. GOHRBANDT (1963 a, S. 22—24, 83, Tab. 1) wies mikropaläontologisch eine durchgehende Sedimentation von der Oberkreide bis ins Paleozän nach, was nach HAGN (1967, S. 270) auch für die Vorkommen im östlichen Oberbayern gilt. Eine Abtragung während der älteren laramischen Phasen fand somit in unserem Gebiet nicht statt. Dafür spricht das Radiolarit-Geröll in den Ro. i. w. S. vom Hochberggraben östlich St. Pankraz (S. 427). Eher ist an eine Schichtlücke zwischen Unterem Lithothamnienkalk und Ro. i. w. S. zu denken, die nach GOHRBANDT (1963 a, S. 31) das Höhere Ilerdium umfassen könnte (= Zone der *Globorotalia velascoensis*). Vollständig war die Abtragung jedoch nicht, denn dagegen sprechen die allochthonen, oberjurassischen Fossilien, die SCHLOSSER (1925) in den Schwarzerz-Schichten des oberbayerischen Kressen-

berges fand. Zumindest im Unteren Lithothamnienkalk müssen daher noch Reste der mesozoischen Hülle vorhanden gewesen sein; freilich können Crinoiden-Stielglieder — denn um solche handelt es sich hauptsächlich — auch eine mehrmalige Umlagerung überstanden haben.

Ähnliche Verhältnisse weiter im Osten mögen in diesem Zusammenhang interessant sein. Neuere Bohrungen der OMV-AG durchteuften in Niederösterreich eine insgesamt 2700 m mächtige, autochthone Sediment-Hülle auf dem „Festlandsokel der Böhmisches Masse“, welche vom Lias bis ins Ober-Campanium reicht (KAPOUNEK et al., 1967). Für uns wichtig ist die erosive Entfernung dieser Hülle im Alttertiär, die aber nur deren westlichen Anteil betroffen hat. Nach TOLLMANN (1964, S. 240) wäre dafür die Phase „Laramisch 3“ verantwortlich.

Dieser Modellfall erleichtert die Vorstellung von einer wegerodierten Sediment-Hülle in unserem Gebiet wesentlich, da hier zum Unterschied von den im Ostteil der Böhmisches Masse noch überaus mächtigen Schichten eines Mesozoikums nur mehr wenige Einzelzeugen vorhanden sind. Auch in Salzburg dürfte die Erosion im wesentlichen während der Phase „Laramisch 3“ stattgefunden haben, die zwischen den Unteren Lithothamnienkalk und die Roterz-Schichten fällt.

Die Lage und Verbreitung des Festlandes in unserem Gebiet ist nur mehr mittelbar rekonstruierbar und nicht mehr auf einem topographischen Kartenblatt darstellbar, da durch die weite alpidische Überfahrung des Helvetikums durch die nordbewegten, ostalpinen Einheiten und die Flyschzone sowie durch die interne Verfaltung und Schuppung eine starke tektonische Verstümmelung vorliegt. Ein Anhaltspunkt für die Breite des Ablagerungsraumes findet sich bei CLAR (1965, Taf. 3), wo durch einen Abwicklungsversuch von W. SCHLAGER (vgl. l. c., S. 21) die Gesamtbreite des helvetischen Ablagerungsraumes etwas östlich unseres Gebietes mit 35 km angegeben wird. Diese Strecke entspricht der Luftlinie zwischen der Vindelizischen Schwelle im Norden und dem Cetischen Rücken im Süden. Überträgt man diese Strecke auf die schematische Darstellung der helvetischen „Teiltröge“ von HAGN (1960, Abb. 8 auf S. 133; etwas modifiziert 1967, Abb. 1 auf S. 263), so ergibt sich für den südhelvetischen „Teiltrog“ eine Breite von etwa 10,5 km. Nach TRAUB (1953, Abb. 1 auf S. 6) beträgt die heutige Aufschlußbreite sämtlicher südhelvetischer Schichtglieder in den westlichen Vorkommen maximal 500 m; nach ABERER & BRAUMÜLLER (1958, Taf. 1) beträgt sie in den östlichen Vorkommen maximal 160 m. Bei ungestörter Lagerung würde dies eine durch Überschiebung erzeugte Bedeckung des ursprünglichen Sedimentationsraumes auf ein Einundzwanzigstel im Westen und ein Fünfundsechzigstel im Osten bedeuten. Berücksichtigt man jedoch die fast saigere Lagerung der Gesteine, so erhält man ein undiskutables Mißverhältnis zwischen ursprünglicher und heute zugänglicher Breite des Ablagerungsraumes, das eine kartenmäßige paläogeographische Darstellung unmöglich macht. Sicherlich ist durch die mehrmalige Verschuppung (vor allem im Raum St. Pankraz) der ursprüngliche Raum wiederholt aufgeschlossen, doch sind die ehemaligen Breiten, die zwischen den quasi punktförmigen Schuppen liegen, unbekannt. Die Frage nach der Position des Festlandes in unserem Gebiet kann daher nur unter Berücksichtigung der Verhältnisse am Heuberg zu klären versucht werden.

c) Zusammenfassung

Eines der wichtigsten Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen war die Feststellung von zwei Hauptfaktoren, die die Ablagerung der Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten mit wechselnder Anteilnahme beeinflussen:

1. Organogene Flachwasserbänke mit Patch-Reef-Bildung.
2. Festlandsgebiete mit Quarzschüttung.

Dabei spielt die Tatsache, daß die Bänke im Untersuchungsgebiet weitgehend zerstört sind und hauptsächlich durch die palökologischen Gegebenheiten nachgewiesen sind, nur eine sekundäre Rolle.

Die Vorstellung, wie sie etwa HAGN & WELLNHOFER (1967, S. 256—257) von ähnlichen, kalkalpinen Gesteinen des Obereozäns gewonnen haben, daß nämlich eine Lagune zwischen der Küste und organogenen Bauten der Ablagerungsraum gewesen sei, könnte in manchen Horizonten unserer Gesteine zwanglos übernommen werden; sie paßt aber nicht auf jene MF-Typen, in denen verschiedene Komponenten und Sedimentations-Erscheinungen auf Vor-„Riff“- bzw. auf pelagische Bereiche hindeuten (Sc 4, 6).

Betrachtet man die heute allgemein übliche Gliederung von Ablagerungsräumen um organogene Bauten (Riffe, Flachwasserbänke), so fällt in unserem Gebiet auf, daß nirgends im Südhelvetikum eine echte Beckensedimentation vorkommt. Wir müßten nun entweder an die Erosion der Beckensedimente denken oder an ihre Überschiebung durch das Ultrahelvetikum und die Flysch-Zone, so daß sie heute im Untergrund begraben lägen. Gegen die erste Deutung spricht die Beobachtung, daß nirgends in dem „fadenförmigen“ Ablagerungsraum des Südhelvetikums in der von uns betrachteten Zeit pelagische Gesteine vorkommen, was bei dem sehr komplizierten tektonischen Bau wenigstens an einigen Stellen der Fall sein müßte; es ist schließlich nicht dauernd die gleiche paläogeographische Breite aufgeschlossen. Gegen die zweite Deutung spricht, daß in den südlich gelegenen tektonischen Fenstern (z. B. Heuberg) das alttertiäre Südhelvetikum immer in Kressenberger Fazies (REIS 1896), d. h. in sublitoraler Schelf-Sedimentation entwickelt ist.

Betrachten wir nun die nächst nördlich gelegenen Gesteine, so treten uns in den Adelholzener Schichten des Nordhelvetikums (ABERER & BRAUMÜLLER 1958, S. 13) wiederum arenitische Assilinen- und Discocyclinen-Sedimente entgegen, die auf ähnliche Entstehungsbedingungen hinweisen wie die von uns betrachteten südhelvetischen Äquivalente.

Abgesehen von der trennenden Intrahelvetischen Schwelle kommen die Adelholzener Schichten rein faziell nicht als Beckensedimente in Betracht. Blicken wir aber nach Süden, so finden wir in den bunten Mergeln der Buntmergelserie (PREY 1952) eine rein pelagische Sedimentation. In unserem Gebiet liegen diese Gesteine allerdings nur in einem tektonischen Kontakt zum Südhelvetikum (ABERER & BRAUMÜLLER 1958, S. 15 ff.), doch findet man in der Literatur zahlreiche Hinweise für eine Zusammengehörigkeit des Helvetikums und der Buntmergelserie.

In Vorarlberg stellten ALEXANDER et al. (1965, S. 140, 142, 145) zwar ebenfalls tektonischen Kontakt zwischen beiden Einheiten fest, doch weist BETTENSTAEDT (1958, S. 587) auf Grund mikropaläontologischer Befunde einen faziellen Übergang zwischen Helvetikum und Nordultrahelvetikum (= Buntmergelserie, HAGN, 1967, S. 288) nach. In Ostbayern stellt HAGN (1960, S. 125 ff.) zwar Anzeichen von fazieller Übereinstimmung fest, hält aber gleichzeitig das Fehlen rot- und schwarzerz-ähnlicher Sedimente im Nordultrahelvetikum für das Anzeichen einer Schwelle zwischen beiden Räumen, die aber keine trennende Barre war (l. c., S. 133). Er betont später zusammenfassend, daß das Nordultrahelvetikum „eine fazielle Brücke zum Helvetikum“ schlage (1967, S. 260). Für unser Gebiet gibt GOHRBANDT (1963 a, S. 17, 34—35) aus einer Probe der Buntmergelserie vom Jagdsteig im Hochberg-Graben bei St. Pankraz eine reiche Planktonfauna des Untereozäns (Zone F) an, die dieselben Leitforaminiferen wie in den gleichalten Roterz-Schichten aufweist. ABERER & BRAUMÜLLER (1958, S. 16) schließen aus dem engen Nebeneinander helvetischer Gesteine und solchen der Buntmergelserie vor allem in den von PREY (1952) beschriebenen Fenstern im Flysch, daß „es sich bei der Buntmergelserie um eine südliche Fazies des Helvetikums handelt.“

Weiter im Osten findet STURM (1968, S. 48) im Gebiet westlich des Attersees ebenfalls einen faziellen Übergang, wobei hier ähnlich wie zwischen Atter- und Traunsee (W. JANOSCHEK, 1964, S. 187) Kressenberger Fazies nur mehr in Resten nachzuweisen ist.

