Kristallinvorkommen und terrigene Sedimentgesteine in der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) von Ober- und Niederösterreich

Ein Beitrag zur Herkunft und Genese

Von Peter FAUPL

Mit 10 Tabellen und 43 Abbildungen

| Klippenzone |
|-------------|
|-------------|

- Kristallinvorkommen Terrigene Sedimentgesteine

- Klastika des Malm-Neokom
- Kristallinvorkommen Terrigene Sedimentge Grestener Schichten Neuhauser Schichten Zeller Schichten Klastika des Malm-Konradsheimer Kalk Konradsheimer Kalk Moravische Zone

Österreichische Karte 1:50.000 Blätter 53-56, 66, 67, 69-71

. .

Inhaltsverzeichnis

| | Zusammenfassung, Abstract | 2 |
|---------------|---|--------------------------|
| 1. | Einleitung | 3 |
| 2. | Vorkommen kristalliner Gesteine im Bereich der Grestener Klippenzone | 5 |
| 2.1. 2.2. | Das Gestein des Leopold von Buch-Denkmales im Pechgraben | $\frac{5}{7}$ |
| 2.3. | Der "Granit" von Schaitten | 8 |
| 2.4. | Ein Kristallinfund N von Glosbach | 9 |
| 2.5. | Ein Kristallinfund bei Plambach | 10 |
| 3. | Die terrigenen Sedimentgesteine der Grestener Klippenzone (Lias-Neokom) | 11 |
| 3.1. | Methodik | 13 |
| 3.2. | Die Grestener Schichten | 15 |
| 3.2.1. | Sandsteine der grehlkörnigen Beselserie | 15 |
| 3.2.2. | Sandsteine aus dem Flözbereich | 23 |
| 3.2.4. | Sandsteine aus dem marinen Komplex | 26 |
| 3.2.5. | Grobklastische Gesteine | 3 0 |
| 3.3. | Grobklastische Einschaltungen im Dogger | 34 |
| 3.3.1. | Breccie aus dem tieferen Dogger, NE von Ybbsitz | 34 |
| 3.3.2. | Neuhauser Schichten Zeller Schichten | - 30 - 40 |
| 34 | Die merinen nolitischen Gesteine des Lies und Dogger | 41 |
| 3.5. | Terrigene Bestandteile aus den Grestener Kalken | 46 |
| 3.6. | Das Herkunftsgebiet der terrigenen Lias- und Doggerablagerungen | 4 6 |
| 3.7. | Genese und sedimentäres Environment der Lias- und Doggerablagerungen | 47 |
| 3.7.1. | Der basale und flözführende Abschnitt der Grestener Schichten | 47 |
| 3.7.2. | Marine pelitische Gesteine des Lias und Dogger | 48 |
| 3.7.3. | Sandsteine und Großklastika des marinen Dereiches | 40 |
| 3.8. 9.0.1 | Terrigene Sedimentgesteine aus dem Maim bis Neokom | 49 |
| 5.8.1. | Konradsneimer-Kalk | - 4 9 - 52 |
| 3.8.3. | Pelitische Gesteine aus dem Malm bis Neokom | 53 |
| | | |

| 4. | Die Beziehungen | des terrigener | Materials | und der | Kristallinvorkommen | der | Grestene |
|----|-----------------|----------------|------------|-----------|---------------------|-----|----------|
| | Klippenzone zum | außeralpinen | und alpine | n Bereicl | a | | |

 $\mathbf{2}$

| 5. | Literatur | • • • | • • • | • • • | • • • | | | • • • | • • • | • • • | ••• | • • • | •• | •• | • • • | ۰. | ••• | • • | • | 98 |
|----|-----------|-----------|-------|-----------|-------|------|------|-----------|-----------|-------|-----|-----------|----|--------|-------|----|-----|-----|-------|----|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

55

Anschrift des Verfassers: Dr. Peter Faupl, Geologisches Institut der Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Publikation wurden terrigene Sedimentgesteine der Jura-Unterkreide-Schichtfolge der Grestener Klippenzone zwischen Gmunden (Oberösterreich) und Bernreith/Gölsen (Niederösterreich) sedimentologisch untersucht. Ein besonderes Gewicht ist dabei auf das silikatisch klastische Material der Gesteine gelegt worden. Im Zusammenhang damit gelangten auch die wesentlichsten Kristallinvorkommen aus dem Bereich der Grestener Klippenzone, wie z.B. Gesteine des Leopold von Buch-Denkmales, zur Bearbeitung.

Die silikatischen Komponenten der Sandsteine und Grobklastika konnten von einem Liefergebiet abgeleitet werden, das sich überwiegend aus granodioritischen bis granitischen Gesteinen sowie Biotit-Plagioklasgneisen und Glimmerschiefern zusammensetzt. Eine schwache Diaphthorese ist einem Großteil dieser Gesteine gemeinsam. Als dominierende Schwermineralien der Sandsteine sind Granat, Apatit und Zirkon zu nennen. Im basalen und flözführenden Abschnitt der Grestener Schichten wurden allerdings die Schwermineralassoziationen durch stark wirkende "interstratal solution" weitgehend zerstört. Aus den Doggerablagerungen stammen teilweise monomineralische Apatitspektren, welche sich durch ein Vorherschen von Biotit-Plagioklasgneisen im Liefergebiet erklären lassen.

Eine Untersuchung der marinen pelitischen Sedimentgesteine erbrachte, daß sich die Mergel des Malm—Neokoms von jenen der Lias- und Doggerablagerungen, welche aus den Tonmineralien Illit, Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer, Kaolinit und Chlorit bestehen, durch das Verschwinden von Kaolinit, das Zurücktreten der Mixed-Layer-Phase sowie durch einen etwas schwächer ausgebildeten Kristallisationsgrad der Illite unterscheiden. Diese tonmineralogische Differenzierung wurde auf klimatische und abtragungsbedingte Umstände zurückgeführt.

Das kristalline Material entstammt einem Herkunftsgebiet, das der vindelizisch-böhmischen Landmasse entspricht, welche während des Jura transgrediert worden ist. Kristallisationsgeschichtliche Beziehungen zwischen den Gesteinen dieses Grundgebirges und jenen der Moravischen Zone der Böhmischen Masse konnten aufgezeigt werden.

Abstract

In the present paper terrigenous sedimentary rocks of the Jurassic-Lower Cretaceous series of the Grestener Klippen-unit have been investigated between Gmunden (Upper Austria) and Bernreith/ Gölsen (Lower Austria). Particularly silicatic clastics were emphasized. In this connection some crystalline rocks from the area of the Grestener Klippen-unit, e. g. rocks of the Leopold von Buch-Monument, were discussed.

A source area has been reconstructed from the terrigenous components of sandstones and conglomerates consisting of granodioritic to granitic rocks, biotite-plagioclasegneisses and some types of micaschists. These rocks are mostly controlled by diaphthoritic processes. The dominant heavy mineralassemblages consist of garnet, apatite and zircon. In the basal and coal-bearing series of the Grestener Schichten the heavy minerals are largely distroyed by strong interstratal solution. Dogger beds partially spend monomineralic apatite-spectra, which originate by the dominance of biotite-plagioclase-gneisses in the source area.

The investigations of marine pelitic sedimentary rocks demonstrate the difference between argillaceous ones of Liassic — Mid-Jurassic, containing the clay minerals illite, illite-montmorillonite-mixedlayer, kaolinite and chlorite, and the pelitic ones of Upper Jurassic — Neocomian. In the marnes of the Upper Jurassic — Neocomian series kaolinite is absent, illite-montmorillonite-mixed-layer mineral is reduced or partly lost and the illite-crystallinity is weaker. These differences in the clay mineral composition may be explained by climatic and transporting factors.

The crystalline rock fragments are derivable from a source area, the so-called Vindelician-Bohemian land, which was transgreded during Jurassic times. Some connexions are found between this crystalline complex and the Moravian zone of the eastern Bohemian massif.

1. Einleitung

Die Grestener Klippenzone erstreckt sich als externes tektonisches Element der Ostalpen vom Wienerwald bis an den Traunsee bei Gmunden in Oberösterreich. Sie taucht unter der Flyschzone klippenartig empor, wobei sie im Wienerwald als Hauptklippenzone zwischen der Kahlenberger und der Kaumberger Flyschdecke auftritt und etwa ab dem Traisental bis zum Traunsee, regional immer wieder unterbrochen, am Nordrand der Kalkalpen hinstreicht. Noch weiter westlich, bereits innerhalb der Kalkalpen, in den tektonischen Fenstern des Wolfgangsees, stehen die letzten bekannten Gesteinsvorkommen der Grestener Klippenzone an.

Die Schichtfolge reicht vom tiefsten Lias in Grestener Fazies, reich an silikatischterrigenem Material, bis ins Neokom. Diese Schichtglieder bauen die eigentlichen Klippen, auch Klippenkerne genannt, auf.

Einschneidende paläogeographische Umstellungen im ostalpinen Orogen in der Mittelkreide bedingen eine Änderung in der Sedimentation. So gelangen, ab dem Gault bis ins Eozän reichend, die Gesteine der Buntmergelserie zum Absatz. In Analogie zu den Klippenkernen wird diese Kreide-Alttertiär-Schichtfolge auch als Klippenhülle bezeichnet. Ihre Beziehungen zur Flyschzone und zum Helvetikum (s. str.) von Oberösterreich hat S. PREY (1953 a, 1957) dargelegt.

Gegenstand der vorliegenden Publikation bilden die terrigenen Sedimentgesteine der Klippenkerne zwischen Gmunden (OÖ.) und Bernreith/Gölsen (NÖ.), bei deren Untersuchung zwei Problemkreise eine besondere Beachtung gefunden haben. Erstens waren es paläogeographische Fragen, zweitens sedimentologische Aspekte. Bei den paläogeographischen Überlegungen, die sich aus der gesteinsmäßigen Beschaffenheit des Herkunftsgebietes und ihrer Änderung im Laufe der Formation ergeben haben, wurde getrachtet, aus dem kristallinen Material Beziehungen zum außeralpinen und alpinen Grundgebirge herzustellen. Es war deshalb notwendig, nicht nur die Kristallinkomponenten der Sedimentgesteine zu untersuchen, sondern auch alle wesentlichen Kristallinvorkommen aus dem Bereich der Klippenzone, soweit sie zugänglich waren, in die Betrachtung mit einzubeziehen. Es wurden daher der eigentlichen Sedimentgesteinsuntersuchung die Ergebnisse über die Kristallinfunde aus der Klippenzone vorangestellt.

Weiters haben sich bei der Bearbeitung eine ganze Reihe von sedimentologischen Ergebnissen bezüglich Abtragungs- und Sedimentationsbedingungen der terrigenen Gesteine und ihrer Diagenese ergeben. Durch den hohen Prozentsatz ihrer Beteiligung am Aufbau der Klippenschichtfolge wurde eine Einbeziehung der pelitischen Gesteine, über deren mineralogische Zusammensetzung bis jetzt fast nichts bekanntgeworden ist, in die Untersuchungen notwendig.

Die Auswahl der Gesteinsvorkommen (Abb. 1) ist, vielfach auch bezüglich ihrer altersmäßigen Einstufung, weitgehend der Literatur entnommen worden. Leider gehört die Grestener Klippenzone zu den schlechtest erschlossenen Serien der Ostalpen. Noch dazu wurden diese Schichtfolgen einer äußerst komplizierten Faltung und Schuppung unterworfen, sodaß kaum gute Informationen über die Geometrie der Sedimentgesteinskörper, über deren Schichtung und Internstrukturen zu erhalten waren.

Eine besondere Hilfe waren mir daher die gemeinsamen Begehungen mit Herrn Dr. W. SCHNABEL von der Geologischen Bundesanstalt im Gebiet um Waidhofen und Ybbsitz während seiner Kartierungen für das Blatt Ybbsitz. Durch ihn sind mir auch viele Neufunde an Grobklastika bekannt geworden. Für diese seine Bemühungen und Anregungen, die für das Gelingen dieser Arbeit ganz wesentlich waren, sei ihm an dieser Stelle herzlichst gedankt.



Abb. 1: Übersicht über die wichtigsten Probenpunkte in der Grestener Klippenzone.

Die Untersuchung wurde in dankenswerter Weise vom Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich in apparativer wie finanzieller Hinsicht unterstützt (Forschungsvorhaben Nr. 1361). Den beiden Vorständen am Geologischen Institut, Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER als Träger des Forschungsvorhabens und Herrn Prof. Dr. A. TOLLMANN, gilt mein Dank für das stete Interesse und die zahlreichen Anregungen während meiner Arbeit. Für die großzügige Zurverfügungstellung der Einrichtungen des Institutes für Mineralogie und Petrologie habe ich Herrn Prof. Dr. H. WIESENEDER besonders zu danken, nicht zuletzt aber auch Herrn Dr. H. STRADNER von der Geologischen Bundesanstalt und Herrn Dr. H. FOBER für die Anfertigung und Auswertung von Nannofossilpräparaten.

2. Vorkommen kristalliner Gesteine im Bereich der Grestener Klippenzone

Eine Untersuchung des terrigenen Materials der Gesteine der Grestener Klippenzone setzt unbedingt eine wenigstens überblicksmäßige Kenntnis der Beschaffenheit der in dieser Zone zahlreich vorkommenden Kristallingesteine voraus. Aus diesem Grunde ist der eigentlichen Untersuchung ein Abschnitt über die wesentlichsten, zugänglichen Kristallingesteine vorangestellt. Bei vielen dieser Vorkommen sind, bedingt durch die ungünstigen Aufschlußverhältnisse, ihre Beziehungen zu den Gesteinen der Klippenzone nicht eindeutig geklärt. So muß oft die Frage, ob es sich bei solch einem Gesteinskörper um einen tektonischen Scherling oder um einen einsedimentierten großen Block handelt, welcher etwa im Sinne von D. RICHTER (1973) als Olisthothrymma zu bezeichnen wäre, unbeantwortet bleiben. Es sollen daher an dieser Stelle Kristallingesteinsvorkommen, ungeachtet ihrer Genese, besprochen werden, die direkt in der Klippenzone liegen.

2.1. Das Gestein des Leopold von Buch-Denkmales im Pechgraben

Der "Granit" des Leopold von Buch-Denkmales im Pechgraben bei Großraming bildet das größte und bekannteste Kristallinvorkommen innerhalb der Klippenzone. Es hat als solches bereits sehr früh das Interesse der Geologen erweckt. So hat A. v. MOR-LOT (1847) dieses Vorkommen als erratischen Block gedeutet. 1856 wurde dann dieser bemerkenswerte "Findlingsblock" auf Vorschlag des Linzer Custos K. EHRLICH als Gedenkstätte für den großen Geologen Leopold von BUCH auserwählt (F. v. HAUER & M. HÖRNES, 1858).

Im Jahre 1904 widmete G. GEVER der "Granitklippe mit dem Leopold von Buchdenkmal" im Rahmen seiner Aufnahmstätigkeit eine eigene Veröffentlichung. Er kam zu dem Schluß (1904, S. 367)", daß wir hier eine im Uferbereich des Liasmeeres aufragende, von den kohleführenden Strandbildungen umhüllte Granitklippe vor uns sehen, eine uralte Landmarke, deren subterraner Zusammenhang mit den entsprechenden nicht viel mehr als 30 km entfernten kristallinischen Gebilden des böhmischen Massivs schon bei der Betrachtung einer geologischen Übersichtskarte in die Augen springt."

Bei einer tektonischen Studie der "Kalkalpen der unteren Enns" kam A. SPITZ (1916, S. 37), eingedenk der starken Absenkung des Böhmischen Grundgebirges unter die Molassezone, zur Ansicht, daß es sich bei diesem Granit aus dem Pechgraben um einen tektonischen Schürfling handle.

H. LÖGTERS (1937, Abb. 9, S. 397) berichtete über die transgressive Auflagerung der Grestener Schichten auf dem L. v. Buch-Denkmalgranit und deutet das Gestein ebenfalls wie A. SPITZ als ein während der Faltung zusammen mit den Grestener Schichten hochgeschürftes Element.

Auch K. POLL (1972, S. 18) erfaßte das Granitvorkommen in seiner Darstellung der Geologie der Weyerer Bögen ebenfalls als tektonischen Schürfling, deutete es jedoch seiner Herkunft nach als vom "kristallinen Untergrund der Kalkalpen" abgeschert. Zu einer ganz anderen Vorstellung über das Granitvorkommen gelangte P. SOLO-MONICA (1933, S. 208), indem er es als "eine Blockwerkeinstreuung der Flyschzone" bezeichnete, welches nichts mit dem ehemaligen Untergrund der Grestener Schichten gemein habe. P. SOLOMONICA dürfte unter der Bezeichnung Flysch den Klippenhüllflysch gemeint haben, über dessen Konglomerateinschaltungen er in den betreffenden Absätzen seines Aufsatzes berichtet.

Die beiden Meinungen, tektonischer Scherling oder sedimentäre Großkomponente, finden in der weiteren Literatur immer wieder ihren Niederschlag, ohne daß es zu einer wirklichen Klärung des Problems gekommen ist. Dasselbe Problem stellt sich auch bei anderen Kristallinvorkommen in der Klippenzone. So spricht G. Götzinger (in G. Göt-ZINGER & Ch. EXNER, 1953) bei vielen Kristallinvorkommen von Scherlingen. S. PREY (1953 b) faßt die Mehrzahl dieser Granitblöcke, wie z. B. den großen Granit von Schaitten, als sedimentäre Großkomponente auf.

Die geländemäßige Situation der Granitvorkommen des Buch-Denkmales, vor allem seine Beziehung zur Buntmergelserie, wird wohl die laufende Neukartierung der Geologischen Bundesanstalt (W. SCHNABEL, 1971 a) einer Klärung näherbringen. So wies bereits G. ROSENBERG (1965, S. 6) darauf hin, daß in unmittelbarer Nähe des Granites Buntmergelserie ansteht, was aus eigener Anschauung zu bestätigen ist.

Es ist eine Tatsache, daß kristallines Material vom Typ des Buch-Denkmales sowohl in Gesteinen der Klippenkerne als auch in jenen der Klippenhülle, z. B. im Eozänvorkommen bei Konradsheim, vorhanden ist (P. FAUPL, 1973).

Eine erste petrographische Beschreibung der Gesteine des L. v. Buch-Denkmales lieferte A. ROSIWAL (in G. GEYER, 1904, S. 367). Er bezeichnete des Gestein als Biotitgranit mit starker Kataklasstruktur.

Auf Grund eigener Untersuchungen ist das Hauptgestein als grobkörniger Granodiorit-Gneis zu bezeichnen (Abb. 18, 19). Untergeordnet erscheinen alkalifeldspatreichere Partien mit granitischer Zusammensetzung. Das Gestein besitzt ein flasrig ausgebildetes s und zeichnet sich durch bis 1 cm große, rosa Alkalifeldspäte aus.

Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit und Chlorit bilden die Hauptbestandteile dieses Gesteines. Untergeordnet finden sich Epidot, Serizit, Titanit, Zirkon, Apatit, Karbonat und Erz (überwiegend Magnetit) (Tab. 1).

Als Träger des s-Gefüges fungiert Biotit, welcher immer zusammen mit Chlorit auftritt. Der Chlorit ist zum Teil parallel 001 mit dem Biotit verwachsen und kann ihn auch zur Gänze verdrängen. In beschränkter Menge ist auch Serizit an die s-Flächen gebunden. Die akzessorischen Mineralien Apatit, Zirkon, Karbonat, Titanit und Magnetit sowie Epidot treten ebenfalls gehäuft in den Schieferungsflächen auf. Im Bereich der s-Flächen ist an den Quarzen eine Kornverkleinerung zu beobachten. Die einzelnen Quarzkristalle sind stark miteinander verzahnt; z. T. kann Sandquarzbildung beobachtet werden. Der Quarz zwischen den s-Flächen ist hingegen grobkörniger entwickelt und weist auch eine deutliche Undulösität auf (Abb. 26). Auch die übrigen Gemengteile, wie Alkalifeldspat und Plagioklas, ordnen sich, wenn auch weniger straff, dem s-Gefüge unter.

Bei den Plagioklasen handelt es sich um Oligoklase mit einem durchschnittlichen An-Gehalt von 23% (17—31). Die Kristalle sind intensiv polysynthetisch verzwillingt. Sie lassen häufig einen Zonarbau erkennen, welcher teilweise basische Rekurrenzen aufweist. Die Kristalle sind hypidioblastisch bis xenoblastisch ausgebildet. Vereinzelt schließen sie xenoblastische Alkalifeldspäte ein. Auffallend ist, daß alle Kristalle eine Trübe bis echte Mikrolithenfülle aufweisen (Abb. 27). In intensiv gefüllten Bereichen solcher Plagioklase konnte sogar das Aufsprossen von größeren Epidotaggregaten beobachtet werden. Überhaupt ist das Auftreten von Epidot, welcher z. T. kräftig gelben Pleochroismus besitzt, häufig direkt an den Rand der Plagioklase gebunden. Beim Alkalifeldspät handelt es sich um einen Mikroklin mit gut ausgebildeter Gitterung. Der Mikroklin zeigt faser- und aderperthitische Entmischung. Er schließt xenobis hypidioblastische Plagioklase ein, welche ebenfalls eine Saussuritisierung erkennen lassen. Im Kontaktbereich Mikroklin-Plagioklas sind myrmekitische Reaktionsgefüge zu beobachten.

Der Biotit besitzt einen kräftigen Pleochroismus von x' hellbraun bis z' dunkelbraun. Der begleitende Chlorit weist kräftige grüne Eigenfarben auf, zeigt anomal blauviolette Interferenzfarben und optisch positiven Charakter.

Proben aus vereinzelt auftretenden plagioklasreichen Schlieren (Abb. 20) von quarzdioritischer Zusammensetzung lassen z. T. die diaphthoritischen Mineralbildungen, wie die Füllung der Plagioklase, das Sprossen von Epidot und die Chloritisierung der Biotite, noch wesentlich deutlicher erkennen als das grobkörnige Hauptgestein (Abb. 29). Besonders fallen große, nadelige Klinozoisitaggregate auf (Abb. 28). Eine An-Bestimmung war wegen der starken Fülle der Plagioklase nur an wenigen Kristallen möglich. Die Werte lagen zwischen 27 und 30% An.

In dem grobkörnigen Haupttyp stecken auch noch stark geschieferte, deutlich diaphthoritische, feinkörnige Granodiorit-Gneise (Abb. 21). Es dürfte sich hiebei um jenen Gesteinstyp handeln, den A. ROSIWAL als graue, chloritisierte "Zweiglimmergneise mit hochgradiger Kataklasstruktur" bezeichnet hat.

Das Gestein unterscheidet sich vom Normaltyp im wesentlichen durch die Feinkörnigkeit und das straffere s-Gefüge. Der Mineralbestand ist annähernd dergleiche wie im Hauptgestein (Tab. 1). So erscheint erwähnenswert, daß die Schieferungsflächen neben Chlorit und Biotit in höherem Maße Muskovit führen. Beim Alkalifeldspat handelt es sich ebenfalls um einen Mikroklin; an den Plagioklasen sind partielle Saussuritisierung bis intensive Fülle mit Hellglimmer und Klinozoisit zu beobachten. Die Plagioklase besitzen einen durchschnittlichen An-Gehalt von 22%. Auf Grund des allgemeinen Erscheinungsbildes liegt der Schluß nahe, daß als Ausgangsgestein ein Gestein des Normaltypus vorgelegen hat, das jedoch einer wesentlich intensiveren Verschieferung unterworfen war.

Hinter der Ehrentafel des L. v. Buch-Denkmales ist ein Amphibolit in den Gneis eingelagert. Die Minerale Plagioklas und grüne Hornblende bilden die Hauptgemengteile. Daneben finden sich bemerkenswerte Mengen von Chloritporphyroblasten mit kräftig grünem Pleochroismus und Klinozoisit. Akzessorisch treten Titanit, Apatit, Quarz und Erz auf. Als Erscheinungen einer Diaphthorese weisen die Plagioklase eine intensive Fülle von Hellglimmer und Klinozoisit auf, sodaß An-Bestimmungen nicht durchgeführt werden konnten. Zwischen den Plagioklasen kommt es zum Aufsprossen von derben Epidotkörnern. Das Gefüge zeigt eine schwache s-Orientierung.

2.2. Weitere Kristallinblöcke aus dem Pechgrabengebiet

Aus der näheren Umgebung des L. v. Buch-Denkmales wurden noch weitere kleinere Granitvorkommen beschrieben. So erwähnt H. LÖGTERS (1937, S. 397) fünf solche Vorkommen.

In dem Wäldchen SE des Denkmales konnte solch ein feinkörniger, rosa Granit von 2×1 *m* aufgeschlossener Größe unter Gestrüpp wiedergefunden werden. Dieser Block zeichnet sich durch eine melanokrate, etwas quarzführende dioritische Lage aus. Der Granit läßt bei makroskopischer Betrachtung eine schwache s-Orientierung der Biotite erkennen.

Die Hauptgemengteile des Gesteines sind Quarz, Plagioklas (durchschnittlich 25%An), Mikroklin und Biotit. Untergeordnet finden sich Chlorit und Muskovit; akzessorisch treten Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin und Epidot auf (Tab. 1). U. d. M. besitzt das Gestein ein nur sehr schwach entwickeltes, hypidiomorph körniges Gefüge, wobei Biotit und vereinzelt Plagioklas eine Tendenz zur Idiomorphie aufweisen. Mikroklin und Quarz sind deutlich xenomorph entwickelt.

Die Quarzkristalle verzahnen sich gegeneinander buchtig. Sie zeigen glattes bis schwach undulöses Auslöschen. Der Plagioklas, meist polysynthetsch verzwillingt, weist eine Saussuritisierung auf. Mitunter sind die Kristalle jedoch nur partiell getrübt. Der Mikroklin ist als Faserperthit entwickelt. Im Grenzbereich Mikroklin zu Plagioklas treten myrmekitische Reaktionsgefüge auf. Der Alkalifeldspat schließt idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklase ein.

Beim Biotit handelt es sich um eine dunkelolivgrüne Varietät (x' hellgelb). Die Kristalle sind oft nur mehr skelettartig erhalten. Eine Verdrängung durch Chlorit ist häufig zu beobachten. Partienweise ist das Gesteinsgefüge von Muskovit überschwemmt. In diesen Bereichen sind sowohl die Saussuritisierung der Plagioklase als auch die Chloritisierung der Biotite wesentlich intensiver.

Die melanokrate, dioritische Lage setzt sich überwiegend aus Plagioklas und Biotit zusammen. Quarz und Amphibol treten mengenmäßig stark zurück. Als akzessorische Bestandteile sind Titanit, Zirkon, Apatit, Epidot und Erz zu nennen. U. d. M. läßt das Gestein ein allotriomorph körniges Gefüge erkennen. Der Plagioklas ist ebenfalls saussuritisiert, und der Biotit teilweise chloritisiert. Die Hornblende findet sich nur mehr skelettartig im Gefüge.

Zwei weitere Granitvorkommen etwa $400 \ m$ S des Buch-Denkmales fanden sich bei Begehungen mit W. SCHNABEL in einem linksseitigen Nebengraben des Pechgrabens, in einem verwachsenen Hohlweg, der von diesem Graben nach Süden abzweigt.

Es handelt sich einerseits um einen roten Porphyrgranit und andererseits um ein hornblende- und biotitführendes granitisches Gestein mit vereinzelt großen, roten Alkalifeldspataugen. An letzteres ist ein kleiner, roter Pegmatitgang gebunden.

Im roten Porphyrgranit (Abb. 22) erreichen die idiomorphen Alkalifeldspateinsprenglinge bis 1 cm Größe. Das Gestein ist sehr reich an mafitischen Gemengteilen. Als helle Bestandteile sind Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas zu nennen. Als dunkler Gemengteil tritt Chlorit mit kräftig grünem Pleochroismus auf, welcher noch reliktisch vorhandenen Biotit einschließt.

Der Alkalifeldspat ist weitgehend stark kaolinitisiert. Der Plagioklas ist hypidiomorph bis xenomorph entwickelt und weist polysynthetische Verzwillingung auf. Die Kristalle sind sehr stark von Füllungsmineralien durchsetzt. Akzessorisch treten Apatit, Titanit, Zirkon, Leukoxen, Epidot und Erz auf. Karbonat verheilt Klüftchen im Gestein und lagert sich auch parallel den Chloritflächen an.

Beim zweiten Vorkommen handelt es sich auf Grund einer Integrationsanalyse um einen quarzführenden Monzodiorit (Tab. 1). Auch an diesem Gestein sind starke Mineralumbildungen zu beobachten. Von G. GEVER (1904, S. 367) wird ein solcher "roter Amphibolgranitit" aus dem Pechgrabengebiet erwähnt.

Es erscheinen Biotit (x' blaßgelb, z' olivgrün), aber auch Hornblende (x' blaßgrün, z' blaugrün) instabil. Das Gestein führt eine beträchtliche Menge Chlorit. Unter den hellen Gemengteilen läßt besonders der Plagioklas durch die intensive Fülle Instabilität erkennen. Der Plagioklas ist auffallend häufig von agressivem Quarz durchwachsen. Das Gestein fällt auch durch seine reichliche Apatitführung und die verhältnismäßig großen Titanitporphyroblasten auf. Auch in der Pegmatitlage, bestehend aus Quarz, Mikroklin, Plagioklas und etwas Chlorit, weisen die Plagioklase eine intensive Fülle auf.

2.3. Der "Granit" von Schaitten

NE von Schaitten, einer kleinen Ortschaft zwischen Scheibbs und Gresten, wurde durch H. VETTERS (1929, S. 45) am Waldrand ein größeres Granitvorkommen bekanntgemacht. Bei der Erforschung dieses Raumes konnte dann S. PREY (1953 b, 1957) für dieses Granitvorkommen und auch für einige weitere kleine Funde wahrscheinlich machen, daß es sich hiebei um Großkomponenten eines sandig-konglomeratisch entwickelten Eozänvorkommens handelt.

Das unter Naturschutz stehende Vorkommen ist über den Kerschenberg-Güterweg von Schaitten aus zu erreichen. Bei dem Vorkommen handelt es sich um einige granitische Blöcke, welche im Umkreis von 7 m etwa einen halben Meter über den Erdboden aufragen. Ein direkter Kontakt mit dem Eozänvorkommen konnte, wie auch S. PREV (1953 b, S. 141) feststellen mußte, nicht beobachtet werden. Doch stehen in der Nähe solche konglomeratischen Gesteine an.

Das Gestein ist biotitreich und läßt eine ganz schwache Schieferung erkennen (Abb. 23). In unfrischen Partien erscheint es rötlich. Im petrographischen Sinne handelt es sich um einen Quarzdiorit mit den Hauptgemengteilen Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende. Untergeordnet finden sich Chlorit und gelber Epidot, akzessorisch Apatit, Titanit, Karbonat und Erz (Tab. 1). Das Gestein besitzt ein hypidiomorph körniges Gefüge. U. d. M. fällt an den hypidiomorphen Plagioklasen, welche als basische Oligoklase bis Andesine (An 23–48) entwickelt sind, ein intensiver Zonarbau mit basischen Rekurrenzen auf. Sie sind stark polysynthetisch verzwillingt und lassen nur partiell eine schwache Trübung der Kristalle erkennen.

Der Quarz bildet Zwickelfüllungen. Beim Biotit handelt es sich um eine dunkelbraune Varietät (x' hellgelb). Die Schuppen sind z. T. chloritisiert. Die Hornblende besitzt einen Pleochroismus von x' gelbgrün nach z' grün. Die idiomorphen Kristalle erscheinen vielfach verzwillingt.

An der roten Varietät des Gesteines konnte beobachtet werden, daß die Plagioklase intensiv gefüllt sind, und daß die mafitischen Gemengteile fast zur Gänze in Chlorit umgewandelt wurden. Es finden sich daher in diesem Gestein zwei Chlorittypen. Ein dunkelgrüner, stark pleochroitischer Chlorit ersetzt den Biotit, und ein blaßgrünes Chloritaggregat verdrängt die Hornblende.

2.4. Ein Kristallinfund N von Glosbach

Nördlich der Bauernhöfe von Glosbach (Österr. Karte 1:50.000, 55 Obergrafendorf), welches ca. 7 km W von Rabenstein/Pielach gelegen ist, konnte ein etwa 30 cm großer, kantiger Block eines grünen Gneises gefunden werden. Dieser Block steckte im Schutt unmittelbar neben dem südseitig gelegenen Straßenaufschluß einer paläogenen Kalkbreccien-Mergelabfolge der Klippenhülle bei der Güterwegabzweigung Gartling. Aus dieser Gegend hatten auch G. GÖTZINGER & Ch. EXNER (1953, S. 85) Kristallinblöcke beschrieben.

Das Gestein ist als diaphthoritischer Chlorit-Plagioklasgneis anzusprechen (Abb. 24). Es besitzt eine deutliche Schieferung und erinnert makroskopisch an die plagioklasreichen Partien des Buch-Denkmales.

Als Hauptgemengteile sind Plagioklas (25% An), Quarz, Chlorit und Muskovit zu nennen. Akzessorisch finden sich Epidot, Apatit, Titanit und Erz. Chlorit zusammen mit dem Muskovit und Quarz fungieren als Träger des s-Gefüges. Der Chlorit dürfte aus Biotit hervorgegangen sein. Er besitzt intensiv dunkelgrünen Pleochroismus und ist in s postkristallin deformiert. Der Muskovit tritt gegenüber dem Chlorit mengenmäßig etwas zurück. Auch die Muskovitschuppen sind in s gequält. Der Quarz bildet ein s-orientiertes Lentikulargefüge. Die einzelnen Kristallindividuen sind intensiv miteinander verzahnt und stark undulös. Der Plagioklas ist hypidioblastisch ausgebildet. Die Kristalle sind polysynthetisch verzwillingt und besitzen teilweise Zonarbau mit basischen Rekurrenzen. Bemerkenswert ist ihre häufig starke Saussuritisierung. Aus dem Gebiet von Plambach, ca. 3 km E von Rabenstein an der Pielach, wurde durch G. GÖTZINGER & Ch. EXNER (1953, S. 85) ein Granitgneis-Scherling bekanntgemacht. Bei der Suche nach diesem Block stieß ich im Graben S des Gehöftes Postl auf einen faustgroßen Granitgneisblock. Es dürfte sich jedoch höchstwahrscheinlich um ein anderes Vorkommen handeln.

Dieses Gestein ist als feinkörniger, stark geschieferter Granodioritgneis zu bezeichenen (Abb. 25). Makroskopisch auffällig sind neben der starken Schieferung die rosa Alkalifeldspäte. Das Gesteinsstück gleicht dem vom Buch-Denkmal beschriebenen, stark geschieferten, feinkörnigen Typ.

Als Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Biotit und Chlorit zu nennen. Die xenoblastischen Kristalle des Alkalifeldspates sind als Fleckenperthite entwickelt. Die ebenfalls xenoblastischen Plagioklase (13—16% An) weisen vereinzelt einen Zonarbau auf und lassen teilweise eine polysynthetische Verzwillingung erkennen. Die Kristalle sind schwach saussuritisiert. Quarz und Feldspat bilden ein granoblastisches Kornpflaster, wobei der Quarz durchwegs in s gelängt erscheint. Der Biotit (x' hellgelb, z' dunkelgelbbraun) ist überwiegend in Chlorit umgewandelt.

Der Literatur sind noch eine ganze Reihe weiterer Kristallinfundpunkte zu entnehmen. So haben G. GÖTZINGER & Ch. EXNER (1953, S. 97—99) einen Schachbrettalbitgneis WNW Hofbauer, NE des schon erwähnten Ortes Glosbach, und weitere Fundpunkte um die Lokalität Paunzen in der Hauptklippenzone des Wienerwaldes beschrieben. Für die Zurverfügungstellung dieses Dünnschliffmaterials sei hier Prof. Dr. Ch. EXNER besonders gedankt. Allen diesen Gesteinen sind diaphthoritische Bildungen gemeinsam.

Zusammenfassend kann über alle hier beschriebenen Kristallingesteine der Klippenzone gesagt werden, daß diaphthoritische Mineralbildungen für sie ganz besonders charakteristisch sind. In dem einen Fall treten sie intensiver auf, im anderen, wie etwa beim Quarzdiorit von Schaitten, sind sie weniger deutlich ausgeprägt. Auf Grund der beobachtbaren Mineralumwandlungen kann jedoch die diaphthoritisch wirkende Metamorphose als schwächsttemperierte Grünschieferfazies angegeben werden. Dies bestätigen vor allem die Umwandlungen von Biotit und Hornblende in Chlorit sowie die Füllung der Plagioklase und das Sprossen von Klinozoisit und Serizit im Grundgewebe.

Da solche diaphthoritischen Gesteine bereits als Komponenten in den Klippenkernen (Grestener Arkose, Neuhauser Schichten und Zeller Schichten) auftreten, ist das Alter der Diaphthorese ein sicher voralpidisches. Die rückschreitend metamorphen Bildungen an den Gesteinen sind daher nicht mit einer eventuell alpidischen Schürflingsposition zu erklären.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----------------|--------------|------|------|------|---------------|
| Quarz | 3 4·4 | 32.6 | 29.9 | 12.4 | 16.6 |
| Plagioklas | 45.9 | 49.4 | 40.7 | 46.7 | 6 3 ·6 |
| Alkalifeldspat | 12.8 | 11.6 | 23.4 | 8.7 | _ |
| Biotit | 4.9 | 1.1 | 3.4 | 8.6 | 7.9 |
| Hornblende | | | | 9.5 | 7.7 |
| Chlorit | 0.9 | 2.7 | 0.6 | 11.6 | 1.7 |
| Muskovit | 0.3 | 1.3 | 1.1 | | |
| Akzessorien | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 2.1 | 2.1 |
| Erz | 0.5 | 0.9 | 0.6 | 0.4 | 0.4 |

Tab. 1: Modalbestand einiger Kristallinvorkommen aus der Grestener Klippenzone in vol.-%. Die Mineralfülle der Plagioklase wurde bei der Integration nicht berücksichtigt. — 1 Grobkörniger Granodiorit-Gneis (203/1), Hauptgesteinstyp des Leopold von Buch-Denkmales. Der Alkalifeldspat wurde für die Auszählung gefärbt. — 2 Feinkörniger, intensiv geschieferter Granodiorit-Gneis (203/7), Leopold von Buch-Denkmal. Alkalifeldspat für die Auszählung gefärbt. — 3 Feinkörniger Granit (251/1), Wald unmittelbar SE des Buch-Denkmales. — 4 Quarzführender Monzodiorit (205/2b), linksseitiger Nebengraben des Pechgrabens, cirka 400 m S des Buch-Denkmales. — 5 Quarzdiorit (238/1), Naturdenkmal bei Schaitten.



Abb. 2a: Die Schichtfolge der Klippenkerne der Grestener Klippenzone nach F. TRAUTH (1909 1921, 1948, 1954), B. KUNZ (1964) und L. KRYSTYN (1971).

Abb. 2 b: Schematisches Säulenprofil der Lias- und Doggerablagerungen. 1 Arkosen, untergeordnet Schiefertone und Konglomerate der fluviatilen Basalserie; 2 Flözkomplex; 3 Schiefertone mit marinen Fossilien; Grestener Kalke (4); 5 graue, siltige Schiefertone bis Tonmergel mit eingeschalteten Sandsteinen (6) und vereinzelten Kalkmergel- bis Mergelkalklagen (7); Fortsetzung der pelitischen Grestener Entwicklung in Form der Mergel mit *Bositra buchi* (ROEMER) (8) im Dogger; 9 Einschaltung heller Flekkenkalke; 10 Zeller Schichten; 11 Neuhauser Schichten; 12 Radiolarit.

3. Die terrigenen Sedimentgesteine der Grestener Klippenzone (Lias - Neokom)

Das Grundgerüst der Stratigraphie der Klippenkerne, wie auch die meisten Schichtnamen, sind Ergebnisse der langjährigen Forschungsarbeit von F. TRAUTH (1909, 1919, 1921, 1948, 1954). Eine Übersicht liefert Abb. 2a. Der Hauptanteil an terrigenen Sedimentgesteinen steckt in den Ablagerungen des Lias und Dogger (Abb. 2b). Malm und

11

Neokom sind hingegen überwiegend karbonatisch entwickelt, wobei im Unterkreideanteil dieser Schichten sich wieder ein erhöhter terrigener Einfluß bemerkbar macht, ohne jedoch nur im geringsten jene Bedeutung zu erlangen, welche das klastische Material in den Lias- und Doggerablagerungen innehat.

Über einem kristallinen Grundgebirge transgedieren die Grestener Schichten. Ihr basaler Anteil besteht aus sehr groben Sandsteinen, den Grestener Arkosen, in welchen vereinzelt Geröll- und Toneinschaltungen vorkommen. Die grobkörnigen Arkosen gehen dann in eine Schieferton-Sandstein-Serie mit Kohleflözen über, welche hier Flözkomplex genannt sei. Darüber folgen dunkle Schiefertone und sandige Kalke mit marinen Fossilien. Die besonders fossilreichen Grestener Kalke sind nach den stratigraphischen Untersuchungen von F. TRAUTH (1909) in den oberen Lias α bis Lias γ einzustufen und reichen unter Umständen bis in den Lias δ . Die Schichtfolge setzt sich dann mit dunkelgrauen Schiefertonen, Tonmergeln und vereinzelten Kalkmergellagen allmählich in den Oberlias fort.