Höchst wichtig sind für die östliche Fortsetzung der Gesteine in Ober- und Niederösterreich die Feststellungen von PREY (1957). Dieser Autor kommt zur Auffassung, daß Helvetikum und Buntmergelserie einem gemeinsamen Meerestrog mit faziell bedingten Verschiedenheiten entstammen (PREY 1957, S. 316) und daß der Ablagerungsraum der Buntmergelserie im Süden bzw. Südosten an den des Helvetikums anzuschließen sei. Besonders deutlich erscheint uns die Begründung dieser Auffassung durch den Nachweis klastischer Fazies sowohl im Paleozän als auch im Eozän im Gebiet von Rogatsboden und Schaitten in Niederösterreich zu sein (PREY 1957, S. 311—313, 329). Auch für TOLLMANN (1963 a, S. 13, Sep.) scheint die Verbindung Südhelvetikum—Buntmergelserie zu bestehen, denn er bezeichnet abweichend von der bayerischen Gliederung (HAGN 1967, S. 288) die Buntmergelserie als Fortsetzung des Südhelvetikums nach Osten.

Die nach GOHRBANDT (1967, S. 321) im Untersuchungsgebiet vom Unteren Cuisium bis ins Untere Lutetium reichende Buntmergelserie stellt also offenbar die Beckenfazies zu den Algen-Bryozoen-Bänken und zum Sublitoral der Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten dar. Ihre heutige tektonische Position zum Südhelvetikum läßt sie als „Fazies-Decke“ (TOLLMANN 1963 b) nach dieser Deutung erscheinen.

Auf verhältnismäßig zwanglose Weise fügen sich nun die sedimentologischen Befunde zu einem paläogeographischen Bild und findet die Frage nach der Lage und Ausbildung des schuttliefernden Festlandes ihre Antwort (Abb. 13, 14). Die Roterz-, Mittel- und Schwarzerz-Schichten wurden in einem schmalen und sehr langen „Trog“ abgelagert, wofür die im Streichen von Sonthofen bis nach Oberösterreich relativ konstanten Sublitoral-Fazies sprechen. Wenn auch rezent für solche Tröge keine adäquaten Beispiele existieren, so konnte TOLLMANN (1967) einige fossile Fälle in Geosynklinal-Zonen des Mittelmeerraumes anführen und auch deren spezifisches, tektonisches Schicksal herausarbeiten („Fazies-Decken“, l. c., S. 90). Die Trogtiefe lag nicht über 100 m (S. 415). Rot- und Schwarzerz-Schichten beinhalten eine Fauna und Flora, die auf eine (präfossil abgetragene)

Flachwasserbank-Zone mit Algen-Bryozoen-Bänken und eventuell kleinen Korallenriff-Knospen hinweist. Ähnlichkeit wäre im Modell der vielzitierten Bahama-Bänke zu suchen, wobei zum Unterschied von dieser keine derartig abnormale Karbonat-Sedimentation festzustellen ist, die aber bekanntlich einen Spezialfall darstellt (SEIBOLD 1964, S. 458).

Ferner ist eine terrestrische Beeinflussung der Gesteine durch Quarzschüttung und andere Faktoren zu erkennen. Da an eine Mischsedimentation, wie sie rezent z. B. im Golf von Mexiko bekannt ist (MORELOCK & KOENIG 1967, S. 1002 ff.), nicht zu denken ist, weil die Sandentwicklung innerhalb der Rot- und Schwarzerz-Schichten zu gering und innerhalb der Mittel-Schichten zu hoch ist, muß die Beeinflussung durch riffähnliche Bedingungen einerseits und festländische andererseits von zwei verschiedenen Richtungen gekommen sein. In Anbetracht der ausgeprägten Ost-West-Erstreckung des Ablagerungsraumes kann es sich nur um den Norden bzw. den Süden desselben gehandelt haben. Der wiederholte Wechsel von biogener und terrigener Beeinflussung bedeutet somit ein Oszillieren der Küstenlinie in Nord-Süd-Richtung. Da das Becken (Buntmergelerde) im Süden des Ablagerungsraumes gelegen war, muß das antagonistische Festland im Norden desselben gelegen haben, d. h. es war die „Intrahelvetische Schwelle“, die von HAGN (1954, 1960) bereits für den Schutt-Transport ins ostbayerische Südhelvetikum verantwortlich gemacht wurde (vgl. S. 419). Die von TRAUB (1953) postulierte „Prävindelizische Inselfschwelle“ war nur abgeschwächt wirksam. So finden sich z. B. im Unteren Lithothamnienkalk des Hochsteines reichlich Quarzgerölle, während dieses Schichtglied am Nordsaum der Flysch-Zone ausgesprochen quarzarm ist. Ihren Charakter als durchgehende Barriere, die zusammen mit der „Intrahelvetischen Schwelle“ eine „Wellblech-Paläogeographie“ (HAGN 1960) erzeugte, dürfte sie in unserem Gebiet jedoch eingebüßt haben. Eher ist an ihre Auflösung in ein offenes Archipel zu denken (S. 427).

Zwischen den kristallinen Inseln breiteten sich die organogenen Bänke aus, wodurch — wie bereits früher erwähnt — die eigenartige Verzahnung von Vor- und Hinter-„Riff“-Sedimenten eine Erklärung findet (S. 422); denn sowohl eine durchgehende Festlands- als auch eine Riff-Barriere hätten dies weitgehend verhindert. Bedenkt man ferner, daß z. B. in St. Pankraz der Untere Lithothamnienkalk durch eine andere Fazies vertreten wird (TRAUB 1953), so erkennt man, daß die „Prävindelizische Inselfschwelle“ auf keinen Fall parallel zur Intrahelvetischen Schwelle verlaufen konnte, sondern aus einer Reihe von aufgelockerten Inseln bestand.

Die Sedimentation (Abb. 12) verlief folgendermaßen: nach einer ausgedehnten biogenen Gerüstbildung zur Zeit des Unteren Lithothamnienkalkes folgte eine Emporhebung und teilweise Abtragung der Bänke im Höheren Ilerdium als Folge der alpidischen Phase „Laramisch 3“ (S. 428). Zu Beginn der Roterz-Zeit (im Unteren Cuisium) transgredierte das Meer unter Ablagerung der stark terrestrisch beeinflussten Ro. i. w. S. sowie unter z. T. schwacher Aufarbeitung des Unteren Lithothamnienkalkes (S. 384). Die Verbindung zu einem im Süden gelegenen, offenen Meer war bereits damals vorhanden, wie die plank-

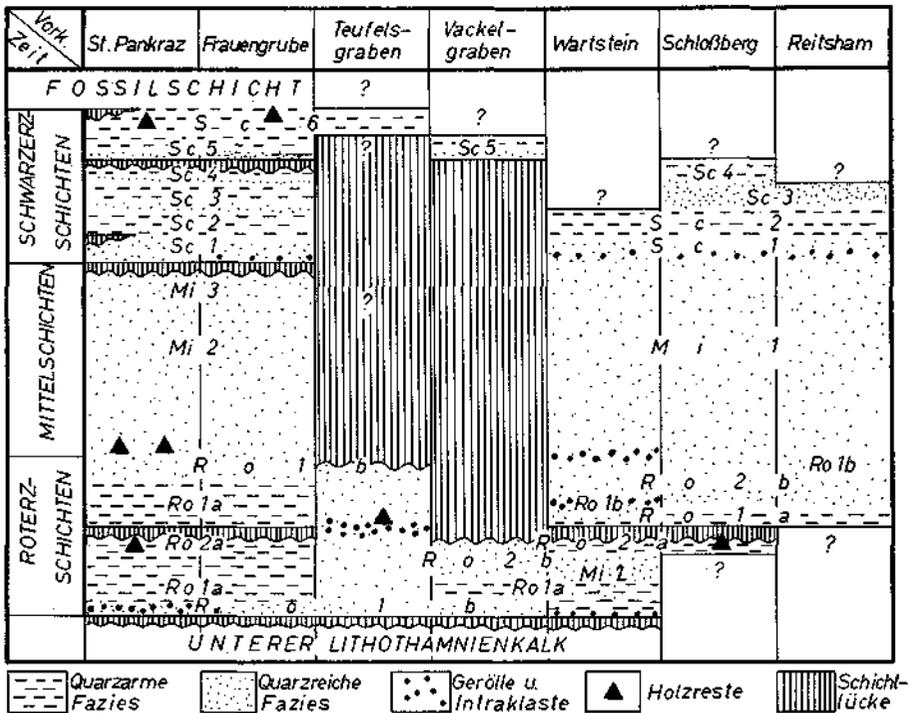


Abb. 12: Synchrone, schematische Darstellung des Sedimentationsablaufes. Mächtigkeiten nicht proportional.

tonischen Foraminiferen beweisen (GOHRBANDT 1963 a, S. 32—33). In den westlichen und östlichen Vorkommen machten sich durch die Ablagerung von Ro 1 a wieder Einflüsse von Algen- Bryozoen-Bänken bemerkbar, während im Teufelsgraben eine Insel oder eine von Norden vorspringende Halbinsel weiterhin quarzreiche Sedimente abgelagerte. Nun tauchte aber auch im Osten Festland auf, das die quarzreichen Gesteine Ro 2 b und Mi 2 beeinflusste, wobei am Wartstein und östlich des Niedertrumer Sees sich auch fluvial transportierte Trübe bemerkbar macht (S. 414). Der immer marin bleibende Charakter von Ro 2 b im Teufelsgraben und im Graben bei Gimelsberg (Vackelgraben) sowie am Wartstein läßt den Schluß zu, daß das schuttliefernde Gebiet entweder in Form von Halbinseln buchtig zerlappt war oder überhaupt aus kleineren verstreuten Inseln bestand.

Zur gleichen Zeit lagerte sich im Westen der landferne MF-Typ Ro 2 a ab, der aber ebenfalls deutlich terrigene Beeinflussung zeigt; denn man findet Holzreste und Brauneisen-Ooide vor. Erstere können jedoch auch von kleineren Inseln stammen, die der Prävindelezischen Inselschwelle angehören und letztere sind kein Maß für die Entfernung vom Liefergebiet, da sie häufig zerbrochen sind (S. 416). Ein schmaler Ro 2 a-Horizont findet sich noch im Osten vor, dann werden die Gesteine mit Ausnahme der Vorkommen im Teufelsgraben trockengelegt.

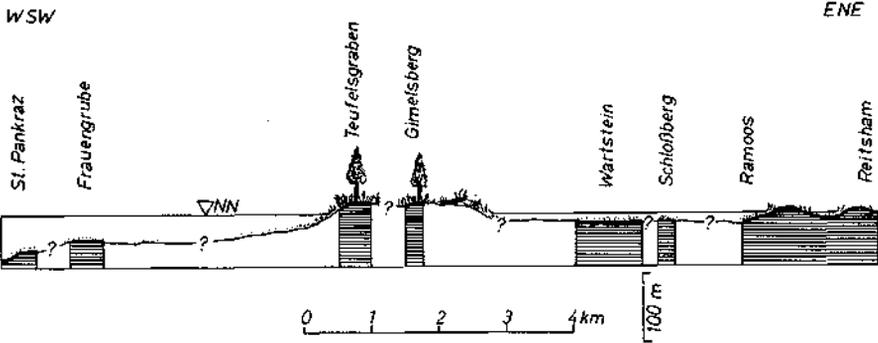


Abb. 13: Schematischer Längsschnitt durch das Untersuchungsgebiet für das Obere Cuisium (= Jüngere Roterz- bis ältere Mittelschichtenzeit). Die waagrecht schraffierten Felder bezeichnen die heutige Aufschlußbreite.

Dort war offenbar eine schmale Bucht vorhanden, in der geröllreiche Gesteine vom Typ Ro 1 b mit vereinzelt Resten von Treibholz (S. 426) bis zum Ende der Roterz-Zeit abgelagert wurden.

Die folgende Transgression in den westlichen und östlichen Vorkommen brachte eine teilweise Aufarbeitung von Ro 2 a mit sich (S. 388) und erzeugte rekurrente Fazies-Verhältnisse wie zu Beginn der Roterz-Zeit. Im Graben bei Gimelsberg blieben die Gesteine über dem Wasserspiegel, was zur fast vollständigen Abtragung von Ro 2 a und zur Ausbildung eines starken Erosions-Reliefs mit taschenartig ausfüllenden Eisenkrusten führte (S. 389). Im Osten früher als im Westen hob sich das Intrahelvetische Festland allmählich aus dem Wasser und leitete zunächst langsam (Ro 1 b und 2 b), später aber rasch die stark festländisch beeinflusste Ablagerung von Sublitoral-Sanden der Mittel-Schichten ein. Zu diesem Zeitpunkt lagen die Roterz-Schichten des Grabens bei Gimelsberg trocken, etwas später wurden die bisher abgelagerten Gesteine des Teufelsgrabens herausgehoben. Gegen Ende der Mittel-Schichten-Zeit (Höheres Cuisum) erfaßte die Hebung auch den westlichen Teil des Ablagerungsraumes, während im Osten von nun an zwar stark festländisch beeinflusste, aber kontinuierliche Sedimentation herrschte.

Die Schichtunterbrechung zu Beginn der Schwarzerz-Zeit im Westen war nur von kurzer Dauer, denn die basalen Gerölle von Mittel-Schichten in Sc 1 sind nicht zahlreich (S. 397), deuten aber infolge ihrer teilweisen Vererzung auf Trockenlegung hin, die übrigens auch am Kressenberg wirksam war (TRAUB 1953, S. 29; HAGN 1967, S. 281). Im Osten sprechen größere Quarzgerölle für das mutmaßliche Vorhandensein kleiner Inseln (S. 397).

Während im gesamten Raum — mit Ausnahme der noch immer trocken liegenden Vorkommen Teufelsgraben und Graben bei Gimelsberg — die Sedimentation zur Zeit von Sc 1 noch stark terrigen ist, vertieft sich der Trog in der Folgezeit und leitet mit der Ablagerung von Sc 2 (S. 397) eine Periode ruhigeren Wassers ein; nur im äußersten Westen des Gebietes wurden die Schichten kurz vorher noch aus dem Wasser gehoben (S. 398), doch dann traten überall gleiche Verhältnisse ein.

Nach einer vorübergehenden Verflachung des Meeres, während der es zur Ablagerung des echinodermenreichen MF-Typs Sc 3 kam, senkte sich der Boden erneut. Es traten Mangelsedimentation an Kalkschlamm, Anlösung von Biogenen und Anreicherung eisenreicher Verwitterungs-Residuate auf, wie sie für pelagische Bereiche kennzeichnend sind, theoretisch aber auch in seichtem Wasser gedacht werden können (S. 415).

Während in den östlichen Vorkommen die Sedimentation immer lückenhafter wird (S. 387), heben sich im Westen die Schichten wieder einmal über den Wasserspiegel, was zur Bildung ansehnlicher Brauneisen-Krusten führt (S. 400). Auf ein Erosions-Relief von Sc 4, das stellenweise sogar hinunter bis Sc 3 reicht (z. B. in der Sandgrube von St. Pankraz), im Westen, auf ein solches von Ro 1 b im Teufelsgraben und von Ro 2 a im Graben bei Gimelsberg transgrediert nun das Meer, arbeitet teilweise die Unterlage auf (S. 401) und lagert nun in flachem, stark bewegtem Wasser den oolithischen MF-Typ Sc 5 ab. Da die Transgression in allen Vorkommen vorhanden ist, können wir nicht sagen, wie lange die mittleren Vorkommen trocken gelegen waren. Es könnte durchaus der Fall gewesen sein, daß bereits sedimentierte Schwarzerz-Schichten wieder erodiert wurden bzw. daß die Heraushebung später als auf S. 433 vermutet, stattfand. Es fehlen entsprechende Transgressions-Gerölle in Sc 5, doch ist diese Frage für den paläogeographischen Gesamtrahmen nicht ausschlaggebend.

Ganz im Westen vermerkte TRAUB (1953, S. 29) nach einer neuerlichen Absenkung im gesamten Gebiet (Sc 6) ein kurzes Auftauchen der Gesteine, doch konnte für alle anderen Vorkommen eine kontinuierliche Vertiefung des Meeres nachgewiesen werden, die zur Bildung der Fossilschicht führte und damit den letzten Akt in dem von uns betrachteten Sedimentationsablauf darstellt (S. 432).

Das geschilderte, recht wechselvolle Geschehen, das sich durch die vorliegende Untersuchung herauskristallisiert hat, ist einerseits wohl durch die laramische Phase und deren Nachbewegungen verursacht worden (TOLLMANN 1964, S. 241), andererseits auf epirogenetische Schwankungen zurückzuführen, wie sie für epikontinentale Räume charakteristisch sind (vgl. HAGN 1967, S. 260). Besonders auffällig sind die Oszillationen in den Schwarzerz-Schichten. Eine längere und ruhigere Entwicklung tritt im Untersuchungsgebiet erst mit dem höhererzänen Stockletten ein. Seine Ablagerung kann als letzter Ausdruck der von HAGN (1960, 1967) im bayerischen Raum festgestellten Fazies-Wanderung von Süden nach Norden aufgefaßt werden (im Süden herrschten mit der Buntmergelerde bereits pelagische Verhältnisse, wie auf S. 430 erläutert wurde).

Andauernde Re- und Transgressionen, Brandung und zahlreiche andere Faktoren (S. 424) haben die organogenen Bänke, aber auch die Küsten des Festlandes und der Inseln samt ihren Bewohnern zertrümmert und den offenen Schelf teilweise in eine ausgedehnte Schuttlandschaft verwandelt. Es wird Gegenstand weiterer Untersuchungen sein müssen, durch Fazies-Analyse der verschiedenen Lithothamnienkalken im Salzburger Helvetikum die Entwicklung der Schuttgesteine aus den Algen-Bryozoen-Bänken in situ zu verfolgen.

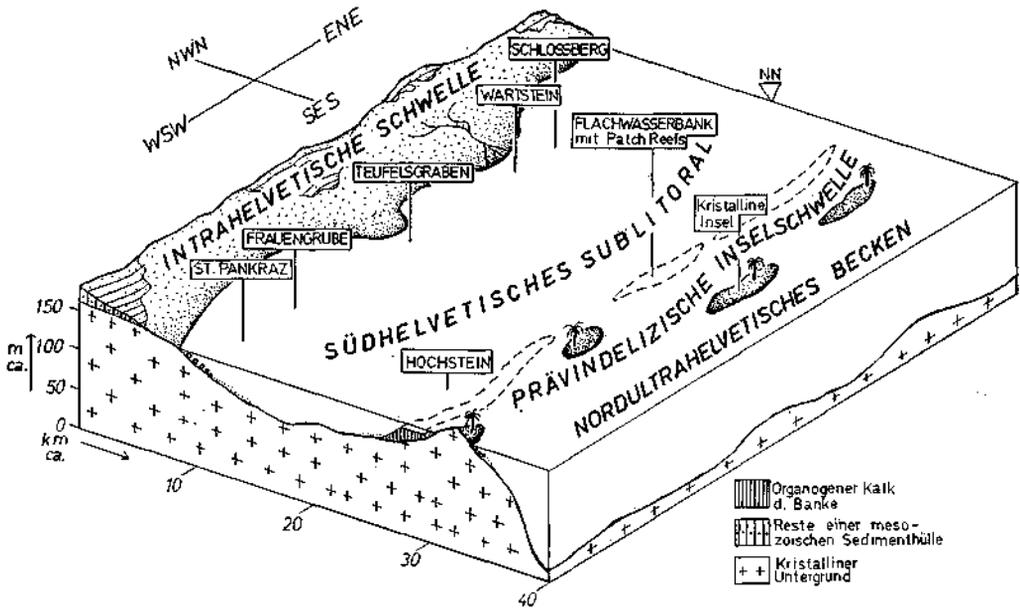


Abb. 14: Paläogeographisches Blockbild des Untersuchungsgebietes für das Tiefere Cuisium (Roterz-Schichten). Vertikale Längenskala hypothetisch auf Grund der sedimentologischen Befunde. Horizontale Längenskala auf Grund der Angabe von W. SCHLAGER in: CLAR (1965).

Die heute relativ geringe Mächtigkeit der Gesteine ist keineswegs ein Maß für die Ereignisse während des betrachteten Zeitraumes. Es scheint nach den Erfahrungen des Verf. in manchen massigen, geringmächtigen Nummulitenkalk- und -arenit-Vorkommen des mediterranen Raumes sich im Dünnschliff mehr an abwechslungsreicher Sedimentation zu zeigen, als im Aufschluß erkennbar ist. Bedenkt man, daß von den vierundvierzig Arbeiten des jüngsten Eozän-Kolloquiums (POMEROL 1968, 1969) sich nur drei mit sedimentologischen Problemen befassen, dann ist zu hoffen, daß eine intensivere Durchmusterung anderer Vorkommen — wie dies etwa in Bayern geschieht — auch neue Aspekte auf das hier behandelte Gebiet werfen wird.