Wie aus dieser Schichtabfolge zu ersehen ist, handelt es sich bei den Grestener Schichten um eine typische Transgressionsfolge, die in ihrer Gesamtheit fast zur Gänze aus terrigenen Gesteinen aufgebaut ist. Die gegenwärtigen Obertagsaufschlüsse gewähren nur einen sehr beschränkten Einblick in die Schichtfolge. Jedoch läßt sich aus den Angaben über die alten Kohlenbergbaue auf Liaskohlen (M. V. LIPOLD, 1865, S. 33-64) manches über Schichtabfolge und Mächtigkeiten erfahren. So gibt auch F. TRAUTH (1909, S. 25) auf Grund eines Profils des ehemaligen Bergverwalters H. PICHLER für den Kohlenbergbau des Hinterholzgrabens, W von Ybbsitz, eine Gesamtmächtigkeit von ca. 260 m an. Auf die arkoseführende Basalserie entfallen dabei 120-140 m, auf den eigentlichen Flözkomplex mit drei Flözen etwa 20 m und auf den marinen Schichtbereich ca. 100-120 m. Auch aus dem Bergbau Grossau sind drei Flöze bekannt.

Das Verhältnis gröberdetritischer Gesteine, wie Sandsteine und Konglomerate, zu Tongesteinen verschiebt sich mit dem Eintritt ins marine Milieu stark zugunsten der pelitischen Gesteine. Die Entwicklung der Grestener Schichten setzt sich ohne besondere Änderung in den Dogger fort. In den Mergeln und in vereinzelt eingeschalteten Dezimeter-dünnen Kalkmergel bis Mergelkalken finden sich reichlich kleine Bositren. In den hangenden Partien des Dogger erscheinen dann reichlicher helle, etwas gefleckte Mergelkalke mit dünnen schwarzen Mergelzwischenlagen. Aus solch schwarzen Mergeln wurden durch W. SCHNABEL (1970) Zoophycos-Lebensspuren bekanntgemacht.

Aus der tonig-mergeligen marinen Fazies sind geringmächtige Sandstein- bzw. Konglomerat- und Breccienlagen, teilweise reichlich Kristallinmaterial führend, bekannt geworden. Ein besonders großes Vorkommen dieser Art ist als Neuhauser Schichten von F. TRAUTH (1919) beschrieben und ins Bathonien eingestuft worden. Die Zeller Schichten stellen bereits eine überwiegend karbonatische, ammonitenführende Entwicklung dar, bergen jedoch auch erhebliche Anteile an z. T. recht grobklastischem Material. Neben den ammonitenführenden Kalken treten auch Echinodermenspatkalke auf. Graugrüne, kieselige Breccien leiten in die Radiolarite über.

Die Malmentwicklung wird durch Radiolarite eingeleitet, welche mit wenigen Lagen bis ins Tithon reichen können (B. PLÖCHINGER, 1973, Abb. 14). Die Radiolarite der Klippenzone bilden eine äquivalente Entwicklung zu den ostalpinen Radiolariten des tieferen Malm.

Die Ausbildung des Klippenmalm läßt sich, folgt man den Ausführungen von F. TRAUTH (1948), in drei Fazies unterteilen. Einer nicht sehr weit verbreiteten Ammonitenkalkfazies, dem Arzbergkalk, mit eingeschalteten Mergeln und untergeordneten Crinoidenkalken steht eine ausgedehnt entwickelte Hornsteinkalk- und Aptychenkalkfazies gegenüber. Der Konradsheimer Kalk als konglomeratisch-brecciöse Entwicklung findet zwischen Plankenstein und Pechgraben seine Verbreitung. In allen diesen Malmkalken ist der silikatisch-terrigene Einfluß gering und meist nur in Form pelitischer Lagen vorhanden. Grobes Material ist sehr selten. Beim Konradsheimer Kalk handelt es sich um eine Kalkbreccie.

Der Arzbergkalk setzt sich in einer mergelreichen Fazies ins Neokom fort. Ebenso gehen die Aptychenschichten (Untere Blassenstein-Schichten) direkt in neokome, ebenfalls mergelreichere Schichten (Obere Blassenstein-Schichten) über. In diese etwas terrigenreichere Neokomentwicklung schalten sich zusätzlich vereinzelt terrigene Lagen von Sandsteinen und Feinbreccien ein. F. TRAUTH (1948, S. 170) hat solche Einschaltungen als Scheibbsbach-Schichten bezeichnet.

In rote Tithonkalke und Radiolarite der Klippenzone eingeschaltete basische Eruptiva, wie sie B. PLÖCHINGER (1964, 1973) aus den tektonischen Fenstern des Wolfgangseegebietes beschreibt, bilden ein für die Klippenzone spezifisches Element. Weitere Eruptivgesteine sind aus dem Hinterholzgraben bei Ybbsitz bekannt geworden.

Zusammenfassend kann über die Schichtfolge der Klippenkerne gesagt werden, daß die Lias- und Doggerschichtfolge als Rand der alpinen Geosynklinale lithologisch starke Anklänge zur außeralpinen Entwicklung aufweist. Die Transgression der Grestener Schichten muß dabei im Zusammenhang mit der großen faziellen Umgestaltung, die zu Beginn des Jura die alpine Geosynklinale erfaßt hat, gesehen werden.

Auf die große Verwandtschaft dieser Ablagerungen mit dem Mesozoikum vom Untergrund der Molassezone, das aus Bohrungen im Osten von Österreich bekannt geworden ist, haben J. KAPOUNEK et al. (1967) hingewiesen. Auch faunistisch stehen die Lias- und Doggerablagerungen überwiegend unter außeralpinem Einfluß (F. TRAUTH, 1909, 1919; vgl. auch A. TOLLMANN, 1963 b).

Die zu Beginn des Malm mit den Radiolariten einsetzende große Eintiefung der Geosynklinale erwirkte, daß in bezug auf Lithologie auch in der Klippenzone typisch alpine Schichtglieder vorherrschen, wobei der Konradsheimer Kalk sowie die erwähnten Eruptiva und vereinzelte grobdetritische Einschaltungen als klippenspezifische Bildungen erscheinen.

3.1. Methodik

Sandsteine und Grobklastika

Die mineralogische Zusammensetzung der Sandsteine wurde in Gesteinsdünnschliffen untersucht. Zur Ermittlung des Modalbestandes wurde ein zur Punktzählung geeigneter Objektführer (Leitz) verwendet, der gegenüber einem Integrationsokular den Vorteil hat, daß die zu zählenden Komponenten immer im Fadenkreuz des Polarisationsmikroskopes liegen und der Drehtisch beliebig betätigt werden kann, ohne dabei das einmal gewählte Netz zu verschieben. Auch fällt das unter gekreuzten Nicols ermüdende Suchen der Schnittpunkte im Integrationsokular weg.

Für die Untersuchung der Kristallinkomponenten in grobklastischen Lagen wurde eine Anzahl größerer Komponenten isoliert und davon Gesteinsdünnschliffe hergestellt.

Bei der Ermittlung der Korngrößenverteilung in den verfestigten Sandsteinen gelangte das Schnenschnittverfahren nach H. MÜNZNER & P. SCHNEIDERHÖHN (1953) zur Anwendung. Es bietet die Möglichkeit, wenigstens annähernd mit Siebanalysen zu vergleichen. Für den Rechenaufwand und die Ermittlung der granulometrischen Parameter stand ein Programm für elektronische Datenverarbeitung (P. FAUPL, R. FI-SCHER & W. SCHNABEL, 1971) zur Verfügung.

Einige grobkörnige Arkosen konnten nach mehrmaliger Behandlung mit Wasserstoffperoxyd so gut aufbereitet werden, daß eine Siebanalyse dieser Gesteine möglich war. Gerade diese Arkosen waren wegen ihrer Grobkörnigkeit mit dem Sehnenschnittverfahren nicht gut zu erfassen.

Bei der Beurteilung der Rundung wurde auf die Schaubilder von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN (in G. MÜLLER, 1964) zurückgegriffen oder bei lackierten Gesteinsanschnitten von Grobklastika der Prozentsatz (ρ) der konvexen Teile im Verhältnis zum Gesamtumfang der Komponeten (Kg. > 1cm) abgeschätzt (E. SZADECZKY-KARDOSS, 1933; G. LÜTTIG, 1956).

Zur Aufbereitung für die Schwermineralanalyse wurde das Gestein im Backenbrecher zerkleinert und dann normalerweise gleich die Kornfraktion zwischen 0·4 und 0·063 mm naß ausgesiebt. Vereinzelt war es notwendig, die Proben vorher mit Monochloressigsäure oder Wasserstoffperoxyd zu behandeln, um so stark kalkige Verkittung oder tonig-limonitische Umkrustungen zu lösen. Das eher weite Korngrößenspektrum hat sich zur Ermittlung der Gesamtschwermineralverteilung in diesen Gesteinen am günstigsten bewährt (auch A. MATTER, 1964; H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1972). Die Schwermineralabtrennung erfolgte gravitativ in spitzen Trichtern mit Tetrabromäthan ($\rho=2.95$) als Schwereflüssigkeit. Bei der Auszählung wurden 200 durchsichtige Körner, Biotit und Chlorit nicht mitgerechnet, berücksichtigt. In schwermineralarmen Spektren konnte jedoch diese Anzahl nicht immer erreicht werden. Es wurden aber Präparate mit mindestens 100 transluzenten Körnern noch als repräsentativ erachtet. Solch eine Anzahl wurde auch von I. THUM & W. NABHOLZ (1972) bei ihren Schwermineraluntersuchungen als ausreichend angesehen. Geringere Kornzahlen wurden in die Betrachtungen nicht miteinbezogen.

Pelitische Gesteine

Die Mehrzahl der Pelitproben lagen als Mergel vor. Ihr Karbonatgehalt wurde mittels einer gasometrischen CO_2 -Bestimmung festgestellt und in Gew.-% CaCO₃ verrechnet.

Die meisten Pelitproben waren auch so stark verfestigt, daß eine Gewinnung der Tonfraktion nur durch Aufschlämmen in Wasser nicht möglich war. Die Proben wurden daher in einem Achatmörser maschinell gemahlen. Bei einem Karbonatgehalt über 5% wurde die Probe entkalkt. Die Entkalkung erfolgte rasch (15—20 min.) mit kühler 5% Salzsäure. Der Lösungsrückstand wurde anschließend über einen Unterdruckfilter mit reichlich destilliertem Wasser gewaschen und anschließend im Trockenschrank getrocknet. Bei solch einer kurzen Salzsäurebehandlung konnte an den Chloriten noch keine Veränderung festgestellt werden. Von diesem Pulver wurde eine röntgenographische Aufnahme hergestellt, um neben einem ersten Überblick über die Schichtsilikate auch auf das Vorhandensein von Quarz, Feldspat, Pyrit etc. schließen zu können.

Zur Gewinnung der Tonfraktion Kg. $<2\mu$ wurde das Gesteinspulver in destilliertem Wasser, welchem etwas Natriumpyrophosphat zugesetzt wurde, durch kräftiges Rühren aufgeschlämmt, ca. fünf Minuten mit Ultraschall (50kHz) behandelt und in einen Atterbergschlämmzylinder eingebracht.

Die Herstellung der Texturpräparate für die röntgenographischen Aufnahmen erfolgte im Prinzip so, wie von G. MÜLLER (1964) beschrieben, im Zentrifugalfeld. Als Zentrifugengefäße dienten dabei einfache Glasröhren, die an ihrer Unterseite mit Siliconstopfen verschlossen waren. Dieser Stopfen trug den runden, gläsernen Objektträger. Etwa 20ml der direkt dem Atterbergzylinder entnommenen Fraktion $<2\mu$ wurden eine halbe Stunde bei ca. 3700U/min zentrifugiert, und dann das Wasser rasch abgegossen. Der Objektträger mit der Sedimentschicht haftet so fest auf der glatten Oberfläche des Siliconstopfens, daß er auch bei kräftigem Ausgießen nicht aus dem Zetrifugengefäß fällt. Anschließend wurde das Präparat an einem staubfreien Platz zum Trocknen abgelegt. Die röntgenographischen Aufnahmen wurden an einem Philips-Röntgendiffraktometer mit $\operatorname{Cu}_{k_{\gamma}}$ -Strahlung ($\gamma = 1.5405$; 36 kV, 20mA) und einer Winkelgeschwindigkeit von $1/2^{\circ}$ bis $1^{\circ}/min$ durchgeführt.

Die Bestimmung der Tonminerale erfolgte in der Regel aus drei Röntgendiffraktogrammen. Eine Aufnahme wurde am lufttrockenen Präparat, eine weitere nach 45-minütigem Bedampfen mit Äthylenglykol und eine letzte Aufnahme nach 1-stündigem Erhitzen bei 550° C hergestellt. Das Bedampfen mit Äthylenglykol wurde in der von G. MÜLLER (1964, S. 212) vorgeschlagenen Weise durchgeführt, was eine von Kräuselungen völlig freie Sedimentoberfläche der Präparate garantierte.

Um wenigstens eine ganz rohe Schätzung der Mengenverhältnisse der Tonminerale zu erhalten, wurden die Diagramme nach den von Ch. E. WEAVER (1958, S. 270) angegebenen Röntgenintensitätsverhältnissen ausgewertet. Aus der Gesamtaufnahme wurden die Intensitäten der übrigen wesentlichen Gesteinsbestandteile zueinander in Beziehung gesetzt, um so ihr mengenmäßiges Variieren zu veranschaulichen. Für Quarz wurde der Reflex bei 4·26Å, bei Feldspat der zwischen 3·18—3·24Å und bei Pyrit der bei 2·71Å herangezogen.

3.2. Die Grestener Schichten

3.2.1. Untersuchte Vorkommen

Die Grestener Schichten, namensgebend für die gesamte tektonische Einheit, in der sie auftreten, stellen ein weitverbreitetes Schichtelement dar. Es war daher möglich, aus dem gesamten Bereich der Grestener Klippenzone Untersuchungsmaterial zu beschaffen. Eine kurze Darstellung der einzelnen Fundpunkte, von Westen nach Osten fortschreitend, soll über ihre Beschaffenheit und geologische Position informieren (Abb. 1).

Laudachsee bei Gmunden

Aus dem Gebiet des Laudachsees bei Gmunden wurden durch E. v. MOJSISOVICS & U. SCHLOENBACH (1868, S. 212), F. TRAUTH (1909) und S. PREY (1953 a) Grestener Schichten bekannt gemacht.

Der Wegaufschluß am Westufer des Laudachsees erschließt einen Sandsteinkomplex, in dem eine ca. 10 m mächtige, grobe Konglomeratbank eingeschaltet ist (Abb. 3). Die Schichten fallen mit 60° nach Südwesten ein und befinden sich im Liegenden der kalkalpinen Mitteltrias in deutlich überschobener Position. Der gesamte Aufschluß ist etwa 30 m lang. Das eindeutig liassische Alter der Sandsteine konnte S. PREY (1953 a, S. 319) durch einen Arietitenfund festlegen.



Abb. 3: Skizze des Aufschlusses in den Grestener Arkosen mit eingeschaltetem Konglomerat am Westufer des Laudachsees bei Gmunden. — 1 ungebankte Arkosen, 2 im Dezimeterbereich gebankte Arkosen, 3 Konglomerat. + Probepunkte.

Während den Sandsteinen ein karbonatischer Zement fehlt, besitzt die Konglomeratbank eine calcitische Grundmasse. Der Sandstein ist im Liegend- und Hangendbereich geschichtet. Neben silikatischen Komponenten führt das Konglomerat dunkle Sandkalke, Gryphäen und Belemnitenrostren. Durch diese Fossilreste und auch die Kalkkomponenten, die aller Wahrscheinlichkeit nach aufgearbeiteten, marinen Grestener Schichten entstammen dürften, wird diese klastische Schichtfolge der marinen Schichtgruppe des Lias zugeordnet.

Oberer Gschliefgraben

Das Vorkommen im oberen Gschliefgraben wurde ebenfalls durch die oben genannten Autoren beschrieben. An einem Forstweg, ca. 900 m NW der Ramsauer Alm, finden sich fossilführende, dunkle, etwas sandige Mergel der marinen Grestener Schichten erschlossen. In Verbindung mit diesen Mergeln treten auch Sandsteine auf, welche calcitisch zementiert sind und biogenen Detritus führen.

Forststraße S Hoisn am Traunsee

Als Fortsetzung des Grestener Vorkommens im oberen Gschliefgraben trifft man an der Forststraße, über dem Kalkofen S Hoisn, ebenfalls karbonatisch zementierte Grestener Sandsteine an. Aus den Aufschlüssen an der Forststraße und den Verhältnissen um den Steinbruch des Kalkofens läßt sich die sehr komplizierte, tektonische Situation im Liegenden der Kalkalpen erahnen (Abb. 4; S. PREY, 1951, Taf. VII, Fig. 1 und 2).



Abb. 4: Schematisches Profil vom Nordrand der Kalkalpen am Ostufer des Traunsees bei Hoisn, südlich von Gmunden. Profillänge ca. 150 m. — Ka Kalkalpine Gesteine, y Haselgebirge mit Gips; Bu bunte Mergel, Ap Aptychenkalke, Gr Grestener Sandsteine; Fl Flysch (Glaukonitsandsteine des Neokom).

Unter den überschiebenden Kalkalpen aus Mitteltriasdolomiten und Gipslinsen (Haselgebirge) ist ein kompliziert verschuppter Aufbruch von Gesteinen der Klippenzone zu beobachten. Grestener Sandsteine sowie Aptychenkalke als Klippenkerne sind mit roten Mergeln verschuppt. Eine kleine Einschaltung von kieseligen Sandsteinen, die am ehesten einem Gault-Sandstein der Flyschzone entsprechen dürften, konnten beobachtet werden. Die B-Achsen des stark gefalteten Aptychenkalkes streichen SW-NE. Eine kalkalpine Scholle von dunklen, dolomitischen Kalken der Mitteltrias des Steinbruches ist in die Flysch-Klippen-Serie bei der Überschiebung der Kalkalpen eingeschuppt worden und zurückgeblieben. A. TOLLMANN (1973, S. 143) führt diese Situation bei Hoisn als charakteristisches Beispiel für eine "Spurscholle" an.

Kohlenbergbaugebiet Grossau

Der aufgelassene Liaskohlenbergbau liegt 4 km NE Maria Neustift (Österr. Karte 1:50.000, 70 Waidhofen/Ybbs). Erwähnung findet dieses Gebiet durch G. v. STERN-BACH (in M. V. LIPOLD, 1865, S. 46), F. TRAUTH (1909, S. 21) und durch F. ABERER (1951, S. 45).

Das von F. ABERER im Maigraben beschriebene Profil konnte bei eigenen Begehungen noch annähernd rekonstruiert werden. In diesen Graben münden vier völlig verstürzte Stollen des ehemaligen Kohlenbergbaues. Bei den aufgeschlossenen Gesteinen handelt es sich um Sandsteine, teils siltig graue Tone und einige Bänke sandiger Kalke mit Fossilgrus. In einem Aufschluß von stark verwittertem Arkosesandstein fanden sich zentimeterdünne Kohleschmitzen eingeschaltet. Die Gesamtheit der in diesem Graben erschlossenen Schichten repräsentiert marine Grestener Schichten mit eingeschalteten Sandsteinkomplexen.

Hinterholzgraben (W von Ybbsitz)

Aus dem ehemaligen Kohlenbergbaugebiet des Hinterholzgrabens (Österr. Karte 1:50.000, 71 Ybbsitz) konnte sowohl aus der basalen Serie mit grobkörnigen Grestener Arkosen als auch aus der marinen Schichtfolge Material gewonnen werden.

G. LAUER (1970) beschrieb einen Aufschluß eines Grestener Basalkonglomerates. Es handelt sich dabei um einen etwa 5 m aufgeschlossenen Bereich in grob- bis mittelkörnigen Arkosesandsteinen. Der Aufschluß ist stark verfallen, sodaß eine Schichtung mit 220/65 nur mehr erahnt werden konnte. Aus einem ungebankten Abschnitt wurde ein Geröllspektrum mit bis zu kindskopfgroßen Komponenten gewonnen.

Ebenfalls im Hinterholzgraben, unterhalb des vorher beschriebenen Aufschlusses, fanden sich bei einem verstürzten Stollenmundloch, aus dem H_2S -haltiges Wasser austrat, einige Blöcke einer verhältnismäßig frischen, grobkörnigen Arkose.

Neben diesen grobkörnigen Sandsteinen trifft man noch auf feinerkörnige, welche mit Grestener Kalken in Verbindung stehen. Sie weisen einen hohen Kalkgehalt auf und entstammen der marinen Schichtfolge.

Noch etwas tiefer im Hinterholzgraben kommen dunkelgraue Schiefertone des oberen Lias vor, in welchen die Bivalve "*Posidonia" bronni* VoLTz gefunden werden kann.

Neuhausergraben

Über dem Serpentinstock von Gstadt findet sich ein weiteres Vorkommen grobkörniger Grestener Arkosen. Der Fundpunkt liegt in der Nähe des ehemaligen Gehöftes Loosbichl, westlich des Neuhausergrabens (W. SCHNABEL, 1970).

Vom Unterlauf des Neuhausergrabens sind zwei durch Buntmergel getrennte Klippengesteinsvorkommen, bestehend aus hellgrauen, fleckigen Kalkmergeln und schwarzen Mergelzwischenlagen, erschlossen. Beprobungen auf Nannofloren durch Herrn Dr. W. STRADNER haben ein Dogger-Alter ergeben. W. SCHNABEL (1970) meldet aus diesen Mergeln einen Fund einer Zoophycos-Lebensspur.

Ybbsitz

An der Straße, NE von Ybbsitz, stehen verhältnismäßig frische, grobkörnige Arkosen des basalen Profilabschnittes an (G. LAUER, 1970). Aus der marinen Serie der Grestener Schichten konnten in einem Grabenprofil, beim Gehöft Oberrigel, 2 km NW vom Ortszentrum von Ybbsitz, graue, sandige Tonmergel und Kalkmergel des oberen Lias bis tieferen Dogger aufgesammelt werden.

Gresten

Östlich von Gresten konnte ich dank der Angaben von W. SCHNABEL in marinen Grestener Schiefern eingeschaltete Sandsteine und konglomeratische Lagen auffinden. Die Gesteine stehen im Graben, nahe der Straße, welche zum Steigerhof führt, an. Leider sind die Aufschlüsse teilweise stark verrutscht. Aus Peliten, welche dem obersten Abschnitt des Grabens, unmittelbar beim Gehöft, entstammen, konnte H. STRADNER Watznauerienfloren gewinnen, welche ein Doggeralter wahrscheinlich machen.

Im Graben westlich des Schlosses Stiebar, S von Gresten, konnten aus marinen, pelitischen Grestener Schichten Proben entnommen werden. Es handelt sich dabei um ein Vorkommen, das seiner lithologischen Ausbildung nach mit jenen Schichten beim Gehöft Oberrigel/Ybbsitz vergleichbar ist. Untersuchungen auf Nannofossilien machen ebenfalls ein Doggeralter wahrscheinlich.

Im Rahmen von Schurftätigkeiten auf Grestener Kohle im Jahre 1947 wurden SE von Gresten, unmittelbar E des Schlosses Stiebar, zwei Bohrungen niedergebracht. Die geologische Betreuung lag in den Händen von Dr. A. RUTTNER, welcher mir in freundlicher Weise Kernmaterial und Bohrprofile zur Verfügung stellte. Eine kurze geologische Beschreibung der Situation wurde von A. RUTTNER (1948) veröffentlicht. Das hier bearbeitete Material entstammt der Bohrung A_{2} , in der bis 144 m eine Wechselfolge von Sandsteinen, Schiefertonen mit Pflanzenresten und zahlreichen Kohleflözchen und -schmitzen durchörtert wurden. Aus der Lage eines Wurzelbodens war zu entnehmen, daß es sich um eine stratigraphisch aufrechte Schichtfolge handelt. Unter dieser sandsteinreichen Abfolge wurden bis 162 m schwarze, dünnplattige Schiefertone mit spärlichen Pflanzenresten angetroffen. Darunter bis zur Endteufe der Bohrung bei 212 m folgten graue Fleckenmergel, in die bunte Mergel, wahrscheinlich Späne der Buntmergelserie, eingeschaltet sind. Die grauen Fleckenmergel gehören ihrer Ausbildung nach mit ziemlicher Sicherheit den stratigraphisch höheren, marinen Grestener Schichten an. Ihr Auftreten unter den flözführenden Schichten läßt den komplizierten tektonischen Aufbau der Klippenzone erkennen. Das zu Probenzwecken entnommene Sandsteinmaterial war aus dem gesamten Abschnitt der Grestener Klippenzone das wirklich einzig frische Material aus dem Flözbereich.

Bernreith an der Gölsen

Beim ehemaligen Liaskohlenbergbau Bernreith, 1,5 km WNW von Unterrohrbach (Österr. Karte 1:50.000, 56 St. Pölten), konnten beim verstürzten Stolleneingang noch grobkörnige Grestener Arkosen anstehend vorgefunden werden. Ganz in der Nähe fanden sich auch verrutschte Blöcke von Grestener Kalken. Das Vorkommen dieser Grestener Schichten wurde von F. TRAUTH (1908, 1909), W. NADER (1952) und P. GOTT-SCHLING (1965) bearbeitet. Es bildet ein Bindeglied zwischen der Grestener Klippenzone und der Hauptklippenzone des Wienerwaldes.

Ebenfalls aus diesem Gebiet, in der Nähe von Stollberg, stammen Proben aus dunkelgrauen, siltigen Mergeln des tieferen Dogger (P. GOTTSCHLING, 1965).

3.2.2. Sandsteine der grobkörnigen Basalserie

Es handelt sich bei den Sandsteinen der Basalserie um grobkörnige Gesteine, die bereits makroskopisch einen hohen Feldspatgehalt erkennen lassen. Sie weisen eine hellgraue, in stark verwittertem Zustand jedoch weiße Gesteinsfarbe auf. Die Sandsteine werden herkömmlicherweise als Grestener Arkosen bezeichnet und sind vornehmlich auf den basalen Bereich der Grestener Schichten beschränkt.

Der Begriff "Arkose", welcher von A. BRONGNIART (1826) für Sandsteine mit einem sehr hohen Feldspatgehalt in der Auvergne verwendet wurde, hat mehrfache Neudefinitionen erfahren und soll hier in der von F. J. PETTIJOHN (1957) gegebenen Definition

Anwendung finden. Demnach besteht eine Arkose zu 25 oder mehr Prozenten aus instabilen Bestandteilen, wobei unter diesen instabilen Fragmenten Feldspat und Gesteinsbruchstücke zu verstehen sind. Der Feldspat hat gegenüber den Gesteinsbruchstücken zu überwiegen oder wenigstens gleich häufig aufzutreten.

Eine mikroskopische Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung (Tab. 3) an fünf typischen Grestener Arkosen hat ergeben, daß sie unter Anwendung der gegebenen Definition (Abb. 6) als Arkosen bis Subarkosen zu bezeichnen sind.

An den besonders groben Typen war jedoch festzustellen, daß die Gesteinsbruchstücke, nämlich die Quarz-Feldspat-Glimmer-Aggregate, gegenüber dem Feldspat als Einzelkorn dominieren, sodaß solche Sandsteintypen in strenger Weise als lithische Arenite zu bezeichnen wären. Jedoch gerade diese Gesteine erscheinen als besonders typische Arkosen, deren Ausbildung auf eine geringere klastische Zerlegung des Ausgangsgesteines und einen kürzeren Transportweg zurückzuführen ist.

Bei der mikroskopischen Analyse stellte der Kaolinit ein Problem dar. War zu ersehen, daß er noch in Verbindung mit Alkalifeldspatsubstanz stand, so wurde das Korn als Alkalifeldspat gezählt. Handelte es sich jedoch um reine Kaolinitaggregate, vielfach nur Zwickelfüllungen bildend, so wurde der Kaolinit gesondert ausgeschieden. Auch dieser Kaolinit hat sich sicher aus Feldspatsubstanz entwickelt, sodaß bei solchen Proben der ursprüngliche Alkalifeldspatgehalt wesentlich höher gelegen ist.

Die Sortierung der Arkosen ist nach der verbalen Klassifikation von G. M. FRIED-MAN (1962) als schlecht bis mäßig zu bezeichnen. Die festgestellten Mean-Werte liegen zwischen Kg. > 3 mm und 0.6 mm (Tab. 2, Abb. 7). Es zeigt sich, daß gröberkörnige Arkosen im allgemeinen schlechter sortiert sind als die feinerkörnigen (Abb. 8). Die Schiefewerte (Momentkoef. der Schiefe) weisen alle positive Vorzeichen auf, was besagt, daß die Summenkurven dieser Sandsteine auf der feinen Kornseite einen Schwanz haben. Nach G. M. FRIEDMAN (1961) erbringen sowohl Fluß- als auch Dünensande gewöhnlich positive Schiefewerte, während die Werte für Strandsande im allgemeinen negativ sind. G. M. FRIEDMAN (1962) konnte Fluß- und Strandsande mittels eines Diagramms, in welchem die Standardabweichung gegen die Schiefe (3. Moment) aufgetragen wurde, eindrucksvoll unterscheiden. Im linken Diagrammteil der Abb. 8 wurde diese Trennlinie eingetragen. Es zeigt sich dabei, daß die Werte deutlich im fluviatilen Felde zu liegen kommen.

| Probe | Mean | Standard- abweichung | Momentkoeff. d. Schiefe | Median | Sortierungs- koeff. n. TRASK | Schiefekoeff. n. Trask |
|--------|------------------------------|-------------------------|----------------------------|--------|------------------------------------|---------------------------|
| 208/2* | —-1·1 3 | 1.880 | 0.752 | 2.85 | 2.19 | 0.652 |
| 208/3* | $(2 \cdot 18) = -1 \cdot 78$ | 1.078 | 0.445 | 3.74 | 1.46 | 0.892 |
| 249/5* | (3.43) 0.89 | 1.501 | 0.975 | 2.56 | 2.21 | 0.513 |
| 200/1b | (1.85) 0.43 (1.25) | 1.188 | 0.769 | 1.35 | 1.58 | 0.855 |
| 200/2a | (1.35) 0.56 (0.67) | 1.216 | 0.107 | 0.67 | 1.70 | 0.241 |
| 200/2b | 0.69 (0.62) | 1.193 | 0.687 | 0.68 | 1.68 | 0.908 |
| 267/3 | 0.58 (0.67) | 1.11 | .0-360 | 0.52 | 2.04 | 1.787 |
| 267/5 | 1.07 (0.48) | 1.199 | 0.184 | 0.43 | $2 \cdot 23$ | 1.362 |
| 267/7 | 1.96 (0.26) | 0.588 | 0.299 | 0.24 | 1.3 | 1.05 |
| 267/8 | (3 20) 1.75 (0.29) | 0.817 | 0.202 | 0.28 | 1.36 | 0.908 |

| Pr obe | Mean | Standard- abweichung | Momentkoeff. d. Schiefe | Median | Sortierungs- koeff. n. TRASK | Schiefekoeff. n. Trask |
|---------------|--------------------------|-------------------------|----------------------------|--------|------------------------------------|---------------------------|
| 255/1 | $\frac{1.67}{(0.32)}$ | 1.129 | 0.698 | 0.38 | 1.73 | 0.535 |
| 255/2 | 2.37 (0.19) | 0.935 | 0.587 | 0.19 | 1.30 | 1.387 |
| 254/2 | 0.75 | 1.144 | 0.424 | 0.53 | 1.80 | 1.727 |
| 257/1 | 1.78 (0.29) | 1.110 | 0.303 | 0.26 | 1.62 | 1.141 |
| 257/2 | 1.18 (0.44) | 0.825 | 1.194 | 0.46 | 1.32 | 0.926 |
| 264/1 | $2 \cdot 20$ | 0.699 | 0.009 | 0.19 | 1.41 | 1.085 |
| 264/3 | (0.22) 1.10 (0.47) | 0.632 | 1.210 | 0.41 | 1.32 | 1.0 |
| 264/5 | 2.04 (0.24) | 0.585 | 0.217 | 0.25 | 1.395 | 0.630 |
| 208/6 | (0.24) 2.80 (0.14) | 0.867 | 0.133 | 0.12 | 0.867 | 0.133 |
| 208/7 | 3.40 | 0.855 | 0.367 | 0.09 | 1.42 | 0.735 |
| 261/1 | 2.86 (0.14) | 0.616 | -0.020 | 0.12 | 0.79 | 0.274 |
| 261/6 | (0.06) | 0.741 | 0-212 | 0.05 | 1.34 | 0.905 |
| | | 1 | 1 | | | 1 |

Tab. 2: Granulometrische Parameter der Grestener Sandsteine. Mean, Standardabweichung und Momentkoeffizient der Schiefe sind in Φ -Werten gerechnet; der Klammerausdruck bedeutet Mean in mm. — Die Proben 208/2 bis 267/8 entstammen den Sandsteinen des Basal- und Flözbereiches, 255/1 bis 261/6 sind Sandsteinen des marinen Bereiches der Schichtfolge entnommen. — * Werte aus der Siebanalyse berechnet; alle übrigen Parameter aus der Dünnschliffanalyse (Sehnenschnittverfahren).

An den Komponenten der Gesteine fällt der schlechte Rundungsgrad auf, welcher nach den Schaubildern von RUSSEL-TAYLOR-PETTIJOHN im Durchschnitt als subangular zu bezeichnen ist. Nur die größeren Komponenten, etwa um 4 mm Korndurchmesser, weisen eine etwas bessere Rundung (subrounded bis rounded) auf.

An den Arkosen fällt eine sehr starke Verzahnung der Komponenten auf (Abb. 36). Diese Verzahnungen werden einerseits auf Quarzlösungen, aber andererseits auch auf sekundäres Quarzwachstum im Zuge der Diagenese zurückzuführen sein. Dieser Umstand erschwert sowohl die Korngrößenanalysen als auch die Untersuchungen über den Rundungsgrad sowie eine Beurteilung, ob polykristalline Quarze oder sekundär verwachsene Einzelquarze vorliegen. Es wurde daher weitgehend getrachtet, für diese Untersuchungen immer solches Material heranzuziehen, an welchem diese diagenetischen Effekte weniger stark zum Tragen gekommen sind.

Die mineralogische Zusammensetzung

Über die Komponentenzusammensetzung orientiert die Tab. 3. Quarz als Einzelkorn und polykristalline Quarze treten am häufigsten auf. Bei der Untersuchung von Siebgut erweist sich, daß in den gröberen Fraktionen polykristalline Quarze und Quarz-Feldspataggregate überwiegen. In der besonders groben Arkose Nr. 3 (Tab. 3) ist das Verhältnis der Einzelquarze zu polykristallinen Quarzen bereits stark zugunsten der polykristallinen Kristalle verschoben.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|---|--------------------|---------------------|-----------------------------------|--------------|---|---|--|---|---|
| Quarz Quarz polykrist | 40·8 1) | 55-0 | $10.5 \\ 48.7$ | $59 \cdot 2 \\ 9 \cdot 2$ | 30·4 25·5 | 60·5 11·7 | 38·9 34·4 | $50.6 \\ 15.9$ | 60·7 9·2 | $\begin{array}{ c c c }\hline 71 \cdot 2 \\ 6 \cdot 6 \\\hline \end{array}$ |
| Alkalifeldspat Plagioklas | 17·1 ²) 18·6 | 8·8 10·4 | 28·8 1) | 18·6 ¹) | 9.1 | $0.3 \\ 2.9$ | $0.3 \\ 4.5$ | 0·9 9·4 | $0.6 \\ 9.2$ | $1 \cdot 2 \\ 4 \cdot 0$ |
| Biotit Muskovit Quarz-Feldspat-Aggregate . Glimmerschiefer u. Phyllit . Sandstein Tonschiefer Erz. | $ \begin{array}{c} 1 \cdot 8 \\ 0 \cdot 3 \\ 6 \cdot 9 \\ \\ \\ 1 \cdot 2 \end{array} $ | 2·0 14·6 | 10·2 0·5 | 1.8 3.0 ²) | | $ \begin{array}{c} 4 \cdot 6 \\ 1 \cdot 1 \\ 2 \cdot 0 \\ 0 \cdot 6 \\ \hline 0 \cdot 3 \end{array} $ | 1.6 7.8 | $ \begin{array}{c}$ | $ \begin{array}{c c} 0.9 \\ 0.9 \\ 1.5 \\ - \\ 0.6 \\ \end{array} $ | $ \begin{array}{c c} 0.9 \\ 1.2 \\ 1.2 \\ - \\ 0.3 \end{array} $ |
| (Summe der Komponenten) | (86.7) | (90.8) | (98.7) | (91.8) | (68.6) | (84.0) | (87.5) | (79.3) | (83.6) | (86.6) |
| Matrix Kaolinit Chalcedon Calcit-Zement | 13·3 ³) — — | 9·2 ¹) | | 8·2 | 17·7 13·7 | $2 \cdot 6 \\ 8 \cdot 7 \\ 2 \cdot 9 \\ 1 \cdot 8$ | $ \begin{array}{r} 3 \cdot 2 \\ 5 \cdot 8 \\ 2 \cdot 2 \\ 1 \cdot 3 \end{array} $ | $ 5 \cdot 2 7 \cdot 3 2 \cdot 4 5 \cdot 8 $ | $ \begin{array}{r} 1 \cdot 2 \\ 7 \cdot 8 \\ 5 \cdot 5 \\ 1 \cdot 9 \end{array} $ | $ \begin{array}{c c} 1 \cdot 1 \\ 6 \cdot 5 \\ 3 \cdot 2 \\ 2 \cdot 6 \end{array} $ |
| (Gesamte Grundmasse) | (13.3) | (9.2) | (1.3) | (8.2) | (31.4) | (16.0) | (12.5) | (20.7) | (16.4) | (13·4) |

Tab. 3: Mineralogische Zusammensetzung der Grestener Sandsteine des Basal- und Flözbereiches in Vol.-%.

- Arkose der basalen, grobkörnigen Serie. 208/4, aus dem Bereich der geröllführenden Lage. —
 ¹) Eine eindeutige Abgrenzung von Einzelquarzen gegen polykristalline Quarze ist wegen der starken gegenseitigen Verzahnung nicht möglich. —²) Der Alkalifeldspat ist teilweise sehr stark kaolinitisiert. —³) Die Grundmasse ist siltig-tonig entwickelt; Illit, Kaolinit und Spuren von Chlorit.
- 2 Subarkose der grobkörnigen Basalserie. 215, Fundpunkt beim ehemaligen Gehöft "Loosbichl", westlich von Waidhofen/Ybbs. — ¹) Die Grundmasse besteht aus einer siltig-tonigen Quarz-Feldspat-Matrix mit Illit.
- 3 Arkose der Basalserie, sehr grobkörnig. 244, Hinterholzgraben. 1) Feldspat liegt überwiegend als Plagioklas vor; häufig weisen die Feldspäte eine sehr starke Zersetzung auf. — 2) Der Calcit-Zement tritt bevorzugt zusammen mit Erz im Bereich der Feldspäte auf.
- 4 Subarkose der grobkörnigen Basalserie. 200/2, ehemaliger Kohlenbergbau Bernreith. ¹) Feldspäte sehr stark zersetzt. — ²) Siltsteine.
- 5 Arkose aus der grobkörnigen Basalserie. 200/1, ehemaliger Kohlenbergbau Bernreith.
- 6-10 Grestener Sandsteine aus dem Flözbereich. Kohlenbohrung (1947)-Gresten (A2).
- 6 Sublithischer Arenit (48-49m)
- 7 Sublithischer Arenit (60,02-61,32m)
- 8 Subarkose (128.27-130,64m)
- 9 Subarkose (135,65-137,72m)
- 10 Subarkose (140,57-141,97m)

Die Quarze sind durchwegs undulös ausgebildet. Die polykristallinen Aggregate bestehen häufig aus intensiv verzahnten Individuen, wie sie aus quarzreichen, regionalmetamorphen Gesteinen bekannt sind. Aus diesem Grunde werden jene polykristallinen Quarze auch zum weitaus überwiegenden Teil von Gneisen und verwandten Metamorphiten abzuleiten sein.

Bei den Quarz-Feldspat-Aggregaten, welche z. T. auch mit Glimmer assoziiert sind, handelt es sich durchwegs um Bruchstücke von biotitführenden (Mikroklin-)Plagioklasgneisen. Auch in diesen Gefügen zeigen die Quarze dasselbe Gefüge wie in den polykristallinen Aggregaten. Mitunter führen diese Bruchstücke einen höheren Biotit- und Muskovitgehalt, sodaß ein glimmerschieferartiger Habitus entsteht. Der im allgemeinen braune bis rotbraune Biotit ist teilweise sekundär gelb verfärbt. Chloritisationen sind zu beobachten. Der Alkalifeldspat liegt als Mikroklin vor. Er läßt primär- und sekundärperthitische Entmischungen erkennen. Häufig ist der Mikroklin partiell kaolinitisiert, oder es liegt überhaupt nur mehr ein Formrelikt vor.