Das Belegmaterial zur vorliegenden Arbeit wird unter der Inv.-Nr. HdN 11 (1—580) in der Sammlung der Geologischen Abteilung des Museums „Haus der Natur“ in Salzburg aufbewahrt.

F. Literaturverzeichnis

1. Regionale Literatur

- ABERER, F., & BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nordöstlich Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 49 (1956), 1—39, Wien 1958.
- ALEXANDER, K., BLOCH, P., SIGL, W., & ZACHER, W.: Helvetikum und „Ultrahelvetikum“ zwischen Bregenzer Ache und Subersach (Vorarlberg). — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. G, 134—146, Wien 1965.
- BETTENSTAEDT, F.: Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen. — Z. deutsch. geol. Ges., 109 (1957), 566—592, Hanover 1958.

- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. G, 11—35, Wien 1965.
- FRAUSCHER, K. F.: Ergebnisse einiger Excursionen im Salzburger Vorlande, mit besonderer Berücksichtigung der Eocän- und Kreideablagerungen in der Umgebung von Mattsee. — Verh. Geol. R.-A., 19, 173—183, Wien 1885.
- FRAUSCHER, K. F.: Das Unter-Eocän der Nordalpen und seine Fauna. I. Theil. Lamellibranchiata. — Denkschr. Kaiserl. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Cl., 51, 234 S. (Sep.), Wien 1886.
- FUGGER, E.: Das Salzburger Vorland. — Jb. Geol. R.-A., 49 (1899), 287—428, Wien 1900.
- GANSS, O.: Geologie des Blattes Bergen, mit Beiträgen von I. DE KLASZ, K. GÖTZINGER & F. VOGEL. — Geol. Bavar., 26, 1—164, München 1956.
- GÖTZINGER, G.: Das Salzburger Haunsberggebiet zwischen Oidhtental und Obertrumer See. — Verh. Geol. B.-A., 86—92, Wien 1936.
- GÖTZINGER, K.: Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm. — Verh. Geol. B.-A., 230—235, Wien 1937.
- GOHRBANDT, K.: Zur Gliederung des Paläogen im Helvetikum nördlich Salzburg nach planktonischen Foraminiferen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 1—116, Wien 1963 a.
- GOHRBANDT, K.: D/Exkursion in das Gebiet von Salzburg. D I. Paleozän und Eozän des Helvetikums nördlich von Salzburg. — Verh. Geol. B.-A., Sonderh. F, 47—57, Wien 1963 b.
- GOHRBANDT, K.: Some new planktonic foraminiferal species from the Austrian Eocene. — Micropaleont., 13, 319—326, New York 1967.
- HAGN, H.: Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Helvetikum und Flysch des Gebietes von Neubauern am Inn (Oberbayern). — Geol. Bavar., 22, 1—136, München 1954.
- HAGN, H.: Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. — Geol. Bavar., 44, 1—208, München 1960.
- HAGN, H.: Das Alttertiär der Bayerischen Alpen und ihres Vorlandes. — Mitt. Bayer. Staatsapparat. Paläont. hist. Geol., 7, 245—320, München 1967.
- HAGN, H., & WELLNHOFER, P.: Ein erratisches Vorkommen von kalkalpinem Obereozän in Pfaffing bei Wasserbrug. — Geol. Bavar., 57, 205—288, München 1967.
- HAUER, F. V.: Über die Eocängebilde im Erzherzogthume Oesterreich und in Salzburg. — Jb. Geol. R.-A., 9, 103—137, Wien 1858.
- JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. — Jb. Geol. B.-A., 107, 161—214, Wien 1964.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A., & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandssockels der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., 110, 73—91, Wien 1967.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. — 436 S., Verl. Bergland, Salzburg 1964.
- KÜHN, O.: Eozänkorallen aus Oesterreich. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abl. I, 175/9 u. 10, 317—355, Wien 1966.
- PREY, S.: Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiete zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A., Jg. 1949, 123—127, Wien 1951.
- PREY, S.: Aufnahmen in der Flyschzone auf den Blättern Gmunden—Schafberg (4851) und Kirchdorf/Krems (4852) (Gschlifgraben) sowie auf den Blättern Ybbs (4754) und Gaming—Mariazell (4854) (Rogatsboden) (Bericht 1951). — Verh. Geol. B.-A., 41—45, Wien 1952.
- PREY, S.: Der Gschlifgraben in der Flyschzone bei Gmunden. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44 (1951), 263—266, Wien 1953.
- PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N.-Ö.). — Jb. Geol. B.-A., 100, 299—358, Wien 1957.
- PREY, S.: Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich. — Z. deutsch. geol. Ges., Jb. 1961, 113, 282—292, Hannover 1962.
- PREY, S.: Helvetikum-Fenster des Heuberges in der Flyschzone bei Salzburg. — In: F. ABERER, R. JANOSCHEK, B. Plöckinger & S. PREY. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 264—267 (243—267), Wien 1964.

- REIS, O. M.: Erläuterungen zu der geologischen Karte der Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. I. Stratigraph. Teil. — Geognost. Jahresh., 8 (1895), 1—155, Cassel 1896.
- SCHLOSSER, M.: Die Eocaenfaunen der bayerischen Alpen. I. Teil: Die Faunen des Unter- und Mitteleocaen. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., 30/7, 1—207, München 1925.
- STURM, M.: Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf/Attersee, O.-Ö. — 302 S., Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien 1968.
- TOLLMANN, A.: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. — Erdöl-Z., 2, 41—52, Wien 1963 a.
- TOLLMANN, A.: Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rundsch., 53, 153—170, Stuttgart 1963 b.
- TOLLMANN, A.: Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen. — Anz. mathem.-naturwiss. Kl., Österr. Akad. Wiss., Jg. 1964/10, 237—246, Wien 1964.
- TRAUB, F.: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertwinkel, nördlich von Salzburg. — Palaeontographica, Abt. A, 88, 1—114, Stuttgart 1938.
- TRAUB: Die Schuppenzone im Helvetikum von St. Pankraz am Haunsberg, nördlich von Salzburg. — Geol. Bavar., 15, 1—38, München 1953.
- VOGELTANZ, R.: Beitrag zur Kenntnis der fossilen Crustacea Decapoda aus dem Eozän des Südhelvetikums von Salzburg. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 130, 78—105, Stuttgart 1968 a.
- VOGELTANZ, R.: Bericht über eine große Fossilgrabung im Salzburger Alpenvorland. — Aufschluß, 19, 42—44, Heidelberg 1968 b.
- ZIEGLER, B.: Die Assilinen des Eozäns von Kressenberg in Oberbayern. — Geol. Bavar., 44, 209—231, München 1960.

2. Sedimentologische Literatur

- BATHURST, R. G. C.: Depth indicators in sedimentary carbonates. — Marine Geol., 5, No. 5/6 (Spec. Iss.), 447—471, Amsterdam 1967.
- BENTON, Y. K., & KASTNER, M.: Notes on the mineralogy and origin of glauconite. — J. Sedim. Petr., 35, 155—166, Tulsa 1965.
- BERZ, K. C.: Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate, insbesondere der chamositischen Substanzen. — Fortschr. Geol. Paläont., 11, 365—521, Berlin 1926.
- BLATT, H.: Original characteristics of clastic quartz grains. — J. Sedim. Petr., 37, 401—424, Tulsa 1967.
- BRAUN, H.: Zur Entstehung der marin-sedimentären Eisenerze. — Clausth. Hefte Lagerstättenk. Geochem. miner. Rohst., 2, 1—133, Berlin 1964.
- BURST, J. F.: Glauconite pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 42, 310—327, Tulsa 1958.
- CAROZZI, A.: Pétrographie des roches sédimentaires. — 250 S., Ed. Griffon, Neuchâtel 1953.
- CHEN, P.: A modification of sandstone-classification. — J. Sedim. Petr., 38, 54—60, Tulsa 1968.
- CHROBOK, S., KAUTZSCH, E., & MEIER, R.: Fazies und Milieu — Grundprobleme ihrer Individualisierung und Typisierung. — Rep. 23. Sess. Int. Geol. Congr., Proc. Sect. 8, (Gen. Classif. Sedim. Rocks), 137—146, Prag 1968.
- CLOUD, P. E.: Facies relationships of organic reefs. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 36, 2125—2149, Tulsa 1952.
- CLOUD, P. E.: Physical limits of glauconite formation. — *ibid.*, 39, 484—492, Tulsa 1955.
- CURRY, D.: The Palaeogene Beds of southeast England. — Proc. Geol. Assoc., 76, S. 159, London 1965.
- DALEY, B.: Sedimentary structures from a non marine horizon in the Bembridge Marls (Oligocene) of the Isle of Wight, Hampshire, England. — J. Sedim. Petr., 38, 114—127, Tulsa 1968.
- DEGENS, E. T.: Geochemie der Sedimente. — 282 S., Verl. Enke, Stuttgart 1968.