Der Plagioklas erscheint stark polysynthetisch verzwillingt und ist häufig saussuritisiert. Einige An-Bestimmungen ergaben Oligoklase.



Abb. 5: Die Verteilung der Tonminerale in der Matrix der grobkörnigen Grestener Arkosen des Basalbereiches (Fraktion $\langle 2\mu \rangle - 1$ —4 Hinterholzgraben; 5 ehemaliges Gehöft Loosbichel, über dem Serpentin von Gstadt; 6 aufgelassener Kohlenbergbau bei Bernreith an der Gölsen.



Abb. 6: Zusammensetzung der Grestener Sandsteine im Nomenklaturdreieck Quarz — Feldspat— Gesteinsbruchstücke für Arenite nach PETTIJOHN, POTTER & SIEVER (1972).

Die Gesteinsmatrix ist siltig-tonig entwickelt. Um über ihre tonmineralogische Zusammensetzung Aufschluß zu erhalten, wurde die Fraktion $< 2\mu$ abgetrennt und röntgenographisch untersucht (Abb. 5). Neben den Tonmineralien sind nennenswerte Mengen von Quarz und ganz wenig Feldspat nachgewiesen worden. Beim Feldspat handelt es sich auf Grund des Reflexes bei 3·18 bis 3·19 Å um Plagioklas.

Unter den Phyllosilikaten dominiert Illit. Bezüglich der Intensitätsverhältnisse (002)/(001) von 0.5—0.6 handelt es sich nach J. ESQUEVIN (1969) um Al-reiche Glimmertypen.

Der Kaolinit liegt mengenmäßig bis auf eine Ausnahme unter 10% oder er fehlt überhaupt vollständig. Es ist auch interessant zu beobachten, daß in röntgenographischen Aufnahmen, die das Gesamtgestein erfassen, ein höherer Kaolinitgehalt festzustellen ist. Dies läßt sich auf den Umstand zurückführen, daß wesentliche Mengen von Kaolinit ein größeres Korn als $<2\mu$ besitzen. Aus den mikroskopischen Untersuchungen geht hervor, daß der Kaolinit in Zwickelfüllungen und Aggregaten als Pseudomorphose nach Alkalifeldspat in großen "wurmartigen" Trachten auftritt. Bei solch ausgebildeten Kaoliniten wurde von verschiedenen Autoren darauf hingewiesen, daß sie nicht als detritäre Komponenten in Frage kommen (G. MILLOT, 1970, S. 239). Eine derartige sekundäre Kaolinitbildung dürfte jedoch nicht alle Gesteinspartien gleichmäßig erfaßt haben, da in einigen Proben, auch in den Gesamtaufnahmen, kein Kaolinit nachgewiesen werden konnte.

Der vereinzelt in Spuren feststellbare 14 Å-Chlorit wird möglicherweise auf sekundäre Umbildungen detritärer Biotite zurückzuführen sein. Eine expandierende Tonmineralphase tritt in keiner Probe auf.

Den basalen grobkörnigen Sandsteinen fehlt im Gegensatz zu den Sandsteinen aus höheren Profilabschnitten fast jeder calcitische Zement als orthochemischer Bestandteil*). An einer Probe mit beginnender spärlicher Karbonatdurchdringung läßt sich feststellen, daß die einzelnen Calcitkristalle nicht nur Quarz und Feldspat verdrängen, sondern auch Kaolinitaggregate, wobei sie idiomorph hineinwachsen. Daraus läßt sich ableiten, daß die Calcitzementierung der Sandsteine deutlich jünger ist als die auf Kosten der Feldspäte gehende Kaolinitbildung. Nach H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970) wird die Verdrängung der Alkalifeldspäte durch Kaolinit einem frühdiagenetischen Stadium, die intensive Verdrängung von Quarz und Feldspat durch Calcitzement einem späteren Stadium der Diagenese zugeordnet. Selten sind an den Quarzen deutliche Anwachssäume zu beobachten. Auch sie sind gegenüber dem Calcitzement älter. Nicht klar zu deuten sind hingegen die Kontakte sekundärer Quarzsaum zu Kaolinit. Die Grenzfläche erscheint stark verzahnt.

3.2.3 Sandsteine aus dem Flözbereich

Das einzig frische Gesteinsmaterial aus dem Flözbereich der Grestener Schichten entstammt der Schurfbohrung A₂ aus dem Kohlenrevier bei Gresten.

Aus dem von A. RUTTNER erstellten Bohrprofil (unveröffentlicht) ist zu entnehmen, daß die Sandsteine Mächtigkeiten von einigen Metern bis wenigen Dezimetern besitzen, wobei die mächtigeren Partien eher selten sind. Eingelagert sind die Sandsteine in graue, teils sandige Schiefertone. Die gesamte in dieser Bohrung erschlossene Mächtigkeit der Schichtfolge des Flözbereiches liegt bei etwas über 120 m und stellt nur einen Ausschnitt dar. Bei einigen Sandsteinen des Profils sind Ölspuren vermerkt.

^{*)} Bei der Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung wurde nach Möglichkeit zwischen terrigenen, orthochemischen und allochemischen Bestandteilen im Sinne von R. L. FOLK (1968) unterschieden.



Abb. 7: Korngrößenverteilung in Grestener Sandsteinen des grobkörnigen Basal- und Flözbereiches in Summenkurvendarstellung. Ausgezogene Linien sind aus der Dünnschliffanalyse ermittelt, Strich-Punkt-Strich-Linien aus einer Siebanalyse erstellt.



Abb. 8: Verteilung der Grestener Sandsteine im Diagramm Mean/Standardabweichung und Momentkoeffizient der Schiefe/Standardabweichung. Die Trennlinie zwischen Fluß- und Strandsanden im Diagrammteil Schiefe/Sortierung wurde G. M. FRIEDMAN (1962, S. 751) entnommen.

Die beprobten Sandsteine besitzen eine mittelgraue Farbe und sind grob- bis mittelkörnig entwickelt. Sie erscheinen schlecht sortiert. Die einzelnen Komponenten weisen kaum eine Rundung auf. Bereits makroskopisch läßt sich ein bedeutender Feldspatgehalt nachweisen. Eine Feinschichtung war an den Bohrkernen vereinzelt zu beobachten. Die Schichtflächen sind häufig mit Muskovit belegt.

Die dünnschliffmäßige Auswertung hat ergeben, daß diese Gesteine als Subarkosen bis lithische Arenite zu bezeichnen sind, wobei zu bedenken ist, daß primär ein höherer Alkalifeldspatgehalt vorhanden war, der später in Kaolinit umgewandelt wurde.

Die einzelnen Komponenten sind stark miteinander verzahnt, was die Korngrößenanalyse sowie die Auswertung des Modalbestandes beträchtlich erschwerte. Die Mean-Werte von vier ausgewählten Proben mit 0.2 und 0.7 mm liegen bereits deutlich unter jenen der Sandsteine des Basalbereiches. Die Sortierung ist als mäßig, in einem Fall als mäßig gut zu bezeichnen. Die Sortierungsgüte nimmt auch hier mit abnehmendem Mean-Wert zu. Im Diagrammteil Schiefe/Standardabweichung (Abb. 8) belegen die Punkte ebenfalls, wie die der Arkosen des Basalbereiches, das Feld für Flußsande. Mit einer Ausnahme sind alle Schiefewerte positiv.

Die mineralogische Zusammensetzung

Über die quantitative Zusammensetzung orientiert die Tab. 3. In den terrigenen Komponenten besteht kein grundsätzlicher Unterschied zu den Sandsteinen des basalen Bereiches, jedoch finden sich bei den Gesteinsbruchstücken neben den Quarz-Feldspat-Aggregaten auch Glimmerschiefer und phyllitische Gesteinstypen. An den Phylliten waren teilweise große, quer zum s-Gefüge sprossende Chloritporphyroblasten auffallend.

Die Sandsteine sind mit knappen 5% als verhältnismäßig matrixarm anzusprechen. Die Matrix ist tonig entwickelt und durch Limonit braun gefärbt. Kaolinit ist in allen Proben in grobschuppiger Tracht zu beobachten. Sein Gehalt liegt zwischen 5 und 9%. Die Kaolinitaggregate, welche ebenfalls randlich braun verfärbt sind, gehen aus der Umwandlung von Alkalifeldspat hervor. Der bei diesem Vorgang freigewordene Quarz findet sich vereinzelt noch in direkter Verbindung mit den Kaolinitaggregaten.

Auffallend ist fleckenförmig verteiltes chalcedonartiges SiO_2 , bei dem es sich ebenfalls um ein Diageneseprodukt handelt. Mitunter erreicht es sogar die Funktion des Gesteinsbindemittels. Es umwächst dabei unter Korrosion die Quarzkomponenten. Ein Calcitzement ist nur in völlig zurücktretendem Maße in den Sandsteinen vorhanden. In solch einem Zement konnte das Aufsprossen von idiomorphem Quarz beobachtet werden.

Der Schwermineralgehalt der Sandsteine des basalen und flözführenden Bereiches

Als ein besonderes Charakteristikum für die Sandsteine des basalen und flözführenden Bereiches erwies sich, daß die daraus gewonnenen Schwermineralspektren fast ausschließlich aus opaken Mineralien bestehen. So war bei der Abtrennung an zwölf sehr grobkörnigen Arkosen zu sehen, daß sie insgesamt überhaupt sehr wenige Schwerminerale erbrachten, während aus sechs Proben des Flözbereiches von Gresten eine z. T. sehr reichliche, schwere Fraktion zu gewinnen war. Jedoch auch diese reichlichen Schwerefraktionen aus dem Flözabschnitt lieferten mit einer Ausnahme (Tab. 4) nur opake Minerale. Die wenigen in keiner Weise repräsentativen Mengen an transluzenten Körnern in diesen Spektren erwiesen sich als Zirkon, Rutil, Turmalin sowie etwas Apatit und Granat.

| | <u>Ol-</u> | Durchsichtige Minerale (100%) | | | | | | | | | | | | |
|--------|------------|-------------------------------|----------------|----------------|--------|--------|--------|---------|--------|--|--|--|--|--|
| | Ораке | Zirkon | Turmalin | Rutil | Apatit | Granat | Epidot | Titanit | Orthit | | | | | |
| 1 2 | 84 53 | 3 8 5 | 24 + | 37 + | + 28 | + | 65 | 1 | + | | | | | |

Tab. 4: Schwermineralverteilung in Korn-% aus einem Sandstein des Flözbereiches (1) und eines Granodiorit-Gneises vom L. v. Buch-Denkmal (2).

Auf Grund der Gesteinsbruchstücke in den Sandsteinen sowie der Gesteine, welche die Gerölluntersuchungen erschlossen haben, wäre ein Schwermineralspektrum, bestehend aus Apatit, Granat und Zirkon, zu erwarten. So liefert beispielsweise der Granodiorit-Gneis des Buch-Denkmales ein Epidot-Apatit-Spektrum mit untergeordnetem Zirkon (Tab. 4). Solch ein Gneistyp ist unter anderem am Aufbau der Grestener Sandsteine beteiligt. Ein überwiegend primäres Fehlen transluzenter Minerale im weiten Bereich der Schichtfolge ist als eher unwahrscheinlich zu betrachten, sodaß für die weitgehende Zerstörung des Schwermineralspektrums vor allem Lösungsvorgänge während der Diagenese verantwortlich gewesen sein dürften. Die im Spektrum tatsächlich verbliebenen Minerale Zirkon, Turmalin und Rutil gelten als besonders stabile Komponenten. Epidot gilt bereits primär, folgt man der von H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970, S. 37) gegebenen Stabilitätsreihe gegenüber "interstratal solution", als eine sehr labile Mineralkomponente, weniger hingegen Apatit und Granat.

Während der Gesteinszerlegung im Abtragungsgebiet, aber auch ganz besonders während der frühen Diagenese der Sandsteine, wird mit einem für diese Minerale besonders ungünstigen Lösungsmilieu, wie es die Kohlebildung mit sich bringt, zu rechnen sein, sodaß auch stabilere Komponenten weggelöst werden konnten. Ganz im Gegensatz zu diesen Sandsteinen führen jene des marinen Bereiches, wenn auch nicht besonders reichlich, so doch immer transluzente Spektren, wie sie die Geröll- und Komponentenzusammensetzung erwarten lassen.

3.2.4 Sandsteine aus dem marinen Komplex

Bei den Sandsteinen des marinen Schichtkomplexes handelt es sich um hell- bis mittelgraue Gesteine von überwiegend mittel- bis feinkörniger Beschaffenheit. Viele Vorkommen sind deutlich karbonatisch. Alle diese Sandsteinkörper von einigen Zehnermetern, häufiger Meter bis Dezimeter Mächtigkeit, sind in fossilführende marine Schiefertone bis Mergel eingeschaltet. Entsprechende Biogenfragmente fanden sich auch als Komponenten in den Sandsteinen. Die Sandsteinkörper weisen, soweit es die schlechte Erschlossenheit erkennen läßt, nur in wenigen Fällen eine deutliche Schichtung auf.



Abb. 9: Korngrößenverteilung in Grestener Sandsteinen aus dem marinen Bereich der Schichtfolge in Summenkurvendarstellung. Punktierte Linie entspricht der Korngrößenverteilung des Glaukonits in der Sandsteinprobe 261/6. Die strichlierte Linie ist an einem Sandstein der Zeller Schichten bei Ybbsitz ermittelt worden. Die Strich-Punkt-Strich-Linien geben die Korngrößenverteilungen der Sandsteinlagen aus den Aptychenkalken der Klippe im Brettl-Fenster wieder.

Untersuchungen über ihre Korngrößenverteilung (Abb. 9, Tab. 2) haben ergeben, daß diese Sandsteine, im Gegensatz zu den liegenden Sandsteinen, deutlich feinkörniger sind und im Durchschnitt eine etwas bessere Sortierung aufweisen. Der Sortierungsgrad ist als mäßig bis mäßig gut zu bezeichnen. Der überwiegende Teil der Sandsteine besitzt positive Schiefewerte. Im Diagramm (Abb. 8) Schiefe (3. Moment)/Standardabweichung belegen sie ebenfalls deutlich das Feld der Flußsande.

Die einzelnen Komponenten weisen eine sehr schlechte Rundung (angular bis subangular) auf. Die Beurteilung wird jedoch wegen diagenetischer Veränderungen erschwert.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung (Tab. 5) sind die Sandsteintypen als Arkosen, Subarkosen und sublithische Arenite zu bezeichnen. Nur zwei Sandsteinproben fallen durch ihren hohen Matrixgehalt auf und sind deshalb als Quarzwacke und lithische Grauwacke einzustufen.

| | | | | _ | | | | | | |
|---|---|---|--|--|---|---|--|---|--|--|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Quarz Quarz polykrist | $28.6 \\ 9.2$ | $33 \cdot 4 \\ 9 \cdot 4$ | $27.0 \\ 8.2$ | $\begin{array}{c} 47.6 \\ 2 \cdot 4 \end{array}$ | $\frac{38 \cdot 9}{3 \cdot 4}$ | $\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$ | $57.6 \\ 1.6$ | $46.3 \\ 5.8$ | $35 \cdot 4$ 18 \cdot 7 | $20.4 \\ 27.2$ |
| Alkalifeldspat Plagioklas | $13.3 \\ 7.5$ | $\begin{array}{c} 7{\cdot}4\\ 26{\cdot}4\end{array}$ | $1.8 \\ 5.4$ | 4·0 ¹) 4·0 | 5.7 | 0∙6 3∙0 | $ \begin{array}{c} 0.3 \\ 2.0 \end{array} $ | 2·7 0·9 | $2 \cdot 2 \\ 2 \cdot 7$ | $27.8 \\ 5.2$ |
| Biotit Muskovit Quarz-Feldspat-Aggregate. Tonschiefer Biogene u. Karbonatgest. Glaukonit Erz. | $ \begin{array}{c} 2 \cdot 9 \\ 0 \cdot 8 \\ 11 \cdot 4 \\ \\ 2 \cdot 0 \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ $ | $ \begin{array}{c c} 14 \cdot 8 {}^{1} \\ 1 \cdot 4 \\ 6 \cdot 6 \\ \\ \\ \\ 0 \cdot 6 \end{array} $ | $ \begin{array}{c c} 5 \cdot 8 \\ 2 \cdot 4 \\ 8 \cdot 0 \\ 0 \cdot 4 \\ 5 \cdot 4 \\ - \\ 2 \cdot 6 \end{array} $ | $ \begin{array}{c c} 0.2 \\ 1.8 \\ 0.4 \\ \\ \\ 0.2 \\ 0.2 \end{array} $ | $\begin{array}{c c} 0 \cdot 4 \\ 1 \cdot 1 \\ 3 \cdot 8 \\ - \\ - \\ 0 \cdot 4 \end{array}$ | $\begin{array}{c c} & \\ & 0 \cdot 6 \\ & \\ & \\ & \\ & \\ & 4 \cdot 0 \\ & 0 \cdot 3 \end{array}$ | $ \begin{array}{c c} 0.3 \\ 1.3 \\ - \\ 4.2 \\ - \\ 4.3 \\ 1.3 \end{array} $ | $ \begin{array}{c c} 0 \cdot 2 \\ - \\ 5 \cdot 6 \\ - \\ 0 \cdot 2 \\ - \\ 0 \cdot 9 \\ \end{array} $ | $ \begin{array}{c} 0.2 \\ 0.9 \\ 10.5 \\ \\ \\ 0.5 \end{array} $ | $ \begin{array}{c c} 1 \cdot 2 \\ 1 \cdot 2 \\ 1 0 \cdot 2 \\ - \\ - \\ 1 \cdot 2 \\ 1 \cdot 2 \end{array} $ |
| (Summe d. Komponenten) | (75.7) | (100.0) | (67.0) | (60.6) | (53.7) | (77.0) | (72.9) | (62.6) | (71.1) | (94.4) |
| Matrix Chalcedon Calcit-Zement | $\begin{array}{c} - \\ 1 \cdot 2 \\ 23 \cdot 1 \end{array}$ | | $\begin{array}{c c} & & \\ & & \\ 0 \cdot 2 \\ 32 \cdot 8 \end{array}$ | 39·4 | 46·3 | 23·0 | $\begin{vmatrix} 18 \cdot 0 \\ \\ 9 \cdot 1 \end{vmatrix}$ | $\begin{vmatrix} 6 \cdot 0 \\ - \\ 31 \cdot 4 \end{vmatrix}$ | $\begin{array}{c c} 0.9 \\ - \\ 28.0 \end{array}$ | $\begin{vmatrix} 3 \cdot 5 \\ - \\ 2 \cdot 1 \end{vmatrix}$ |
| (Gesamte Grundmasse) | (24.3) | () | (33.0) | (39.4) | (46.3) | (23.0) | (27.1) | (37.4) | (28.9) | (5.6) |

Tab. 5: Mineralogische Zusammensetzung der Grestener Sandsteine des marinen Bereiches der Schichtfolge in Vol.-%.

- 1 Arkose. 254/2, Forststraße S Hoisn bei Gmunden.
- 2 Arkose. 255/1, Westufer des Laudachsees bei Gmunden. 1) Biotit teilweise sehr stark chloritisiert.
- 3 Sublithischer Arenit. 257/1, Forststraße im Oberen Gschliefgraben bei Gmunden.
- 4 Subarkose, stark calcitisch zementiert. 208/6, Hinterholzgraben. ¹) Alkalifeldspat ist stark kaolinitisiert.
- 5 Subarkose, feinkörnig, stark calcitisch zementiert. 208/7, Hinterholzgraben.
- 6 Quarzwacke. 261/1, Straße zum Steigerhof bei Gresten.
- 7 Lithische Grauwacke. 261/6, Straße zum Steigerhof bei Gresten.
- 8 Sublithischer Arenit. 264/1, bei ehemaligem Kohlenbergbau Grossau.
- 9 Sublithischer Arenit. 264/3, beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau.
- 10 Arkose. 264/8, beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau.

Quarz tritt überwiegend als Einzelkorn auf, kann jedoch auch mengenmäßig von polykristallinen Körnern übertroffen werden. Die polykristallinen Quarze scheinen metamorphen Gesteinen zu entstammen. Bei den Alkalifeldspäten handelt es sich zum Teil um deutlich gegitterte Mikrokline (Abb. 30), wobei auch sekundäre Perthitisierung zu beobachten ist. Einschlüsse von tropfenförmigen Quarzdurchwachsungen sowie solche von idiomorphen Plagioklasen im Mikroklin sind nicht selten. Teilweise erfährt der Alkalifeldspat eine Umwandlung in Kaolinit. Die Plagioklase sind sehr häufig polysynthetisch verzwillingt und durchwegs von Mikrolithen erfüllt (Abb. 31). Bei den Gesteinsfragmenten finden sich in erster Linie Quarz-Plagioklas-(Alkalifeldspat-)Glimmer-Assoziationen mit z. T. gut ausgeprägtem s, was ebenfalls auf eine metamorphe Gesteinsvergesellschaftung im Herkunftsgebiet schließen läßt.

Neben den schon erwähnten Biogenfragmenten finden sich in mehreren Proben einige wenige mikritische Kalkkomponenten.

Als allochemischer Bestandteil, d. h. als transportiertes Korn, das sich jedoch im Sedimentationsbecken gebildet hat, dürfte der Glaukonit zu werten sein, der sich in allen Proben aus dem Grestener Bereich (Steigerhof) fand. Die Glaukonitkörner sind überwiegend gerundet. Es finden sich aber auch solche, die sich bildsam an die Korngrenzen der umgebenden Minerale anschmiegen. Der Abb. 9 ist die Korngrößenverteilung sowohl der Glaukonitkörner als auch des gesamten Sandsteines zu entnehmen. Gesamtgestein wie Glaukonit besitzen die gleichen Mean- und Median-Werte (beide 0·05). Der Glaukonit erscheint nur etwas besser sortiert. Daraus könnte man ableiten, daß der Glaukonit mit dem terrigenen Material gemeinsam transportiert worden ist. Einzelne Körner dürften dabei noch weich und bildsam gewesen sein.

An orthochemischen Bestandteilen führen die meisten Sandsteine des Marinbereiches reichlich Calcitzement. Chalcedonartiger Quarz ist als Bindemittel selten anzutreffen.

Eine ganze Reihe diagenetischer Erscheinungen läßt sich an den Sandsteinen beobachten. So verzahnen sich terrigene Quarzkörner häufig, was auf Lösung und Sekundärquarzausscheidung zurückzuführen sein wird. Solche sekundären Quarzanwachssäume bilden sich unter dem Polarisationsmikroskop nur ganz vereinzelt ab, da sich die Anlagerung des sekundären SiO₂ gittergleich an die terrigenen Quarze vollzieht. Hingegen waren sekundäre Anwachssäume an Alkalifeldspäten gut zu erkennen.

Diese für die diagenetische Entwicklung wesentlichen Erscheinungen über Lösung und gittergleiche Anlagerung ließen sich mit einer Cathodo-Lumineszenzeinrichtung ausgezeichnet sichtbar machen. Untersuchungen von J. V. LONG & S. O. AGRELL (1965) und vor allem von R. F. SIPPEL (1965, 1968) zeigen, daß diese Vorgänge in Sandsteinen häufig und von eminenter Bedeutung für die Beurteilung von Kornform, Rundung sowie Korngröße sind.

Der Calcitzement verhält sich gegenüber den silikatischen Komponenten äußerst aggressiv. So sind vor allem die Feldspäte, voran der Alkalifeldspat, bis zur fast vollständigen Aufzehrung (Abb. 35) ein Opfer der Verdrängung. Am Quarz lassen sich ebenfalls starke Verdrängungen nachweisen, wobei Kornzersprengungen und Absplitterungen besonders auffallen (Abb. 32, 33). Auch detritäre Glimmerschuppen werden parallel ihrer Basisflächen aufgesplittert. Es war auch zu beobachten, daß der Calcit eine tonige Matrix verdrängt (Abb. 34), sodaß die Tonsubstanz nur mehr relikthaft vertreten war.

An einigen Präparaten war die Feststellung zu machen, daß Kaolinit von idiomorphem Karbonat verdrängt wird, was, wie bei den Sandsteinen des tieferen Abschnittes, bedeutet, daß die Kaolinitisation der Alkalifeldspäte vor der karbonatischen Zementation erfolgte. Diese Beobachtung erlaubt eine zeitliche Festlegung der Kaolinitisation als frühdiagenetischer Prozeß in den Jura. Gerade an Probenmaterial, das Oberflächenaufschlüssen entstammt, bestand die Frage, ob es sich nicht bei der Kaolinitisation um tertiäre Verwitterungsprozesse gehandelt haben könnte. Als weiteres Argument zur Stützung des jurassischen Alters der Kaolinitisation sei angeführt, daß diese Verdrängungserscheinungen durch Calcit auch an ganz schwach zementierten Sandsteinen der Kohlenbohrung bei Gresten aus über 100 m Tiefe festzustellen waren, und daß von G. KITTLER (1971) unter ca. 400 m mächtigem, autochthonem Mesozoikum des Molassesockels der Bohrung Mauerbach ebenfalls stark kaolinitisierte Gesteine beschrieben wurden. Der Schwermineralgehalt der Sandsteine des Marinbereiches

Die Sandsteine aus den marinen Grestener Schichten lassen mitunter einen geringen Gehalt an Schwermineralien erkennen, doch sind ganz im Gegensatz zum basalen Abschnitt durchaus repräsentative Spektren an transluzenten Körnern zu gewinnen. Diese bessere Schwermineralführung wird wenigstens z. T. auf die calcitische Zementierung der Sandsteine zurückgehen, da die Mineralien so einen weitgehenden Schutz gegen intraformationelle Lösungen besessen haben dürften (H. WIESENEDER, 1953). Es stammen jedoch auch aus schwachzementierten Sandsteinen dieser Serie Proben, die reichlich transluzente Spektren geliefert haben.

Die durchschnittlichen Gehalte der wichtigsten Schwerminerale und ihre Variationsbreite sind folgende:

| Granat | (0—96) |
|---------------|--------|
| Zirkon15.6% | (091) |
| Furmalin14.6% | (0—71) |
| Apatit | (0—57) |
| Rutil 9.9% | (0-78) |

Es ist zu ersehen, daß Granat als Anzeiger für eine metamorphe distributive Provinz die größte Bedeutung besitzt (vgl. auch Tab. 6). Er wird bei reichlichem Auftreten stets von nennenswerten Apatitmengen begleitet. Dagegen treten Zirkon, Turmalin und Rutil meistens gemeinsam gehäuft auf. Erwähnenswert scheinen die in drei Proben angetroffenen Barytkörner, die auf Grund ihrer gerundeten Ausbildung kaum als Neubildungen zu betrachten sind.

| | 100 |)% | | | Verh | altnis o | ler dur | chsichti | gen SM | in Ko | ŕn-% | | |
|--------|-------|-------------------------|--------|----------|-------|----------|---------|----------|----------|----------|------------|----------|-------|
| Probeu | Opake | Durchsicht. Minerale | Zirkon | Turmalin | Rutil | Granat | Apatit | Epidot | Titanit | Brookit | Chloritoid | Amphibol | Baryt |
| 1 | 92 | 8 | 7 | | 4 | 74 | 9 | | | | _ | | 6 |
| 2 | 67 | 33 | 2 | | 6 | 67 | 19 | | + | | | | 5 |
| 3 | 52 | 48 | 4 | + | 4 | 88 | 4 | | - | - | + | — | |
| 4 | 95 | 5 | 4 | | 3 | 68 | 24 | | | | | | 1 |
| Ð | 82 | 18 | 2 | | 4 | 11 | 14 | 2 | | | | | _ |
| 0 7 | 88 | | | . — | | 96 | 1 | | | | | | |
| 4 | 70 | 24 | | | | 94 | | | | | | — | |
| 0 | 00 | 40 | 91 | | | = | 07 | | | | _ | | |
| 10 | 00 | 16 | 17 | 9 | 4 | 00 | 21 | | | + | | + | |
| 10 | 86 | 10 | 25 | 19 | 17 | 3 0 | 37 | 1 | | _ | | | |
| 11 | 01 | 14 | | 41 | 17 | 40 80 | 14 | 1 | 1 | | | | |
| 12 | 09 | 8 | 0 | 1 | 3 | 57 | 95 | + 9 | 9 | | | | |
| 14 | 80 | 20 | 5 | 1 | Ŧ | 80 | 15 | 4 | <i>2</i> | — | | _ | |
| 15 | 92 | 20 | 13 | 5 | 78 | 2 | 2 | | | | | | |
| 16 | 94 | 6 | 11 | 71 | 16 | | | _ | | 2 | | | |
| 17 | 94 | Ğ | 31 | 31 | 2 | 27 | 9 | | | _ | | | |
| 18 | 95 | 5 | 23 | 47 | 25 | 4 | ĩ | | · | <u> </u> | | | |
| 19 | 92 | 8 | 22 | 51 | 9 | ī | 17 | | _ | | | | |
| | | | | | | | • | | | | | | |

Tab. 6: Schwermineralspektren aus den Sandsteinen des marinen Komplexes der Grestener Schichten. — \times Mineral nur in Spuren anzutreffen. — 1—4 Westufer des Laudachsees bei Gmunden (255/1, 2,3,4,); 5 Forststraße S Hoisn, südlich Gmunden (254/2); 6—7 Forststraße im oberen Gschliefgraben, südlich Gmunden (257/1,2); 8—10 Hinterholzgraben bei Ybbsitz (208/5,6,7,); 11—14 Gresten, Straße zum Steigerhof (261/1,2,3,4); 15—19 Schichtfolge beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau (264/ 1,2,3,4,5,).

Der Hinweis auf ein metamorphes, granatspendendes Liefergebiet steht in gutem Einklang mit den Gesteinsbruchstücken der Sandsteine. Aussagen über einen etwaigen E-W-Trend der Schwermineralzusammensetzung innerhalb des Lias der Grestener Klippenzone sind nur mit größter Vorsicht zu machen, da keine ausreichende stratigraphische Korrelierung der einzelnen Sandsteinproben besteht. Es hat allerdings den Anschein, als nähme von Gmunden gegen Osten Zirkon gegenüber Granat in den Schwermineralspektren etwas an Bedeutung zu.

Die Bedeutung des Granates in den Grestener Schichten geht bereits aus den Untersuchungen von S. PREY (1953 a, S. 317) hervor, in denen aus den hier beschriebenen Vorkommen vom Laudachsee und dem etwas östlicher gelegenen Matzinggraben über Granat und Apatit-reiche Spektren berichtet wird. W. SCHNABEL (1970, S. 150) macht aus Arkosen E von Waidhofen eine zirkonreiche Schwermineralassoziation mit Turmalin-, Rutil- und auch Granatbegleitung bekannt. Aus der St. Veiter Klippenzone, im Raume von Wien, meldet G. WOLETZ (1950, S. 174) ebenfalls zirkonreiche Proben, jedoch auch hier mit etwas Granat und Apatit assoziiert.

3.2.5. Grobklastische Gesteine

Ein Konglomerat aus der basalen Grestener Arkose des Hinterholzgrabens

Aus der von G. LAUER (1970) bekanntgemachten Konglomeratbank der basalen Grestener Arkosen konnte ein Geröllspektrum bestehend aus drei verschiedenen Gesteinsgruppen gewonnen werden.

| 1. Granitische Gesteine | feinkörnige Aplitgranite bis Zweiglimmergranite |
|-------------------------|---|
| | mittelkörnige Granodiorite |
| | granodioritische Gneise vom Typ des Buchdenkmales |
| | granitische bis pegmatitische Gesteine mit granophyrischen Quarz- |
| | ${f Feldspat-Verwachsungen}$ |
| | Blastomylonite eines granitischen Gesteines |
| 0.0 | |

2. Quarzporphyre

3. Arkosesandsteingerölle

Die einzelnen Gerölle des Konglomerates sind locker in der Arkosegrundmasse verteilt. Sie erreichen bis über 20 cm Durchmesser und weisen sehr unterschiedliche Rundungsgrade auf. Unter den granitischen Gesteinen sind z. B. sehr schlechte Rundungsgrade (angular bis subangular) zu beobachten. Es finden sich aber auch, vor allem unter den Quarzporphyren, ausgezeichnet gerundete Gerölle (rounded und wellrounded). Für eine geröllstatistische Auswertung lag zu wenig Material vor. Über die quantitative Zusammensetzung läßt sich jedoch sagen, daß Aplitgranite und Quarzporphyre am häufigsten auftreten.

Da das Geröllmaterial wesentliche Einblicke in die Zusammensetzung des ehemaligen Liefergebietes gibt, werden die einzelnen Gesteinstypen im folgenden eingehend petrographisch beschrieben. Das zahlenmäßig gehäufte Auftreten von feinkörnigen, aplitischen Gesteinen und Quarzporphyren wird in erster Linie auf eine transportbedingte Härtlingsauslese zurückzuführen sein.

Feinkörnige Aplitgranite bis Zweiglimmergranite

Es handelt sich um leukokrate, feinkörnige Gesteine, deren Feldspatsubstanz kreidig verwittert ist. An einigen Geröllen ist die Verbindung zu gröberkörnigen Graniten gegeben.

Als Hauptgemengteile sind Quarz, Plagioklas und, etwas zurücktretend, Alkalifeldspat zu nennen. Untergeordnet finden sich Hellglimmer und Biotit. Akzessorisch treten Granat, Zirkon, Turmalin und Erz auf. Quarz und Feldspat bilden ein hypidiomorph körniges Gefüge. Der Plagioklas zeigt eine deutliche Tendenz zur Idiomorphie. Quarz und Alkalifeldspat sind xenomorph entwickelt. Auffallend ist die Neigung zu granophyrischen Quarz-Feldspatverwachsungen.

Der Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas) ist intensiv polysynthetisch verzwillingt. Ein Zonarbau ist vereinzelt feststellbar, ebenso eine vom Alkalifeldspat ausgehende Myrmekitbildung. Alle Kristalle sind stark getrübt bis echt gefüllt. Der Alkalifeldspat liegt als Mikroklin vor. Er ist nur in wenigen Ausnahmefällen von der Kaolinitisation vollständig verschont geblieben.

Der Biotit liegt als goldgelbes Zersetzungsprodukt vor. Bemerkenswert sind einige im Schnitt rechteckige, serizitreiche Pseudomorphosen $(0.5 \ mm)$. Neben blaßgrünem Serizit, etwas Chlorit und goldgelb gefärbtem Biotit ist auch Quarz eingewachsen. Einzelne große Muskovitschuppen sind ebenfalls an deren Aufbau beteiligt. In einem Falle konnte auch Granat beobachtet werden. Die Pseudomorphosen sind jenen von Ch. Ex-NER (1969) in Zweiglimmergraniten beschriebenen Pseudomorphosen nach Andalusit sehr ähnlich.

Mittelkörnige Granodiorite

Das richtungslos körnige Gestein setzt sich überwiegend aus Quarz und Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas) zusammen. Alkalifeldspat tritt mengenmäßig zurück. Als mafitische Bestandteile sind Biotit und Chlorit zu nennen. Untergeordnet finden sich Muskovit, Epidot, Apatit, Zirkon und Erz. Die Plagioklase erreichen bis zu 1 cm Korngröße. Der teilweise fleckenartig perthitisierte Alkalifeldspat hat eine weitgehende Kaolinitisierung erfahren. Der hypidiomorph ausgebildete Plagioklas ist polysynthetisch verzwillingt (Albit- und Periklingesetz). Die Kristalle weisen eine starke Trübe bis echte Fülle auf. Die Verteilung der Fülle läßt einen normalen Zonarbau erkennen.

Der Biotit mit kräftig braunen Pleochroismus wurde vielfach weitgehend in Chlorit umgewandelt. Auch Verwachsungen mit Muskovit sind beobachtbar.

Granodioritische Gneise vom Typ des Buch-Denkmales

Das Gestein besitzt rosa Alkalifeldspäte; es läßt auch ein deutlich ausgeprägtes s-Gefüge erkennen. Im Bereich der s-Flächen sind u. d. M. Kataklaseerscheinungen festzustellen. Als Hauptgemengteile sind Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz zu nennen. Biotit, Chlorit und Muskovit treten zurück.

Der Plagioklas besitzt einen An-Gehalt von durchschnittlich 22% (19–26). Er ist hypidioblastisch entwickelt und weist teilweise einen Zonarbau auf. Darunter waren auch schwach inverszonare Individuen zu beobachten. Die Plagioklase sind durchwegs saussuritisiert und schließen kleine hartgegitterte Mikrokline ein. Im Grenzbereich zum Alkalifeldspat geht vom Plagioklas eine Myrmekitbildung aus.

Beim Alkalifeldspat handelt es sich um einen Mikroklin mit Faser- und Aderperthitstruktur. Er umschließt seinerseits idiomorphe Plagioklase und tropfenförmige Quarze.

Der Quarz bildet xenoblastische, undulöse, sich verzahnende Großindividuen. Im Bereich der s-Flächen tritt ein kleinkörniges Quarzkornpflaster auf. Der Biotit besitzt kräftig olivgrünen Pleochroismus und ist weitgehend in intensiv grünen Chlorit umgewandelt.

Granitische bis pegmatitische Gesteine mit granophyrischen Quarz-Feldspatverwachsungen

Bei diesen Gesteinen sind sowohl Plagioklas (Albit bis saurer Oligoklas) mit polysynthetischer Verzwillingung als auch Alkalifeldspat granophyrisch mit Quarz verwachsen. Aus der Korngröße einzelner Gerölle kann auf ihre pegmatitische Natur geschlossen werden. Quarzporphyre

Die Quarzporphyrgerölle besitzen im Anschnitt eine hellgraue bis graugrüne Farbe. In der dicht erscheinenden Grundmasse stecken als Einsprenglingskristalle (bis 3mm Kg.) Quarz und Feldspat.

Sowohl makroskopisch als auch u. d. M. läßt sich die porphyrische Struktur deutlich erkennen. Die Einsprenglingsquarze besitzen den bekannten Dihexaederquerschnitt mit gut ausgebildeten Korrosionsschläuchen. Die Plagioklase (Oligoklas) sind überwiegend hypidiomorph entwickelt. Manche Einsprenglingsquarze sind von einem gleichauslöschenden Plagioklassaum umgeben. Es ist auch zu beobachten, daß Plagioklas von der Grundmasse absorbiert wird. Neben diesen Einsprenglingskristallen treten auch vereinzelte Chloritporphyroblasten auf.

Aufgrund der Ausbildung der Grundmasse lassen sich zwei Quarzporphyrtypen unterscheiden:

1. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit und Opacit. Der Plagioklas ist stark getrübt und vom Hellglimmer überwuchert. Makroskopisch erscheint dieser Gesteinstyp hellgrau.

2. Die Grundmasse setzt sich überwiegend aus xenomorphem Plagioklas, welcher reichlich mit Chlorit verwachsen ist, zusammen. Quarz scheint nur untergeordnet vertreten zu sein. Dieser Typ besitzt makroskopisch eine graugrüne Farbe.

Aus der überwiegend starken Trübung der Plagioklase und dem teilweise intensiven Auftreten von Chlorit ist auf eine "anchimetamorphe" Umwandlung des Effusivmineralbestandes zu schließen. Der Zustand der Einsprenglingsquarze (völlig glattes Auslöschen) sowie das Fehlen jeglicher Kataklaseerscheinungen schließen eine dynamometamorphe Überarbeitung des Gesteines aus.

Arkosesandsteine

Die als Gerölle anzutreffendenden hellgrauen Sandsteine besitzen eine geringere Korngröße als die Grestener Arkosen, in die sie eingebettet sind. Es war nicht zu entscheiden, ob es sich um Resedimente oder um Sandsteine, die bereits am Aufbau des Liefergebietes beteiligt gewesen sind, handelt.

Konglomeratische Lagen aus den marinen Grestener Schichten östlich von Gresten

Aus den Grestener Schichten östlich des Ortes Gresten, welche im Graben neben der Straße zum Steigerhof aufgeschlossen sind, stammen einige konglomeratische Lagen (Abb. 39), welche sich durch einen bemerkenswerten Gehalt an Dolomitkomponenten auszeichnen. Die Aufschlüsse sind stark verstürzt. Neben den konglomeratischen Lagen finden sich die schon erwähnten matrixreichen Sandsteine und kohlig schwarzen, siltigen Tonsteine (Abb. 38) eingeschaltet in feinsandige, mergelige Schiefer. Eine direkte sedimentäre Verknüpfung der kohlig schwarzen Tonsteine mit den Breccienlagen war zu beobachten.

Die polymikte Geröllzusammensetzung unterscheidet sich wesentlich von den Geröllen des Konglomerates aus dem Hinterholzgraben. Die Dolomitkomponenten erreichen bis zu 3cm Durchmesser. Die einzelnen Komponenten zeigen mit gutgerundeten bis eckigen Formen sehr unterschiedliche Rundungsgrade. Das Gestein ist stark calcitisch zementiert, wobei der Calcit sich gegenüber den Silikaten aggressiv verhält.