- DUERDEN, J. E.: Boring algae as agents in the disintegration of corals. — Amer. Mus. Nat. Hist. Bull., 16, 323—332, New York 1962.
- EISSELE, K.: Kritische Betrachtungen einer Methode zur Bestimmung des Rundungsgrades von Sandkörnern. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 410—419, Stuttgart 1957.
- EMERY, K. O., TRACEY jr., J. I., & LADD, H. S.: Geology of Bikini and nearby atolls. Part I: Geology. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 260-A, 1—265, 1954.
- FENNINGER, A.: Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. — Geol. Rundsch., 56, 171—185, Stuttgart 1966.
- FLÜGEL, E.: Revision der triadischen Bryozoen und Tabulaten. — Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, 172, 6.—8. H., 225—252, Wien 1963.
- FLÜGEL, E., & FLÜGEL-KAHLER, E.: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffee der Nördlichen Kalkalpen. — Mitt. Mus. Bergbau Geol. Techn. Landesmus. Joann., 24, 1—129, Graz 1962.
- FOLK, R. L.: Spectral subdivision of limestone types. — Classif. Carb. Rocks, A Symp., Amer. Assoc. Petrol. Geol., 62—84, Tulsa 1962.
- FOLK, R. L.: Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. — Dolomitiz. and Limestone Diag., A Symp., SEPM (Spec. Publ.), 13, 14—48, Tulsa 1965.
- FOLK, R. L., & WARD, W. C.: Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. — J. Sedim. Petr., 27, 3—26, Tulsa 1957.
- FRIEDMAN, G. M.: Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. — J. Geol., 66, 394—416, Chicago 1958.
- FRIEDMAN, G. M.: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — J. Sedim. Petr., 37, 327-354, Tulsa 1967.
- FRIEDMAN, G. M.: Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments, and waters, Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. — J. Sedim. Petr., 38, 895—919, Tulsa 1968.
- FUNNELL, B. M.: Foraminifera and Radiolaria as depth indicators in the marine environment. — Marine Geol., 5, No. 5/6 (Spec. Iss.), 333—347, Amsterdam 1967.
- GALLIHER, E. W.: Geology of glauconite. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 19, 1569—1601, Tulsa 1935.
- GARRELS, R. M.: Mineral equilibria at low temperature and pressure. — Harper & Bros., 254 S., New York 1960.
- GIBBONS, G. S.: Shell content in quartzose beach and dune sands, Dee Why, New South Wales. — J. Sedim. Petr., 37, 869—878, Tulsa 1967.
- GOLEV, B. T.: Bedeutung und systematische Zugehörigkeit der Familie Nummulitidae. — Geol. Inst. Akad. Wiss. UdSSR., Fragen d. Mikropaläont., 8, 154—166, Moskau 1964 (Russisch).
- GRASMÜCK-PFLUGER, M.: Mikrofazielle Beobachtungen in den Öhrli-Schichten (Berriasian) der Typuslokalität. — Eclogae geol. Helv., 55/2, 417—442, Basel 1962.
- GRIMM, W.-D.: Schwermineralgesellschaften in Sandshüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., N. F., 121, 1—135, München 1965.
- GUGGENMOOS, T.: Über Korngrößen und Kornformverteilung von Sanden verschiedener geologischer Entstehung. — N. Jb. Geol. Miner. etc., Abt. B, Abh. 27, Beil.-Bd., 429—487, Stuttgart 1934.
- HEIM, A.: Oceanic sedimentation and submarine discontinuities. — Eclogae geol. Helv., 51/3, 642—649, Basel 1959.
- HÖTZL, H.: Zur Kenntnis der Tressenstein-Kalke (Ober-Jura, Nördliche Kalkalpen). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 123, 281—310, Stuttgart 1966.
- JAMES, H. L.: Sedimentary facies of iron formation. — Econ. Geol., 49, 235—293, 1954.
- JURGAN, H.: Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Alpen. — Geol. Rundsch., 58, 464—501, Stuttgart 1969.

- KECSKEMÉTI, T.: Die Discocycliniden des südlichen Bakony-Gebirges. — Ann. Hist.-Nat. Mus. Nation. Hung., 51, Budapest 1959.
- KEMPER, E.: Beobachtungen an obereozänen Riffen am Nordrand des Ergene-Beckens (Türkisch-Thrazien). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 125 (Schindewolf-Festbd.), 540—554, Stuttgart 1966.
- KLEMENT, K. W.: Studies on the ecological distribution of limesecreting and sediment-trapping algae in reefs and associated environments. — *ibid.*, 363—381, Stuttgart 1966.
- KLEMENT, K. W., & TOOMEY, D. F.: Role of the blue-green alga *Girovanella* in skeletal grain destruction and lime-mud formation in the Lower Ordovician of West Texas. — J. Sedim. Petr., 37, 1045—1051, Tulsa 1967.
- KÖSTER, E.: Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen sonstigen Stoffen. — 336 S., Verl. Enke, Stuttgart 1964.
- KRUMBEIN, W. C., & GARRELS, R. M.: Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. — J. Geol., 60, 1—33, Chicago 1952.
- KRUMBEIN, W. C., & SLOSS, L. L.: Stratigraphy and sedimentation. — 497 S., Freeman & Co., San Francisco 1955.
- LAJOIE, J.: Dispersal and petrology of the Silurian Val Brilliant and Robitaille sandstones, Appalachians, Quebec. — J. Sedim. Petr., 38, 643—647, Tulsa 1968.
- LAND, L. S.: Diagenesis of skeletal carbonates. — *ibid.*, 37, 914—930, Tulsa 1967.
- LEIGHTON, M. W., & PENDEXTER, C.: Carbonate rock types. — *Classif. of Carb. Rocks, A Symp.*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 33—62, Tulsa 1962.
- MAIKLEM, W. R.: Black and brown speckled foraminiferal sand from the southern part of the Great Barriere Reef. — J. Sedim. Petr., 37, 1023—1030, Tulsa 1967.
- MAIKLEM, W. R.: The Capricorn Reef Complex, Great Barrier Reef, Australia. — *ibid.*, 38, 785—798, Tulsa 1968.
- MATTHEWS, R. K.: Diagenetic fabrics in biosparites from the Pleistocene of Barbados, West-Indies. — *ibid.*, 37, 1147—1153, Tulsa 1967.
- MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. — 152 S., Verl. Schweizerbart, Stuttgart 1967.
- MILLIMAN, J. D.: Carbonate sedimentation on Hogsty Reef, a Bahamian atoll. — J. Sedim. Petr., 37, 658—676, Tulsa 1967.
- MIŠIK, M.: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. — 269 S., 101 Taf., Verl. Slowak. Akad. Wiss., Bratislava 1966.
- MONOSTORI, M.: Paläoökologische und Faziesuntersuchungen an den Obereozän-Schichten in der Umgebung von Budapest. — Ann. Geol., 8, 139—149, Budapest 1964.
- MORELOCK, J., & KOENIG, K. J.: Terrigenous sedimentation in a shallow water coral reef environment. — J. Sedim. Petr., 37, 1001—1005, Tulsa 1967.
- MÜLLER, A. H.: Lehrbuch der Paläozoologie, II/2, 2. Aufl., 502 S., Verl. G. Fischer, Jena 1965.
- MÜLLER, A. H.: *idem*, III/2, 657 S., Jena 1968.
- NEWELL, N. D.: Bahamian platforms. — Geol. Soc. Amer., Spec. Publ., 62, 303—316, New York 1955.
- NICHOLS, R. A. H.: The "... sparite" complex: eosparite v. neosparite. — J. Sedim. Petr., 37, 1247—1248, Tulsa 1967.
- OTT, H., & OTT, E.: Kieselsäureester als Hilfsmittel bei paläontologischen Präparationsarbeiten. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 5, 189—194, München 1965.
- PASSEGA, R.: Texture as characteristic of clastic deposition. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 41, 1952—1984, Tulsa 1957.
- PASSEGA, R.: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. — J. Sedim. Petr., 34, 830—844, Tulsa 1964.

- PEABODY, F. E.: Current crescents in the Triassic Moenkopi formation. — *J. Sedim. Petr.*, 17, 73—76, Tulsa 1947.
- PÉRÈS, J. M., & PICARD, J.: Manuel de bionomie benthique de la mer déditerranée. — *Rec. Trav. Stat. Mar. d'Endoume*, 22, 5—13, 1958.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. — 2. Aufl., 718 S., Harper & Row, New York 1957.
- PHLEGER, F. B.: Ecology and distribution of recent Foraminifera. — 297 S., Hopkins, Baltimore 1960.
- PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GRAVES, R. W., & KALLEY, M. E.: Energy index for limestone interpretation and classification. — *Mem. Amer. Petrol. Geol.*, 1, 85—107, Tulsa 1962.
- POKORNY, V.: Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. — I. u. II. — VEB Deutsch. Verl. Wiss., Berlin 1958.
- POMEROL, CH. (Herausg.): Colloque sur l'éocène. 3 Bände. — *Mem. Bur. Rech. Géol. Min.*, 58/1968 (1), 742 S.; 59/1969 (2), 187 S.; 60/1969 (3), 473 S.; Paris 1968.
- PORRENGA, D. H.: Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. — *Marine Geol.*, 5, No. 5/6 (Spec. Iss.), 495—501, Amsterdam 1967.
- PREUSCHEN, E.: Die Salzburger Schwemmlandlagerstätten. — *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.*, 86, 36—45, Wien 1938.
- RICHTER, W.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — *Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg*, 16, 59—84, Hamburg 1937.
- RUCHIN, L.: Grundzüge der Lithologie. — 806 S., Akademie-Verl., Berlin 1958 (Deutsche Ausg. v. A. SCHÜLLER).
- RUSSEL, R. D., & TAYLOR, R. E.: Roundness and shape of Mississippi River sands. — *J. Geol.*, 45, 255—267, Chicago 1937.
- SARKÖZI-FARKAS, E.: Sedimentpetrographische Untersuchung des Eozäns in der Umgebung von Tokod (Ungar. m. deutsch. Zusammenf.). — *Rel. ann. inst. geol. publ. Hung.*, Jg. 1962, 237—250, Budapest 1964.
- SCHÄFER, W.: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. — 666 S., Verl. Kramer, Frankfurt 1962.
- SCHÄFER, W.: Biofazies-Bereiche im subfossilen Korallenriff Sarso (Rotes Meer). — *Senck. leth.*, 48, 107—133, Frankfurt 1967.
- SCHÄFER, W.: Sarso, Modell der Biofazies-Sequenzen im Korallenriff-Bereich des Schelfs. — *Senck. marit.*, 1 (50), 165—188, Frankfurt 1969.
- SCHNEIDER, E.: Contribution to the knowledge of the Palaeogene reef-complexes of the Miyjava-Hricov-Haligovka-Zone (West Carpathians). — *Mitt. Bayer. Staatssamml., Paläont. hist. Geol.*, 8, 67—97, München 1968.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. — 2. Aufl., 275 S., Verl. Enke, Stuttgart 1961.
- SCHWEIGART, H.: Zur Bildung von Eisenoolithen. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 121, 285—292, Stuttgart 1965.
- SEED, D. P.: The analysis of the clay content of some glauconitic oceanic sediments. — *J. Sedim. Petr.*, 38, 229—265, Tulsa 1968.
- SEIBOLD, E.: Beobachtungen zur Schichtung in Sedimenten am Westrand der Great Bahama Bank. — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 120, 233—252, Stuttgart 1964 a.
- SEIBOLD, E.: Das Meer. — *Lehrb. d. Allgem. Geol.* (Herausg. R. BRINKMANN), 280—500, Verl. Enke, Stuttgart 1964 b.
- SEIBOLD, E., MÜLLER, G., & FESSER, H.: Chemische Untersuchungen eines Sapropels aus der mittleren Adria. — *Erdöl und Kohle*, 11, 296—300, Hamburg 1958.
- SHROCK, R. R.: Sequence in layered rocks. — 507 S., McGraw-Hill Book Co., New York 1948.
- STOCKMAN, K. W., GINSBURG, R. N., & SHINN, E. A.: The production of lime mud by algae in South Florida. — *J. Sedim. Petr.*, 37, 633—648, Tulsa 1967.

- SWINGHATT, J. P.: Significance of constituent composition, texture, and skeletal breakdown in some carbonate sediments. — *ibid.*, 35, 71—90, Tulsa 1965.
- TAKAHASHI, J.: Synopsis of glauconitization. — *Rec. Mar. Sedim., Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Spec. Publ.)*, 503—512, Tulsa 1939.
- TOBIEN, H.: Über die Lebensweise der Ascoceraten (Cephalopoda, Nautiloidea). — *N. Jb. Miner. etc., Abt. B*, H. 10, Stuttgart 1949.
- TODD, TH. W.: Petrogenetic classification of carbonate rocks. — *J. Sedim. Petr.*, 36, 317—340, Tulsa 1966.
- TOLLMANN, A.: Das Längen-Breiten-Verhältnis der geosynklinalen Sedimenttröge. — *Geol. Rundsch.*, 56, 78—94, Stuttgart 1967.
- TRASK, P. D.: Origin and environment of source sediments of petroleum. — *Houston Gulf Publ. Co.*, S. 67, Houston 1932.
- VAUSE, J. E.: Underwater geology and analysis of recent sediments off the Northwest Florida Coast. — *J. Sedim. Petr.*, 29, 555—563, Tulsa 1959.
- VOGELTANZ, R.: Fischfunde aus der Salzburger Obertrias. — *Aufschluß*, 20, 96—99, Heidelberg 1969.
- WELLS, J. W.: Corals as bathometers. — *Marine Geol.*, 5, No. 5/6 (Spec. Iss.), 349—365, Amsterdam 1967.
- WENDT, J.: Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalkes im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 132, 219—238, Stuttgart 1969.
- WENTWORTH, C. K.: A scale of grade and class terms for clastic sediments. — *J. Geol.*, 30, 377—392, Chicago 1922.
- WIENS, H. J.: Atoll environment and ecology. — 532 S., Yale Univ. Press, New Haven-London 1962.
- WHITE, D. A.: The stratigraphy and structure of the Mesabi Range, Minnesota. — *Minnes. Geol. Surv. Bull.*, 38, Minneapolis 1954.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von Gesteinen aus Helvetikum, Flysch und Gosau. — *Verh. Geol. B.-A.*, 151—152, Wien 1954.
- WOLETZ, G.: Bericht aus dem Laboratorium für Sedimentpetrographie über Beobachtungen am Nordsaum der Alpen. — *Verh. Geol. B.-A.*, 111—112, Wien 1957.
- ZANKL, H.: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — *Abh. senck. naturforsch. Ges.*, 519, 96 S., Frankfurt 1969.
- ZANKL, H.: Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks. — *Sedimentology*, 12, 241—256, Amsterdam 1969.

Corrigendum:

Bei Abb. 12 (S. 432) ist zu den Worten „Unterer Lithothamnienkalk“ ergänzend hinzuzufügen: „und fazielle Vertreter“.

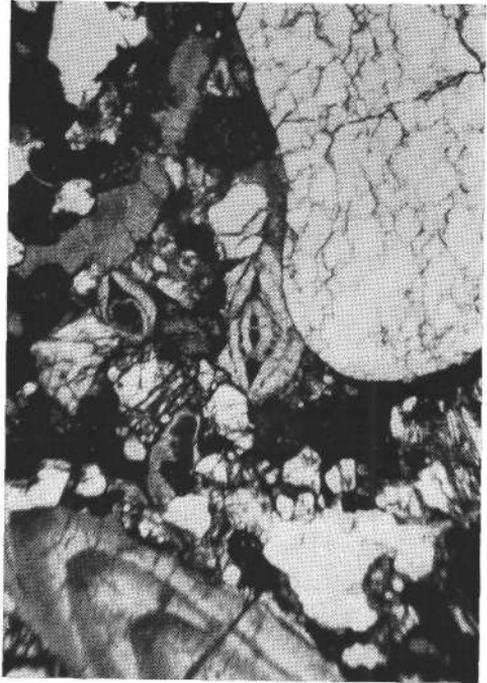
R. V.

TAFEL 1

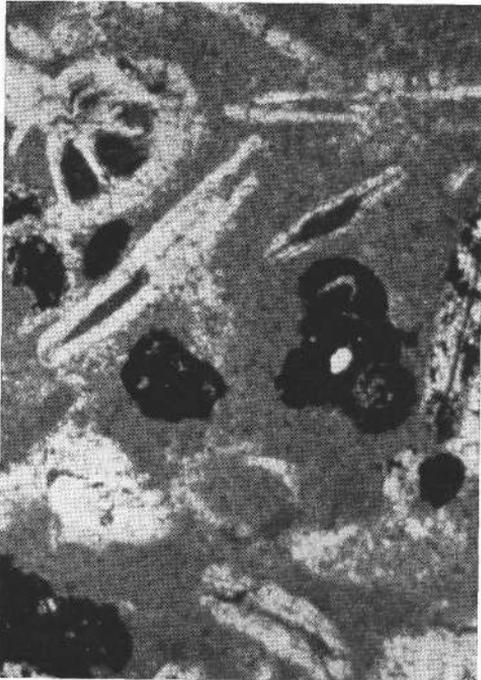
- Bild 1:** Schutt-Mikrofazies ohne Grundmasse, hauptsächlich aus Nummuliten-Resten bestehend (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 1 a, Schliff 5/W, Hochstein am Heuberg). 1 Nicol, 33 × vergr. (zu S. 384).
- Bild 2:** Quarzreiche Schutt-Mikrofazies ohne Grundmasse, konglomeratische Schichte (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 1 b, Schliff 27/R, Wartstein bei Mattsee). 10 × vergr. (zu S. 386).
- Bild 3:** Sparitischer Nummuliten-Kalkarenit, fossilreiche Mikrofazies mit Grundmasse (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 2 a, Schliff 6/B/c, St. Pankraz, Schlößl-Ostwand). 33 × vergr. (zu S. 388).
- Bild 4:** Sparitischer Nummuliten-Kalkarenit, quarzreiche Mikrofazies mit Grundmasse (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 2 b, Schliff 19/V, Steinbruch Reitsham). 37 × vergr. (zu S. 390).



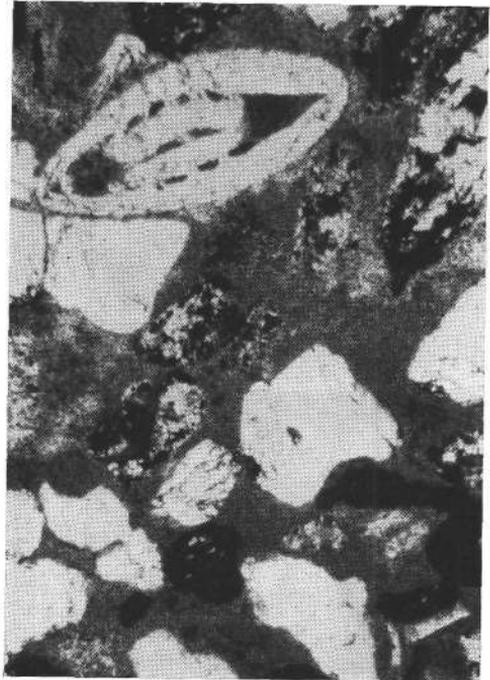
1



2



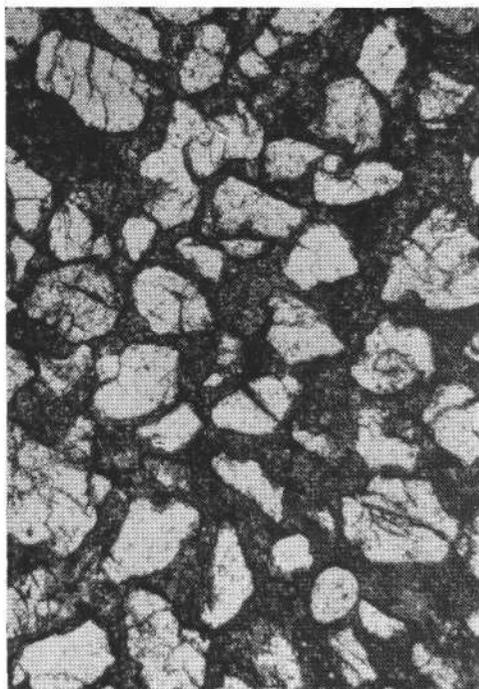
3



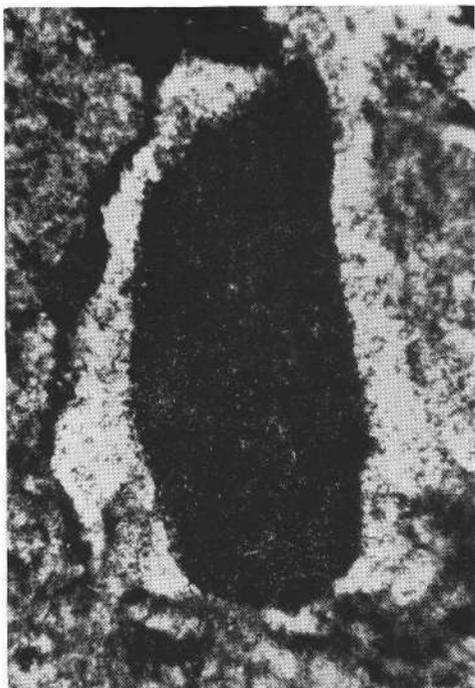
4

TAFEL 2

- Bild 1:** Sparitischer Quarz-Arenit, mäßig bis schlecht gerundete Quarzkörner durch Kalkspat-Zement verkittet (Mittel-Schichten, MF-Typ Mi 3, Schliff 5/D, St. Pankraz, Schlößl-Südwand). 37 × vergr. (zu S. 395).
- Bild 2:** Echinodermenrest, diagenetisch von Kalkspat monokristallin umwachsen (Schwarzerz-Schichten, MF-Typ Sc 3, Schliff 30/P, Wartstein bei Mattsee). 143 × vergr. (zu S. 398).
- Bild 3:** Eisenoidreiche Mikrofazies mit Milioliden und Nummulitenschutt in sparitischer Grundmasse (Schwarzerz-Schichten, MF-Typ Sc 5, Schliff 9/E, St. Pankraz, Sandgrube). 37 × vergr. (zu S. 401).
- Bild 4:** Schutt-Mikrofazies ohne Grundmasse, aus Discocyclinen-Fragmenten und Glaukonit-Körnern bestehend (Schwarzerz-Schichten, MF-Typ Sc 6, Schliff 13/E, St. Pankraz, Sandgrube). 37 × vergr. (zu S. 402).