Karbonatische Komponenten

Die zahlreichen Dolomitkomponenten verwittern gelb. Ihr mengenmäßiges Verhältnis zu den silikatischen Gesteins- und Mineralkomponenten liegt bei 10-20%. Unter den Dolomiten finden sich sowohl gut wie schlecht gerundete. Gegenüber dem Dolomit zurücktretend, kommen auch noch helle mikritische Kalke vor. Von den zahlenmäßig dominierenden silikatischen Komponenten sind besonders folgende hervorzuheben:

Fein- bis mittelkörnige, diaphthorische Biotit-Plagioklasgneise

Diese Gesteine zeigen ein deutliches Parallelgefüge, in das sich die Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas und Glimmer einfügen. Die Biotite sind stark chloritisiert und die Plagioklase z. T. dicht gefüllt. Mitunter ist das Gesteinsgefüge von großen Chloritblasten überwuchert.

Plagioklasglimmerschiefer und Granatglimmerschiefer

Die glimmerschiefrigen Gesteinstypen stehen in enger Beziehung zu den diaphthoritischen Biotitgneisen. Auch an diesen Gesteinen sind diaphthoritische Bildungen, wie intensive Chloritisierung der Granate und Biotite zu beobachten. Neben den gefüllten Plagioklasen finden sich einige Albitporphyroblasten. Makroskopisch erscheinen beide Kristallinkomponenten als graugrüne Schiefer.

Auch grobkörnigere alkalifeldspatführende Gesteine sind an der Zusammensetzung der Konglomerate beteiligt. Der Alkalifeldspat, sofern er nicht zur Gänze vom Calcitzement aufgezehrt worden ist, läßt sekundärperthitische bis schachbrettalbitische Erscheinungen erkennen. Die Grobkörnigkeit gestattet keine eindeutige Aussage über das Gesteinsgefüge. Biotit steckt vielfach nur mehr als Relikt im Chlorit.

Tonschiefer, Hornsteine, einige Biogenfragmente und Glaukonitkörner beteiligen sich nur in sehr verschwindendem Umfang am Aufbau des Konglomerates. Detritäre Feldspäte und Quarze liegen in Sandkorngröße vor. Der häufig vertretene polykristalline Quarz läßt sich in seiner undulös verzahnten Ausbildung auf metamorphe Gesteine zurückführen.

Der im Konglomerat anzutreffende detritäre Dolomit scheint in den Grestener Schichten insofern keine Seltenheit zu sein, da auch aus dem Neuhausergraben durch W. SCHNA-BEL (1970, S. 150) Dolomitgerölle bekannt wurden. Leider ist dort der Aufschluß der Bachregulierung zum Opfer gefallen.

Die Konglomerateinschaltung in den Grestener Sandsteinen am Westufer des Laudachsees

Das Konglomeratvorkommen, welches konkordant in Grestener Sandsteine des marinen Bereiches eingelagert ist, besitzt eine Mächtigkeit von ca. 10 m (Abb. 3). Das Gestein ist stark calcitisch zementiert. Die durchwegs gut gerundeten Geröllkomponenten erreichen Durchmesser bis zu 20 cm.

Als häufigste Komponenten finden sich karbonatisch zementierte Sandsteine und blaugraue sandige Kalke sowie dunkelgraue bis schwarze, teils biogenführende siltige Tonmergel.

An kristallinem Material lassen sich Gangquarzgerölle, Gerölle von feinkörnigen, teils quarzitischen Plagioklasgneisen, Mikroklingneisen und einem Diorit beobachten. Die Gneise mit deutlich entwickeltem Parallelgefüge weisen alle diaphthoritische Erscheinungen auf. Der Diorit besteht aus schwach saussuritisiertem Plagioklas und sehr stark in Chlorit umgesetzten Mafiten. Wahrscheinlich hat es sich um Amphibole und Biotit gehandelt.

An Fossilien sind reichlich Belemnitenrostren und Schalen von Gryphäen eingeschlossen. Nach F. TRAUTH (1909) gleichen die nicht sehr gut erhaltenen Bivalven der Art *Gryphaea obliqua* GOLDFUSS. Ganz ähnlich geartete Konglomerate aus Grestener Schichten konnte S. PREY (1953 a, S. 318) im Matzinggraben, NW von Grünau im Almtal, auffinden.

3 Jahrbuch Geol. B.-A. (1975), Bd. 118

Konglomeratfund beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau

Im Grabenprofil bei den ehemaligen Stollen des Kohlenbergbaues Grossau fand sich eine 30 cm mächtige Konglomeratlage in Arkosesandsteine eingeschaltet. Nach 3 mfolgten im Profil blaugraue Grestener Kalke. Konglomerat und Sandsteine sind calcitisch zementiert. Die ausgezeichnet gerundeten Gerölle erreichen bis zu 4 cm Durchmesser und bestehen überwiegend aus Quarz- und Sandsteingeröllen sowie einigen sehr unfrischen granitischen Gesteinen. Die enge Beziehung zum Grestener Kalk gestattete eine Zuordnung zum Marinbereich der Schichtfolge.

3.3. Grobklastische Einschaltungen im Dogger

Aus den Doggerablagerungen standen drei Vorkommen grobklastischer Gesteine mit reichlichem Kristallinmaterial zur Verfügung. Eines dieser Vorkommen war direkt in die Mergel mit *Bositra buchi* (ROEMER), welche die Fortsetzung der Grestener Entwicklung im Dogger darstellen, eingeschaltet. Bei den beiden anderen handelt es sich um die Neuhauser Schichten und um grobklastische Lagen aus den Zeller Schichten.

3.3.1. Breccie aus dem tieferen Dogger, NE von Ybbsitz

Im Gehänge nördlich von Ybbsitz zieht eine langhinstreichende Klippe, bestehend aus Oberlias und Dogger-Gesteinen, dahin (W. SCHNABEL, 1971 b). Im Graben W des Gehöftes Grössing (K. 561), NE der Ortschaft Ybbsitz, findet sich die erwähnte, etwa 2 m mächtige, grobe Breccienbank in dunkelgraue, siltige Mergel eingeschaltet. Über die genaue Position informiert ein im Graben aufgenommenes Profil (Abb. 10).



Abb. 10: Grabenprofil westlich des Gehöftes Größing bei Ybbsitz. Klippe mit inversgelagerten Grestener Schichten des Oberlias bis Dogger (siltige Mergel und mergelige Kalke) und eingeschalteter Breccienbank sowie Zeller Schichten. Profillänge ca. 120 m.

Die invers gelagerte Klippenschichtfolge fällt mit 50° nach SSW ein. Gegen das stratigraphisch Hangende gehen die dunklen Mergel in plattige, crinoidenspätige Kalke der Zeller Schichten über. Im Süden und Norden werden die Klippengesteine tektonisch von Gaultflysch über- bzw. unterlagert.

Zur stratigraphischen Fixierung der Breccie ist zu bemerken, daß sie sich im Liegenden der Zeller Schichten, welche dem Bathonien zugeordnet werden, befinden. Eine Nannoprobe, welche ca. 10 *m* bachaufwärts von der Breccienbank entnommen wurde, hat nach der Bestimmung von Herrn Dr. H. STRADNER eine Monoflora von *Watznaueria barnesae* BLACK erbracht. Aufgrund der stratigraphischen Position und dem Entwicklungsbild der Flora dürfte es sich um tieferen Dogger handeln (mündliche Mitteilung W. SCHNABEL, 1971).

Die Breccienbank mit Komponentendurchmessern bis zu 40 cm ist abrupt in die pelitische Marinserie eingeschaltet. Der Großteil der Komponenten läßt kaum eine Rundung erkennen (Abb. 11, 37). Das Gestein weist auch eine schlechte Korngrößensortierung auf. Die Grundmasse ist karbonatisch entwickelt.

Als Komponenten finden sich neben einigen wenigen Biogenresten ausschließlich metamorphe Gesteine, die sich in zwei allerdings petrographisch verwandte Gesteinstypen unterteilen lassen.

Dunkelgraue bis schwarze, feinschiefrige Chlorit-Plagioklasgneise

Makroskopisch besitzen diese Gesteine das Aussehen von Graphitphylliten. Sie bestehen aus Quarz und Plagioklas, wobei den Plagioklaslagen eine dominierende Rolle zukommt. Daneben treten Chlorit, ein goldgelb zersetzter Glimmer (? Biotit) und etwas Muskovit auf. Im s-Gefüge eingeschaltet, finden sich Züge von opacitischer Substanz, welche für die dunkle Gesteinsfarbe verantwortlich ist. Besonders fällt der Reichtum an großen Apatiten auf. Untergeordnet trifft man auf Zirkon, Epidot und Titanit. Chlorit und Glimmer sind deutlich postkristallin in s deformiert; Querindividuen sind jedoch unter den Chloriten nicht selten.

Der Plagioklas zeigt eine xenoblastische Kornform und ist meistens intensiv gefüllt. Der Quarz, ebenfalls xenoblastisch entwickelt, löscht undulös aus und ist mitunter lentikular in s angereichert. Der Glimmer hat zum überwiegenden Teil eine Umwandlung in Chlorit erfahren.

Mittelkörnige, hellgraue Alkalifeldspat-führende Chlorit-Plagioklasgneise

Dieser Gesteinstyp bildet die größeren Komponenten der Breccie.

Plagioklas und Quarz stellen die Gesteinshauptgemengteile. Chlorit und goldgelb zersetzter Glimmer (? Biotit), beide z. T. miteinander parallel verwachsen, finden sich nur in untergeordneten Mengen. Alkalifeldspat liegt in kaolinitisierter Form vor. Besonders große Apatite sowie Karbonat, Zirkon und Erz bilden die akzessorischen Gemengteile.

Das Gestein besitzt ebenfalls ein deutlich s-orientiertes Gefüge. Es wechseln grobkörnige Lagen und Linsen von Plagioklas und Quarz mit Lagen ab, in denen der Quarz kleinkörnig ist und die Plagioklase häufig eine Deformation erkennen lassen. In diesen letzteren Partien steckt viel kleinschuppiger Chlorit und Glimmer. An diese chloritreichen Züge ist auch sehr viel wolkig verteilte opacitische Substanz gebunden.

Der Plagioklas ist hypidioblastisch bis xenoblastisch entwickelt und teilweise stark saussuritisiert. Eine polysynthetische Verzwillingung ist häufig zu beobachten. Als Einschlußminerale im Plagioklas finden sich untergeordnet idiomorphe bis hypidiomorphe Alkalifeldspäte, die allerdings partiell kaolinitisiert vorliegen. In den Plagioklasen ließen sich auch granophyrische Quarzeinwachsungen feststellen.

Bei beiden Kristallintypen handelt es sich um diaphthoritische Gesteine, wie dies aus der Umwandlung der Glimmer in Chlorit, der zum Teil sehr starken Fülle der Plagioklase mit Hellglimmer und Klinozoisit und der stark s-betonten Deformation des Mineralbestandes hervorgeht.

Die Schwerminerale

Aus der Sandfraktion der Bank wurden zwei Schwermineralproben abgetrennt (Tab. 8). Es ergaben sich dabei fast monomineralische Apatitspektren, welche in untergeordneter Weise von Granat, Zirkon, etwas Rutil, Titanit und Anatas begleitet werden. Diese Schwermineralverteilung stimmt gut mit dem monotonen Kristallinschutt von diaphthoritischen Plagioklasgneisen überein, deren akzessorischer Hauptbestandteil Apatit ist. Auch ordnen sich diese beiden extrem apatitreichen Spektren gut den anderen Proben aus dem Dogger unter.

3.3.2. Neuhauser Schichten

Zur Untersuchung gelangte das Vorkommen an der von F. TRAUTH (1919) beschriebenen Typlokalität im oberen Neuhausergraben. Es handelt sich dabei um jenen Graben, der auf der Österr. Karte 1:50.000, 70 Waidhofen/Ybbs (Prov. Ausg.) unmittelbar nördlich der Station Gstadt in die Ybbs mündet. Entdeckt wurde das Vorkommen eigentlich durch G. GEYER (1911) bei den Aufnahmen für das Blatt Weyer. Er hielt es jedoch mangels geeigneter Fossilien für eine Eozänablagerung. F. TRAUTH (1919) konnte dann an Hand von reichlichem Fossilmaterial eine Einstufung ins Bathonien vornehmen. Bei einer Neubearbeitung der Fauna durch B. KUNZ (1964) wurde das Alter der Schichten auf das untere bis mittlere Bathonien eingeengt.

Ein weiteres jüngst von G. LAUER (1970) bekanntgemachtes Vorkommen von Neuhauser Schichten, südlich von Ybbsitz, erwies sich als grobklastische Einschaltung in tithon-neokome Aptychenkalke.

In der unmittelbaren Umgebung des Vorkommens der Neuhauser Schichten treten Mergel des Dogger mit *Bositra buchi* (ROEMER) und Gesteine der Buntmergelserie auf. Nach der Kartierung von W. SCHNABEL (1970) hat es aber doch den Anschein, als ob der morphologisch stark hervortretende Gesteinskörper in den Doggermergeln stecken würde.

Das gut verfestigte Gestein ist überwiegend grobklastisch entwickelt. An Kristallingeröllen wurden bis zu 12 *cm* Durchmesser festgestellt. Untergeordnet kommen auch sandige Partien vor. Dem Gesteinskörper fehlt eine gut ausgeprägte Schichtung.

An Komponenten sind neben kristallinen Gesteinen einige wenige Quarzporphyre, verschiedene Kalke und auch gelb anwitternde Dolomite anzutreffen (Abb. 40). Auch vereinzelte Kohlebröckchen konnten beobachtet werden. Sehr hoch ist der Anteil an Biogendetritus, wobei als besonders häufig abgerollte Bruchstücke röhrenbüschelförmiger Wurmbauten auffallen. Nach den Angaben von B. KUNZ (1964) handelt es sich zum überwiegenden Teil um Bauten von Serpula (Cycloserpula) socialis GOLDFUSS. Daneben finden sich Echinodermenreste, wie Plattenbruchstücke, Stacheln und Crinoidenstielglieder. Weiters sind eine Vielzahl von Molluskenschalen und einige stark rekristallisierte Belemnitenfragmente zu beobachten. Der Biogenreichtum der Neuhauser Schichten dokumentiert sich letztlich in der reichen, artlich bestimmbaren Fauna, die die exakte altersmäßige Einstufung dieses Schichtgliedes ermöglicht.

Im Gestein gibt es reichlich Hinweise auf Hohlraumbildungen, primärer oder sekundärer Natur, welche einerseits Anzeichen von Internsedimentation, andererseits Ausheilungen durch jüngere Calcitgenerationen erkennen lassen (Abb. 41).

Über die mineralogische Zusammensetzung etwas feinerklastischer Partien orientiert die Tab. 7. Bis auf die silikatischen Gesteinsbruchstücke bedarf es keiner näheren Beschreibung des terrigenen Materials. An diagenetischen Vorgängen sind in erster Linie die Verdrängungen an den silikatischen Komponenten Quarz und Feldspat erwähnenswert. Jedoch werden auch die biogenen Fragmente vom Zement angegriffen. Die Biogene selbst lassen teilweise eine bedeutende Rekristallisation erkennen.
| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|---------------------------|---|--|---|
| QuarzQuarz nolykr | 9.9 3.3 | 8·9 1·6 | 6.7 2.2 | 8·2 3·0 |
| Alkalifeldspat Plagioklas | $5 \cdot 4 \\ 12 \cdot 6$ | $\begin{array}{c} 0 \cdot 2 \\ 3 \cdot 3 \end{array}$ | $\frac{4 \cdot 0}{10 \cdot 8}$ | $2.5 \\ 8.2$ |
| Biotit Kristallin-Komp | 0.4 18.3 | $0.7 \\ 5.1$ | $\begin{array}{c} 0.2\\ 12.2\\ 0.2\end{array}$ | 0.6 22.2 |
| Quarzporphyr Karbonatgest Biogen | $1.3 \\ 2.0 \\ 2.8$ | | 3·3 2·3 13·3 | $ \begin{array}{r} 0.5 \\ 2.1 \\ 18.2 \end{array} $ |
| Erz | 0·1 (56·1) | 1·8 (26·7) | (55.0) | 0·3 (65·8) |
| Calcit-Zement | 43.9 | 73.3 | 45.0 | 34.2 |

Tab. 7: Mineralogische Zusammensetzung der Neuhauser Schichten in Vol.-%, ermittelt an sandigen Partien des Gesteines (201/6, 7, 9, 10—1) von der Typlokalität im Neuhausergraben östlich von Waidhofen/Ybbs.

Diaphthoritische Biotit-(Alkalifeldspat-)Plagioklasgneise

Gerölle dieses Gesteinstypus stellen die Hauptmasse der silikatischen Komponenten dar. Das Gestein selbst ist fein- bis mittelkörnig, erscheint im Querbruch grün und läßt deutlich eine Schieferung erkennen. Als Hauptgemengteile bauen Quarz, Plagioklas, Chlorit und Biotit das Gestein auf. Alkalifeldspat (Mikroklin) ist nur vereinzelt anzutreffen. Akzessorisch finden sich Apatit, Epidot und Erz.

Glimmer und Chlorit sowie in s gelängte, xenoblastische Quarz- und Plagioklaskristalle fungieren als Träger des s-Gefüges. Die Plagioklase führen eine dichte, echte Fülle von Hellglimmer- und Klinozoisitmikrolithen. Daneben sind amöboide Einschlüsse von Quarz zu beobachten. Die Kristalle lassen polysynthetische Verzwillingung und teilweise auch schwachen Zonarbau erkennen. Der An-Gehalt, bestimmt an klaren Kristallpartien, liegt im Albitbereich. Der Biotit ist teilweise in Chlorit umgewandelt. An die Chloritzüge ist reichlich Erzsubstanz gebunden.

Kristalline Gesteine mit granophyrischen Quarz-Plagioklas-Verwachsungen

Bei diesen Komponenten handelt es sich um sehr kleine Fragmente, die über das Gestein selbst keine rechte Aussage gestatten. Besonders charakteristisch sind jedoch granophyrische Quarz-Plagioklas-Verwachsungen. Der Plagioklas weist eine intensive Mikrolithenfülle auf. Als weitere Gemengteile treten Biotit und Chlorit auf. Der Ausbildung nach dürfte es sich um ein Gestein handeln, das den diaphthoritischen Plagioklasgneisen sehr nahe steht.

Quarzporphyre

Es handelt sich hier um sehr kleine Gesteinskomponenten, sodaß erst unter dem Mikroskop eine Bestimmung möglich ist. Einsprenglingskristalle, wie Dihexaederquarze, Plagioklase und vereinzelt große Biotitschuppen, stecken in einer mikrokristallinen Grundmasse. Die Grundmasse ihrerseits setzt sich aus Quarz, Plagioklas, blaßgrünem Chlorit und einem völlig zersetzten Glimmer (? Biotit) zusammen. Solcherart aufgebaute Quarzporphyre lassen sich sehr gut mit jenen aus dem Hinterholzgraben vergleichen. Die meisten Komponenten sind jedoch so klein, daß sie oft nur Grundmassestücke einschließen, und es ist dann die gesteinsmäßige Zuordnung etwas problematisch.

Nicht angetroffen wurden die bei A. TOLLMANN (1965, S. 478) aus dem Konglomerat des Hinterholzgrabens und aus diesen Schichten erwähnten basischen Ergußgesteinskomponenten. Es dürfte sich hiebei um makroskopische Fehldeutungen handeln.

Die Schwerminerale

Aus dem Aufschluß wurden sieben Proben für Schwermineralanalysen ausgewählt (Tab. 8). Alle diese Proben ergaben eine eindeutige Apatit-Dominanz mit einem durchschnittlichen Gehalt (Mean) von 73%. Die einzelnen Apatitwerte schwanken zwischen 85 und 52%. Begleitet wird der Apatit von Granat (durchschn. 12%) und Zirkon (durchschn. 10%). Alle weiteren Minerale spielen im Spektrum nur eine untergeordnete Rolle. Es sei nur auf das häufig vollständige Fehlen von Turmalin hingewiesen. Der hohe Apatitgehalt ist auch hier, wie bei den beiden anderen Doggervorkommen, bezeichnend. Die Schwermineralzusammensetzung steht wieder in einem guten Einklang zu den angetroffenen Gesteinsfragmenten, sodaß das Liefergebiet als schwach diaphthoritisches mesometamorphes Kristallin bezeichnet werden kann. Die diaphthoritischen Biotit-Plagioklasgneise sind für den hohen Apatitgehalt verantwortlich.

| | 1 | | i | | | | | | | | | | | |
|---|--|---|--|----------|--|--|--|----------|---|---------|--------|---------|------------|---------------------------|
| | 100 | 0% | | | Ve | rhältnis | der dı | irchsich | t. SM | in Ko | orn-% | | | |
| Proben | Opake | Durchsicht. Minerale | Zirkon | Turmalin | Rutil | Granat | Apatit | Epidot | Titanit | Anatas | Orthit | Monazit | Staurolith | Unbest. Min. |
| $ \begin{array}{r} 1 \\ 2 \\ 3 \\ 4 \\ 5 \\ 6 \\ 7 \\ 8 \\ 9 \\ 10 \\ 11 \\ 12 \\ \end{array} $ | $ \begin{array}{r} 89\\ 88\\ 79\\ 71\\ 67\\ 85\\ 72\\ 92\\ 94\\ 74\\ 91\\ 90\\ \end{array} $ | $ \begin{array}{c} 11\\ 12\\ 21\\ 29\\ 33\\ 15\\ 28\\ 8\\ 6\\ 26\\ 9\\ 10\\ \end{array} $ | $egin{array}{c} 4 \\ 5 \\ 10 \\ 13 \\ 12 \\ 2 \\ 7 \\ 16 \\ 8 \\ 5 \\ 9 \\ 15 \end{array}$ | | $2 \\ 1 \\ + \\ 3 \\ 2 \\ 1 \\ 4 \\ 2 \\ 1 \\ 4 \\ 2 \\ 2 \\ 1 \\ 4 \\ 2 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1 \\ 2 \\ 1 \\ 1$ | 2 3 5 7 45 9 9 44 3 8 | 88 89 85 76 73 53 82 65 78 50 80 73 | | $ \begin{array}{r} 3 \\ 2 \\ -3 \\ 1 \\ -2 \\ $ | + + | | | | + + + + 5 |

Tab. 8: Die Zusammensetzung der Schwermineralspektren in Korn-% aus Ablagerungen des Dogger der Grestener Klippenzone. — 1—2 Breccie des tieferen Dogger bei Ybbsitz; 3—9 Neuhauser Schichten von der Typlokalität im Neuhausergraben; 10—12 terrigene Lagen aus den Zeller Schichten, NE von Ybbsitz.

Die Abrollung der Kristallinkomponenten

Aus den Neuhauser Schichten wurden 95 Kristallingerölle in Gesteinsanschnitten auf ihre Abrollung hin untersucht. Zu Vergleichszwecken wurden 88 Kristallinkomponenten aus der Breccienlage des tieferen Dogger berücksichtigt.

Als Maß für die Abrollung (ρ) wurde der Prozentsatz der konvexen Teile im Verhältnis zum Gesamtumfang des Gerölles abgeschätzt, wie E. SZADECZKY-KARDOSS (1933) und auch G. LÜTTIG (1956) vorgeschlagen haben. Dabei gelangten nur Komponenten > 10 mm zur Untersuchung. Zur Veranschaulichung der Ergebnisse wurde eine Summenkurvendarstellung gewählt (Abb. 11).



Abb. 11: Summenkurvendarstellung des Rundungsgrades. I Neuhauser Schichten (95 Kristallinkomponenten), II Breccie des tieferen Dogger (88 Kristallinkomponenten). Zum Vergleich die Verteilung der Rundungsgrade im rezenten fluviatilen Bereich an Hornsteinen und quarzitischen Gesteinen (1-3)und aus dem rezenten litoralen Bereich an Hornsteinen (4) aus den Untersuchungen von C. W. SAMES (1966).

Wie die Summenkurve zeigt, liegt der mediane Prozentsatz der Abrollung der Kristallinkomponenten in den Neuhauser Schichten bei 40% ρ , jedoch erwartungsgemäß der der Breccie des tieferen Dogger bei 10% ρ .

Zum Vergleich wurden nach den Abrollungswerten aus C. W. SAMES (1966) die Summenkurven für drei rezente Flüsse und einen rezenten Strandbereich konstruiert. SAMES konnte zeigen, daß im Litoral eine bessere Rundung erreicht wird, als im fluviatilen Bereich und daß vor allem in Verbindung mit dem Elongationsgrad δ (G. LÜTTIG, 1956) eine Trennung dieser beiden Environments möglich ist. Eine Ermittlung der Elongation und der Abplattung (π) war jedoch wegen der starken Zementation der beiden untersuchten Gesteine nicht möglich.

Bei derartigen Überlegungen sind allerdings gewisse Voraussetzungen zu beachten, die in erster Linie im Material der Gerölle selbst liegen. So eignen sich nur besonders harte und vom Gesteinsgefüge her weitgehend homogene Gesteine, um solch eine unterschiedliche Beanspruchung widerspiegeln zu können, wie dies bei Hornsteinen und quarzitischen Gesteinen gegeben ist. Weiche Gesteine, wie etwa Kalke, erfahren praktisch in beiden Environments die gleiche Rundung. Bereits aus diesen Überlegungen lassen sich nicht ohne weiteres Vergleiche mit den Rundungsuntersuchungen von C. W. SAMES (1966) anstellen, denn der Großteil der Kristallinkomponenten der Neuhauser Schichten besitzt ein ausgeprägtes s-Gefüge und entspricht somit nicht der Forderung nach weitgehender Homogenität. Der Rundungsgrad der Neuhauser Schichten ist etwas besser als der der flußtransportierten Hornsteine und Quarzite von SAMES. Es ist aber doch vorstellbar, das härteres, quarzitisches Material, als die Plagioklasgneise es sind, eine etwas geringere Rundung erfahren hätten. Bei den Neuaufnahmen in der Klippenzone um Ybbsitz konnte W. SCHNABEL (1971 b) in der langgestreckten Klippe N von Ybbsitz neben Grestener Schichten und Mergeln des Dogger auch Zeller Schichten und rote, gebankte Radiolarite feststellen.

Bei den Zeller Schichten, deren Bezeichnung F. TRAUTH (1919, S. 338) als altersmäßiges Äquivalent zu den Neuhauser Schichten vorgeschlagen hat, handelt es sich um ammonitenführende, graugrüne mikritische Kalke. Der erhöhte Quarzgehalt weist, wie L. KRYSTYN (1971, S. 503) richtig bemerkt, auf ein nahes Festland hin. Auch das Auftreten von biomikritischen Kalken wird erwähnt.

Altersmäßig sind die Zeller Schichten auf Grund der Ammonitenfauna, welche E. JÜSSEN (1890) bekannt machte, ins Bathonien einzustufen (vgl. L. KRYSTYN, 1971, S. 502).

An der Klippe N von Ybbsitz wurden von W. SCHNABEL an zwei Stellen gröberklastische Einschaltungen in den Zeller Schichten aufgefunden.

Eine Fundstelle befindet sich im Graben E des Gehöftes Grössing, ca. 30 m unterhalb der im selben Graben erschlossenen, bunten Mergel. Es handelt sich bei diesem Vorkommen nur mehr um loses Blockwerk. Die zweite Fundstelle liegt NW der Ortschaft Ybbsitz, im Graben zwischen dem Gehöft Oberrigel und der ca. 500 m WSW gelegenen Kote 570. Auch bei diesem Fundpunkt handelt es sich nur mehr um teilweise anstehendes Gesteinsmaterial. Beide Aufschlüsse gewähren keinen Einblick in die Schichtabfolge. Während die erste Fundstelle ein graugrünes Kristallinkonglomerat (Abb. 42) lieferte, erbrachte die zweite Stelle Kieselbreccien (Abb. 43), feinkörnige Sandsteine, Crinoidenspatkalke und grüne Radiolarite.

An silikatischem Material finden sich neben den Gesteinsbruchstücken Quarz als Einzelkorn und polykristallin, Plagioklas, wenig Mikroklin, Biotit, Muskovit und zahlreicher Chlorit.

Die Gesteinsbruchstücke sind verhältnismäßig klein, sodaß über Gefügemerkmale keine Auskunft zu erhalten war. Es handelt sich um Quarz-Plagioklas-Aggregate mit wechselnden Mengen von Chlorit und Biotit, wobei der Chlorit durch Umwandlung aus dem Biotit hervorgeht. Der Plagioklas ist deutlich saussuritisiert. Seltener sind Aggregate mit Alkalifeldspat, der als Fleckenperthit bis Schachbrettalbit ausgebildet ist, anzutreffen. Die Beschaffenheit der Gesteinsbruchstücke läßt sich sehr gut mit den diaphthoritischen Gneisen aus den Neuhauser Schichten vergleichen.

Die enge Beziehung des Kristallindetritus zu den altersgleichen Neuhauser Schichten wird durch die Schwermineralspektren bestätigt (Tab. 8). Sie lassen wieder eine eindeutige Apatitdominanz, begleitet von Granat und Zirkon, erkennen. In einer der Proben stieg der Granatgehalt auf über 40% an. Analoges war auch aus den Neuhauser Schichten zu beobachten. Nicht zuletzt fehlt auch in den Zeller Schichten weitgehend das Mineral Turmalin.

Eine feinkörnige Arkosesandsteinlage aus den Zeller Schichten besitzt einen sehr hohen Plagioklasgehalt. Das Verhältnis der terrigenen Bestandteile zueinander beträgt Quarz 35·8%, Plagioklas 47·4%, Alkalifeldspat 2·2%, Glimmer 4·9%, Chlorit 0·7%, Gesteinsbruchstücke 7·9% und Erz 1·1%. Die Arkose ist calcitisch zementiert. Der Calcit verhält sich gegenüber den silikatischen Komponenten aggressiv. Die durchschnittliche Korngröße (Mean) beträgt 0·13 mm, die Sortierung ist als mäßig (0·89) zu bezeichnen. Die Schiefewerte liegen deutlich im positiven Bereich.

Eine besondere Entwicklung stellen die kieseligen Breccien dar. Die Hauptkomponenten bestehen aus Kieselgesteinen. Daneben treten die schon beschriebenen Kristallinkomponenten sowie Quarz und Feldspat auf. Auch einige rote (?) Radiolarite waren festzustellen. Das Bindemittel ist zum Teil stark verkieselt. In ihm treten glaukonitische Aggregate auf.

Neben den verkieselten Breccien finden sich auch grüne, dichte Kieselgesteine mit bis 1.5 mm großen Korneinsprenglingen. Das Gestein besteht, soweit überhaupt mikroskopisch auflösbar, aus Chalcedon. Als terrigene Körner sind Quarz, Feldspat und "granitische" Kornaggregate zu bestimmen. Vereinzelt vorkommende Biogenreste erfahren eine partielle Verkieselung. In der kieseligen Grundmasse sproßt in geringen Mengen Karbonat auf, welches die silikatischen Klastika, besonders die Feldspäte, verdrängt.

Diese hier beschriebene kieselig brecciöse Entwicklung in den Zeller Schichten dürfte bereits zur Radiolaritentwicklung überleiten.

Ein einzelnes Kristallingeröll von 2 cm Durchmesser aus den Zeller Schichten des Arzberggrabens verdanke ich Herrn L. KRYSTYN. Möglicherweise handelt es sich bei dem im Kalk eingebetteten Geröll um einen Olistholith.

Das Gestein besitzt quarzdioritische Zusammensetzung und ist deshalb von besonderem Interesse, weil es sich ausgezeichnet mit den quarzdioritischen, plagioklasreichen Schlieren des Buch-Denkmales vergleichen läßt. Die Plagioklase bilden bis 2 mm große, idiomorphe bis hypidiomorphe Kristalle mit intensiv polysynthetischer Verzwillingung und starker Saussuritisation. Als xenomorphe Zwickelfüllung fungiert der Quarz. Biotit von rotbrauner Farbe ist fast vollständig in Chlorit und Erz umgesetzt. Als häufigstes Akzessorium trifft man auf Apatit. Das Gesteinsgefüge wird stark von sekundärem Karbonat durchsetzt.

3.4. Die marinen pelitischen Gesteine des Lias und Dogger

Pelitische Gesteine sind am Aufbau der Lias- und Doggerablagerungen, wie ein Blick auf ein Schichtprofil zeigt (Abb. 2b), in einem sehr hohen Maße beteiligt. Während im tieferen Lias gröberklastische Sedimente überwiegen, kommt es im höheren Lias mit dem Eintritt ins marine Milieu zu einer starken Verschiebung zugunsten tonig-mergeliger Sedimentgesteine. Gröberklastische Gesteine bilden dann, soweit der Einblick in die Schichtfolge auf Grund der schlechten Aufgeschlossenheit so eine Aussage zuläßt, nur relativ geringmächtige Einschaltungen.

Die in der Abb. 12 dargestellten mineralogischen Zusammensetzungen solcher pelitischen Gesteine beschränken sich nur auf Proben des marinen Bereiches. Die Proben entstammen acht verschiedenen Vorkommen, wobei versucht wurde die Auswahl so zu treffen, daß alle Abschnitte der Marinentwicklung erfaßt wurden.

Bei den Proben 1 und 2 aus dem Graben beim ehemaligen Kohlenbergbau Grossau handelt es sich um graue, schiefrige Tonsteine. In sie eingeschaltet, finden sich Bänke von blaugrauen, sandigen Grestener Kalken. Die Pelitproben sind karbonatfrei.

Die schwarzen Schiefertone der Proben 3-5 entstammen dem Nivau mit "Posidonia" bronni Voltz (unterer Oberlias) und wurden im Hinterholzgraben aufgesammelt. Ihr Karbonatgehalt liegt unter 5%.

Die am weitest verbreiteten pelitischen Gesteine, wie sie die Proben 6—14 repräsentieren, gehören dem stratigraphischen Bereich Oberlias bis Dogger an. Die Gesteine von mittelgrauer bis hellgrauer Farbe sind teilweise etwas siltig entwickelt. Ihr durchschnittlicher Karbonatgehalt beträgt 25%. Besonders charakteristisch sind Dezimetermächtige Kalkmergel mit 60—75% Karbonatgehalt. Sie führen reichlich kleine Bivalven (Bositren), Brachiopoden und Belemnitenbruchstücke. Bei diesen Gesteinsproben fällt bereits makroskopisch ein hoher Glimmergehalt auf.

| be | Karbonat- | Intensitätsverhältnis Quarz (4.26Å) | Ittit | Tonminerale in % |
|-----|---------------------|---|---------|-------------------------------|
| Pro | CaCO ₃ % | (aus Gesamtaufnahme) | 1(002)/ | (aus Fraktion <2 س) |
| 1 | | | 0,6 | |
| 2 | | ······································ | 0.6 | |
| 2 | | · · · · · · · · · · · · · · · · · · · | 0.5 | |
| | < 5 | | 0.5 | |
| 5 | < 5 | ····· | 0.4 | |
| ľ | | <u> </u> | 0.7 | |
| 6 | 36 | | 0.4 | |
| 7 | 41 | ••••••••••••••••••••••••••••••••••••••• | 0.4 | |
| 8 | 39 | | 0.5 | |
| 9 | 60 | | 0.5 | |
| 10 | 35 | | 0.7 | |
| | | | | |
| 11 | 22 | | 0.6 | |
| 12 | 22 | | 0.5 | |
| 13 | 24 | | 0.6 | |
| 14 | 14 | | 0.6 | |
| 15 | 35 | · · · · · · · · · · | 05 | |
| 16 | 25 | | 0.5 | |
| 17 | 79 | | 0.4 | |
| | | | 0.0 | |
| 18 | 32 | | 0.6 | |
| 19 | 35 | | 0.5 | |
| 20 | 65 | ******* | 0.5 | |
| | (|) 10 | 00 (| 0 100 |
| | | Quarz | | IIIIII IIIit-Glimmer |
| | i | 🗱 Feldspat | | Kaolinit |
| | | Pyrit | | Chlorit |
| | | | | 111it-Montmorillonit |
| | | | | |

Abb. 12: Die mineralogische Zusammensetzung der marinen pelitischen Gesteine des Lias und Dogger der Grestener Klippenzone.

1–2 Schiefertone aus dem Graben des ehemaligen Kohlenbergbaues Grossau; Niveau des Grestener Kalkes (264/6, 7). – 3–5 Schwarze Schiefertone aus dem Niveau der Bivalve "Posidonia" bronni VOLTZ; Hinterholzgraben (209/2, 210, 245/1). – 6–9 Dunkelgraue Mergel des Oberlias bis Dogger der Grestener Schichten; Profil nördlich von Ybbsitz (249/1–4) – 10 Sandige Mergel des tieferen Dogger bei Stollberg (258/1) – 11–12 Graue Mergel des Dogger; Aufschluß im Graben neben der Straße zum Steigerhof, E Gresten (262/1, 2) – 13–14 Graue, sandige Mergel des Dogger; Graben beim Schloß Stiebar, Gresten (263/1, 3) – 15–17 Schwarze Mergel mit Zoophycos-Lebensspuren; Unterlauf des Neuhausergrabens, Dogger (243/1–3) – 18–20 Helle Kalkmergel aus dem Unterlauf des Neuhauser-grabens, Dogger (242/1–3).

Die Proben 15—17 entstammen dem Unterlauf des Neuhausergrabens. Aus diesen schwarzen Tonmergeln des Dogger wurden durch W. SCHNABEL (1970, S. 151) mehrere Zoophycos-Lebensspuren bekannt. Hellgraue Kalkmergel (20) mit geringmächtigen schwarzen Mergelzwischenlagen des Dogger (18—19), ebenfalls aus dem Unterlauf des Neuhausergrabens, repräsentieren bereits eine terrigenärmere Fazies des Dogger.

Karbonatgehalt

Generell kann gesagt werden, daß in tieferen Abschnitten der liassischen Schichtfolge die Pelite weitgehend karbonatfrei sind, allerdings treten als karbonatreiche Bildungen in diesem Bereich die Grestener Kalke auf. Erst im höheren Lias und dann im Dogger trifft man auf Tonmergel bis Kalkmergel.

Wie G. MÜLLER & R. BLASCHKE (1969, 1971) an dünnen, hellen Kalklagen des deutschen Posidonienschiefers (Lias epsilon) und analogen rezenten Bildungen aus dem Schwarzen Meer zeigen konnten, werden solche Kalklagen praktisch zur Gänze aus Coccolithineen aufgebaut. Es erscheint daher wahrscheinlich, daß der Großteil des Kalkgehaltes der Mergel auf eben diese Weise erklärt werden kann, da aus solchen Proben ebenfalls Nannofossilien zu gewinnen waren. Es muß auch in Betracht gezogen werden, daß Umkristallisationen diese zarten Gebilde sehr rasch zerstören und so der Beobachtung entziehen können.

Die mineralogische Zusammensetzung

Die meisten Pelitproben mußten vor der röntgenographischen Untersuchung entkalkt werden. Die eigentlichen Tonmineralien wurden jedoch nicht aus der entkalkten Gesamtaufnahme, sondern aus der Tonfraktion $< 2\mu$ bestimmt. Einige Untersuchungen an nichtentkalktem Material haben ergeben, daß der Karbonatgehalt von praktisch reinem Calcit herstammt.

Quarz

Alle untersuchten Pelite weisen eine reichliche Quarzführung auf, die jedoch bei den meisten Proben in der Tonfraktion $< 2\mu$ stark zurückgeht.

Feldspat

Der Feldspatgehalt liegt deutlich unter dem des Quarzes. Besonders auffallend ist, daß sich röntgenographisch auf Grund der Reflexe bei $3\cdot20$ — $3\cdot18$ Å nur Plagioklas nachweisen ließ. Nennenswerte Mengen von Alkalifeldspat (Mikroklin) sollten eine Linie bei $3\cdot24$ Å liefern.

Pyrit

Bei einer großen Zahl von Peliten ließen sich deutliche Mengen von Pyrit (2.71 Å) in der Gesamtaufnahme nachweisen.

Illit-Glimmer

Unter dem Begriff Illit-Glimmer wurden die Schichtsilikate mit dem ersten Basalreflex bei 10 Å zusammengefaßt. Diese Mineralgruppe bildet den dominierenden Anteil in den pelitischen Gesteinen. Sie war auch in jeder Probe nachzuweisen. Betrachtet man die Breite des 10 Å-Reflexes als Ausdruck des Kristallinitätsgrades, so war vor allem an den leicht siltig entwickelten Mergeln (6—14) in der Gesamtaufnahme eine etwas bessere Kristallinität zu beobachten als in der Fraktion $< 2\mu$. Dieser Umstand läßt sich durch das Auftreten größerer, bereits makroskopisch beobachtbarer detritärer Muskovitschuppen erklären, die dann in der Tonfraktion nicht mehr vertreten waren.

Untersuchungen über die Intensität des 1. und 2. Basalreflexes ergeben einen ersten Hinweis bezüglich der Unterscheidung Al-reicher und Mg-Fe-reicher Glimmer (Ch. WEAVER, 1958; J. ESQUEVIN, 1969). Der überwiegende Teil der untersuchten Tonproben weist Intensitätsverhältnisse (002/001) zwischen 0.4 und 0.7 auf. Es handelt sich demnach um Al-reiche Glimmer (Abb. 12, 16).

Illit-Montmorillonit-Mixed-Layer-Mineral

Mit Ausnahme der Proben 1 und 2 konnte immer eine neben dem Illit existierende expandierende Mineralphase festgestellt werden, die sich als ein Mixed-Layer-Tonmineral erwies. An den unbehandelten Tonproben war der 10 Å-Peak gegen 14 Å hin stark assymmetrisch entwickelt und erreichte mitunter an der Peakspitze eine Breite vom 10 bis zum 10.5 Å-Bereich. Abb. 13 gibt zwei Beispiele für das Auftreten von



Abb. 13: Beispiele für Röntgendiffraktogramme (Ausschnitte) mit dem Mixed-Layer-Tonmineral Illit-Montmorillonit bei lufttrockenen Proben, solchen mit Äthylenglykolbedampfung und nach einstündigem Erhitzen bei 550° C. Nähere Erläuterungen siehe Text!

Illit-Montmorillonit in den Röntgendiffraktogrammen. Nach Bedampfen mit Äthylenglykol kam es vom 10 Å-Illitpeak zu einer Abspaltung eines Reflexes, welcher im Bereich von 12·4 bis 13·4 Å zu liegen kam. Nach anschließend einstündigem Erhitzen bei 550°C verschwand diese expandierende Phase, und es blieb nur der 10 Å-Reflex zur Beobachtung.

Nach den Angaben von Ch. E. WEAVER (1956) über Mixed-Layer-Tone in Sedimentgesteinen handelt es sich um einen Illit, der eine geringe Anzahl von Montmorillonitschichten eingebaut hat. Der Anteil an expandierenden Lagen dürfte maximal 10-20%betragen.

Kaolinit

Das Mineral Kaolinit war in den meisten Tonproben nachzuweisen. Es hat jedoch den Anschein, als ob Kaolinit in den tieferjurassischen marinen Peliten von größerer Bedeutung sei, als in den entsprechenden Mergeln des Dogger. So konnte in der Probengruppe (15—20) Kaolinit nur zweimal aufgefunden werden, war jedoch auch dort nur in ganz geringer Menge vertreten.

Chlorit

Beim Chlorit handelt es sich um Mineralien der 14 Å-Gruppe. Wie immer, wenn Chlorit und Kaolinit in ein und demselben Gestein gemeinsam auftreten, ist dieröntgenographische Unterscheidung mit Schwierigkeiten verbunden. Es reichten jedoch die von Ch. E. WEAVER (1958, S. 266 f.), FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1963, in G. MÜLLER, 1964, S. 213) und G. BROWN (1972, S. 262 f.) gegebenen Kriterien vollkommen zur Unterscheidung aus. So ließen sich die 004 Reflexe der Chlorite bei 3.53 Å deutlich von den 002 Linien des Kaolinits bei 3.58 Å trennen. Als weiteres Kriterium für das Vorhandensein von Kaolinit gilt der gut entwickelte 3. Basalreflex bei 2.38 Å. Eine ähnlich gelagerte Linie des Chlorit fehlt oder ist nur sehr schwach ausgebildet.

Der Chloritgehalt liegt in den Proben 13–20 gegenüber den anderen Pelitproben merklich höher. In einigen Tonproben der Fraktion $< 2\mu$ fehlt der Chlorit jedoch vollständig, oder war nur in einer sehr untergeordneten Menge nachzuweisen. Die Gesamtaufnahmen erbrachten jedoch deutlich höhere Chloritgehalte. Dieser Umstand dürfte sich am besten als Korngrößeneffekt erklären lassen.

Die Frage, wie weit die einzelnen in diesen Schichten auftretenden Tonmineralassoziationen durch Umwandlungen im marinen Milieu und durch nachfolgende diagenetische Prozesse geprägt sind, läßt sich auf Grund dieser Untersuchungen nicht beantworten. Über die Bildung der Mixed-Layer-Phase Illit-Montmorillonit ist einerseits zu berichten, daß sie bevorzugt in Böden, welche unter dem Einfluß eines "atlantischen Klimas" (gemäßigte Temperaturen, nicht zu intensive Niederschläge) entstanden sind, vorkommen (G. MILLOT, 1970, S. 103). Andererseits weisen H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER (1970, Abb. 4—68) auf Illit-Montmorillonit-Bildung während einer bereits unter mächtiger Überlagerung stattfindenden Diagenese hin.

H. PAQUET & G. MILLOT (1972, in A. ALIETTI & L. POPPI, 1972) sehen im Auftreten von Illit-Montmorillonit ein Stadium der Degradation von Illit in Richtung Montmorillonit. Sie führen dabei für diese Degradation folgende Phasen an: illite—open illite illite-montmorillonite-mixed-layer—montmorillonite. Man könnte nun daraus ableiten, daß nachfolgende diagenetische Prozesse dieser Degradationsreihe entgegenlaufen, was bedeuten würde, daß primär im Sediment ein höherer Prozentsatz an Wechsellagerungsstrukturen vorhanden war.

Eine weitere Möglichkeit der Bildung halten A. ALIETTI & L. POPPI (1972) neben der eben erwähnten für möglich, daß nämlich die Illit-Montmorillonit-Mixed-Layerminerale ein Zwischenstadium der Bildungsreihe von kristallisiertem Montmorillonit aus einer amorphen Ausgangsphase verkörpern.

3.5. Terrigene Bestandteile aus den Grestener Kalken

Als typische Beispiele für fossilführende Grestener Kalke wurden Proben vom ehemaligen Kohlenbergbau Bernreith im Gölsental ausgewählt. F. TRAUTH (1908, 1909) beschrieb von dort eine reichliche Fauna des Unter- bis Mittellias. Ein aus diesen Proben gewonnenes Exemplar der Bivalve *Plagiostoma punctata* SOWERBY (det. Dr. O. SCHULTZ, Wien) weist auf Lias α hin.

Bei dem untersuchten Kalk handelt es sich um einen siltführenden Sparit mit glaukonitischen Pillen (Sparit 69%, Biogen 6.6%, Pillen 8.8%, Quarz und Feldspat 14.6%, Erz 1%).

Bei der röntgenographischen Untersuchung fand sich neben den terrigenen Komponenten Quarz und Feldspat (Plagioklas) auch deutlich nachweisbar Pyrit, der wahrscheinlich als orthochemischer Bestandteil zu betrachten ist. An Schichtsilikaten waren Illit und 14 Å-Chlorit zu bestimmen, die die im Gestein vorkommenden runden Pillen aufbauen. Beim Illit handelt es sich um einen Al-reichen Typ mit einem Intensitätsverhältnis (002)/(001) von 0.6. Werte für das Mineral Glaukonit würden wesentlich unter 0.3 liegen.

Die Pillen erreichen Durchmesser um 0.2 mm und besitzen eine hellbraune bis olivgrüne Farbe. Sie entsprechen in ihrem mineralogischen Aufbau dem von J. F. BURST (1958, S. 312 f.) beschriebenen Pellet-Typ 4, welcher sich aus zwei oder mehreren Tonmineralien zusammensetzt. Ihre scharfe Abgrenzung gegen die Grundmasse und die überwiegend gleichmäßige Form läßt in ihnen einen allochemischen Bestandteil vermuten.

3.6. Das Herkunftsgebiet der terrigenen Lias- und Doggerablagerungen

Die wesentlichsten Hinweise auf den gesteinsmäßigen Aufbau des Herkunftsgebietes der terrigenen Gesteine der Lias- und Doggerablagerungen sind naturgemäß aus den Komponentenvergesellschaftungen der Grobklastika abzuleiten. Demnach sind kristalline Gesteine am maßgeblichsten am Aufbau des Liefergebietes beteiligt.

Die Zusammensetzung dieses kristallinen Grundgebirges läßt sich folgendermaßen umschreiben. Granodioritische bis granitische Gneise sowie mehr oder weniger stark quarzitische Biotit-Plagioklasgneise bauen als Hauptgesteine das Grundgebirge auf. Daneben haben jedoch auch Granat-führende Glimmerschiefer bedeutenden Anteil, wie auch der Granat in den Schwermineralspektren häufig anzutreffen ist. Anzeichen für eine weitere Verbreitung amphibolitischer Gesteine oder Marmore konnten nicht festgestellt werden.

Das Vorherrschen metamorpher kristalliner Gesteine wird auch durch die Zusammensetzung der Sandsteine bestätigt. So weisen neben zahlreichen entsprechenden Gesteinsbruchstücken besonders die Schwerminerale Granat und Apatit darauf hin. Der Apatit ist hiebei bevorzugt in größeren Mengen an die Biotit-Plagioklasgneise gebunden. Solche Gneise dürften dann auch im Dogger hauptsächlich abgetragen worden sein, da diese Ablagerungen z. T. richtig monomineralische Apatitspektren geliefert haben.

Als besonderes Charakteristikum all dieser kristallinen Gesteine lassen sich schwach diaphthoritische Mineralumwandlungen feststellen. Diese retrograden Erscheinungen manifestieren sich in der Saussuritisation der Plagioklase, in der Umwandlung von Granat und Biotit in Chlorit und in einer entsprechend starken Durchschieferung des Gesteinsgefüges. Der ursprüngliche Metamorphosegrad der kristallinen Gesteine lag im Bereich der Amphibolitfazies, während die schwachmetamorphen diaphthoritischen Überprägungen dem niedrigsttemperierten Bereich der Grünschieferfazies zuzuordnen sind. Das kristalline Komponentenmaterial der Klippenkerne hat somit ein durchaus vergleichbares kristallisationsgeschichtliches Geschehen aufgeprägt erhalten, wie die aus der Klippenzone bekanntgewordenen Kristallinvorkommen.

Granitische Gesteine mit granophyrischen Quarz-Feldspatverwachsungen, Zweiglimmergranite, Pegmatite und vor allem Aplitgranite sind ebenfalls im Liefergebiet vertreten, doch dürfte ihnen verbreitungsmäßig nicht die Bedeutung zukommen, wie den vorher erwähnten kristallinen Gesteinen.

Aus dem Konglomerat des Hinterholzgrabens stammen graue bis graugrüne Quarzporphyrgerölle. Die Zufuhr solcher Quarzporphyrkomponenten reicht vom tiefsten Lias bis ins Bathonien der Neuhauser Schichten. Diese sauren Effusiva könnten von Rotliegendserien abgeleitet werden, welche als vereinzelte Erosionsreste im Liefergebiet vertreten waren.

Besonderes Interesse verdienen die Dolomitgerölle. Sie finden sich einerseits in marinen Liasablagerungen und andererseits auch in den Neuhauser Schichten. Mit diesen Komponenten taucht die Frage nach zwei getrennten, vielleicht nördlichen und südlichen distributiven Provinzen auf. F. TRAUTH (1954, S. 111) hat die Dolomitkomponenten als Hauptdolomite gedeutet. Hingegen sprach sich A. TOLLMANN (1963 a, S. 127) aus großräumig faziellen Überlegungen eher für aufgearbeitete Mitteltriasdolomite aus, da die Hauptdolomitfazies in der Geosynklinale wesentlich weiter im Süden beheimatet gewesen ist. Diese Deutung als Mitteltriasdolomit erscheint mir am wahrscheinlichsten, da die Dolomite von nicht näher definierten, hellen bis mittelgrauen Kalken begleitet werden, die vielleicht auch der Mitteltrias entstammen könnten.

Nicht unwahrscheinlich wäre aber auch eine Herleitung des Dolomites als Abkömmling einer etwas südlich gelegenen Keuperfazies mit untergeordnet eingelagerten Dolomiten.

Es dürfte paläogeographisch die geringsten Schwierigkeiten bereiten, die Dolomitkomponenten aus einem südlich gelegenen Liefergebiet abzuleiten. Es könnte sich dabei um jenen Bereich handeln, der in kretazischer Zeit als Cetischer Rücken in Erscheinung getreten ist. Richtungshinweise aus den Sedimentgesteinen fehlen allerdings leider zur Gänze.

Über die klimatischen Bedingungen und die Verwitterungsverhältnisse im Herkunftsgebiet lassen sich unter Umständen aus den Tonmineralassoziationen einige Anhaltspunkte gewinnen. So wird von G. MILLOT (1970, S. 103 f.), wie schon erwähnt, ein besonders charakteristisches Auftreten von Illit-Montmorillonit in den Böden, welche unter "atlantischen Klimabedingungen" entstanden sind, beschrieben. Dieses gemäßigte, eher kühle Klima würde in keinem Gegensatz zu allgemein klimatologischen Angaben über die tiefere Jurazeit stehen (M. SCHWARZBACH, 1961, S. 143). Die Bildung von Kaolinit wird im sauren Milieu sumpfiger Alluvialflächen gefördert worden sein. GRAFF-PETERSEN (1961, aus G. MILLOT, 1970, S. 163) hat bei Untersuchungen an jurassischen limnischen Kohlen der dänischen Insel Bornholm Illit als Hauptgemengteil der Tongesteine vorgefunden. In den Liegendtonen der Flöze mit saurem Wasser wurde ein Anstieg des Kaolinits beobachtet. Auch auf die Umbildung von Illit in eine Mixed-Layer-Phase wird hingewiesen.

3.7. Genese und sedimentäres Environment der Lias- und Doggerablagerungen

3.7.1. Der basale und flözführende Abschnitt der Grestener Schichten

Die besonders grobkörnigen Sandsteine des basalen Bereiches liegen als Arkosen und Subarkosen vor. Setzt man den Feldspatgehalt in bezug zur Korngröße, so entsprechen im allgemeinen die feinkörnigen Gesteine den quarzreichen Typen. Folgt man den Überlegungen von F. J. PETTIJOHN et al. (1972, S. 185) über die Arkosebildung, so lassen sich die Arkosen entweder als Produkt eines extremen Klimas sehen, wobei der Feldspatzersetzung gewisse Grenzen gesetzt sein müssen, oder sie entstehen durch beschleunigte Erosion, bedingt durch erhöhte Reliefenergie. In beiden Fällen ist ein granitisches Liefergebiet Voraussetzung.

Da für den Lias ein besonders extremes Klima auszuschließen ist, dürfte für die Arkosebildung in erster Linie eine rasche Erosion eines "granitischen" Herkunftsgebietes ausschlaggebend gewesen sein. Beim vorliegenden Arkosematerial handelt es sich nicht um reine Aufarbeitungsprodukte ohne nennenswerten Transport, sogenannte Residualarkosen, da an den Komponenten auf Grund ihrer Rundung ein deutlicher Korntransport abzulesen ist. Der Transport kann allerdings nicht sehr intensiv gewesen sein, da die Kornzerlegung, wie der hohe Gehalt an Gesteinsbruchstücken erkennen läßt, nicht sehr weit fortgeschritten ist.

Die Sedimentation dieser Gesteine ist in einem meeresnahen, fluviatilen Milieu vorzustellen, wobei weite Teile immer wieder als küstennahe Sumpfgebiete für eine kurze Zeit von der klastischen Sedimentation verschont waren. Die Grestener Kohlen bildeten sich also in einem paralischen Bereich. Das sehr saure Lösungsmilieu dieser Sümpfe hat auf die frühdiagenetischen Prozesse der Sandsteine einen wesentlichen Einfluß genommen (Kaolinitisation, "interstratal solution" an Schwermineralien). Die Deutung der Arkosen und Subarkosen als fluviatile Sandsteine wird durch die granulometrischen Untersuchungen gestützt, wie Vergleiche mit rezenten fluviatilen Sanden von G. M. FRIEDMAN (1962) ergeben.

3.7.2. Marine pelitische Gesteine des Lias und Dogger

Die pelitischen Gesteine des Lias und Dogger sind im niedrigenergetischen, küstennahen Bereich eines flachen Meeres zum Absatz gekommen. Die dunkle Gesteinsfarbe und der häufig auftretende Pyrit, der zum Hauptteil doch als orthochemischer Bestandteil zu werten sein wird, weisen auf überwiegend reduzierende Sedimentationsbedingungen hin.

Ein Vergleich mit den Mergeln des Malm-Neokom (Abb. 16) zeigt unter anderem, daß die Glimmer der Lias- und Dogger-Pelite gegenüber den Glimmern des Malm-Neokom eine deutlich bessere Kristallinität besitzen. Es soll dies nicht auf eine stärkere diagenetische Prägung zurückgeführt, sondern vielmehr als Folge einer weniger intensiven Aufbereitung interpretiert werden, bedingt durch rascheren Abtrag und Sedimentation. Zur selben Deutung verschiedener Kristallinitätsgrade an Glimmern von Molassemergeln gelangte jüngst H. KURZWEIL (1973, S. 196).

Für ähnliche mergelige Ablagerungen des Lias γ Schwabens gibt V. B. SCHWEIZER (1968) auf Grund von Vergleichen mit rezenten Faunenvergesellschaftungen Ablagerungstiefen von 60—100 m an. A. HALLAM (1967) nimmt die Bildung der Posidonienschiefer in noch geringerer Tiefe von 15—30 m an. Der hohe Anteil an dünnen, bituminösen Lagen weist auf stagnierende, anaerobe Wasserverhältnisse hin. G. MÜLLER & R. BLASCHKE (1969) verlegen die Bildungstiefe der Posidonienschiefer allerdings im Vergleich mit analogen Sedimenten des Schwarzen Meeres in wesentlich größere Wassertiefen, unter 200 m.

In den Mergelkalken der Doggergesteine tritt der terrigene Schlamminflux bereits sehr zurück, was unter Umständen auf küstenfernere Ablagerungsbereiche schließen läßt. Das gleichzeitige Zurücktreten von Kaolinit mag ebenfalls als Anzeichen einer größeren Küstenferne gewertet werden.

3.7.3. Sandsteine und Grobklastika des marinen Bereiches

Die in die marinen pelitischen Gesteine eingeschalteten Sandsteine und einzelne Grobklastika lassen sich als Ablagerungen kurzfristiger mariner Regressionsphasen deuten. In diesen Zeitabschnitten haben sich in Form flacher Deltas fluviatile Sandfächer vorgeschoben. Unter diesen Gesteinen finden sich Arkosen, Subarkosen und lithische Arenite. Während dieser Regression ist es auch zur Aufarbeitung von Teilen der Grestener Schichtfolge gekommen. So finden sich Sandkalke und Gryphaeen im Konglomerat vom Laudachsee bei Gmunden; ebenso häufig trifft man auf Kohlebröckchen. Auch in den Sandsteinen finden sich Bruchstücke mariner Fossilien. Die granulometrischen Parameter deuten auch auf einen fluviatilen Transport der Sandsteine hin. Strandsande sollten eine bessere Sortierung aufweisen.

An den dünnen, feinkörnigen Sandsteinlagen aus dem Graben an der Straße zum Steigerhof, E Gresten, die in die pelitische Marinserie der Grestener Schichten eingeschaltet sind, fällt ein hoher Matrixgehalt und der reichlich vorhandene Glaukonit auf. Mit diesen Sandsteinen verknüpft, treten grobklastische, dolomitreiche Lagen auf. Es wäre vorstellbar, daß diese Wacken und die grobklastischen Bänke durch Gleitvorgänge im weitesten Sinne in den niedrigenergetischen Sedimantationsbereich der tonigmergeligen Fazies gelangt sind.

Ein typisches Beispiel für solche Gleitvorgänge ist in der Breccienbank des tieferen Dogger NE von Ybbsitz mit ihren bis 40 cm großen, z. T. völlig ungerundeten Komponenten zu sehen. Es handelt sich um lokalen Kristallinschutt, der nur durch solch einen Transportvorgang in die unter niedrigenergetischen Bedingungen entstandenen Mergel gelangt sein kann.

Bei den Neuhauser Schichten handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um ein im Litoral gebildetes, grobklastisches Sedimentgestein. Zu diesem Schluß sind bereits F. TRAUTH (1919) und B. KUNZ (1964) auf Grund der Beurteilung der Fauna und des Erhaltungszustandes der Fossilien gekommen. Bedauerlicherweise lassen die Neuhauser Schichten zum umliegenden Nebengestein keinerlei eindeutige Beziehungen erkennen, sodaß man sie nur vermutungsweise mit den altersgleichen Mergeln der Nachbarschaft in Verbindung bringen kann. Unter Umständen stellen auch die Neuhauser Schichten eine in die Mergel eingelittene Masse dar, da ihr Vorkommen, praktisch nur aus einem Aufschluß bekannt, so völlig isoliert aufscheint.

Für die Zeller Schichten, in denen terrigenes Material mehr in den Hintergrund tritt, nimmt L. KRYSTYN (1971, S. 504) auf Grund des hohen Benthosgehaltes in der Makrofauna ein neritisches, energiearmes, gut durchlüftetes Bildungsmilieu mit Tiefen um 100 m an. Einzelne Abschnitte der Schichtfolge dürften jedoch einem höherenergetischen Sedimentationsbereich angehört haben, da Crinoidenspatkalke sowie erhöhter Kristallinmaterialeinfluß und Resedimentationen zu beobachten sind. Die Verkieselung der Breccien scheint dabei postsedimentärer Natur zu sein, da Komponenten als auch Grundmasse in gleicher Weise davon betroffen sind.

3.8. Terrigene Sedimentgesteine aus dem Malm bis Neokom

Der Gehalt an silikatisch terrigenem Material ist in den Malm-Neokom-Ablagerungen gegenüber den Lias-Dogger-Schichten wesentlich geringer. Der Hauptanteil steckt dabei in der pelitischen Fraktion der Hornstein- und Aptychenkalkentwicklung. Richtig grobklastisches silikatisches Material läßt sich nur sehr selten auffinden. Es stammt einerseits aus dem Konradsheimer Kalk und andererseits aus einer zu den Scheibbsbach-Schichten äquivalenten Bildung aus der Klippe im Brettlfenster.

3.8.1. Konradsheimer Kalk

Der Konradsheimer Kalk als brecciöse Fazies des Malm bildet ein für die Klippenzonenentwicklung des Raumes zwischen Plankenstein und Pechgraben besonders typisches Schichtglied. Nach den Angaben von F. TRAUTH (1948) dürfte das Schichtglied einen stratigraphischen Umfang von Oxford bis Obertithon besitzen. Der altersmäßige Schwerpunkt auf Grund der Makrofossilien liegt jedoch im Kimmeridge bis Untertithon.

Obwohl eine detaillierte Untersuchung des Konradsheimer Kalkes nicht angestrebt wurde, fielen doch Beobachtungen an, die für die genetische Deutung entscheidende Hinweise lieferten. Ein Profil (Abb. 14) durch den kleinen Steinbruch beim Gehöft ca. 1 km E von Konradsheim soll einen Einblick in den schichtmäßigen Aufbau des Gesteines vermitteln.

Der tiefere Profilanteil wird durch den Normaltyp des Konradsheimer Kalkes aufgebaut, einer Kalkbreccie, welche aus verschiedenen hell- bis mittelgrauen, mikritischen Kalken zusammengesetzt ist. Resedimentationserscheinungen sind häufig zu beobachten, ebenso Biogenreste. Die durchschnittliche Größe der Karbonatkomponenten liegt bei 1 bis 2 cm. F. TRAUTH (1948) spricht von einer Aufarbeitung älterer Kalke des höheren Dogger bis mittleren Malm. Daß auch pelitische Lias- und Doggersedimente zur Abtragung gelangt sind, belegen dunkelgraue Schieferton- und Mergelschollen. Die größte, in diesem Aufschluß beobachtete Scholle dieser Art maß 10 cm. Alle diese Schieferschollen sind gut im ss eingeregelt. Eine Matrix war bei diesen Breccien kaum festzustellen, vielmehr grenzen einzelne Bruchstücke mit Suturen aneinander.

An zwei Bänken konnten deutlich Korngrößenabnahmen vom Liegenden zum Hangenden beobachtet werden. Die Korngrößen reichen dabei von 1 cm Durchmesser bis in den kalkarenitischen Bereich. Quarzeinstreuungen treten völlig in den Hintergrund. Eine Entwicklung zum graded bedding bahnt sich bereits in der ungefähr 1.5 m mächtigen Schicht im Liegenden an, indem im oberen Drittel der Bank ein erhöhter kalkarenitischer Detritus auftritt.

Die grobklastische Karbonatgesteinsentwicklung wird vereinzelt durch Lagen einer ruhigen Sedimentation in Form mikritischer Kalkbänke und Mergellagen unterbrochen.

Genetisch sind die Kalkbreccien als Absätze von Fluxoturbiditen bis Turbiditen zu betrachten. Der Hauptgesteinstyp des Konradsheimer Kalkes, durchwegs arm an Matrix, grobkörnig und ohne die Erscheinungen des graded bedding, läßt sich am besten mit dem Begriff Fluxoturbidit (S. DZULYNSKI et al., 1959, S. 1114) umschreiben. Auch spricht der beobachtete Übergang in gradierte Bänke und richtige Turbidite für diese Zuordnung. Olisthostrombildungen (Schlammstrom-Breccien) im Sinne von G. FLORES (1955) und K. GÖBLER & K.-J. REUTTER (1968) dürften hingegen auf Grund der bisherigen Beobachtungen, wenn überhaupt, dann nur in einem sehr zurücktretenden Maße am Aufbau des Konradsheimer Kalkes beteiligt sein. Analoge Bildungsbedingungen haben W. SCHLAGER & M. SCHLAGER (1973) in den klastisch entwickelten Taugelbodenschichten (Malm) der Nördlichen Kalkalpen vorgefunden.

Als Ablagerungsraum kommt der untere Bereich eines Beckenabhanges sowie der unmittelbare Fuß des Abhanges in Frage. Die eigentlich zugehörige pelagische Beckenfazies wäre in der Hornstein- und Aptychenkalkfazies zu sehen. Diese greift auch mit einzelnen Mergel- und Kalkmergelbänken in die Breccienentwicklung ein.

Mehrfach wurden aus dem Konradsheimer Kalk "spangrüne Tonbröckchen" (z. B. F. TRAUTH, 1948, S. 166) beschrieben und in dem einen oder anderen Fall mit basisch-vulkanischer Beeinflussung in Zusammenhang gebracht. Ein solch grünes, flasriges Tonaggregat aus dem Konradsheimer Kalk des Pechgrabens wurde tonmineralogisch untersucht (Abb. 15, Probe 3). Es hat sich dabei ergeben, daß in der Fraktion $< 2\mu$ in der Hauptsache das Mineral Glaukonit untergeordnet etwas Chlorit auftritt. Der hohe Fe-Gehalt des 10 Å-Minerals ist auch die Ursache für das niedrige Intensi-

Abb. 14: Profil durch den Konradsheimer Kalk im kleinen Steinbruch beim Gehöft, welches ca. 1 km E der Ortschaft Konradsheim liegt.

l Kalkbreccie mit Biogenfragmenten, Resedimenten und einer 10 cm großen, dunkelgrauen Tonscholle (Grestener Schichten); Haupttypus des Konradsheimer Kalkes. — 2 Kalkbreccie mit zahlreichen gut in s geregelten Schiefertonschollen (Grestener Schichten). — 3 Kalkbreccienbank mit erhöhtem Karbonatsandgehalt im Hangenden. — 4 und 5 Schichten mit deutlichem graded bedding. — 6 Graugrüner Mergelkalk ohne Breccienstruktur. — 7 Graugrüner Tonmergel mit boudinierten Mergelkalklagen. — 8 Karbonatische Feinbreccie.



tätsverhältnis von (002)/(001)=0.1 (J. ESQUEVIN, 1969). Unter dem Mikroskop läßt sich der Nachweis des Minerals Glaukonit bestätigen. Die röntgenographische Gesamtaufnahme hat ergeben, daß neben Quarz im Vergleich mit anderen Tongesteinen nur ein ganz unbedeutender Feldspatgehalt (Plagioklas) auftritt.

Aus demselben Konradsheimer Kalk des Pechgrabens stammen auch zwei 15 und 5 cm große ungerundete Kristallingesteine als Komponenten. Solche Kristallinfunde im Kalk sind äußerst selten und waren auch die einzigen im Rahmen dieser Untersuchung.

Es handelt sich um feinkörnige Gneise mit einem schlierigen Gefüge, bestehend aus melanokraten, biotitreichen Flasern und Quarz- Feldspat-reichen Partien. Das Gestein ist am besten als migmatischer Gneis von granodioritischer Zusammensetzung zu bezeichnen. Den Hauptgemengteilen, Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat, ist eine xenoblastische Kornform eigen. Der Biotit zeichnet das schlierige Gefüge nach. Der Alkalifeldspat läßt häufig sekundärperthitische Erscheinungen erkennen. Der Plagioklas, meistens etwas mikrolithengefüllt, zeigt nur vereinzelt eine polysynthetische Verzwilligung. Der Biotit mit kräftig braungrünem Pleochroismus hat vereinzelt eine Umwandlung in Chloritaggregate erfahren.

3.8.2. Silikatisch-terrigene Einschaltungen in tithon-neokome Aptychenkalke

Vereinzelt eingeschaltetes silikatisch-terrigenes Material findet sich auch in tithonneokomen Aptychenschichten. Solche klastischen Gesteine wurden von F. TRAUTH (1948, S. 170, Fußnote 35) nach einem typischen Vorkommen im "Fischer'schen Steinbruch" der Katastralgemeinde Scheibbsbach, E von Scheibbs, als Scheibbsbachschichten bezeichnet.

Der gegenwärtig völlig verfallene und verwachsene Steinbruch der Typlokalität hat kein brauchbares Untersuchungsmaterial geliefert. Hingegen konnten aus der Literatur äquivalente Einschaltungen aus tithon-neokomen Aptychenkalken der Klippe im Brettlfenster gewonnen werden (A. RUTTNER, 1960, S. 229). Es handelt sich um einen kleinen Steinbruch NE der Doithmühle.

In graugrüne, teils rot geflammte Mergelkalke der Aptychenschichten, in welche vereinzelt Hornsteine und dünne rote und grüne Radiolaritlagen eingeschaltet sind, stecken mehrere Sandsteinlagen. Die mächtigste Lage mißt 15 cm und läßt eine Zweiteilung erkennen. Der Liegendteil, scharf gegen den hangenden abgegrenzt, besteht aus einem mittelkörnigen Sandstein mit einem hohen silikatischen Detritus. Diese Partie ist mäßig gut sortiert. Der hangende, helle, feinlaminierte Sandstein mit ebenfalls mäßig guter Sortierung führt hingegen nur Karbonatdetritus. Über die wesentlichen granulometrischen Parameter orientiert Tab. 9. Eine graphische Darstellung der Summenkurve ist in Abb. 9 gegeben.

| | Mean | Standard- abweichung | Mom. Koef. Schiefe | Median | Sort. n. Trask | Schiefe n. Trask |
|---|------------------|-------------------------|-----------------------|--------|-------------------|---------------------|
| 1 | 3.31 (0.10) | 0.737 | 0.109 | 0.09 | 1.39 | 1.221 |
| 2 | (0.39) (0.39) | 0.728 | 0.442 | 0.40 | 1.42 | 0.885 |

Tab. 9: Granulometrische Parameter der Sandsteinlage aus den tithon-neokomen Aptychenschichten; 1 Hangendpartie, 2 Liegendpartie. Klippe im Fenster von Brettl, NE der Doithmühle. Die silikatreiche Sandsteinpartie setzt sich mineralogisch folgendermaßen zusammen: Quarz 7·4%, Quarz polykristallin 7·7%, Plagioklas 4·7%, Alkalifeldspat 0·5%, Glimmer inc. Chlorit 7·2%, Quarz-Feldspat-Glimmer-Agg. (Gneise) 7·2%, Glimmerschiefer bis Quarzglimmerschiefer 11·6%, Sandsteine und Tonschiefer 4%, Karbonatgesteine und Biogene 9·5% karbonatische Grundmasse 40%, Erz 0·2%. Auf Grund des hohen Gehaltes von Gesteinsfragmenten handelt es sich um einen kalkreichen, lithischen Arenit. Der hohe Anteil an karbonatischer Grundmasse dürfte auf rekristallisierte Biogenreste, in erster Linie Echinodermengrus, zurückzuführen sein. Unter den klastischen Karbonatgesteinen überwiegen biomikritische Kalke mit Calpionellen, daneben treten auch oolithische Kalke auf.

Der laminierte, feinkörnige Sandstein der Hangendpartie führt als klastisches Material nur Echinodermengrus und ganz wenig Quarz. Der Echinodermenspat wird sehr häufig frühdiagenetisch von Chalcedon verdrängt, dieser wiederum weicht einer jüngeren Karbonatgeneration.

Aus drei verschiedenen terrigenen Lagen dieses Aufschlusses konnten Schwermineralspektren isoliert werden. Ihre Zusammensetzung wurde in Tab. 10 dargestellt.

| Proben | 1 | 2 | 3 | 4 |
|-----------------------|----|----|----------|----|
| Onake Minerale | 59 | 51 | 62 | 41 |
| Transluzente Minerale | 41 | 49 | 38 | 59 |
| Zirkon | 2 | 5 | 3 | 4 |
| Turmalin | 8 | 9 | 12 | 12 |
| Rutil | | 1 | 1 | 3 |
| Granat | 67 | 26 | 22 | 15 |
| Apatit | 23 | 58 | 61 | 65 |
| Titanit | | 1 | <u> </u> | 1 |
| Anatas | | | 1 | - |

Tab. 10: Zusammensetzung der Schwermineralspektren in Korn-% aus den terrigenen Lagen tithonneokomer Aptychenschichten. Klippe im Brettl-Fenster, NE Doithmühle. 1 Mittelkörnige Liegendpartie einer Sandsteinlage, 2 Feinkörnige Hangendpartie, 3 und 4 weitere feinkörnige Sandsteine (Ausbildung wie 2).

Aus den Schwermineralspektren, deren dominierende Komponenten Apatit und Granat sind, läßt sich, wie auch durch die Gesteinsbruchstücke, auf ein metamorphes Liefergebiet schließen. Diese Ergebnisse lassen sich gut mit den Spektren aus den Liasund Doggerablagerungen vergleichen. Die Verteilung Granat und Apatit scheint in erster Linie durch die Sandsteinkorngröße geregelt zu sein. Der Granat ist vorwiegend an die grobkörnigen, Apatit an die feinkörnigen Partien gebunden.

Genetisch lassen sich die terrigenen Lagen aus den Aptychenschichten als gelegentliche Turbiditeinschaltungen in die pelagischen Kalksedimente erklären, wobei sekundären Verfrachtungen durch Bodenströmungen eine gewisse Bedeutung zukommen dürfte.

3.8.3. Pelitische Gesteine aus dem Malm bis Neokom

Die mineralogische Zusammensetzung der Mergellagen aus den Malm- bis Neokomkalken, welche überblicksmäßig in Abb. 15 zusammengestellt ist, läßt gegenüber den Peliten des Lias und Dogger doch einige deutliche Unterschiede erkennen. So fällt als besonders bemerkenswert das Fehlen von Kaolinit auf, ein Umstand, der sich bereits in einigen Proben des Dogger (Abb. 12) abgezeichnet hat. Ebenso ist das Mixed-LayerTonmineral Illit-Montmorillonit nicht mehr so häufig an der Zusammensetzung der Pelite beteiligt. Als Hauptgemengteil tritt nach wie vor Illit auf. Die (002)/(001)-Intensitätsverhältnisse der Illite, zwischen 0·4 und 0·7 schwankend, sprechen für Al-reiche Glimmer. Auf den Glaukonit wurde bereits bei der Besprechung des Konradsheimer Kalkes verwiesen.



Abb. 15: Die mineralogische Zusammensetzung einiger pelitischer Gesteine des Malm und Neokom der Grestener Klippenzone. — 1 Graugrüner Mergel, Einschaltung in den Konradsheimer Breccienkalk (Malm); kleiner Steinbruch ca. 1 km E von Konradsheim (212/1). — 2 Grüner Mergel, Einschaltung in den Konradsheimer Breccienkalk; Aufschluß unmittelbar E der Kirche von Konradsheim (213/1). — 3 Glaukonit-Aggregat aus dem Konradsheimer Kalk; Pechgraben (204/1). — 4—7 Bunte Mergellagen aus tithon-neokomen Aptychen-Schichten der Klippe beim Gehöft Eibenberger bei Stollberg (259/1—4). 8—11 Mergellagen aus den Blassenstein-Schichten; Straßenaufschluß bei Plankenstein (260/1—4).

Die im Durchschnitt niedrigere Kristallinität der Glimmer (Abb. 16) gegenüber den Lias-Dogger-Peliten mag als Hinweis auf eine bessere Aufbereitung des terrigenen Materials gewertet werden.

Das Verschwinden des Minerals Kaolinit sowie die geringe Bedeutung der Mixed-Layer-Tonminerale wird mit großer Wahrscheinlichkeit auf klimatische Änderungen, welche vom Lias bis tieferen Dogger zum Malm und Neokom hin stattgefunden haben, zurückzuführen sein. Der Einfluß transformationeller Umwandlungen beim Eintritt ins marine Environment und während diagenetischer Prozesse lassen sich nur sehr schwer abschätzen, haben aber sicher auch ihre Spuren in der tonmineralogischen Zusammensetzung hinterlassen.

In der Gesamtgesteinsaufnahme konnte nur in einem makrofossilreichen, roten, grün geflammten Mergel ein bemerkenswerter Pyritgehalt festgestellt werden (Abb. 15,



Probe 6 u. 7). Es fiel auch auf, daß sich, wie bei den Lias-Dogger-Peliten, als Feldspat ebenfalls nur Plagioklas nachweisen ließ.

Abb. 16: Intensitätsverhältnis von Glimmer (002)/(001) gegen Illitkristallinität (B. KUBLER, 1967; M. FREY, 1970; Breite des 10Å-Reflexes, gemessen in halber Höhe des Peaks; Fraktion $< 2\mu$). Diagramm in Anlehnung an J. Esquevin, 1969, S. 152.

4. Die Beziehungen des terrigenen Materials und der Kristallinvorkommen der Grestener Klippenzone zum außeralpinen und alpinen Bereich

In diesem abschließenden Kapitel soll nicht auf die litho- und biofaziellen Beziehungen der Grestener Klippenzone zum außeralpinen und alpinen Bereich, auch nicht auf die faziellen Rekurrenzen in der Klippenentwicklung und der kalkalpinen Schichtfolge eingegangen werden, sondern vielmehr auf eine Analyse der Stellung der distributiven Provinz der Gesteine der Klippenzone. Die Untersuchungen des terrigenen Materials sowie die Kenntnis der verschiedenen Kristallinvorkommen bilden die Voraussetzung für solche Überlegungen.

Die Bearbeitung des Materials hat vielleicht als wesentlichstes Ergebnis gezeigt, daß sich die verschiedenen Kristallinfunde aus der Klippenzone und das gesamte kristalline Komponentenmaterial vom Lias bis zum Neokom von einem gemeinsamen Liefergebiet herleiten lassen. Diese Übereinstimmung reicht bis zum typenmäßigen Wiedererkennen einzelner kristalliner Gesteine, wie z. B. der des Buch-Denkmales, in den Geröllgesellschaften. Der Vergleich der Schwermineralspektren aus dem Lias bis zum Tithon-Neokom hat ebenfalls gezeigt, daß es sich in diesem Zeitraum um ein im wesentlichen gleichbleibendes Liefergebiet gehandelt haben muß. Die Verschiebung von Granat-Apatitbetonten Spektren zu teils monomineralischen Apatitvergesellschaftungen im Dogger läßt sich mit einem Hervortreten apatitreicher diaphthoritischer Biotit-Plagioklasgneise und einem Zurücktreten granatliefernder Gesteine erklären. Der Granat verliert jedoch bis in den tithon-neokomen Bereich niemals ganz an Bedeutung.

Das eigentlich Verbindende an all dem Kristallinmaterial liegt in seiner gemeinsamen kristallisationsgeschichtlichen Entwicklung. An der Hauptmasse der Gesteine ist nämlich ein mehr oder weniger deutlich wirksamer retrograder Metamorphoseakt festzustellen. Dieser Umstand erscheint für den Vergleich mit bekannten Grundgebirgsabschnitten des Außeralpins und Alpins entscheidend. Allerdings muß neben dem petrographischen Befund auch der externen Position der Klippenzone im alpinen Orogen Rechnung getragen werden.

Bei Zuordnungsversuchen für den, "Granit" des Leopold v. Buch-Denkmales (P. FAUPL, 1973) wurde das Kristallin der Moravischen Zone als vergleichbare außeralpine Grundgebirgseinheit erkannt (Abb. 17). Gerade an diesen moravischen Gesteinen wurden wesentliche retrograde Mineralumwandlungen beschrieben (F. MOCKER, 1910; F. REIN-HOLD, 1910; G. FRASL, 1968, 1970). Bei diesem Vergleich käme dem Moosbierbaumer Granodiorit-Massiv im Untergrund der Molassezone bei einem Weiterführen der Moravischen Zone nach Süden im Sinne der hier geäußerten Annahme eine vermittelnde Position zwischen den moravischen granitischen Gesteinen (G. FRASL, 1970; nicht G. FREILINGER, 1964) und solchen aus dem Klippenzonenabschnitt zu.

Zusammenfassend soll das Herkunftsgebiet der Kristallinvorkommen wie des kristallinen terrigenen Materials der Klippenzone als ein Grundgebirgsabschnitt bezeichnet werden, der im bezug auf seine Kristallisationsgeschichte mit der moravischen Zone in Verbindung gestanden hat und in seiner weiteren Fortsetzung auch eine vermittelnde Stellung zum südlich gelegenen alpinen Grundgebirge herstellen könnte. In paläogeographischer Hinsicht entspricht dieses Herkunftsgebiet dem Südabschnitt jener alten vindelizisch-böhmischen Landmasse, die im Laufe des Mesozoikums fortschreitend transgrediert wurde.