1



2



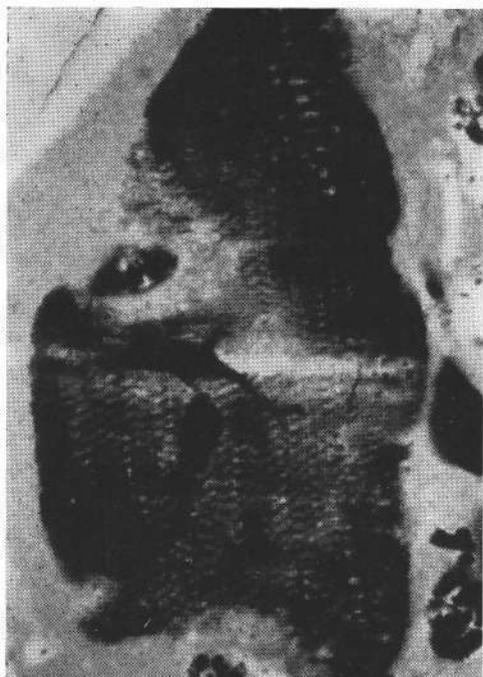
3



4

TAFEL 3

- Bild 1:** Vererztes Xylem-Fragment eines Holzes (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 2 a, Schliff 1/T, Schloßberg von Mattsee). 54 × vergr. (zu S. 388 und 410).
- Bild 2:** Strukturloses, harzreiches Holzfragment (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 2 a, Schliff 2/B, St. Pankraz, Schloßl-Ostwand). 1 Nicol, 65 × vergr. (zu S. 409).
- Bild 3:** Querschnitt durch ein Bryozoen-Zoarium, ? *Ceripora* sp. (Unterer Lithochamnienkalk, Schliff 1/R, Wartstein bei Mattsee). 32 × vergr. (zu S. 406).
- Bild 4:** Stark vererztes Intraklast (= intraformationelles Geröll) (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 2 a, Schliff 6/B/c, St. Pankraz, Schloßl-Ostwand). 37 × vergr. (zu S. 389).



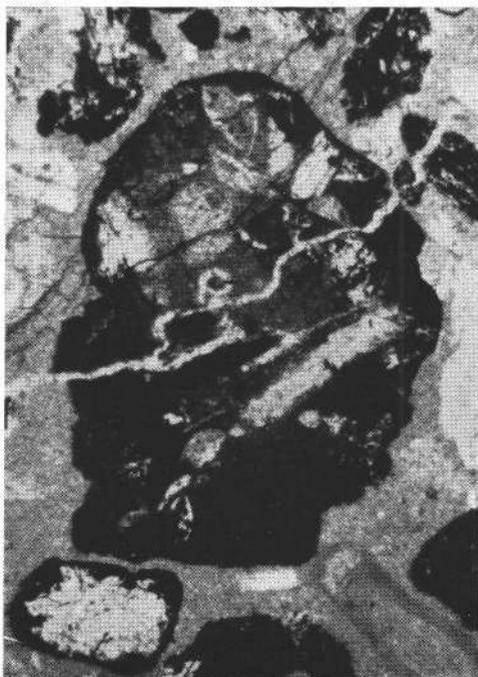
1



2



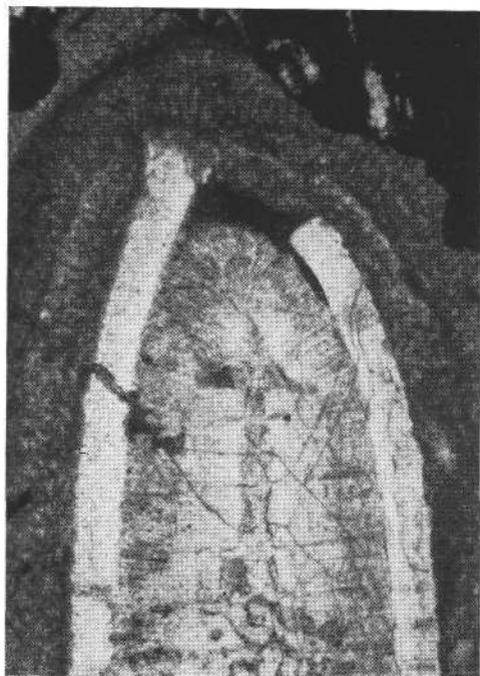
3



4

TAFEL 4

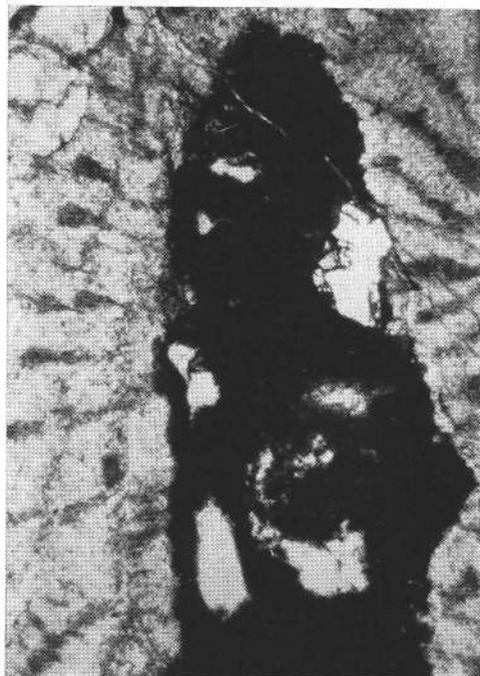
- Bild 1: Allochthones Nummuliten-Fragment, von *Gypsina ogormani* (Douv.) umkrustet (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 1 a, Schliff 2/T, Schloßberg von Mattsee). 37 × vergr. (zu S. 405).
- Bild 2: Blasig aufgetriebenes Discocyclinen-Gehäuse, das von *Gypsina ogormani* (Douv.) umkrustet wurde (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 1 b, Schliff 23/V, Steinbruch Reitsham). 58 × vergr. (zu S. 405).
- Bild 3: Mit Sediment erfüllter Ätzgang in einem Nummulitengehäuse (Schwarzerz-Schichten, MF-Typ Sc 6, Schliff 25/F, Frauengrube bei St. Pankraz). 37 × vergr. (zu S. 423).
- Bild 4: Stromatolithen-Struktur, feinstgeschichtete Sparit-Kruste in Nummuliten-Kalkarenit (Roterz-Schichten, MF-Typ Ro 1 a, Schliff 3/U, Höhenzug Ramoos—Reitsham). 54 × vergr. (zu S. 424).



1



2



3

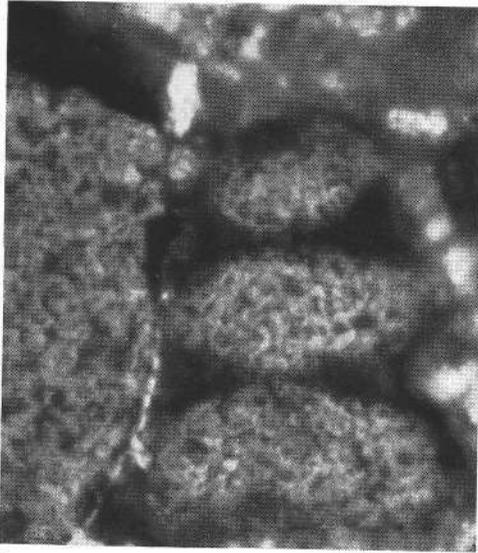


4

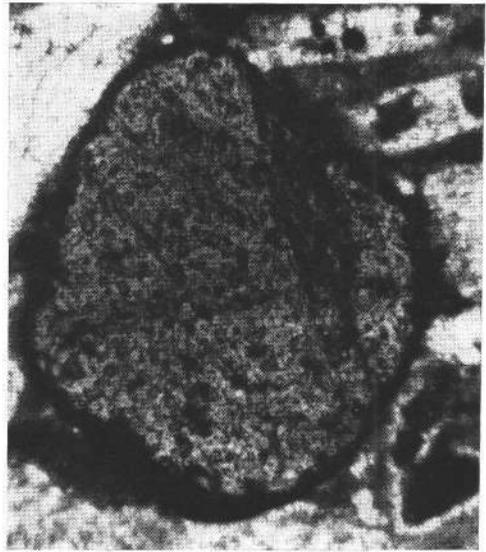
TAFEL 5

- Bild 1: Zusammengesetztes Glaukonit-Korn, vermutlich Ausfüllung eines Textulariiden-Gehäuses (Schwarzerz-Schichten, MF-Typ Sc 6, Schliff 14/E, St. Pankraz, Sandgrube). 180 × vergr. (zu S. 402).
- Bild 2: Einfaches, gut gerundetes Glaukonit-Korn (wie Bild 1). 143 × vergr.
- Bild 3: Litoral-Fazies im Transgressions-Horizont Roterz/Schwarzerz östl. Jägermühle im Teufelsgraben bei Matzing. Über dem Hammerstiel Schotterkörner sichtbar, in der linken Bildhälfte Kohleschmitzen mit *Teredo*-Ätzgängen.
- Bild 4: Steil südfallender Transgressions-Kontakt Roterz/Schwarzerz im Steinbruch des Grabens bei Gimelsberg. Blick gegen W. Rechts kompaktes Roterz, links mürbes Schwarzerz.