Daß es auch im Ostalpinen Grundgebirge ähnliche kristallisationsgeschichtliche Parallelen gibt, ist seit geraumer Zeit durch Gerölluntersuchungen an permo-karbonen Ablagerungen bekannt geworden. Auch an solchem Material konnten präalpidische Diaphthoreseerscheinungen nachgewiesen werden.

E. CLAR (1971, S. 161) hat sich bei einem Rekonstruktionsversuch des variszischen Gebirges für "eine strukturelle Fortsetzung des ostsudetisch-moravischen Streichens in den später ostalpinen Bereich" ausgesprochen. Frühere Versuche, solche moravischen Bauelemente im Alpenkörper wiederzufinden, unternahmen H. MOHR (1919) und R. SCHWINNER (1933).

Abschließend sei noch auf mögliche Beziehungen zwischen der Gesteinsprovinz der Grestener Klippenzone und dem Ultrapienidischen Rücken, welcher ab der Mittelkreide und dem Cenoman charakteristisches terrigenes Material in den südlich gelegenen kalkalpinen und nördlich gelegenen Flyschbereich geschüttet hat, eingegangen. Neben dem typischen Chromitgehalt der Schwermineralspektren lieferte der Ultrapienidische Rücken nach den Untersuchungsergebnissen an der Cenomanrandzone Ostösterreichs durch J. LöcsEI (1970) charakteristische granitische Gesteine, die sich nicht mit den kristallinen Gesteinen der Klippenzone vergleichen lassen. Auch fehlen in der Klippenzone die basischen bis intermediären Effusivgesteinsgerölle. Auch die Quarzporphyre sind nicht vergleichbar.



Abb. 17: Die Beziehungen der kristallinen Gesteine der Grestener Klippenzone zur Moravischen Zone (P. FAUPL, 1973).

Der Cetische Rücken, der ab der Oberkreide Flysch- und Buntmergeltrog getrennt hat, wird hingegen mit großer Sicherheit dieser Gesteinsprovinz der Grestener Klippenzone entstammen und auch Material geliefert haben. Diesbezüglich laufende Untersuchungen an Grobklastika der Buntmergelzone lassen entsprechendes Material erkennen.

5. Literatur

- ABERER, F.: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der Rahmenzonen der nördlichen Kalkalpen zwischen Neustift und Konradsheim. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 39-41, 1-73, Wien 1951.
- ALIETTI, A. & POPPI, L.: A "labile" interlayer illite-montmorillonite mineral in Apennine clays. Miner. Petrogr. Acta, 18, 141—154, Bologna 1972.
- BROGNIART, A.: L'arkose, caractères minéralogique et histoire geognostique de cette roche. Ann. Sci. naturelles, 8, 113—163, Paris 1826.
- BROWN, G. (Editor): The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. 544 S., 2nd Ed., Miner. Soc. (Clay Miner. Group), London 1972.
- BURST, J. F.: "Glauconite" Pellets: Their Mineral Nature and Application to Stratigraphic Interpretation. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 42, 310—327, Tulsa 1958.
- CLAR, E.: Bemerkungen für eine Rekonstruktion des variszischen Gebirges in den Ostalpen. Zs. Deutsch. Geol. Ges., 122, 161—167, Hannover 1971.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, Ph. H.: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountians. — Geol. Soc. Amer. Bull., 70, 1089—1118, New York 1959.
- ESQUEVIN, J.: Influence de la composition chimique de illites sur leur cristallinitee. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 3, 147—153, Pau 1969.
- EXNER, Ch.: Zur Rastenberger Granittektonik im Bereich der Kampkraftwerke (Südliche Böhmische Masse). Mitt. Geol. Ges. Wien, 61, 6---39, Wien 1969.
- FAUPL, P.: Der Granit des Leopold von Buch-Denkmales (Vorbericht). Österr. Akad. Wiss., math.naturwiss. Kl., 109, 158—164, Wien 1973.
- FAUPL, P., FISCHER, R. & SCHNABEL, W.: Programm zur Berechnung sedimentologischer Parameter aus verfestigten klastischen Sedimenten. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 648-654, Wien 1971.
- FLORES, G.: Discussion. 4th World Petrol. Congr., Proc. Sec. I-A-2, 120-121, Rom 1955.
- FOLK, R. L.: Petrology of sedimentary rocks. 170 S., Hemphill's Bookstore, Austin 1968.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria. The Moravian Zone. Int. Geol. Congr., 23. Sess., Guide to Exc. 32C, 13—24, Prag 1968.
- FREILINGER, G.: Das Konglomerat von Moosbierbaum (Basis der Molasse) und die Granodiorite des Molasseuntergrundes SW von Tulln. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 140 S., Wien 1964.
- FREY, M.: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. Sedimentology, 15, 261—279, Amsterdam 1970.
- FRIEDMAN, G. M.: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — J. Sed. Petrol., 31, 514—529, Tulsa 1961.
- --: On Sorting, Sorting Coefficient and the Lognormality of the Grain-Size Distribution of Sandstones. ---J. Geol., 70, 737-753, Chicago 1962.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. 726 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1970.
- GEYER, G.: Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buchdenkmal im Pechgraben bei Weyer. Verh. Geol. R.-A., 1904, 363—390, Wien 1904.
- -: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Weyer. -- Geol. R.-A., 60 S., Wien 1911.
- GÖRLER, K. & REUTTER, K.-J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome. Geol. Rundsch., 57, 484—514, Stuttgart 1968.
- Gortschling, P.: Zur Geologie der Hauptklippenzone und der Laaber Teildecke im Bereich von Glashütte bis Bernreith (Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges Wien, 58, 23-86, Wien 1965.
- GÖTZINGER, G. & EXNER, Ch.: Kristallingerölle und -scherlinge des Wienerwaldflysches und der Molasse südlich der Donau. — Skizzen zum Antlitz der Erde, S. 81—106, Verlag Brüder Hollinek, Wien 1953.
- HALLAM, A.: The depth significance of shales with bituminous laminae. Marine Geology, 5, 481—493, Amsterdam 1967.

- HAUER, F. v. & HÖRNES, M.: Das Buchdenkmal. Bericht über die Ausführung desselben an die Teilnehmer der Subscription. — Separataschrift, 34. S., Wien 1858.
- JÜSSEN, E.: Beiträge zur Kenntnis der Klausschichten in den Nordalpen. Jb. Geol. R.-A., 40, 381— 397, Wien 1890.
- KAPOUNEK, J., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. — Jb. Geol. B.-A., 110, 73—91, Wien 1967.
- KITTLER, G.: Der kristalline Untergrund der Molassezone im östlichen Niederösterreich. Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 76 S. Wien 1971.
- KRYSTYN, L.: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. — Verh. Geol. B.-A., 1971, 486—509, Wien 1971.
- KUBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieres du metamorphisme. Etages tectonique, Coll. de Neuchâtel, 18—21 avril 1966, 105—122, Neuchâtel 1967.
- KUNZ, B.: Die Fauna der Neuhauser Schichten von Waidhofen/Ybbs, N. Ö. (Dogger, Klippenzone). Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 173, 231—276, Wien 1964.
- KURZWEIL, H.: Sedimentpetrograpgische Untersuchungen an den jungtertiären Tonmergelserien der Molassezone Oberösterreichs. — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 20, 169—215, Wien 1973.
- LAUER, G.: Der Kalkalpennordrand im Raume von Ybbsitz. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 19, 103—130, Wien 1970.
- LIPOLD, M. V.: Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. Jb. Geol. R.-A., 15, 1-163, Wien 1865.
- Löcsei, J.: Die geröllführende Mittelkreide der östlichen Kalkalpen (Abschnitt Losenstein-Wien). --Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 207 S., Wien 1969.
- LONG, J. V. P. & AGRELL, S. O.: Cathodo-luminescence of minerals in thin section. Miner. Mag., 34, 318—326, London 1965.
- LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold von Buch-Denkmals. — Jb. Oberösterr. Musealverein, 87, 369—437, Linz 1937.
- LÜTTIG, G.: Eine neue, einfache geröllmorphometrische Methode. Eiszeitalter und Gegenwart, 7, 13—20, Öhringen/Würt. 1956.
- MATTER, A.: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. Eclogae geol. Helv., 57, 315—428, Basel 1964.
- MILLOT, G.: Geology of Clays. Weathering-Sedimentology-Geochemistry. 429 S., Springer-Verlag New York-Heidelberg-Berlin 1970.
- MOCKER, F.: Der Granit von Maissau. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 29, 334—352, Wien 1910.
- MOHR, H.: Ist das Wechselfenster ostalpin? 12. S., Leuschner, Graz 1919.
- MOJSISOVICS, E. V. & SCHLOENBACH, U.: Das Verhalten der Flyschzone zum Nordrand der Kalkalpen zwischen dem Traun- und Laudach-See bei Gmunden. — Verh. Geol. R.-A., 1868, 212—216, Wien 1868.
- MORLOT, A. v.: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. —212 S., Wien 1847.
- MÜLLER, G.: Sediment-Petrographie, Teil I: Methoden der Sedimentuntersuchung. 303 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1964.
- MÜLLER, G. & BLASCHKE, R.: Zur Entstehung der Posidonienschiefer (Lias z). Die Naturwissenschaften, 56, S. 635, Berlin—Heidelberg—New York 1969.
- —: Coccoliths: Important rock-forming elements in bituminous shales of Central Europe. Sedimentology, 17 119—124, Amsterdam 1971.
- MÜNZNER, H. & SCHNEIDERHÖHN, P.: Das Schnenschnittverfahren. Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr., 3, 456—471, Heidelberg 1953.
- NADER, W.: Die Kalkalpen-Flyschgrenze zwischen Hainfeld und Gresten. Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 116 S., Wien 1952.
- PAQUET, H. & MILLOT, G.: Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soil of Mediterranean climates. — 1972 Int. Clay Conf., preprints, 1, 255—261, New York 1972.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. -- 718 S., 2nd Ed., Harper, New York 1957.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. & SIEVER, R.: Sand and Sandstones. 618 S., Springer-Verlag, Berlin— Heidelberg—New York 1972.
- PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). Jb. Geol. B.-A., 107, 11-69, Wien 1964.
- --: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich). 1:25.000. --- Geol. B.-A., 92 S., Wien 1973.
- POLL, K.: Zur Geologie der Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen). Erlanger geol. Abh., 88, 72 S., Erlangen 1972.

- PREY, S.: Helvetikum und Flysch. In Alpenexkursion II. Verh. Geol. B.-A., Shft. A, (1950—51), 38—48, Wien 1951.
- --: Flysch, Klippenzone und Kalkalpenrand im Almtal bei Scharnstein und Grünau (OÖ.). -- Jb. Geol. B.-A., 96, 301-343, Wien 1953 a.
- —: Streiflichter zum Problem der "Scherlinge" in der Flyschzone. Verh. Geol. B.-A., 1953, 138—145, Wien 1953 b.
- —: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (NÖ.). Jb. Geol. B.-A., 100, 299—358, Wien 1957.
- REINHOLD, F.: Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiet des Manhartsberges (NÖ. Waldviertel). — Tschermaks Min. Petr. Mitt., 29, 361—370, Wien 1910.
- RICHTER, D.: Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungsund Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektogenetischer Bewegungen im Geosynklinalbereich. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 143, 304—344, Stuttgart 1973.
- ROSENBERG, G.: Rand-Kalkalpines aus den Weyerer Bögen. Verh. Geol. B.-A., 1965, 2—8, Wien 1965.
- RUTTNER, A.: Bericht über kohlengeologische Arbeiten im Gebiet von Gresten (Bl. Gamming-Mariazell). Verh. Geol. B.-A., 1948, 72-77, Wien 1948.
- --: Das Flyschfenster von Brettl am Nordrand der niederösterreichischen Kalkalpen. -- Verh. Geol. B.-A., 1960, 227-235, Wien 1960.
- SAMES, C. W.: Morphometric data of some recent pebble associations and their application to ancient deposits. — J. Sed. Petr., 36, 126—142, Tulsa 1966.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Taugelboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). — Sedimentology, 20, 65—89, Amsterdam 1973.
- SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, Niederösterreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 19, 131—188, Wien 1970.
- -: Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Blatt Großraming. Verh. Geol. B.-A., 1971, S. A79, Wien 1971 a.
- ---: Bericht 1970 über geologische Arbeiten auf Batt Ybbsitz. --- Verh. Geol. B.-A., 1971, A80-A81, Wien 1971 b.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. Einführung in die Paläoklimatologie. 273 S., 2. Aufl., Ferd. Enke Verlag, Stuttgart 1961.
- SCHWEIZER, V. B.: Ökologische, geochemische und sedimentologische Untersuchungen im Lias
 (Carixium) Schwabens. — Arbeit. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Stuttgart, N. F., 55, 1—139, Stuttgart 1968.
- SCHWINNER, R.: Variscisches und alpines Gebirgssystem. Geol. Rundsch., 24, 144-159, Berlin 1933.
- SIPPEL, R. F.: A simple device for luminescence petrography. Rev. Scientific Instruments, 36, 1556-1558, Lancaster 1965.
- —: Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. J. Sed. Petrology, 38, 530—554, Tulsa 1968.
- SOLOMONICA, P.: Geologische Untersuchungen im Gebiet des Buch-Denkmales. Mitt. Geol. Ges. Wien, 26, 207—211, Wien 1933.
- SPITZ, A.: Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. Verh. Geol. R.-A., 1916, 37—41, Wien 1916.
- SZADECZKY-KARDOSS, E. v.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. Zbl. Miner. Geol. Paläont., B, 1933, 389-401, Stuttgart 1933.
- THUM, I. & NABHOLZ, W.: Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau—Lenzerheide—Oberhalbstein. — Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 144, 55 S., Bern 1972.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. 256 S., F. Deuticke, Wien 1963 a.
- --: Die Faziesverhältnisse im Mesozoikum des Molasse-Untergrundes der West- und Ostalpen und im Helvetikum der Ostalpen. --- Erdöl-Zs., 79, 41-52, Wien--Hamburg 1963 b.
- --: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. -- Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 469-478, Wien 1965.
- -: Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. 404 S., F. Deuticke, Wien 1973.
- TRAUTH, F.: Zur Tektonik der subalpinen Grestener Schichten Österreichs. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1, 112—134, Wien 1908.
- --: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. Eine stratigraphischpaläontologische Studie. --- Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns u. d. Orients, 22, 1-142, Wien 1909.

- TRAUTH, F.: Die "Neuhauser Schichten" eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. Verh. Geol. R.-A., 1919, 333—339, Wien 1919.
- —: Über die Stellung der "pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 14, 105—265, Wien 1921.
- ---: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. --- Verh. Geol. B.-A., 1948, 145-218, Wien 1948.
- --: Zur Geologie des Voralpengebietes zwischen Waidhofen an der Ybbs und Steinmühl östlich von Waidhofen. --- Verh. Geol. B.-A., 1954, 91-142, Wien 1954.
- VETTERS, H.: Aufnahmsbericht über die Flyschzone und das Kalkalpengebiet auf Blatt Ybbs und die angrenzenden Teile von Blatt Gaming (im Jahresbericht für 1928) Nr. 1. — Verh. Geol. B.-A., 1929, 41—45, Wien 1929.
- WEAVER, C. F.: The Distribution and Identification of Mixed-Layer Clays in Sedimentary Rocks. Amer. Mineralogist, 41, 202—221, Menasha 1956.
- -: Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I: Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 42, 254-271, Tulsa 1958.
- WIESENEDER, H.: Zur Diagenese klastischer Sedimente im Wiener Becken. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3, 142—153, Wien 1953.
- WOLETZ, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. Jb. Geol. B.-A., 94, 167—194, Wien 1950.

Bei der Schriftleitung am 19. März 1974 eingegangen.



Abb. 18: Granodiorit-Gneis; Hauptgesteinstyp des Leopold von Buch-Denkmales. Abbildung einer Bruchfläche.



Abb. 19: Granodiorit-Gneis; Hauptgesteinstyp des Leopold von Buch-Denkmales. Anschnitt senkrecht s.



Abb. 20: Plagioklasreiche Schliere von quarzdioritischer Zusammensetzung aus dem Kristallin des Leopold von Buch-Denkmales. Links im Bild ein Quarzgang.



Abb. 21: Feinkörniger, stark geschieferter, diaphthoritischer Granodiorit-Gneis aus dem Kristallin des Leopold von Buch-Denkmales.



Abb. 22: Roter Porphyrgranit. Bei den großen, hellen Einsprenglingskristallen handelt es sich um stark kaolinitisierte Alkalifeldspäte. — Vorkommen 400 m S des Buch-Denkmales, aus dem linksseitigen Nebengraben des Pechgrabens.



Abb. 23: Quarzdiorit von Schaitten. Die Bruchfläche läßt eine schwache s-Orientierung des Gesteinsgefüges erkennen. Naturdenkmal NE von Schaitten, zwischen Gresten und Scheibbs gelegen.



Abb. 24: Diaphthoritischer Chlorit-Plagioklasgneis. Kristallinfund N von Glosbach, ca. 7kmW von Rabenstein/Pielach.



Abb. 25: Feinkörniger, stark geschieferter Granodiorit-Gneis. In die *s*-Flächen sind Kataklasten von rosa Alkalifeldspäten eingeregelt. Kristallinfund bei Plambach, ca. 3 km E von Rabenstein/Pielach.





Abb. 26: Schieferungsfläche mit undulösem Kleinquarz neben großen Quarzkristallen und Plagioklas. Granodiorit-Gneis des Leopold von Buch-Denkmales (Hauptgesteinstyp). Gekreuzte Nicols, $60 \times$ vergrößert.



Abb. 27: Gesteinsgefüge eines Granodiorit-Gneises mit saussuritisierten Plagioklasen. Hauptgesteinstyp des Leopolds von Buch-Denkmales. Gekreuzte Nicols; $25 \times$ vergrößert.



Abb. 28: Große Klinozoisitkristalle außerhalb der Plagioklase in den plagioklasreichen Schlieren von quarzdioritischer Zusammensetzung. Leopold von Buch-Denkmal. Gekreuzte Nicols, $60 \times$ vergrößert.



Abb. 29: Chloritisation der Biotite und Saussuritisation der Plagioklase in den plagioklasreichen Schlieren von quarzdioritischer Zusammensetzung. Leopold von Buch-Denkmal. Gekreuzte Nicols, $60 \times vergrößert$.



Abb. 30: Arkose aus den marinen Grestener Schichten (Übersicht) Quarz, Mikroklin und Glimmer als terrigene Komponenten; Calcit-Zement. — Forststraße S Hoisn am Traunsee (254/1). Etwas schräg gekreuzte Nicols; $25 \times$ vergrößert.



Abb. 31: Überblick über eine Arkose aus den marinen Grestener Schichten. Quarz und Plagioklas (teilweise polysynthetisch verzwillingt und saussuritisiert) als terrigene Komponenten. — Westufer des Laudachsees bei Gmunden (255/1). Gekreuzte Nicols, $25 \times$ vergrößert.



Abb. 32: Diagenese. Calcit-Zement (hell) korrodiert Quarzkomponenten, dringt in Kornrisse ein und zersprengt die Körner. Arkose des marinen Bereiches der Grestener Schichten. — Forststraße S Hoisn am Traunsee (254/2). Schräge Nicols, $150 \times$ vergrößert.



Abb. 33: Diagenese. Sehr starke Kornsprengung und Verdrängung an terrigenen Quarzen durch Calcit-Zement (hell). Arkose aus dem marinen Bereich der Grestener Schichten. — Forststraße S Hoisn am Traunsee (254/2). Schräge Nicols, $150 \times$ vergrößert.



Abb. 34: Diagenese. Tonige Matrix (dunkel) wird von Calcit-Zement (hell) verdrängt. Sublithischer Arenit aus dem marinen Bereich der Grestener Schichten. — Forststraße im oberen Gschliefgraben bei Gmunden (257/1). Schräge Nicols, $150 \times$ vergrößert.



Abb. 35: Diagenese. Intensive Verdrängung eines Mikroklins durch Calcit-Zement. Sublithischer Arenit aus dem marinen Bereich der Grestener Schichten. — Forststraße im oberen Gschliefgraben bei Gmunden (257/1). Schräge Nicols, $150 \times$ vergrößert.



Abb. 36: Grobkörnige Grestener Arkose des Basalbereiches der Schichtfolge. An dieser Probe ist die starke diagenetische Verzahnung der Quarz- und Feldspatkomponenten gut zu beobachten. Fundort: ehemaliges Gehöft Loosbichl, über dem Serpentin von Gstadt.



Abb. 37: Grobe Breccie aus der marinen Grestener Entwicklung des Dogger. Die Komponenten bestehen ausschließlich aus kristallinem Material, daneben finden sich einige wenige Biogenreste. — Graben W des Gehöftes Größing bei Ybbsitz.



Abb. 38: Schwarzer Tonstein mit millimeterdünnen Feinsand- bis Siltlagen aus der marinen Schichtfolge der Grestener Schichten. — Graben neben der Straße, welche zum Steigerhof, E von Gresten, führt.



Abb. 39: Ausschnitt aus einer Breccienlage, welche in die schwarzen, siltigen Tonsteine (Abb. 38) eingeschaltet ist. Neben dem reichlichen Kristallinmaterial ist ein hoher Gehalt an gelbem Dolomit und hellgrauem Kalk bemerkenswert.


Abb. 40: Neuhauser Schichten mit großem Kristallingeröll (diaphthoritischer Biotit-Plagioklasgneis) und typischen gelben Dolomitkomponenten (Bildmitte). Typlokalität im Neuhausergraben.



Abb. 41: Neuhauser Schichten mit reichlichem Biogenmaterial und Hohlraumbildung mit Internsedimentation. Typlokalität im Neuhausergraben.



Abb. 42: Zeller Schichten. Graugrünes Kristallinkonglomerat aus dem Graben E des Gehöftes Größing.



Abb. 43: Zeller Schichten. Kieselige Breccie mit Kieselkalken, Hornsteinen und Kristallinmaterial aus dem Graben zwischen dem Gehöft Oberrigel und der Kote 570, NW der Ortschaft Ybbsitz.

Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichen-haller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar

Von Johann FRISCH

mit 9 Abbildungen und 7 Tafeln (Tafeln 1, 2 = Phototafeln, Tafeln 3-7 = Beilagen 1-5)

Nördliche Kalkalpen Bayern—Tirol Reichenhaller Schichten Alpiner Muschelkalk Sedimentologie Paläogeographie

Österreichische Karte 1: 50.000 Blätter 85-87, 115-118, 145-148

| Inhaltsverzeichnis | Seite | | | | | |
|--|----------------------|--|--|--|--|--|
| Vorwort | . 76 | | | | | |
| Zusammenfassung | . 77 | | | | | |
| Einführung | | | | | | |
| 1.1. Untersuchungsgebiet und Untersuchungsmethode | . 78 | | | | | |
| 1.2. Problemstellung | . 79 | | | | | |
| 2. Beschreibung und Einteilung der Gesteine der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Musche | 1- | | | | | |
| kalkes | . 79 | | | | | |
| 2.1. Kalke | . 82 | | | | | |
| 2.1.1. Bauelemente | . 82 | | | | | |
| 2.1.1.2. Mikrit | . 82 | | | | | |
| 2.1.1.3. Spatit | . 83 | | | | | |
| 2.1.2. Klassifizierungsvorschlag mit Hilfe der Komponenten und des Zwischenmittels . | . 83 | | | | | |
| 2.1.2.1. Komponentengröße | . 83)s | | | | | |
| und Spatites als Grundlage einer Klassifizierung | . 83 | | | | | |
| 2.1.2.3. Komponententyp — aussagekräftigster Bestandteil einer Karbonatgestein | 5- 95 | | | | | |
| 2 1 2 3 1 Karbonatgesteinsbruchstücke | . 85 | | | | | |
| 2.1.2.3.2. Biogenkomponenten | . 86 | | | | | |
| 2.1.2.3.3. Rundkörperchen | . 86 | | | | | |
| 2.1.2.3.4. Kornaggregate und Schlammklümpchen | . 87 | | | | | |
| 2.1.2.3.5. Umkrustete Komponenten | 81 88 | | | | | |
| 21.2.4. Klassinzierungsvorseinag für Karkgesteine | 00 89 | | | | | |
| 214 Sedimentetional dia magnification Felermin con den Klassificiomungstabell | 00 | | | | | |
| Abb. 3 | 89 | | | | | |
| 2.1.5. Gefügemerkmale 2.1.5.1. Sphärizität, Rundung und Sortierung der Komponenten 2.1.5.2. Geschlossenes und offenes Gerüst 2.1.5.3. Geopetale Gefüge | 89 90 90 90 | | | | | |

| | 2.1.5.4. Feinschichtungen, Schräg- und Kreuzschichtungen 2.1.5.5. Stromatolith-Algenrasen 2.1.5.6. Wühlgefüge 2.1.5.7. Knollen- und Flasergefüge 2.1.5.8. Fließfalten 2.1.5.9. Berücksichtigung der Gefügemerkmale bei der Benennung | 90 91 91 91 92 92 |
|----|--|----------------------------------|
| | 2.2. Dolomite | 92 |
| | 2.3. Breccien und Rauhwacken | 92 |
| | 2.4. Tuffe und Tuffit-Gesteine ("pietra verde") | 92 |
| 3. | Beschreibung und Gliederung der aufgenommenen Profile | 93 |
| | 3.1. Lithofazies-Bereiche des Alpinen Muschelkalkes im Untersuchungsgebiet | 94 |
| | 3.1.1. Zone I mit Profiltyp I (Bereich der "Lechtal-Decke" im Westteil der Tannheimer | |
| | Gruppe und in den Ammergauer Alpen) | 95 05 |
| | 3.1.3. Zone III mit Profiltyp III (Südteil der "Lechtal-Decke" im Bereich des Wetterstein- und Karwendelgebirges, Nordteil der "Inntal-Decke" im Bereich des Mieminger | 99 0.e |
| | 3.1.4. Zone IV mit Profiltyp IV ("Inntal-Decke" im Bereich des Mieminger Gebirges, der Nördlichen Karwendelkette, der Larsenn-Scholle und des Tschirgant-Sim- | 90 |
| | mering-Zuges) 3.1.5. Zone V mit Profiltyp V (Kalkalpen-Südrand südlich Imst im Inntal, Südrand der | 97 |
| | "Inntal-Decke") | 98 |
| | 2.2. Die Loge der Altergerenze Arig/Ledin zur Feriegerenze Albiner Muschelkelk/Wetterstein | 90 |
| | kalk bzw. Alpiner Muschelkalk/Partnachschichten | 99 |
| 4. | Paläogeographische Ergebnisse | 100 |
| | 4.1. Bildungsmilieu der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes | 100 |
| | 4.1.1. Reichenhaller Schichten | 100 |
| | 4.1.2. Untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes | 100 |
| | 4.1.4. Obere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes | 102 |
| | 4.2. Die morphologische Entwicklung des anisischen Sedimentationsraumes im Untersuchungs- gebiet | 103 |
| 5 | Tektonische Folgerungen | 106 |
| 0. | 5.1. Der Nordrand der "Inntal-Decke" zwischen Ehrwald und Westlicher Karwendelspitze (Nördliche Karwendelkette) | 106 |
| | 5.2 Zur Stellung der Larsenn-Scholle | 107 |
| | 5.3. Zur Stellung des Mittelostalnins | 107 |
| 6 | Angeführte Literatur | 110 |
| 0. | | 110 |

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geologe Dr. Johann Frisch, D-8000 München 82, Iltisstraße 62

Vorwort

Die Anregung zur sedimentologischen Bearbeitung der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ.

Danken möchte ich ebenso Herrn Dr. M. SARNTHEIN für wertvolle Anregungen und Hinweise bei gemeinsamen Geländebegehungen und Diskussionen.

Mein besonderer Dank gilt auch Herrn Dr. H. BögEL, Technische Universität München, der die Arbeit durch zahlreiche Gelände- und Literaturhinweise förderte. Herrn Dr. E. OTT, Technische Universität München, danke ich für die Hilfe bei der Bestimmung der Algenreste.

Wertvolle Anregungen für die vorliegende Arbeit verdanke ich außerdem den Herren Dr. O. KRAUS, Bonn, Dr. G. SCHULER, Krumbach, und Dr. W. ZACHER, Technische Universität München.

Die Durchführung der Arbeit wurde durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft und die Stiftung des Volkswagenwerkes gefördert, wofür ich meinen besonderen Dank ausspreche.

Nicht zuletzt gilt mein besonderer Dank der Firma Dorsch Consult, Ingenieurgesellschaft m. b. H., München, die durch eine großzügige finanzielle Hilfe die Veröffentlichung der Arbeit ermöglichte.

Zusammenfassung

53 Säulenprofile der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar werden sedimentologisch im Detail untersucht. Damit lassen sich neue Erkenntnisse über die Fazies und die Bildungsumstände dieser Gesteine und über die morphologische Entwicklung ihres Sedimentationsraumes gewinnen.

Gebiete, in denen der Alpine Muschelkalk eine gleichartige lithologisch-fazielle Entwicklung zeigt, werden zu Lithofazies-Bereichen zusammengefaßt. Es ergibt sich eine räumliche Gliederung des untersuchten Sedimentationsraumes in fünf West-Ost verlaufende Zonen, die jeweils charakteristische Schichtenprofile zeigen. Die sedimentologischen Merkmale der untersuchten Gesteine sprechen für ein warmes Klima und für eine Sedimentation in vorwiegend flachem bis extrem flachem Wasser, teilweise sogar im Gezeitenbereich.

Der Ablagerungsraum der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes der Nördlichen Kalkalpen stellt ein paläogeographisch eigenständiges Becken dar. Die Mächtigkeit des Alpinen Muschelkalkes nimmt von zirka 120 m im Norden auf 250-500 m in den zentralen Bereichen zu. Im Süden geht seine Mächtigkeit auf zirka 100 m zurück. Darin zeichnet sich die Beckenform im Querschnitt ab. Mit Beginn der Ablagerung des Alpinen Muschelkalkes läßt sich der Sedimentationsraum in Untiefen-Bereiche und in Zonen größerer Wassertiefe gliedern. Diese Gliederung erreicht zur Zeit der Sedimentation des Wettersteinkalkes und der Partnachschichten ihren Höhepunkt.

Die sedimentologischen und lithofaziellen Untersuchungsergebnisse erlauben Schlußfolgerungen für die Interntektonik der Nördlichen Kalkalpen. Die Entwicklung des Alpinen Muschelkalkes im Wetterstein- und im Mieminger Gebirge spricht dagegen, daß die "Inntal-Decke" den Charakter einer Ferndecke hat. In der Larsenn-Scholle zeigt der Alpine Muschelkalk eine ähnliche Ausbildung wie im nördlich davon gelegenen Mieminger Gebirge. Zu den Profilen südlich des Inn bestehen beträchtliche Unterschiede. Dies weist auf eine relative Autochthonie der Larsenn-Scholle hin. Die entsprechenden Sedimente der Kalkkögel im Süden von Innsbruck und des Jaggl am Reschenpaß zeigen eine bemerkenswerte Faziesverwandtschaft zum Südrand der Nördlichen Kalkalpen. Das macht es wahrscheinlich, daß das zentralalpine Mesozoikum südlich des nordalpinen Sedimentationsraumes abgelagert worden ist:

Summary

The limestones, dolostones, breccias and rauhwackes of the Reichenhaller Schichten and the Alpine Muschelkalk which were studied in 53 profiles in the Northern Alps can be classified according to their composition of micrite, sparite and components. The investigated sediments originate from a shallow sea during a period with warm climate. The sedimentation area represents an individual basin, divided into five zones running from east to west, each showing a charakteristic facies with typical lithological profiles, indicating different conditions during the sedimentation. The results of the sedimentological studies form the basis for some important conclusions with regard to the internal tectonics of the Northern Alps.

1. Einführung

Der Begriff Reichenhaller Schichten in seiner heutigen faziellen Bedeutung wurde im Jahre 1899 von Ampferer & HAMMER geprägt. Er charakterisiert eine Gesteinsfolge von Kalken, Dolomiten, Rauhwacken und Breccien, die den Alpinen Muschelkalk unterlagert.

Der Begriff "Alpiner Muschelkalk" wird erstmals von GÜMBEL (1860) verwendet.

ARTHABER führt 1905 den Namen "alpiner Muschelkalk im engeren Sinne" ein, KLEBELSBERG spricht 1935 von "Muschelkalk im engeren alpinen Sinn". HUCKRIEDE lehnt 1959 die Bezeichnung "Muschelkalk" in der Alpenstratigraphie ab und schlägt vor, die allgemeine alpine Stufengliederung Hydasp, Pelson und Illyr zu verwenden. Die Fossilien, welche eine derartige zeitliche Gliederung stützen könnten, sind jedoch äußerst spärlich. HUCKRIEDE belegt faziell definierte Gesteinskomplexe mit zeitlichen Begriffen, ohne zu berücksichtigen, daß zeitliche und fazielle Grenzen nicht immer zusammenfallen. Deshalb ist diese Gliederung abzulehnen. 1962 schlägt MILLER den Begriff "Anisische-Riff-Knollenkalk-Serie" vor. Es fehlen jedoch Angaben über riffbildende Organismen und riffanzeigende Fazieseigenschaften. Außerdem werden die zahlreichen anderen ebenso wichtigen Gesteinstypen des Komplexes durch den vorgeschlagenen Namen nicht erfaßt. SARNTHEIN verwendet in seinen Arbeiten von 1965/66/67 den Begriff Alpiner Muschelkalk mit fazieller Bedeutung. Er versteht darunter den Gesteinskomplex, der zwischen Reichenhaller Schichten und Wettersteinkalk bzw. Partnachschichten liegt. HIRSCH gebraucht 1967 den Namen Alpiner Muschelkalk im gleichen Sinn wie SARNTHEIN. Außer zahlreichen Versuchen, den alpinen Muschelkalk zeitlich und lithologisch zu gliedern, existieren viele ortsbezogene Gesteins- und Schichtnamen, die nur Teile des Alpinen Muschelkalkes charakterisieren sollen, z. B. Gutensteiner Kalk, Lercheck-Kalk, Recoaro-Kalk, Reiflinger Kalk, Schreyeralm-Kalk, Schusterberg-Kalk, Virgloria-Kalk. Diese Lokalnamen bereiten bei Faziesstudien und Faziesvergleichen oft Schwierigkeiten, da sie von Autor zu Autor verschieden verwendet werden. Sie sollten deshalb für überregionale Vergleiche vermieden werden.

In der vorliegenden Arbeit wird der Gesteinskomplex, der im stratigraphischen Profil zwischen Reichenhaller Schichten und Wettersteinkalk bzw. Partnachschichten liegt, mit dem Faziesnamen Alpiner Muschelkalk bezeichnet. Damit ist eine Unterscheidung zum stratigraphischen Begriff Muschelkalk des germanischen Faziesbereiches gegeben.

Da die Reichenhaller Schichten und der Alpine Muschelkalk die mächtige Schichtfolge der triadischen Karbonatsedimente der Nördlichen Kalkalpen einleiten, besitzen sie eine gewisse Schlüsselstellung zum Verständnis der darüberfolgenden, stark differenzierten Sedimente. Deshalb sollten die zu Beginn der Geosynklinalentwicklung abgelagerten Gesteine mit Hilfe der neuesten sedimentologischen Arbeitsmethoden untersucht werden.

1.1. Untersuchungsgebiet und Untersuchungsmethode

Als Untersuchungsgebiet wurde der vom Lech im Westen und von der Isar im Osten begrenzte Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen gewählt (Abb. 1). Dieser Raum versprach günstige und zahlreiche Aufschlüsse des Alpinen Muschelkalkes. Die Westgrenze ergab sich außerdem dadurch, daß F. HIRSCH (1966) zur gleichen Zeit eine sedimentologische Untersuchung der Unter- und Mitteltrias im Arlberggebiet begonnen hatte und diese nach Osten bis in das Gebiet von Reutte und Imst auszudehnen gedachte. Im Karwendelgebirge hatte M. SARNTHEIN (1965/66/67) bereits mehrere Unter- und Mitteltriasprofile stromatometrisch bearbeitet, weitere Aufnahmen waren geplant. Damit war die Ostgrenze meines Arbeitsgebietes gegeben. Die Untersuchungen im dazwischenliegenden Raum ließen weitere Erkenntnisse über einen größeren zusammenhängenden Bereich des oberostalpinen Sedimentationsraumes erwarten. Die Nord- und Südgrenze des Arbeitsgebietes sind durch den Nord- und Südrand der Nördlichen Kalkalpen festgelegt. Der Nordrand entspricht einer Linie von Füssen zum Walchensee, der Südrand folgt dem Inntal.

Um die stark wechselnden Gesteins- und Faziesmerkmale im Detail zu erfassen, war ein dichtes Profil- und Probennetz notwendig. In den Sommer- und Herbstmonaten 1965 und 1966 wurden insgesamt 53 Profile bzw. Teilprofile bankweise aufgenommen und die Gesteine bereits im Gelände mit der Lupe bemustert.

Als unentbehrliches Hilfsmittel erwiesen sich außerdem 10% ige Salzsäure und eine Stahlfeile zur Herstellung kleiner Anschliffe im Gelände. Die 53 aufgenommenen Profile ergeben zusammen zirka 8000 Profilmeter, welche mit etwa 1400 orientiert und horizontiert entnommenen Handstücken belegt sind. Sämtliche aufgesammelten Proben wurden zersägt und mit dem Binokular bemustert, die beobachteten Eigenschaften in einer Kartei zusammengestellt. 80 Karbonatproben dienten zur Herstellung von Dünnschliffen, weitere 80 Handstücke zur Anfertigung von Lackfilmen, schließlich wurden 90 Proben im Anschliff photographiert.

1.2. Problemstellung

Das Hauptaugenmerk der Arbeit lag auf der Sedimentologie, den Bildungsumständen und der Paläogeographie der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes. Deshalb sollte folgenden Fragen und Problemen besonders nachgegangen werden:

- 1. Welche sedimentpetrographischen und sedimentologischen Merkmale weisen die Reichenhaller Schichten und der Alpine Muschelkalk auf? Es war erforderlich, diese Merkmale in ihrer Gesamtheit zu erfassen, da die bisherigen Gesteinsbeschreibungen nicht ausreichen, um fazielle und paläogeographische Aussagen daraus abzuleiten.
- 2. Lassen sich aufgrund der festgestellten Merkmale die Gesteine zu Gruppen zusammenstellen, d. h. ist eine Klassifizierung der Karbonatgesteine der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes möglich?
- 3. Welche Merkmale versprechen Hinweise auf Bildungsumstände und Paläogeographie?
- 4. Lassen sich Gesteinstypen und damit Horizonte regional weiterverfolgen, wie verändern sich derartige korrelierbare Lagen ?
- 5. Welche paläogeographischen Vorstellungen lassen sich daraus ableiten ?
- 6. Weisen die zeitlichen und räumlichen Veränderungen des Ablagerungsraumes während der Sedimentation des Alpinen Muschelkalkes auf die lebhafte Gliederung des Sedimentationstroges zur Zeit der Ablagerung des Wettersteinkalkes und der Partnachschichten hin?
- 7. Lassen sich mit Hilfe der gewonnenen paläogeographischen Vorstellungen tektonische Aussagen machen ?

2. Beschreibung und Einteilung der Gesteine der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes

Um die Möglichkeit und Voraussetzung für eine entsprechende Profilbeschreibung und damit die Grundlage für fazielle, paläogeographische und tektonische Aussagen zu schaffen, werden im folgenden die sedimentpetrographischen und sedimentologischen Merkmale des untersuchten Gesteinskomplexes behandelt.

Angeregt vor allem durch die Erfordernisse der Erdölindustrie, haben sich in den letzten 30 Jahren zahlreiche Geologen mit rezenten und fossilen Karbonatsedimenten beschäftigt. Ein erstrebenswertes Ziel war, eine allgemeingültige Karbonatklassifizierung zu entwickeln.

MIŠIK stellt 1959 die bis dahin veröffentlichten Einteilungsversuche zusammen. 1962 gibt HAM ein Symposium heraus, welches zahlreiche beschreibende und genetische Klassifizierungsmöglichkeiten enthält. Die beachtenswerten Vorschläge von THEODOROVICH (1958) und SHVETSOV (1958) wurden von BISSEL & CHILINGAR (1961) aus dem Russischen ins Englische übertragen. 1967 geben BISSEL & CHILINGAR eine kritische Zusammenstellung und Besprechung der derzeitigen Karbonatgesteinsklassifikationen, wobei sie selbst einen eigenen Vorschlag unterbreiten. In vielen dieser Versuche werden die Gesteinstypen überdetailliert klassifiziert, sodaß die Anwendung recht schwierig ist. Eine Klassifizierung sollte so gestaltet sein, daß sie auch der Feldgeologe benutzen kann. Das Beschreibungsschema und die Klassifikation sollen sich jedoch so erweitern lassen, daß sie auch dann verwendbar sind, wenn die Gesteine mit differenzierten Untersuchungsmethoden (Binokular, Mikroskop usw.) untersucht werden.