Sämtliche Fotos mit ADOX KB 14-Film und Daniel-PHENIGRAN-Entwicklung; die Mikrofotos wurden mit einer REICHERT-Mikrofoto-Anlage aufgenommen.



1



2



3



4

Geologische und topographische Daten der Geländearbeit

Lokalität	St. Pankraz					Frauengrube / N Haunsberg		Teufelsgraben bei Matzing			Vackelgraben bei Gimelsberg		Wartstein bei Mattsee			Schloßberg bei Mattsee	Höhenzug Ramoos—Reitsham		Hochstein am Heuberg
Bezeichnung der Vorkommen	A	B	C	D	E	F		G, H	K	L, M	N		P	R	S	T	U	V	W
Schichtglieder	Schwarzerzsch.		+	+	+		+	+	+	+	+		+			+	+	+	
	Mittelsch.		+	+	+			+	+	+		—	+			+		+	
	Roterzsch.	+	+				+		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	U. Lithothamnienk.						+			+		+		+					+
Topographische Lage des Vorkommens	Nördlich des Fußes der Schlößelfelsen-Nordwand	Schlößelfelsen-Ostwand	Schlößelfelsen-Süd- wand unterhalb dem Gasthaus Schlößl, 4 Schritte östlich der Toreinfahrt	Schlößelfelsen-Ost- wand, Fortsetzung von Profil B	Südteil der Sand- grube	Nordflügel d. Syn- klinale. Aufgelas- sener Steinbruch über dem Jagdweg. Westende der Frauengrube	Südflügel d. Syn- klinale. Aufgelas- sener Steinbruch am Waldrand gegen Gehöft Bauerstatt NW Pkt. 647 (TRAUB, 1953, S. 20)	W Petermühle im Oberen Teufels- graben (= Sumpfmühle)	Direkt an der Westseite der Petermühle neben dem Holzsteg im Bach	Wildenkar NE der Jägermühle, nördl. und südl. des Wasserfalles	Steinbruch SW der Brücke über den Vackelbach am linken Bachufer	NE der Brücke über den Vackelbach, nördl. und südl. des Wasserfalles	Westende des Wartsteines am Uferweg des Obertrumer Sees	Ostwand des Steinbruches am Tennisplatz, Nordabfall des Wartsteines	Steinbruch 100 m östlich des Tennisplatzes, Wartstein-Nord- hang	Westwand des Berges neben dem Gendarmeriegebäude	Verschiedene Punkte entlang des Höhenzuges (siehe Abb. 2)	Steinbruch von Reitsham	Felsen in einer Kehre des Güterweges (PREY, 1964, S. 266)
Liegendgrenze	Steilstufe im Wald 5,80 m nördlich der Nordwand	Schlößelfelsen- Nordwand	Hauswand	Grenze Mittelsch.— Schwarzerzsch.	Grenze Mittelsch.— Schwarzerzsch.	Jagdweg	Grenze Mittelsch.— Schwarzerzsch.	Böschung am linken Bachufer	Erste Längsrippe im Bach	Linkes Bachufer und Rippen im Bach	Hauptwand des Steinbruches	Fuß des Wasserfalles	Konglomeratlage in den Roterzschichten	5 m südl. Fahrweg	Grenze Grypheen- bank—U. Litho- thamnienkalk	Schloßberg- Nordwand	—	NE-Ende des Steinbruches	—
Hangendgrenze	Fuß der Nordwand	Grenze Mittelsch.— Schwarzerzsch.	Schlößelfelsen-Süd- wand		Grenze Fossilch.— Basaler Stockletten	Grenze Roterzsch.— Mittelsch.	Nordrand des Steinbruches	Kleine Sohlstufe im Bach	Letzte Querrippe im Bach	Im Bach unter dem Steg zur Jägermühle	SW-Ende des Steinbruches	Direkt unter der Brücke	Wartstein-Südhang	Steinbruch — Wartstein-Nord- wand	Grenze Roterzsch.— Mittelsch.	Schloßberg- Süd- wand	—	SW-Ende des Steinbruches	—
Profilmächtigkeit in m	5,80	Mittelsch.: 31,50 Roterzsch.: 6,90	1,40	1,75	5,35	ca. 20,00	5,00	13,60	10,20	ca. 20,00	4,70	5,70	10,80	16,90	10,60	25,27	—	3,30	—
Durchschnittlicher Probenabstand in m	0,48	0,44	0,13	0,14	0,32	1,43	0,27	1,36	0,92	1,33	0,58	0,63	0,32	0,56	0,62	1,14	—	0,17	—
Bemerkungen	Das Profil wurde durch eine Rösche künstlich freigelegt.	—	—	—	Das Profil wurde am 9. 7. 1966 beprobt und danach gesprengt	Stichproben- entnahme zu Vergleichszwecken	—	Stichproben- entnahme zu Vergleichszwecken mit dem Profil K	—	L und M sind Parallelprofile mit einem Abstand von 50 m voneinander	Die beiden Profile gehen ineinander über und wurden durchgehend nummeriert		—	—	—	—	Stichproben- entnahme (26)	—	Stichproben- entnahme (10)

Schichtglieder		Roterschiefer				Mittelschiefer			Schwarzschiefer							
		Ro 1a	Ro 1b	Ro 2a	Ro 2b	Mi 1	Mi 2	Mi 3	Sc 1	Sc 2	Sc 3	Sc 4	Sc 5	Sc 6		
F e r r e (Leitsteinarten nach der R.C.Ch.)	Rot	Grayish red 5 R 4/2	+	+	+	+							+			
		Grayish red 10 R 4/2														
		Very pale orange 10 YR 8/2						+								
	Orange	Pale yellowish orange 10 YR 8/6						+								
		Dark yellowish orange 10 YR 6/6							+							
		Pale yellowish brown 10 YR 6/2				+			+					+	+	
	Braun	Pale brown 5 YR 5/2	+	+	+											
		Moderate yellowish brown 10 YR 5/4		+		+		+					+	+		
		Moderate brown 5 YR 4/4	+	+		+							+			
		Dark yellowish brown 10 YR 4/2	+	+										+		
		Moderate olive brown 5 Y 4/4	+	+											+	
	Grau	Light olive gray 5 Y 5/2													+	
		Olive gray 5 Y 3/2				+										
		Olive gray 5 Y 4/1														
		Brownish gray 5 YR 4/1														
Dark greenish gray 5 GY 4/1																
Z u s a m m e n s e t z u n g A l l u v i a l e	Sämtliche Biogene in Volumen-%		56 - 97	18 - 51	31 - 61	10 - 54	7 - 21	0 - 1	1 - 8	1 - 53	23 - 90	33 - 81	27 - 48	13 - 60	75 - 81	
	L a c u n i f e r e	Textulariidae	+	+	+	+										
		Miliolidae	+	+	+	+										
		Alveolinidae	+	+		+					+	+	+	+	+	
		Bulininidae	+	+		+										
		Ellipsoidinidae				+										
		Rupertiidae				+										
		Orbulinidae				+										+
		Acervulinidae	+	+	+	+										
		Nummulitidae	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
		Discocyclinidae	+	+	+	+	+				+	+	+	+	+	+
	B i o g e n e	Anthozoa			+											
		Bryozoa	+	+	+	+										
		Bryozoa			+	+										
		Bryozoa			+	+										
		Bryozoa			+	+										
		Bryozoa			+	+										
		Bryozoa			+	+										
		Bryozoa			+	+										
		Bryozoa			+	+										
Bryozoa				+	+											
A n o r g a n i s c h e K o m p o n e n t e n	Quarz	0 - 36	39 - 75	0 - 4	22 - 85	62 - 91	92 - 98	63 - 70	30 - 75	2 - 62	2 - 62	8 - 25	2 - 21	2 - 12		
	Brauneisenerz-Doide	3 - 24	3 - 16	4 - 15	1 - 12	1 - 10		1 - 10	1 - 26	2 - 15	2 - 16	2 - 10	3 - 46	5 - 21		
	Glaukonit	0 - 18	0 - 1	0 - 6	0 - 3	0 - 1	0 - 1			0 - 1	0 - 1	0 - 1		2 - 11		
	Serizit						0 - 1									
	Intraklaste	0 - 7	0 - 4	0 - 2	0 - 2					0 - 4	0 - 1		0 - 14			
	Dithochene (Grundmasse)			28 - 52	13 - 35			19 - 33		0 - 33	0 - 37	35 - 53	23 - 47	-		
	P h y s i k a l i s c h e E i g e n s c h a f t e n	Körnigkeit (Mean) in phi-Einheiten	0,54-1,96 grob bis mittel	0,40-1,54 grob bis mittel	1,31-2,19 mittel bis fein	1,00-1,40 mittel	0,96-1,56 mittel	2,43-3,15 fein bis sehr fein	1,30-1,46 mittel	0,75-1,69 grob bis mittel	0,98-1,50 mittel	0,63-1,61 grob bis mittel	0,76-1,60 grob bis mittel	0,50-1,56 grob bis mittel	1,33-1,80 mittel	
		Sortierung (Graph. Standard Deviation)	0,78-1,53 mäßig bis schlecht	0,80-1,32 mäßig bis schlecht	0,87-1,17 mäßig bis schlecht	0,75-1,37 mäßig bis schlecht	0,74-0,94 mäßig	1,05-1,61 schlecht	0,71-0,98 mäßig	0,69-1,03 mäßig	0,52-1,53 mäßig bis schlecht	0,62-1,29 mäßig bis schlecht	0,60-1,29 mäßig bis schlecht	0,81-1,60 mäßig bis schlecht	1,07-1,49 schlecht	
		Packung	sehr dicht	sehr dicht	locker bis dicht	dicht	sehr dicht	sehr dicht	dicht	dicht bis sehr dicht	dicht bis sehr dicht	dicht bis sehr dicht	dicht	dicht	sehr dicht	
		Kornregelung	In Hangenden	-	-	-	-	-	-	-	-	In Liegenden	In einzelnen Lagen	schwach	-	
Bruch		Rauh	Rauh und spröde	Glatt	Glatt und spröde	Rauh	Rauh und mürb	Rauh	Rauh	Rauh	Rauh und spröde	Glatt	Rauh und mürb	Rauh und mürb		

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1970

Band/Volume: [1970](#)

Autor(en)/Author(s): Vogeltanz Rudolf

Artikel/Article: [Sedimentologie und Paläogeographie eines eozänen Sublitorals im Helvetikum von Salzburg \(Österreich\) 373-451](#)