Abb. 1: Verbreiterung von Reichenhaller Schichten (? Skyth--Anis), Alpinem Muschelkalk (Anis), Partnachschichten (Ladin) und Wettersteinkalk (Ladin) in den Nördl. Kalkalpen zwischen Lech und Isar



6 Jahrbuch Geol. B.-A. (1975), Bd. 118

Abgesehen von geringmächtigen Einschaltungen vulkanischer Gesteine (Tuffe und Tuffite) bestehen die untersuchten Sedimentfolgen durchwegs aus Karbonatgesteinen, welche definitionsgemäß mehr als 50% Karbonatmineralien enthalten sollen. Hiervon sind lediglich Kalzit (CaCO₃) und Dolomit (Mg Ca (CaCO₃)₂) von Bedeutung. Gesteine mit mehr als 50% Kalzit werden in die Gruppe der Kalke eingereiht und aufgrund zahlreicher sedimentologischer Eigenschaften weiter untergliedert. Sedimente mit mehr als 50% Dolomit bilden die Dolomite, welche mehrere Typen enthalten. Rauhwacken und Breccien, welche durch besondere Struktur- und Textureigenschaften ausgezeichnet sind, erfahren eine getrennte Beschreibung, obwohl sie z. T. zu den Kalken und z. T. zu den Dolomiten gestellt werden können. Da die stromatometrisch untersuchten Säulenprofile vorwiegend von Kalken aufgebaut werden, erfuhren diese Gesteine die ausführlichste Bearbeitung.

2.1. Kalke

Kalke bestehen, wie bereits erwähnt, zu mehr als 50% aus Kalzit (CaCO₃). Der Kalzitgehalt kann in den verschiedensten Korngrößen, Strukturen und Texturen im Gestein auftreten.

2.1.1. Bauelemente (Tafeln 1 und 2)

Bereits bei erster Betrachtung von Gesteinsproben mit freiem Auge oder mit der Lupe lassen sich folgende Bauelemente unterscheiden: Komponenten und Zwischenmittel (Mikrit und Spatit).

2.1.1.1. Komponenten (Tafel 1, Fig. 7 und 8; Tafel 2, Fig. 1, 2, 4 und 8)

Am auffallendsten sind meist gut begrenzte, vielgestaltige Teilchen, die das Gerüst eines Gesteines aufbauen können. Diese Teilchen entsprechen den Sandkörnern in einem Sandstein und werden im folgenden als Komponenten bezeichnet. Ihre unterste Größe wird bei 0.05 mm festgelegt. Diese Grenze ist nicht willkürlich gewählt, sondern hat folgende Bedeutung:

Bei der Beschäftigung mit Karbonatgesteinen zeigte sich, daß Komponenten dieser Größe mit einer zehnfach vergrößernden Lupe meist noch identifizierbar sind, d. h., daß Aussagen über Ursprung, Bildungsart und Bildungsumstände möglich sind. Diese Korngrößengrenze wurde also im Hinblick auf feldgeologische Karbonatuntersuchungen eingeführt. Eine Verschiebung und stärkere Gliederung der Korngrößengrenzen bei Anwendung von stark vergrößernden Lichtmikroskopen oder gar Elektronenmikroskopen ist angebracht. Es helfen jedoch auch derartige Instrumente kaum, wesentlich kleinere Komponenten eindeutig zu identifizieren. Wie komplex die Genese von Karbonatteilchen bereits im rezenten Sediment ist, zeigen die Arbeiten von CLOUD, 1962; curtis, EVANS, KINSMAN & SHEARMAN, 1963; DAETWYLER & KIDWELL, 1959; GINS-BURG, 1956, 1957; ILLING, 1954; ILLING & WELLS, 1964 a, b; IMBRIE & PURDY, 1962; PURDY, 1963; SHINN & GINSBURG, 1964; u. a. Trotzdem gilt auch im fossilen Sediment den Komponenten (siehe Kap. 2.1.2.3.) besondere Aufmerksamkeit, da ihre Identifizierung wichtige Anhaltspunkte zum Verständnis von Bildungsumständen und paläogeographischen Gegebenheiten liefert.

2.1.1.2. Mikrit (Tafel 1, Fig. 5; Tafel 2, Fig. 3)

Häufig schwimmen die Komponenten in einem feinkörnigen, oft etwas krümeligen, meist sehr dichten und homogenen Zwischenmittel. Es treten auch Gesteinstypen auf, in denen Komponenten fehlen und die lediglich aus feinkörnigem, nicht näher identifizierbarem Material bestehen, welches im folgenden als Mikrit bezeichnet wird. Z. T. kann man auch im Mikrit noch einzelne Körnchen erkennen, eine genauere Bestimmung ist jedoch nicht möglich. Damit verliert eine korngrößenmäßige Untergliederung des Mikrites, die von verschiedenen Forschern durchgeführt wird, ihre Bedeutung. Wie im Kap. 2.1.1.1. bereits ausgeführt, liegt die Grenze zwischen Komponenten und Mikrit bei 0.05 mm.

2.1.1.3. Spatit (Tafel 2, Fig. 3 und 8)

Außer Mikrit breitet sich zwischen den Komponenten z. T. ein glasiges, palisadenoder pflasterartig gewachsenes Kristallmosaik von CaCO₃ aus. Dieses Zwischenmittel erhält den Namen Spatit (vgl. B. SANDER, 1936). Eine Unterscheidung von primärchemisch ausgefälltem Spatit und sekundär-postsedimentär umkristallisiertem Mikrit ist nur manchmal möglich (vgl. B. SANDNER, 1936; FOLK, 1959; GERMANN, 1966). Erfährt ein Mikrit eine Sammelkristallisation, so entstehen Gefügebilder, welche sich von denen eines primär-chemisch gefällten Spatites kaum unterscheiden lassen. Deshalb wurde von einer Unterscheidung der beiden Spatitarten abgesehen. Eine korngrößenmäßige und gefügeanalytische Untergliederung des Spatites, die in verschiedenen Arbeiten vorgenommen wird, ist im Rahmen dieser paläogeographisch orientierten Arbeit bedeutungslos.

2.1.2. Klassifizierungsvorschlag mit Hilfe der Komponenten und des Zwischenmittels

Die Komponenten, in ihrer Gesamtheit das aussagekräftigste Bauelement der Karbonatgesteine, unterscheiden sich vor allem durch drei Kennzeichen: die Größe, das Mengenverhältnis der einzelnen Größenklassen zueinander und den Komponententyp.

2.1.2.1. Komponentengröße

Die Komponenten werden in zwei Größenklassen unterteilt, in Arenite und Rudite. Arenite umfassen den Korngrößenbereich von 0.05 mm bis 2 mm, Komponenten mit einem Korndurchmesser >2 mm werden als Rudite bezeichnet (vgl. SARNTHEIN, 1965; BISSELL & CHILINGAR. 1967; PETTIJOHN, 1957). Die Korngröße 2 mm als Grenze zwischen Arenit und Rudit entspricht der Unterscheidung von Sand und Kies bei grobklastischen Sedimenten.

2.1.2.2. Mengenanteile der einzelnen Komponenten-Größenklassen, des Mikrites und Spatites als Grundlage einer Klassifizierung

Bei einiger Übung lassen sich die Mengenverhältnisse von Rudit zu Arenit bereits im Gelände grob abschätzen. Ebenso gilt es, den Anteil des Zwischenmittels (Mikrit und Spatit) zu bestimmen. Bei Binokular- oder Mikroskopuntersuchungen kann man dazu die Schaubilder von BACELLE & BOSELLINI (1965) verwenden. Setzt man die Mengenanteile des Rudites, des Arenites, des Mikrites und des Spatites ins Verhältnis zueinander, so erhält man eine erste grobe, beschreibende Klassifizierung.

Rudit, Arenit und Zwischenmittel (Mikrit und Spatit) werden als Eckpunkte einer Dreiecksdarstellung gewählt. Auf diese Weise erhält man eine Einteilung, die in Abb. 2 wiedergegeben ist.



Abb. 2: Benennung des Gesteines nach Gehalt an Mikrit, Spatit, Arenit und Rudit

Die Abkürzungen der Dreiecksdarstellung haben folgende Bedeutung:

| \mathbf{R} | = Rudit |
|----------------|-----------------------------|
| aSR | = arenitischer Spatit-Rudit |
| \mathbf{SR} | = Spatit-Rudit |
| aRS | = arenitischer Rudit-Spatit |
| \mathbf{RS} | = Rudit-Spatit |
| \mathbf{sAR} | = spatitischer Arenit-Rudit |
| aMR | = arenitischer Mikrit-Rudit |
| \mathbf{sRA} | = spatitischer Rudit-Arenit |
| \mathbf{RA} | = Rudit-Arenit |
| rSA | = ruditischer Spatit-Arenit |
| \mathbf{SA} | = Spatit-Arenit |
| rAS | = ruditischer Arenit-Spatit |
| \mathbf{AS} | = Arenit-Spatit |
| Α | = Arenit |
| rMA | = ruditischer Mikrit-Arenit |
| MA | = Mikrit-Arenit |
| rAM | = ruditischer Arenit-Mikrit |
| AM | = Arenit-Mikrit |
| \mathbf{S} | = Spatit |
| М | = Mikrit |

Folgende Gesteinstypen sind in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk unbedeutend:

Eine Größengruppe bzw. ein Bauelement, das mit weniger als 10% am Gesteinsaufbau beteiligt ist, fällt im Gesteinsbild meist nicht auf. Dieser Anteil wird deshalb bei der Benennung außer acht gelassen. In der Dreiecksdarstellung ist daher die 10%-Linie deutlich hervorgehoben. Die Begriffe sind nach folgendem Schema aufgebaut:

Das letzte Wort in der Namenskombination gibt das vorherrschende Bauelement bzw. die vorherrschende Größenklasse der Komponenten an und damit jenes Bauelement bzw. jene Komponenten-Größenklasse, die den Gesteinscharakter bestimmt. Der substantivische Begriff unmittelbar davor bezeichnet jenen Anteil am Gestein, welcher prozentual am zweithäufigsten vorkommt. Mit dem vorausgestellten Adjektiv wird jenes Bauelement bzw. jene Korngrößengruppe aufgeführt, die zwar den 10%-Anteil übersteigt, jedoch von den beiden anderen Anteilen mengenmäßig übertroffen wird (siehe Erläuterungen zu Abb. 2).

2.1.2.3. Komponententyp — aussagekräftigster Bestandteil einer Karbonatgesteinsbeschreibung und -klassifikation

Eine möglichst eindeutige Identifizierung des Komponententyps ist die Grundlage für eine unmißverständliche petrographische Beschreibung; diese wiederum ermöglicht eine Deutung der Bildungsumstände und Aussagen zur Paläogeographie. In den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk sind folgende fünf Komponententypen von Bedeutung: Karbonatgesteinsbruchstücke, Biogenkomponenten, Rundkörperchen, Schlammaggregate und umkrustete Komponenten.

2.1.2.3.1. Karbonatgesteinsbruchstücke (Tafel 2, Fig. 1 und 8)

Hierunter fallen im weiteren Sinne die Resedimentbildungen. Nach B. SANDER (1936) ist die Gleichzeitigkeit der Komponentenbildung und der Sedimentation kennzeichnend für Resedimente. Während SANDER mit dem Begriff Resediment den gesamten Gesteins- bzw. Sedimenttyp bezeichnet, hat sich im Laufe der Zeit die Bedeutung dahingehend geändert, daß man unter Resediment nur noch die Komponente versteht.

Derartige Komponenten können von bereits lithifizierten Sedimenten stammen, aber auch unverfestigte Lagen werden zerstört und wieder abgelagert.

Bruchstücke, welche von bereits lithifizierten Sedimenten stammen (Tafel 2, Fig. 8).

Komponenten, welche von bereits verfestigtem Ausgangsmaterial stammen, weisen sich meist durch eckige, scharf begrenzte Umrisse aus. Teilweise kommen sie in gradierter Lagerung vor, ihre sedimentäre Entstehung ist damit gesichert. Liegt ihr Ursprung außerhalb des Sedimentationsraumes, sind sie also allochthon, so ist ihre Genese komplex. Die Kalkbruchstücke in den von mir untersuchten Sedimenten sind durchwegs im Sedimentationsbecken selbst entstanden. Folk (1959, 1962) bezeichnet diesen Resedimenttyp als "intraclast", ohne den primären Lithifizierungsgrad zu berücksichtigen. Als Ursachen für das Zerbrechen von bereits lithifizierten Sedimenten und damit für die Entstehung derartiger Komponenten kommen Gezeiten- und Meeresströmungen sowie Sturmfluten in Frage. Komponenten, von unverfestigtem bzw. schwach verfestigtem Primärsediment stammend (Tafel 2, Fig. 1).

Von Bedeutung sind Sedimentumlagerungen von unverfestigtem bzw. schwach verfestigtem Sediment. Durch Bodenunruhen, Gezeiten- und veränderliche Meeresströmungen oder Sturmfluten wird eine kaum verfestigte Sedimentlage aufgerissen, zerlegt und umgelagert, wobei durchwegs eine Zurundung der Schlammklumpen erfolgt. Auf diese Art dürften die Schlickgerölle entstanden sein, die auch aus den Raibler Schichten häufig beschrieben werden (vgl. HARSCH, 1968; JERZ, 1964; KRAUS, 1968; SCHULER, 1968). Da sich Komponenten und Sedimente fast gleichzeitig und mehr oder weniger aus dem gleichen Material gebildet haben, sind im entstehenden Gestein Resedimente (Komponenten) und einbettendes Sediment häufig schwer zu unterscheiden.

Zusammenfassend gilt, daß der beschriebene Komponententyp auf destruktive Vorgänge zurückzuführen ist.

Neben einfacher Umlagerung kommt eine mehrfache Resedimentation vor. Die in einer Probe enthaltenen Karbonatbruchstücke können oligomikt oder polymikt sein (vgl. PETTIJOHN, 1949). Liegt die Korngröße unter 1 mm, so ist die Zuordnung einer Komponente zu diesem Typ kaum möglich. Die Resedimente (Komponenten) ihrerseits können von Mikriten bis Rudit-Areniten aufgebaut werden.

2.1.2.3.2. Biogenkomponenten (Tafel 2, Fig. 2, 3, 4 und 7)

Biogenkomponenten liegen meist in Form von Biogendetritus vor, es treten jedoch auch vollständig erhaltene Fossilien auf. In den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk finden sich, nach ihrer Häufigkeit geordnet, Reste von folgenden Biogenen (= Fossilien im üblichen Sinne):

Crinoiden, Algen (Tafel 2, Fig. 2), Brachiopoden (Tafel 3, Fig. 3) und Lamellibranchiaten.

Dünne, meist gebogene, bis 1 cm lange und um 0.1 mm dicke Stäbchen, welche im Dünnschliff oder Lackabzug besonders häufig beobachtet werden können, erhalten den Namen Filamente (vgl. SARNTHEIN, 1965). Sie stellen Schnitte an dünnwandigen, kleinen Schalenresten (? Daonellen) dar. Es könnten auch dünne Lagen von abblätternden Ammonitengehäusen in Frage kommen. In manchen Proben treten diese Filamente nahezu gesteinsbildend auf (Tafel 2, Fig. 4). Reste von Tubiphytes obscurus MASLOV (Tafel 2, Fig. 7) sind im Alpinen Muschelkalk weit verbreitet. Die paläontologische Zuordnung dieser Biogenreste ist noch nicht gesichert. Während MASLOV (1956) an eine Algenbildung glaubt, stellt RIGBY (1958) dieselben Gebilde aus den permischen Riffkalken Nordamerikas in eine neue Hydrozoenfamilie. FlügEL (1966) hält eine Zuordnung zu den Rotalgen für möglich. Ort (1967) charakterisiert die im Wettersteinkalk vorkommenden Tubiphytes-Typen, läßt die paläontologische Einstufung jedoch offen. In einer netzartigen bzw. spinnwebartigen Struktur finden sich meist mehrere spatitgefüllte Kanäle. Nach ersten Untersuchungen kommt diesen kleinen, organisch entstandenen Teilchen (wenige Millimeter im Durchmesser) stellenweise eine besondere Bedeutung bei der Sedimentbildung zu. So sind nach OTT (1967) die häufigsten Riffbildner im Wettersteinkalk derartige Tubiphyten.

Nur untergeordnet finden sich im Alpinen Muschelkalk Gastropodenreste, Foraminiferen, Stacheln und Siebplatten von Echinodermen, Radiolarien, Bryozoen und Ostracoden. Häufig ist es schwierig, die biogen-detritischen Komponenten einem der genannten Organismen zuzuordnen.

2.1.2.3.3. Rundkörperchen (Tafel 1, Fig. 5, 6 und 7)

Rundkörperchen sind Komponenten aus feinmikritischem Material, denen eine Internstruktur fehlt. Die Komponentengröße umfaßt den arenitischen Bereich von 0.05 mm bis etwa 1 mm. Für einen großen Teil dieser Gebilde gibt es mehrere Entstehungsmöglichkeiten. Eine zweite Gruppe ist mit Sicherheit organischen Ursprunges.

Alle Komponenten im arenitischen Bereich von 0.05 mm bis 0.5 mm, welche sich nicht näher identifizieren lassen, d. h. deren Ursprung nicht sicher ist, werden von mir als pellets bezeichnet (Tafel 1, Fig. 7).

Auffallend gut sortierte, ovale Körner, welche meist noch einen dunklen Außensaum tragen, werden nach zahlreichen Untersuchungen in rezenten Sedimenten (z. B. EARDLY, 1938; PURDY, 1963) auf tierischen Ursprung zurückgeführt. Grabgänge, die mit derartigen Gebilden gefüllt sind, sprechen für Kotpillen (Tafel 1, Fig. 4, 5 und 6). Beim Verdauungsvorgang wird der Tongehalt im gefressenen, aragonitischen Sediment angereichert. Die ausgeschiedenen Kotpillen (engl. fecal pellets) erscheinen deshalb meist dunkler als das umgebende Sediment. Durch Sammelkristallisation erfolgt z. T. eine "Reinigung", wobei der Tongehalt an den Rand der einzelnen Kalzitkristalle und schließlich an den Außensaum der Kotpillen wandert. Dadurch ist der oben erwähnte dunkle Außenrand bedingt. Möglicherweise bewirkt ein organischer Schleimüberzug, den die Pillen am Ende des Verdauungsvorganges erhalten, einen Stau des nach außen gedrängten Tongehaltes.

2.1.2.3.4. Kornaggregate und Schlammklümpchen (Klümpchen, engl. lump, bahamite, grapestone)

Dieser Komponententyp besteht aus synsedimentär verbackenen Kornaggregaten mit unregelmäßiger Internstruktur. Die Komponentengröße reicht von 0.5 mm bis 2.5 mm und liegt meist um 1 mm. Während im rezenten Sediment dieser Komponententyp leicht erkennbar ist, treten im fossilen Gestein die charakteristischen Eigenschaften meist nur undeutlich hervor.

Nach BISSELL & CHILINGAR (1967) sowie LEIGHTON & PENDEXTER (1962) können zwei Eigenschaften als typisch angesehen werden: der unregelmäßig nach außen gewölbte Umriß, welcher für oberflächliche Anwachsprozesse spricht; ferner die im Aggregat enthaltenen Körner, welche aus dem umgebenden Sediment stammen.

Zuweilen ist die Einordnung einiger Schlammklümpchen zu einem bestimmten Komponententyp fraglich. Werden Schlammstücke durch Meeresströmungen aus dem unverfestigten Meeresboden gerissen und umhergetrieben, wobei sich Mikritkörner oberflächlich anlagern, so entwickeln sich lumpartige Komponenten. Derartige Gebilde könnten jedoch auch zu den Schlickgeröllen (Kap. 2.1.2.3.1.) gestellt werden. Die Einteilungsgrenzen sind eben zuweilen fließend.

2.1.2.3.5. Umkrustete Komponenten (Tafel 1, Fig. 7 und 8)

Umkrustete Komponenten bestehen aus einem Kern und unterschiedlich entwickelten, den Kern umgebenden Krusten. Aufgrund der Ausbildung der Kruste lassen sich zwei Arten dieses Komponententypes unterscheiden: Komponenten, die eine im Verhältnis zum Kerndurchmesser dünne Mikrit-Rinde tragen (Tafel 1, Fig. 7) und solche, deren Kern von einer dicken, wolkig-aufgelösten, lagig aufgebauten Kruste umgeben ist (Tafel 1, Fig. 8).

Die Anlagerung des dünnen Schlammantels, der den ersten Typ auszeichnet, dürfte z. T. auf kohäsive, agglutinierende, also physikalische Kräfte zurückzuführen sein. Inwieweit Organismen, z. B. Bakterien, eine Anlagerung und Bindung der feinen Schlammteilchen bewirkten, läßt sich noch nicht beurteilen (vgl. WILSON, 1967). Die Wasserbewegung muß zur Zeit der Krustenbildung sehr gering gewesen sein, da sonst kaum eine Anlagerung des feinen Kalkschlammes vorstellbar ist. Der zweite Typ wird als Onkoid bezeichnet (vgl. HARSCH, 1968; JERZ, 1964; O. KRAUS, 1968; SCHULER, 1968). Als Kern führen beide Typen meist Biogenreste, zuweilen auch Bruchstücke bereits lithifizierter Karbonatsedimente.

Charakteristisch für den zweiten Typ sind tiefe Einschnürungen in der lockeren, von hellen Spatitflecken durchsetzten Kruste, deren Rand häufig ausgefranst und zerschlissen ist (vgl. HARSCH, 1968; FLÜGEL & KIRCHMAYER, 1962; SCHULER, 1968). Die Bildung der Krusten führt man hauptsächlich auf Algen zurück, deren organische Substanz eine Bindung der Sedimentteilchen bewirkte. Daß neben dieser mechanischen Externanlagerung auch chemische Vorgänge eine Rolle spielen, ist sehr wahrscheinlich. Onkoide bilden sich rezent bei \pm ständiger Wasserbedeckung (Flachwasser), Wasserbewegung und erhöhter CaCO₃-Konzentration (siehe u. a. LOGAN et al., 1964; GINSBURG, 1960).

2.1.2.4. Klassifizierungsvorschlag für Kalkgesteine (Abb. 3)

Kombiniert man, wie in Abb. 3 dargestellt, die Begriffe der Dreiecksdarstellung (Abb. 2) mit der Bezeichnung des Komponententyps, so erhält man Gesteinsnamen, die Auskunft über folgende Eigenschaften geben: Größe der Komponenten, Mengenverhältnisse der einzelnen Größenklassen, des Mikrites und des Spatites zueinander, damit über Art und Mengenanteil des Zwischenmittels (Mikrit, Spatit), Komponententyp; die Reihenfolge in der Aufzählung entspricht der Häufigkeit des jeweiligen Komponententypes in der betreffenden Gesteinsart.

Klassifizierungs-Vorschlag für Kalk-Gesteine

| | | K | o m | р | 0 | n | e | n | t | e | n | t | У | Р |
|--------------|---------------------------|--------------------|--------------------|---------|----------|----|---------|--------|---|------------------|-----------|-----------|------------------|------------|
| | | Karbonat Bruchs | gesteins- tücke | Biogena | letritus | Ru | ndkörpe | erçhen | | Schlam aggreg | m- ate | Un Kom | nkrust Iponen | ete ten |
| | Rudit | | | | | | | | | | | | | |
| LC LC | arenitischer Spatit-Rudit | | | | - | | | | | | | | | |
| | Spatit-Rudit | | | | | _ | | | | | | | | |
| alt | arenitischer Rudit-Spatit | | | | | | | | | | | | | |
| re p | Rudit-Spatit | | | | | | | | | | | | | |
| 0 6 | spatitischer Arenit-Rudit | | D | (| D | | | | | | | | \bigcirc | |
| - S D | arenitischer Mikrit-Rudit | | | | | | | | | | | | | |
| | spatitischer Rudit-Arenit | | | | | | | | | | | | | |
| nit s | Rudit-Arenit | | | | | | | | | | | | | |
| leir Leir | ruditischer Spatit-Arenit | | | | | | | | | | | | | |
| A | Spatit – Arenit | | | C | 2 | | 2 | | | | | | | |
| οŢ | ruditischer Arenit-Spatit | | | | | | | | | | | | | |
| ati. | Arenit-Spatit | | | | | | | | | | | | | |
| Spi | Arenit | | | | | | | | | | | | | |
| | ruditischer Mikrit-Arenit | | | | | | | | | | | | | |
| ng Kri | Mikrit-Arenit | | | C | 3 | | 3 | | | 3 | | | | |
| | ruditischer Arenit-Mikrit | | | | | | | | | | | | | |
| Сe | Arenit-Mikrit | | | | | | | | | | | | | |
| С О | Spatit | S | | р | | a | | t | | | i | | t | |
| B | Mikrit | М | | i | | k | | г | | | i | | t | |

Entwickelt am Alpinen Muschelkalk, orientiert an LEIGHTON&PENDEXTER 62

FRISCH 1968

Wasserbewegung

der

Zunahme

Mit den Zahlen 1, 2 und 3 in Abb. 3 werden Beispiele für Kalkgesteine angegeben, die folgende Benennung erhalten: Der Name für Beispiel 1 lautet: spatitischer Arenit-Rudit mit Karbonatbruchstücken, umkrusteten Komponenten und Biogendetritus. Analog werden Beispiel 2, ein Spatit-Arenit mit Rundkörperchen und Biogendetritus, und Beispiel 3, ein Mikrit-Arenit mit Rundkörperchen, Schlammaggregaten und Biogendetritus benannt.

2.1.3. Dolomit-, Ton- und SiO₂-Gehalt

Dolomit-, Ton- und SiO_2 -Gehalte werden durch geeignete beschreibende Zusätze angezeigt: "mit dolomitischem Mikrit-Zwischenmittel", "mit silifizierten Komponenten", "mit dolomitischem Spatit" (= "mit Dolo-Spatit"), "mit tonigem Mikrit", usw.

2.1.4. Sedimentationsbedingungen — Folgerung aus der Klassifizierungstabelle, Abb. 3

Die Mengenanteile der Komponentengrößenklassen, des Mikrites und Spatites (vertikale Achse der Einteilungstabelle, Abb. 3) erlauben Rückschlüsse auf die Wasserturbulenz im entsprechenden Bereich des Sedimentationsraumes, da sie die Wellenund Strömungstätigkeit, d. h. also den Grad und die Art der Wasserbewegung widerspiegeln.

PLUMLEY et al. (1962) treffen sogar nach dem Grad der Wellen- und Strömungstätigkeit eine Kalkeinteilung in fünf Typen. Einem bestimmten Energieindex wird ein entsprechender Gesteinstyp zugeordnet. Eine derartige rein genetische Klassifizierung ist mit zahlreichen Unsicherheiten behaftet und deshalb schwer zu handhaben.

Feiner Kalkschlamm z. B. kann sich nur in ruhigem Wasser absetzen. Ein hoher Mikritgehalt spricht damit für eine geringe Wasserbewegung. Ein hoher Komponentenanteil deutet dagegen eine Turbulenz an. Je höher der Komponentenanteil und je größer die Komponententypen, desto stärker war die Wasserbewegung während der Sedimentation.

Die Bildungsumstände der Komponententypen (horizontale Achse der Abb. 3) sind sehr komplex. Mechanische, physikalisch-chemische und biochemische Prozesse prägen u. a. die Art und Morphologie der Komponenten. Detritische Komponenten beruhen weitgehend auf destruktiven Vorgängen. Andere Komponententypen, wie z. B. Kornaggregate (lumps, grapestones) und umkrustete Komponenten, verdanken ihre Entstehung aggregierenden, also konstruktiven Kräften. Die Komponenten formen sich und wachsen gleichzeitig mit der Bildung des Sedimentes, in welchem sie enthalten sind. Komplizierte chemische und biochemische Prozesse spielen dabei ebenfalls eine Rolle. Die Entstehung von Rundkörperchen (pellets und Kotpillen) etwa ist sehr verschiedenartig. Einige scheinen Bruchstücke, also detritischer Natur zu sein, andere beruhen auf agglutinierenden, chemischen und biochemischen Prozessen, schließlich geben sich zahlreiche Rundkörperchen als Kotpillen zu erkennen.

Zusammenfassend kann folgendes festgestellt werden: Die vertikale Achse der Klassifizierungstabelle (Abb. 3) spiegelt die Wirkung von Wellen- und Strömungstätigkeit wider. In horizontaler Richtung deuten sich mechanische, physikalischchemische und biochemische Einflüsse an.

2.1.5. Gefügemerkmale

Eine vollständige Karbonatgesteinsbeschreibung verlangt Angaben über Aussehen, Anordnung und Verteilung der Komponenten, d. h. über Struktur und Textur. Diese Gesteinseigenschaften, die Gefügemerkmale, liefern weitere Hinweise auf die Sedimentationsbedingungen.

2.1.5.1. Sphärizität, Rundung und Sortierung der Komponenten

Das von KRUMBEIN & SLOSS (1956) veröffentlichte Schaubild ermöglicht Angaben über Sphärizität (= Annäherung des Kornes an die Kugelgestalt) und über Rundung (= Abnahme der Kanten eines Kornes) mit Hilfe von Indexzahlen. Bei hohen Probenzahlen verursacht eine derartige Beurteilung der Komponenten einen beträchtlichen Zeit- und Arbeitsaufwand. Da die Struktur der Komponenten nur begrenzte Rückschlüsse auf die Transport- und Ablagerungsbedingungen zuläßt, genügt eine Abschätzung des Zurundungsgrades, was mit Ausdrücken, wie kantig oder eckig, schwach, mittelmäßig oder gut gerundet, veranschaulicht wird. Auf die gleiche Weise wird der Sortierungsgrad z. T. bereits im Gelände beurteilt und mit Begriffen, wie gut, mittelmäßig, schlecht sortiert, charakterisiert.

2.1.5.2. Geschlossenes und offenes Gerüst (Tafel 2, Fig. 2 und 8)

In Areniten bis Ruditen bilden die Komponenten durchwegs eine selbsttragende Lagerung, d. h. ein Gerüst, in dem sich die Komponenten gegenseitig stützen. Diese Gefügeeigenschaft wird allgemein als geschlossenes Gerüst bezeichnet. Meist werden die Zwickel dieses Gerüstes von Spatit als Zwischenmittel ausgefüllt, seltener findet sich Mikrit. Ein geschlossenes Gerüst mit spatitischem Zwischenmittel spricht für einen synsedimentären Turbulenzgrad, bei dem mikritische Feinanteile nicht zur Ablagerung gelangen konnten. Das Sediment wurde als Kalksand geschüttet, in den Zwickeln dieses Sandgerüstes kam es postsedimentär zur Ausfällung eines spatitischen Zwischenmittels durch chemische Internanlagerung.

Das geschlossene Gerüst eines Mikrit-Arenites mit mikritischem Zwischenmittel deutet eine Wasserbewegung an, bei welcher auch Mikrit zur Sedimentation gelangte, und die weniger intensiv war als im ersten Fall.

Schwimmen die Komponenten im Zwischenmittel, ohne sich gegenseitig zu berühren, so wird das Gerüst als offen bezeichnet. Das Zwischenmittel ist in diesem Fall meist Mikrit.

2.1.5.3. Geopetale Gefüge

Geopetale Gefüge sind zur Bestimmung der Lagerung oft unentbehrlich. Es treten z. B. Gradierungen in der Art von Turbiditen auf (vgl. SARNTHEIN, 1965). Derartige Kalke ermöglichen eventuell Aussagen über die Morphologie des Sedimentationsraumes (siehe Kap. 4.2.). Im makro- wie auch mikroskopischen Bereich finden sich außerdem geopetale Hohlraumausfüllungen ("Geologische Wasserwaagen"). So erhalten etwa Brachiopodenschalen (Tafel 2, Fig. 3), Algenröhrchen oder Kleinhöhlen, die im liegenden Teil mit Mikrit gefüllt sind, postsedimentär eine hangende Spatithaube durch chemische Internanlagerung. Häufig kann beobachtet werden, daß palisadenartig gewachsener, randständiger Kalzit (Spatit) im Hohlraumzentrum von ein bis zwei Generationen eines tafeligen Spatitpflasters abgelöst wird. Zuweilen bleibt der innerste Teil des Hohlraumes offen.

Kleine gewölbte Schälchen sind zuweilen so abgelagert, daß der konvexe Teil zum Hangenden zeigt. Ein derartiges Absinken und Einpendeln der Schälchen in diese stabile Lage spricht für äußerst ruhige Sedimentationsbedingungen.

2.1.5.4. Feinschichtungen, Schräg- und Kreuzschichtungen

Feinschichtungen können durch lagige Korngrößenunterschiede im gleichen Sediment bedingt sein. Häufig werden sie durch schichtige Einschaltung von wenige Millimeter dicken, dolomitischen, bituminösen, tonigen oder kieseligen Lagen hervorgerufen. An salzsäuregeätzten Anschliffen lassen sich diese Wechsellagerungen im Detail studieren. Schräg- und Kreuzschichtung weisen auf eine Änderung der Anlagerungsrichtung hin (Tafel 2, Fig. 6). Diese Gefüge sind in den untersuchten Karbonatsedimenten recht selten und meist sehr undeutlich, so daß sie zur Rekonstruktion von Strömungsrichtungen nicht geeignet sind.

2.1.5.5. Stromatolith-Algenrasen (Tafel 1, Fig. 3)

Von großer Bedeutung für Angaben über Bildungsumstände sind biogene Sedimentstrukturen, sogenannte Stromatolith-Algenrasen (siehe TEBBUTT et al., 1965). B. SANDER (1936) beschreibt derartige krustige Karbonatbildungen als "Krautkopf-Lamellen-Gefüge", A. FISCHER (1964) bezeichnet diese Anlagerungsgefüge als "Loferit". LOGAN et al. (1964) führen eine geometrische Klassifizierung der Stromatolith-Algenrasen durch, die Aussagen über Bildungsumstände und Bildungsbereiche und damit über die Paläogeographie zuläßt.

Die in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk vorkommenden Typen reichen von planen, z. T. weiträumig gestreckten Formen bis zu weitständigen, niedrig-welligen, seitlich verbundenen Kuppeln im Zentimeterbereich (Tafel 1, Fig. 3). Die beiden Typen sprechen für eine Entstehung dieser biogenen Sedimentstrukturen im Gezeitenbereich.

Stromatolith-Algenrasen bestehen aus einem unregelmäßigen vertikalen Wechsel von Spatit mit krümeligem, dolomitischem Mikrit. Die Entstehung dieser unsystematisch welligen bis gekräuselten Schichtungsbilder kann auf die sedimentbindende Wirkung von Spaltalgen zurückgeführt werden.

2.1.5.6. Wühlgefüge (Tafel 1, Fig. 4, 5 und 6)

Wühlgefüge, auch Bioturbationsgefüge genannt, sind in einem bestimmten Horizont des Alpinen Muschelkalkes (siehe Kap. 3) verbreitet und lassen die sogenannten Wurstelkalke entstehen. Die Genese der Gefügebilder ist jedoch nicht immer eindeutig, z. T. können durch diagenetische Vorgänge ganz ähnliche Texturen hervorgerufen werden. Die wühlenden Organismen dürften z. T. Würmer gewesen sein, es kommen auch kleine Gastropoden in Frage. In den Grabgängen finden sich hin und wieder noch Kotpillen des Wühlers (Tafel 1, Fig. 4, 5 und 6).

2.1.5.7. Knollen- und Flasergefüge (Tafel 2, Fig. 5)

Die Knollen- und Flasergefüge sind wohl im Sinne von WEBER (1965) durch Zerlegung bereits verfestigter Kalklagen, d. h. spätdiagenetisch entstanden. Außerdem dürften Drucklösungsvorgänge eine wichtige Rolle gespielt haben (TRURNIT, 1967, 1968 a, b). Anzeichen für frühdiagenetische Konkretionen lassen sich nicht nachweisen.

Die unregelmäßig geformten Arenit-Mikrit-Kalkknollen in der oberen Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes mit durchwegs reichlich Filamenten schwimmen in einem tonig-schlierigen Zwischenmittel, in welchem die Filamente, aufgrund ihrer unterschiedlichen Löslichkeit feinmikritischem Material gegenüber, angehäuft auftreten. Dieses Zwischenmittel stellt teilweise den Lösungsrückstand dar, in welchen die Kalkknollen eingesunken zu sein scheinen, bzw. in welchen sie bei der Diagenese hineingepreßt wurden. Dadurch kommen die Fließgefügebilder im Zwischenmittel an der Peripherie der Kalkknollen zustande.

In den Flaserkalken der unteren und mittleren Gesteinsserie kam es generell nicht zur vollständigen Auflösung der ursprünglichen, nur wenige Zentimeter dicken Kalkbänkchen und damit nicht zur Knollenbildung. Die spätdiagenetische Anlösung führte zu unregelmäßigen, knubbeligen Ober- und Unterflächen der verbliebenen Restbänkchen. Die Milieubedingungen, welche zur Knollenbildung führen können, haben BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) diskutiert.

2.1.5.8. Fließfalten

In Dolomit/Kalk-Rhythmiten mit Lagen um 1 cm konnten an einigen Stellen gut entwickelte Fließfalten mit einer Amplitude von einigen Zentimetern bis einigen Dezimetern beobachtet werden. Die Feststellung, daß derartige Fließfalten durch allmähliches Zerreißen seitlich in schichtig eingelagerte Breccien und Rauhwacken (siehe Kap. 2.3.) übergehen, ist ein Hinweis auf die Genese derartiger Gesteinstypen. Da derartige frühdiagenetische Gleitvorgänge bereits bei Bodenneigungen von weniger als 1 Grad ausgelöst werden können, sind Schlüsse auf die Morphologie dieser Sedimentationsbereiche nicht möglich.

2.1.5.9. Berücksichtigung der Gefügemerkmale bei der Benennung

Die Gefügemerkmale werden durch geeignete Zusätze in den Wortkombinationen aufgeführt: gradierter spatitischer Rudit-Arenit mit Karbonatbruchstücken und Onkoiden, ein geschlossenes Gerüst bildend; schlecht sortierter Mikrit-Arenit mipellets und Kornaggregaten; Arenit-Mikrit mit gut sortierten Kotpillen und Bioturbat tionsgefügen; mikritischer Rudit-Arenit mit schichtparallel eingelagerten Schalenresten (= Lumachelle).

2.2. Dolomite

Die Dolomite lassen sich nach ihrem Kalkgehalt gliedern. Dolomite mit einem Kalkgehalt von 10 bis 50% werden als kalkige Dolomite bezeichnet. Z. T. kann man noch verschwommene Sedimentstrukturen und -texturen des ehemaligen Kalkes erkennen. Ist der Kalkgehalt geringer als 10%, so liegt ein reiner Dolomit vor.

Die Bildungsbedingungen sind sehr verschiedenartig. Nach den Ergebnissen zahlreicher Arbeiten an rezenten Sedimenten sind die Dolomite der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes in extrem flachem, hochsalinem Meerwasser, und zwar im Gezeiten- bzw. Wellenbereich gebildet worden. Das Klima dürfte ähnlich dem der Bahama-Inseln gewesen sein (ozeanisch-subtropisch).

2.3. Breccien und Rauhwacken (Tafel 1, Fig. 1 und 2)

Breccien und die daraus entstandenen Rauhwacken haben die gleiche Genese. Die rauhwackige Anwitterung ist eine Folge der leichteren Verwitterbarkeit von bestimmten, in der ursprünglichen Breccie vorhandenen Komponenten. Mit der Klassifizierung und Genese von Breccien und Rauhwacken beschäftigen sich ausführlich HARSCH (1968), JEBZ (1966), O. KBAUS (1968) und SCHULER (1968) in ihren Untersuchungen der Raibler Schichten.

Wie bereits erwähnt, konnte häufig beobachtet werden, daß sich Breccien und Rauhwacken seitlich mit Fließfalten verzahnen, welche durch allmähliches Zerreißen und schließlich durch Zerbrechen in Breccien bzw. Rauhwacken übergehen. Wahrscheinlich führen bereits Neigungen unter 1% zu derartigen subaquatischen Sedimentrutschungen.

Da sich die Breccien und Rauhwacken durchwegs mit laminierten Dolomiten, d. h. Stromatolith-Algenrasen verzahnen, sind dem gesamten Komplex die gleichen Bildungsbedingungen zuzuschreiben, die bereits bei den Dolomiten angegeben worden sind.

2.4. Tuffe und Tuffit-Gesteine ("pietra verde")

Neben grünen, allgemein als "pietra verde" bekannten Gesteinstypen, treten am Südrand der Nördlichen Kalkalpen auch rote Tuffe und Tuffite auf. Eine detaillierte regionale und petrographische Beschreibung dieser Gesteine soll an anderer Stelle veröffentlicht werden. Soweit die Untersuchungsergebnisse für paläogeographische Aussagen von Bedeutung sind, werden sie in Kap. 4 diskutiert.

3. Beschreibung und Gliederung der aufgenommenen Profile

Die Verbreitung der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes geht aus Abb. 1 hervor.

Aufgrund lithofazieller und sedimentologischer Merkmale lassen sich die aufgenommenen Profile des Alpinen Muschelkalkes in eine untere, mittlere und obere Gesteinsserie gliedern. Die Profile zeigen außerdem in Nord-Süd-Richtung beachtliche Unterschiede. In West-Ost-Richtung macht sich dagegen in den Profilen eine auffallend einheitliche Ausbildung des Alpinen Muschelkalkes bemerkbar. Daraus ergibt sich eine Gliederung des Ablagerungsraumes im Untersuchungsgebiet in fünf von Norden nach Süden hintereinander angeordnete Lithofazies-Bereiche (Abb. 5).

3.1. Lithofazies-Bereiche des Alpinen Muschelkalkes im Untersuchungsgebiet

Gebiete, in denen der Alpine Muschelkalk eine ähnliche lithologisch-fazielle Entwicklung zeigt, werden zu Lithofazies-Bereichen zusammengefaßt (Abb. 5). In West-Ost-Richtung verändern sich die Säulenprofile lithofaziell nur geringfügig (Tafel 4), von Norden nach Süden zeigen sich jedoch auffallende Unterschiede (Tafel 3). Es ergibt sich dadurch eine räumliche Gliederung des Sedimentationsraumes in fünf West-Ost verlaufende Zonen (Abb. 4), die jeweils durch bestimmte Profiltypen charakterisiert sind (Tafel 3 und 4). Die Ähnlichkeit der Profile in den jeweiligen Zonen geht aus Tafel 4 hervor. Die charakteristischen Merkmale der einzelnen Profiltypen und Fazieszonen sind in den folgenden Kapiteln erläutert. Da eine sichere Basis der Profilsäulen fehlt, wird als Bezugslage (Om) für die Metrierung der Profile die Basis des Wettersteinkalkes bzw. der Partnachschichten gewählt. Die Korrelierung der Profile wird aufgrund der lithofaziellen Merkmale vorgenommen.

Da das Untersuchungsgebiet nicht gleichmäßig mit Profilen bedeckt ist, wurden typische Profilsäulen aus den jeweiligen Zonen (Abb. 5) auf eine Linie A-B einprojiziert, die senkrecht zum Verlauf der lithofaziellen Zonen liegt (Tafel 3). Der sich ergebende Nord-Süd-Schnitt durch die Sedimentfüllung des Ablagerungsraumes in den Nördlichen Kalkalpen ist auf den Tafeln 3, 7 und Abb. 6 dargestellt.

3.1.1. Zone I mit Profiltyp I (Bereich der "Lechtal-Decke" im Westteil der Tannheimer Gruppe und in den Ammergauer Alpen)

Profile und Profilabschnitte F, A, C, B, O (Tafel 4 und 5)

Das Liegende des Alpinen Muschelkalkes ist in dieser Zone nicht aufgeschlossen. Die untere Gesteinsserie mit den charakteristischen Wurstelkalken ist tektonisch stark reduziert, die Profile A, B und F zeigen einige dieser typischen Lagen, die her durch diagenetische Zerflaserung überprägt sind. Die dunkelgrauen, dünn- bis mititelbankigen Arenit-Mikrite führen etwas Biogendetritus (Crinoidenbruchstücke und Brachiopodendetritus).



Abb. 4

Die dunkel- bis mittelgraue, dickbankige bis massige mittlere Gesteinsserie wirdvon Mikriten und Arenit-Mikriten aufgebaut, deren wichtigste Komponenten Crinoidenund Brachiopodendetritus sind. Zuweilen macht sich ein Bitumengehalt bemerkbar. Die Mächtigkeit dieses Abschnittes beträgt $55-65\ m$.

Die dunkelgrauen, meist stark knolligen, dünnen (um 20 cm) Bänke der oberen Gesteinsserie führen mäßig graue Hornsteinknollen. Stellenweise reichlich vorhandener Biogendetritus (vorwiegend Brachiopodenreste, daneben Filamente und Crinoidenbruchstücke) läßt hin und wieder einen Arenit-Mikrit entstehen. Meist erweisen sich die Kalke jedoch als Mikrite. Manche Bänke geben beim Anschlagen einen Bitumengehalt zu erkennen. Tuffe und Tuffite fehlen im Profiltyp I. Der Abschnitt der oberen Gesteinsserie zeigt eine Mächtigkeit um 30 m. Da die untere Gesteinsserie fehlt, kann man die Gesamtmächtigkeit für Profiltyp I nur durch Extrapolation und Vergleiche mit vollständigen Profilen aus anderen Zonen ermitteln. Danach würde sie etwa 120 m betragen.

Über dem Alpinen Muschelkalk entwickeln sich Partnachschichten (zirka 300 m), welche durch zwei Kalkzüge in drei Schieferabschnitte untergliedert werden. Die Beckenfazies der Partnachschichten geht in die Riffazies des Wettersteinkalkes über (Tafel 4 und 7).



3.1.2. Zone II mit Profiltyp II (Bereich der "Lechtal-Decke" im Gebiet der Wamberger Sattelzone, nördliches Wettersteingebirge)

Profile und Praofilbschnitte V, W, X, Z, Y, a (Tafel 4 und 5)

Die untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes ist im Bereich von Profiltyp II nicht erschlossen.

Die mittlere Gesteinsserie ist meist massig entwickelt, nur selten dickbankig. Die Farbe wechselt von mittelgrau bis dunkelgrau. Die Folge ist vorwiegend aus Mikriten aufgebaut, selten stellen sich Arenit-Mikrite ein, die etwas Biogendetritus (Crinoidenund Brachiopodenbruchstücke) führen. Ein mäßiger Bitumengehalt macht sich bemerkbar. Die durch Extrapolation und Vergleiche gewonnene Mächtigkeit dieses Abschnittes dürfte bei etwa 70 m liegen.

Die obere Gesteinsserie, durchwegs dünn- bis mittelbankig, zeichnet sich durch die sehr starke Knolligkeit der Bankfugen aus, auf denen sich häufig dünne, spröde Tonschieferbeläge finden. Der Hornsteingehalt ist gering, meist fehlt er sogar. Die fast schwarzen Kalke bis Mergelkalke sind durchwegs aus Mikrit aufgebaut, als Komponenten finden sich lediglich Filamente. Die lauchgrünen bis graugrünen Einschaltungen vulkanischer Gesteine von 30 bis 140 cm Mächtigkeit erweisen sich als Kristall- und Aschentuffe sowie Tuffite mit Gradierung, Fein- und Kreuzschichtung. Ein deutlicher Bitumengehalt macht sich häufig in den Knollenkalken bemerkbar. Die Mächtigkeit dieses Abschnittes schwankt zwischen 130 und 185m, die Gesamtmächtigkeit von Profiltyp II dürfte bei etwa 250m liegen.

Im Hangenden stellt sich die Beckenfazies der Partnachschichten ein. Die Riffazies des Wettersteinkalkes ist in diesem Bereich nicht entwickelt (Tafel 4).

3.1.3. Zone III mit Profiltyp III (Südteil der "Lechtal-Decke" im Bereich des Wetterstein- und Karwendelgebirges, Nordteil der "Inntal-Decke" im Bereich des Mieminger Gebirges)

Profile und Profilabschnitte S, P, n, G, K, H, N (Tafel 4 und 5)

Die Profile n (Nördliche Karwendelkette), G, H, K und N (Mieminger Gebirge) führen an ihrer Basis Reichenhaller Schichten mit mikritischen Kalken, dolomitischen Kalken, kalkigen Dolomiten, Rauhwacken und Breccien.

Die untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes ist gekennzeichnet durch einen Wechsel von Flaserkalken, Kompaktbänken und Wurstelkalken. Flaserkalke und Wurstelkalke gehen häufig ineinander über. Die dünn- bis selten mittelbankigen Kompaktbänke erweisen sich meist als Mikrite, vereinzelt treten auch Mikrit-Arenite mit Biogendetritus (vorwiegend Crinoidenbruchstücke, daneben Reste von kleinen Gastropoden) auf. Im unteren Abschnitt vereinzelt eingeschaltete, kalkige Dolomitbänke (Bankdicke um 25 cm) führen hin und wieder undeutlich ausgebildete Stromatolith-Algenrasen. Die für diesen Abschnitt der Profilsäule charakteristischen Flaserkalk- und Wurstelkalklagen weisen z. T. auf eine Entstehung durch diagenetische Zerflaserung und Drucklösung an mergeligen Kalkbänkchen hin. In den Wurstelkalken läßt sich eindeutige Sedimentdurchwühlung, d. h. Bioturbationsgefüge erkennen. Die Gesamtmächtigkeit dieser unteren Gesteinsserie schwankt sehr stark (40-180 m). Dies dürfte z. T. dadurch bedingt sein, daß die Grenzziehung zur ebenfalls Flaserkalk führenden mittleren Gesteinsserie in mehreren Profilen problematisch ist.

Die massige, selten mittel- bis dickbankige, hellgraue mittlere Gesteinsserie zeigt sich meist als Arenit-Mikrit, stellenweise auch als Mikrit-Arenit und Arenit. Als wichtigster Komponententyp tritt Biogendetritus auf, der sich aus Crinoidenbruchstücken, unbestimmbaren Zweischalerresten und etwas Algenschutt (*Physoporella praealpina* PIA) zusammensetzt. In einigen Profilen wittern aus dolomitischen Kalkbänken Feinschichtungen heraus, die möglicherweise als organische Sedimentstrukturen (Stromatolith-Algenrasen) entstanden sind. Außerdem zeigen sich kalkige und reine Dolomite in Form von Knollen und Linsen. Die Profilsäulen S und n weisen eine rhythmische Wechsellagerung von Flaserkalkabschnitten und Bereichen mit Kompaktbänken auf. Ein leichter Bitumengehalt ist nahezu immer feststellbar. Die Mächtigkeit schwankt mit 70-100 m nur geringfügig.

Die dünn- bis mittelbankigen Hornsteinknollenkalke der oberen Gesteinsserie sind meist als Arenit-Mikrite bis Arenite ausgebildet. In den Profilen S, P und n stellen sich auch spatitische Rudit-Arenite und spatitische Arenit-Rudite ein. Auffallendste Komponenten sind Kalkbruchstücke und Biogendetritus (Filamente, Crinoiden, *Tubiphytes obscurus* MASLOV). Die Bankfugen zeigen meist eine deutliche Knolligkeit, die vereinzelt derart zunimmt, daß ein konglomeratisches Aussehen entsteht. Der Hornsteingehalt schwankt zwischen mäßig und stark. Die Zahl der Einschaltungen sowie die Mächtigkeit der Einzelbänke von grünem bis grüngrauem Kristalltuff, Aschentuff und Tuffit wechselt beträchtlich. Am Nordwestrand des Wettersteingebirges (Riffelwald) tritt eine Lage von etwa 4 m auf, wogegen im Profil P am Südrand des Wettersteingebirges das vulkanische Material vollkommen zu fehlen scheint. In den Profilen S, P und n gehen die Knollenkalke in einen typischen rudit-arenitischen bis arenitruditischen Riffschuttkalk über (Tafel 2, Fig. 8). In den Profilen G, H, K und N folgen über den hornsteinführenden Knollenkalken mehrere helle Mikrit-Bänke ("Schlickbänke") mit ebenen Schichtflächen, bevor sich arenitischer Riffschuttkalk einstellt.

Der Abschnitt der Knollenkalke mißt $100-200 \ m$, so daß man für Profiltyp III eine Gesamtmächtigkeit von etwa $250-500 \ m$ erhält.

3.1.4. Zone IV mit Profiltyp IV ("Inntal-Decke" im Bereich des Mieminger Gebirges, der Nördlichen Karwendelkette, der Larsenn-Scholle und des Tschirgant-Simmering-Zuges).

Profile und Profilabschnitte m, i, k, j, m', l, f, g, e', L, J, Z, p, v, q, s, r (Tafel 4 und 5)

Profiltyp IV zeigt die am stärksten differenzierte lithologisch-fazielle Entwicklung.

An der Basis der Profile J und L finden sich Reichenhaller Schichten, die fast ausschließlich aus Rauhwacken bestehen. Daneben kommen untergeordnet kalkige Dolomitbänke mit Stromatolith-Algenrasen vor. Profil v führt im Liegenden Buntsandstein in Form rötlicher Quarzite. Darüber folgen 3 m eines dünnbankigen, hellen, mürbe bzw. etwas rauhwackig anwitternden Dolomites. Dieser könnte ein Äquivalent der Reichenhaller Schichten sein.

Die untere Gesteinsserie mit dünn- bis selten mittelbankigen Mikriten bis Arenit-Mikriten enthält als Komponenten Crinoidenbruchstücke, nicht näher bestimmbare Zweischalerreste sowie etwas Schutt von Dasycladaceen. Diese Komponenten lassen stellenweise Arenite mit geschlossenem Gerüst entstehen. Vereinzelt treten in diesem Abschnitt in kalkigen Dolomitbänken Stromatolith-Algenrasen auf.

In zwei Profilen (m und p) konnten Fließfalten beobachtet werden, die sich mit endostratischen Breccien verzahnen, folglich genetisch mit diesen verwandt sind. Die zahlreichen eingeschalteten Wurstelkalklagen zeigen deutlich die Tätigkeit von Sedimentwühlern an. Daneben treten auch Gefügebilder auf, die durch diagenetische Zerflaserung und Drucklösung entstanden sind. Wie bei Profiltyp III schwankt die Mächtigkeit dieser Gesteinsserie stark, nämlich zwischen 25 und 90 m.

Die hellen, massigen Kalke der mittleren Gesteinsserie erweisen sich im Mieminger Gebirge als Biogendetrituskalke mit Algenresten (*Physoporella praealpina*, PIA, Tafel 2, Fig. 2), Filamenten, *Tubiphytes obscurus* MASLOV, Crinoidenbruchstücken und Resten von Lamellibranchiaten und Brachiopoden. Neben Arenit-Mikriten kommen Arenite und spatitische Arenit-Rudite vor. Zusammen mit gut ausgebildeten Stromatolith-Algenrasen und Onkoiden liefern die vorher erwähnten Dasycladaceen wichtige bathymetrische Hinweise. Wie in der unteren Gesteinsserie kann man auch hier schlecht entwickelte Fließfalten und endostratische Breccien beobachten. Ein mäßiger Gehalt an kalkigen und reinen Dolomiten äußert sich in Form auswitternder Knollen, Flatschen, Krusten und Linsen. Ein Bitumengehalt fehlt völlig. Die Mächtigkeitsgrenzen liegen bei 35 und 90 m.

Die dünn- bis selten mittelbankigen, mäßig knolligen, arenit-mikritischen bis arenitischen Bänke der oberen Gesteinsserie weisen einen meist geringen Hornsteingehalt auf. Neben hell- bis mittelgrauen Kalken und Hornsteinen treten auch fleischfarben bis rotbraun gefärbte Varietäten auf. Die anteilmäßig wichtigsten Komponententypen dieses Abschnittes sind Biogendetritus und Kalkbruchstücke. Die Mächtigkeit der eingeschalteten Kristall- und Aschentuffe sowie Tuffite schwankt zwischen 20 und 75 cm, im Profil e' fehlen derartige Gesteine. Neben grünen und graugrünen Typen treten am Kalkalpen-Südrand (Profile s und r) auch rote vulkanische Gesteine auf,

7 Jahrbuch Geol. B.-A. (1975), Bd. 118

die sich mit grünen verzahnen. Über dieser 15-55~m messenden oberen Gesteinsserie folgen Riffschuttkalke (Wettersteinkalk), die in einigen Profilen nach wenigen Metern in Gesteine des randlichen Riffkernes überleiten. Die Mächtigkeit von Profiltyp IV reicht von 120 bis 200 m.

Die von SARNTHEIN (1965/66) an der Innsbrucker Nordkette aufgenommenen Profile entsprechen Typ IV (siehe Tafel 12). Über die Ausbildung der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes im zentralen und nördlichen Karwendelgebirge fehlen bisher genaue sedimentologische Angaben.

3.1.5. Zone V mit Profiltyp V (Kalkalpen-Südrand südlich Imst im Inntal, Südrand der "Inntal-Decke")

Profile h und t (Tafel 4 und 5)

Die Eigenschaften der beiden Profile h und t sind durch eine epigenetische Dolomitisierung stark verwischt. Dolo-Spatit-Pflaster setzen über Struktur und Textur hinweg, wobei Komponentengrenzen verlorengehen.

Profil h führt an der Basis gelbliche bis rötliche Quarzite, die dem Buntsandstein angehören. Knapp 2 m eines kieseligen, gebankten Dolomites, ein fragliches Äquivalent der Reichenhaller Schichten, leiten zum Alpinen Muschelkalk über (siehe GROTTENTHALER, 1968).

Im Profil h ist die untere Gesteinsserie von der mittleren nicht abzutrennen. Profil t weist einige Wurstelkalklagen auf, die durch diagenetische Zerflaserung und Drucklösungsvorgänge sowie postdiagenetische Beanspruchung überprägt sind. Damit ist hier eine untere Gesteinsserie zu erkennen. Die dünn- bis mittelbankigen, durchwegs mikritischen bis arenitischen Dolo-Spatite von Profil h zeigen stellenweise Gleitfalten und gegeneinander verstellte Schollen im Zentimeterbereich, so daß ein breccienartiger Charakter entsteht. Beim Anschlagen macht sich ein Bitumengehalt bemerkbar. Detritischer Quarz und ? detritischer Muskowit sind verbreitet.

Eindeutig vom übrigen Profilabschnitt abtrennbar ist die obere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes. In den fast schwarzen, dünn- bis mittelbankigen, mikritischen, stark knolligen Kalken fehlen Hornsteinknollen fast völlig. Eine in Profil h eingeschaltete 40 cm dicke Lage von graugrünem, schieferigem Material könnte den Tuff- bzw. Tuffithorizont markieren. In Profil t fehlen die vulkanischen Gesteine, obwohl sie in nahegelegenen Aufschlüssen vorhanden sind. Die obere Gesteinsserie mißt 35 (Profil t) bzw. 45 m (Profil h). Die Gesamtmächtigkeit dürfte bei etwa 100 m liegen.

Um die charakteristischen und wichtigen lithofaziellen Merkmale und Eigenschaften der einzelnen Profiltypen sowie deren unterschiedliche Ausbildung rasch überblicken zu können, wurden die entsprechenden Kennzeichen in diversen paläogeographischen Skizzen (Tafel 7) zusammengestellt.

3.2. Zur Hangendgrenze des Alpinen Muschelkalkes

Leitet der Alpine Muschelkalk in die Beckenfazies der Partnachschiefer über, so ist seine Hangendgrenze mit dem Einsetzen der Schieferfazies gegeben. Schwieriger ist die Abgrenzung, wenn sich über dem Alpinen Muschelkalk die Riffazies des Wettersteinkalkes entwickelt. Die Knollenkalke werden zuweilen allmählich von ebenflächig begrenzten, dunklen Kalkbänken abgelöst, die nach und nach in die typischen, hellen Wettersteinkalkbänke übergehen. Die Abgrenzung des Alpinen Muschelkalkes kann jedoch meist mit dem verhältnismäßig unvermittelten Einsetzen eines Riffschuttkalkes festgelegt werden (Tafel 2, Fig. 8). Es treten Spatit-Arenite bis Spatit-Rudite mit Übergängen auf, vereinzelt findet sich eine Gradierung ("Turbidite" nach SARNTHEIN, 1965, "allodapische Kalke" nach MEISCHNER, 1964). Der Anteil des Biogendetritus nimmt zu. Auffallend sind Algen- und Crinoidenreste, äußerst typisch *Tubiphytes* obscurus MASLOV. Die Kalkbruchstücke sind eckig, meist schlecht sortiert und bilden durchwegs eine sperrige, selbsttragende Lagerung ("geschlossenes Gerüst"), deren Zwickel mit Spatit ausgefüllt sind. Teilweise kann man auch kugelige Großoolithstrukturen beobachten, die zusammen mit den ruditischen, eckigen und unsortierten Kalkbruchstücken für verhältnismäßig riffnahen Riffschutt sprechen.

In einzelnen Gebieten leitet die Knollenfazies nach und nach in ebenflächige, feinmikritische Bänke ("Schlickbänke") über. Die Abgrenzung der Muschelkalkfazies gegen die Wettersteinkalkfazies ist in diesem Fall schwierig. Eine Hilfe bietet das allmähliche Aussetzen der Hornsteinknollen, das Hellerwerden des Gesteines über den Knollenkalken sowie das Anwachsen der Bankmächtigkeit. Die Faziesgrenze zwischen Alpinem Muschelkalk und Wettersteinkalk kann bei diesen Gegebenheiten auf etwa 10 m genau in der Profilsäule festgelegt werden.

Eine Ausscheidung sogenannter "gebankter Partnach-Kalke" zwischen Alpinem Muschelkalk und Wettersteinkalk, wie dies in jüngster Zeit aufgrund bestimmter Bankentwicklungen versucht wurde, ist kaum möglich. Die fraglichen Kalke stellen nämlich z. T. Mikrit-Kalke ("Schlickbänke"), z. T. feinarenitische bis ruditische Riffschuttkalke dar, z. T. handelt es sich bereits um Gesteine des randlichen Riffkernes mit wirr gelagerten Riffgesteinsbruchstücken und Großoolithen (siehe Tafel 2, Fig. 8). Die sogenannten "gebankten Partnach-Kalke" sind demnach faziell zum Wettersteinkalk zu stellen. Die Bezeichnung Partnach-Kalk sollte der Beckenfazies, d. h. jenen Kalken vorbehalten werden, die in den Partnachschiefern liegen.

3.3. Die Lage der Altersgrenze Anis/Ladin zur Faziesgrenze Alpiner Muschelkalk/Wettersteinkalk bzw. Alpiner Muschelkalk/Partnachschichten

Die Lage dieser beiden Grenzen zueinander läßt sich mangels Fossilien nicht fixieren. Außerdem wären die hierzu erforderlichen paläontologischen Studien über das gesteckte Ziel dieser Arbeit hinausgegangen. Das Problem wurde in letzter Zeit des öfteren ausführlich diskutiert. Ein eindeutiges Ergebnis konnte jedoch nicht erzielt werden.

Solange im Grenzbereich von Alpinem Muschelkalk und Wettersteinkalk bzw. von Alpinem Muschelkalk und Partnachschichten detaillierte makro- und mikropaläontologische Untersuchungen fehlen, kann dieses Problem nicht gelöst werden.

Einen Hinweis liefert folgende Beobachtung: Nähern sich die Profile dem zentralen Bereich des Partnachbeckens, so wird der Abstand des Tuffhorizontes zu den überlagernden Partnachschiefern im Profil immer geringer (siehe Tafel 4). In Profil a nördlich Wamberg liegt zwischen der hangenden Tuffbank und den Partnachschiefern nur noch eine einzige etwa 20 cm dicke Knollenkalkbank.

Setzt man voraus, daß die Tuffablagerung im betrachteten Sedimentationsraum mehr oder weniger gleichzeitig erfolgte, also eine Zeitmarke darstellt, so geht aus der oben geschilderten Lage der Tuffe innerhalb des Schichtenprofiles hervor, daß im zentralen Teil des Partnachbeckens die Schiefersedimentation eher begonnen hat als in seinen Randgebieten, in denen noch Knollenkalke der Muschelkalkfazies gebildet wurden. Dies

weist darauf hin, daß Muschelkalkfazies und Partnachschieferfazies gleichzeitig sedimentiert wurden. Es ist zu vermuten, daß stellenweise auch Wettersteinkalk und Muschelkalk gleichzeitig zur Ablagerung kamen.

4. Paläogeographische Ergebnisse

In diesem Kapitel wird trotz der bekannten Problematik unter Anwendung des Aktualitätsprinzipes versucht, das Bildungsmilieu der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes zu charakterisieren sowie die morphologische Entwicklung ihres Sedimentationsraumes aufzuzeigen.

4.1. Bildungsmilieu der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes

4.1.1. Reichenhaller Schichten

Die charakteristischen Gesteinstypen der Reichenhaller Schichten sind syngenetische Dolomite, Breccien, Rauhwacken und untergeordnet Mikrit-Kalke. Die Dolomite zeigen häufig eine durch Stromatolith-Algenrasen vom Typ LLH-S (= space-linked hemispheroids = flache, seitlich verbundene, halbkugelige, organische Sedimentstrukturen) bedingte Laminierung. Nach LOGAN, REZAK & GINSBURG (1964) entstehen diese Algenrasen im Gezeitenbereich warmer Meeresgebiete. Es muß sogar mit zeitweiligem Trockenfallen des Sedimentes gerechnet werden, da einzelne Sedimentlagen von Schrumpfrissen (Tafel 1, Fig. 3) durchsetzt sind, wie dies auch vom Gesteinstyp der Loferite beschrieben wurde (FISCHER, 1966; SANDER, 1936). Auch die syngenetischen Dolomite weisen ihrerseits auf eine Entstehung in extrem flachem, hochsalinarem Meerwasser im Gezeiten- bzw. Wellenbereich hin. Das Klima dürfte Ähnlichkeit mit dem der Bahama-Inseln gehabt haben, wo sich heute unter ozeanisch-subtropischen Bedingungen syngenetischer Dolomit bildet.

Die Bildung der Breccien und Rauhwacken erfolgte unter den gleichen klimatischen Bedingungen und ähnlicher Wassertiefe, da sich diese Gesteine häufig mit Stromatolith-Algenrasen verzahnen. Die Ursache für die Breccien- und Rauhwackenentstehung können seismische Bodenunruhen, erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten, rückflutende Gezeitenströme oder Setzungserscheinungen gewesen sein, die zu subaquatischem Sedimentgleiten mit Sedimentzerbrechen führten. Die auffallende Fossilarmut der Reichenhaller Schichten spricht für ungünstige Lebensbedingungen, die durch die hohe Salinität des Wassers bedingt waren. Die in den eingeschalteten Mikrit-Kalken auftretenden Stielglieder von *Dadocrinus gracilis* (BUCH) weisen darauf hin, daß auf dem in etwas tieferem und lebensfreundlicherem Wasser abgelagerten Kalkschlamm Seelilien siedelten.

4.1.2. Untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes

Die Zunahme von Kalken im Übergang zu den Sedimenten der unteren Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes spricht für ein allmähliches Tieferwerden des Meeres. Die Ablagerungsbedingungen für diese Gesteinsfolge mit Wurstelkalklagen, zwischengeschalteten, z. T. arenit-mikritischen bis mikrit-arenitischen Kalkkompaktbänken sowie vereinzelten dolomitischen Kalken und kalkigen Dolomiten können, wie folgt, angegeben werden: Die mikritischen, dünnbankigen Wurstelkalke mit Bioturbationsgefügen sprechen für ein sehr ruhiges Ablagerungsmilieu mit Schlammwühlertätigkeit von Kotpillenerzeugern (z. B. Würmern, Gastropoden). Schlickgerölle (Tafel 2, Fig. 1) und umgelagerte Grabgangfüllungen lassen eine zeitweise stärkere Wasserbewegung erkennen. Örtlich auftretende Fließfalten, Breccien und Rauhwacken, die sich z. T. auf engem Raum mit Stromatolith-Algenrasen verzahnen, sind als Flachwasserbildungen zu deuten.

Die z. T. arenit-mikritischen bis mikrit-arenitischen, kompakten Zwischenbänke mit undeutlichen Schrägschichtungen, stellenweise mit reichlich Crinoidendetritus, etwas Dasycladaceen-Schutt, Gastropodenresten und geringem Bitumengehalt zeigen eine bessere Durchströmung, Durchlüftung und Durchlichtung an. Die vereinzelten z. T. nicht eindeutigen, schlecht entwickelten Stromatolith-Algenrasen mit sehr flachen Kuppeln haben sich wahrscheinlich unterhalb des Gezeitenbereiches ("subtidal") entwickelt. Die hin und wieder eingeschalteten hellen, stark dolomitischen Kalkbänke bzw. kalkigen Dolomitbänke weisen darauf hin, daß es zeitweise in verschiedenen Bereichen dieses warmen Flachmeeres zur Erhöhung der Salinität und zu syngenetischer bis frühdiagenetischer Entstehung von Dolomit kam, wobei sich blaugrüne und grüne Algen ansiedelten und zur Stromatolithbildung führten (Tafel 1, Fig. 3).

4.1.3. Mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes

Die Bankmächtigkeit über der unteren Gesteinsserie nimmt rasch bis zur Dickbankigkeit, meist bis zur Massigkeit zu. Dies dürfte die Folge einer zunehmenden Absenkungsgeschwindigkeit des Meeresbodens sein, verbunden mit einer erhöhten Sedimentbildung und anlieferung. Die Farbe wird heller, der Komponentenanteil wächst. Außer Mikriten und Areniten treten stellenweise Gesteinstypen von arenitischem Spatit-Rudit auf. Im unteren Teil der mittleren Gesteinsserie stellen sich häufig gut ausgebildete Stromatolith-Algenrasen von Typ LLH-S ein, die eindeutige bathymetrische Hinweise liefern: Sedimentbildung im Gezeitenbereich, d. h. gut durchlüftetes und durchlichtetes Flachwasser. Im mittleren Teil breitet sich gebietsweise reichlich Biogendetritus mit Algen (Physoporella praealpina PIA, Teutloporella peniculiformis OTT), nicht näher bestimmbaren Zweischalerresten, Crinoidenbruchstücken, Brachiopodennestern und Tubiphytes obscurus MASLOV aus. Algenschutt tritt zuweilen derart gehäuft auf (Tafel 2, Fig. 2), daß mit einer zeitweisen Ansiedlung von Dasycladaceen-Rasen gerechnet werden muß. In diesen Bereichen kommt es auch zur Ausbildung von großwüchsigen Onkoiden (Mumien, Tafel 1, Fig. 8). Die gesamte Faunen- und Florengemeinschaft weist auf ein lebensfreundliches Milieu mit sauerstoffreichem, warmen, gut durchlüftetem Wasser hin. Da mancherorts mikritische Sedimentanteile in diesen arenit-ruditischen Biogendetrituskalken mit geschlossenem Gerüst völlig fehlen, dürfte die Wasserturbulenz zur Zeit der Sedimentation ziemlich hoch gewesen sein (Tafel 2, Fig. 2). Dadurch wurde eine gute Durchlüftung bewirkt. SARNTHEIN (1965) bezeichnet diesen Biogendetrituskalk als Riff. Die typischen Riffeigenschaften, nämlich wellenresistente Riffgerüste, fehlen jedoch. Abschnitte mit mikritischen und arenit-mikritischen Kalken der mittleren Gesteinsserie sind in Stillwasserbereichen entstanden, in die hin und wieder kleine Crinoidenbruchstücke, Tubiphyten und Filamente eingeschwemmt wurden.

Im Übergang zur oberen Gesteinsserie treten verschiedentlich arenitische bis ruditische Crinoidenspatkalke auf, die als zusätzlichen Biogendetritus Schalenreste, etwas Algenschutt und Tubiphyten führen. Diese Anhäufung von Crinoidenstielgliedern könnte man als Spülsäume deuten, die auch rezent beobachtet werden.

4.1.4. Obere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes

Die obere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes ist charakterisiert durch Knollenkalke mit einem wechselnden Gehalt an Hornsteinputzen und Einschaltungen von Tuffen und Tuffiten. Die Knollengefüge sind wohl im Sinne von WEBER (1965) durch Zerlegung bereits verfestigter Kalklagen, d. h. spätdiagenetisch entstanden. "Diese erfolgte teils an Drucksuturen und Horizontalklüften, die durch Lösung erweitert wurden, teils durch Vertikalklüftung, Boudinage und Schieferung, wobei ebenfalls Lösungsvorgänge die Trennfugen erweiterten."

Möglich ist auch die Bildung von Hart- und Weichböden durch Subsolution im Sinne von Arn. HEIM (1934) und HOLLMANN (1962, 1964). Eine wichtige Rolle dürften außerdem Drucklösungsvorgänge gespielt haben (TRURNIT, 1967, 1968 a, b).

Die Anreicherung von Kieselsäure zu Hornsteinknollen kann mit ULRICH (1960) als syngenetisch bis frühdiagenetisch angenommen werden. Als Kieselsäurelieferant könnten vulkanische Exhalationen im Zusammenhang mit anderen vulkanischen Erscheinungen (Einschaltung von Tuffen usw.) gewirkt haben. Es wäre auch möglich, daß die Kieselsäure zunächst von Organismen mit kieseligem Skelett eingebaut und bei der Hornsteinknollenbildung den Schalenresten wieder entzogen wurde.

Der Knollenkalk ist arm an Biogendetritus. Außer wenigen Crinoidenbruchstücken, Echinodermenresten und Foraminiferen finden sich lediglich massenhaft Filamente und stellenweise angehäufte Brachiopodenschälchen. BECHSTÄDT & BRANDNER (1970) geben für entsprechende Knollenkalke aufgrund von Glomospiren (Foraminiferen) einen ruhigen, schlammigen, etwa 30 m tiefen Sedimentationsbereich an. Für ein derartiges Milieu spricht auch das Fehlen von Stromatolith-Algenrasen und Dasycladaceen.

Im hangenden Teil der Knollenkalk-Serie kommt es zur Ablagerung von vulkanischen Gesteinen. Die Absätzigkeit und die starken Mächtigkeitsschwankungen der Tuff- und Tuffiteinschaltungen sprechen für eine Zusammenschwemmung an geeigneten Stellen des Meeresbodens und vielleicht für eine zeitweise stärkere Wasserbewegung. Die roten Tuffe und Tuffite im südlichen Bereich von Zone IV deuten möglicherweise, ebenso wie die roten Hornsteinknollenkalke, ein oxydierendes Milieu an.

In Zone I fehlen "pietra verde"-Einschaltungen (Tafel 6). Dieses nördliche Randgebiet des Sedimentationsbeckens ist vermutlich von der Zufuhr vulkanogener Sedimente nicht erreicht worden. Die in Kap. 3.3. dargelegten Beobachtungen sprechen für die Möglichkeit, daß auch in den Partnachschiefern Tuffe und Tuffite abgelagert wurden.

In den hangendsten Knollenkalkbänken deutet sich gebietsweise bereits die Rifffazies des Wettersteinkalkes an. Im Nordteil der Zone III (Abb. 5) (Wettersteingebirge; Nördliche Karwendelkette) sowie in der Zone IV stellen sich im Niveau der oberen Knollenbänke bereits Spatit-Arenite bis spatitische Arenit-Rudite mit Kalkbruchstücken und Tubiphyten ein, die ein geschlossenes Gerüst bilden. Das Fehlen von Mikrit sowie die auffallende Komponentengröße deuten eine Zunahme der Wasserturbulenz an. Die Wassertiefe ist in Abnahme begriffen, denn wenige Profilmeter höher setzen die Riffschuttkalke des Wettersteinkalkes mit Dasycladaceen, Codiaceen, reichlich Tubiphyten und onkoidartigen Strukturen ein. Damit treten wieder Zeugen für ein lebensfreundliches Milieu auf. In den Zonen I, II und V hält die mikritische Fazies im gesamten Abschnitt der Knollenkalke an und leitet in die Stillwasserfazies der Partnachschichten über. SARNTHEIN (1967) gibt für den Sedimentationsraum der Partnachschichten eine Wassertiefe von 200 m an. Setzt man für die Knollenkalke eine Bildungstiefe von zirka 30 m voraus, so besagen obige Beobachtungen und Überlegungen, daß mit dem Übergang in die Ladin-Fazies eine deutliche Differenzierung des Sedimentationsraumes in Gebiete mit unterschiedlicher Wassertiefe eintritt.

4.2. Die morphologische Entwicklung des anisischen Sedimentationsraumes im Untersuchungsgebiet (Tafel 6, 7 und Abb. 6, 7)

Die Rekonstruktion des anisischen Sedimentationsraumes bereitet insofern Schwierigkeiten, als die Sedimente durch tektonische Vorgänge verfaltet und verlagert worden sind. Außerdem ist der Nord- und Südrand der Kalkalpen tektonisch und erosiv stark verändert. Um über die Breite des Ablagerungsraumes zur Zeit des Anis im Untersuchungsgebiet eine Vorstellung zu gewinnen, wurde in verschiedenen Darstellungen die Faltung ausgeglättet, d. h. die heutige Erstreckung vom Kalkalpen-Nordrand bis zum Inn um 50% vergrößert.

Die im folgenden diskutierten Verhältnisse vermitteln eine Vorstellung, die sicherlich nur allgemein und im großen den Gegebenheiten zur Zeit des Anis entspricht.

Die Mächtigkeit des Alpinen Muschelkalkes nimmt in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar von zirka 120 m im Norden (Zone I) auf 250-500 m in den zentralen Bereichen (Zone II und III) zu. Gegen Süden (Zone IV und V) geht seine Mächtigkeit wieder auf zirka 100 m zurück. Darin zeichnet sich offenbar eine Beckenform des Ablagerungsraumes ab (Tafel 7 und Abb. 6 und 7).

Mit Hilfe der Mächtigkeitsunterschiede der Gesamtprofile sowie einzelner Profilabschnitte kann auf verschieden große Absenkungsgeschwindigkeiten des anisischen Meeresbodens geschlossen werden. In mehreren neueren Arbeiten, die sich mit unterschiedlichen Mächtigkeitsausbildungen in einem bestimmten Zeitabschnitt beschäftigen, wird die Absenkungsgeschwindigkeit bzw. der Absenkungsbetrag proportional zur Sedimentmächtigkeit gesetzt. Es ist jedoch zu bedenken, daß die Mächtigkeit ein Ergebnis des Absenkungsbetrages und des Sedimentangebotes, d. h. von Sedimentbildung und Sedimentanlieferung ist. In Räumen mit gleichen Absenkungsbeträgen können aufgrund eines unterschiedlichen Sedimentangebotes unterschiedliche Mächtigkeiten entwickelt werden. Zwangsläufig entstehen jedoch gleichzeitig unterschiedliche Wassertiefen. Der Absenkungsbetrag innerhalb eines Zeitraumes spiegelt sich also sowohl in der Mächtigkeit wie auch in der Änderung der Wassertiefe wider. Auf Abb. 6 sind die Absenkungsbeträge für die untere, mittlere und obere Gesteinsserie sowie für den gesamten Alpinen Muschelkalk erkennbar.

Betrachtet man die Mächtigkeit der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes gemeinsam, so kann man daraus das unterschiedliche Verhalten des Meeresbodens im anisischen Sedimentationsraumes ersehen. Die unterschiedliche Mächtigkeit der Reichenhaller Schichten am Kalkalpen-Südrand und in den zentralen Gebieten ist auffallend. In den Profilen h (Tafel 4) und v (Tafel 4) (Inntal) schalten sich zwischen den Buntsandstein und den Alpinen Muschelkalk lediglich einige helle Dolomitbänke ein, welche ein Äquivalent der Reichenhaller Schichten darzustellen scheinen. Im Mieminger und Karwendelgebirge (Tafel 4) sind dagegen bis knapp 100 m Reichenhaller Schichten erschlossen. Neben unterschiedlichen Absenkungsbeträgen an der Wende Skyth—Anis könnte auch ein Relief auf der Buntsandstein-Oberfläche für die unterschiedliche Ausbildung verantwortlich gewesen sein. Das von Osten vordringende Meer erreichte zu jener Zeit den Südrand des Ablagerungsraumes nur stellenweise und ließ lediglich im zentralen Gebiet die Gesteine der Reichenhaller Schichten entstehen.

Unterschiedliche Mächtigkeiten (Abb. 6) der unteren Gesteinsserie bei etwa gleicher Wassertiefe deuten eine beginnende unterschiedliche Absenkung des Meeresbodens an. Die verschieden große Mächtigkeit könnte auch darauf hinweisen, daß die Ablagerung der Wurstelkalke auf bestimmte ökologische Bedingungen und paläogeographische Räume beschränkt ist (vgl. SABNTHEIN, 1965).



Abb. 6

Mit Beginn der mittleren Gesteinsserie nimmt die Bankmächtigkeit bis zur Dickbankigkeit, meist bis zur Massigkeit zu. Diese Erscheinung dürfte eine Erhöhung der Absenkungsgeschwindigkeit andeuten.

Im nördlichen Teil der Zone IV (Wannig, südlicher Bereich des zentralen Mieminger Gebirges, Nördliche Karwendelkette) entwickeln sich auf einem morphologischen Schwellengebiet mit geringer Wassertiefe und hoher Turbulenz Dasycladaceen-Rasen, Stromatolith-Algenrasen sowie Onkoidlagen. Die Algenskelette werden stellenweise gesteinsbildend (Tafel 2, Fig. 2). In den umgebenden Gebieten herrschen ruhigere Sedimentationsverhältnisse und tieferes Wasser, verbunden mit einer Verschlechterung der Lebensbedingungen: Dasycladaceen und Stromatolith-Algen verlieren hier an Bedeutung. Lediglich den Crinoiden und Brachiopoden scheinen die Lebensbedingungen noch entsprochen zu haben (Tafel 6). Die unterschiedlichen Mächtigkeiten und Absenkungsbeträge für die mittlere Gesteinsserie gehen aus Tafel 7 und Abb. 6 hervor. Die Mächtigkeit wächst von zirka 60 m im Norden auf knapp 100 m im zentralen Bereich an. Gegen den Südrand der Nördlichen Kalkalpen hin nimmt sie wieder auf etwa 50 m ab.

Die Mächtigkeitsverteilung für die obere Gesteinsserie geht aus Abb. 6 deutlich hervor. Während am Nordrand Mächtigkeiten von 22 bis 50 m auftreten, erreicht im zentralen Bereich (Zone II und III) dieses Paket 130—200 m. In den südlichen



Zonen IV und V werden 50 m kaum überschritten. Dies weist auf eine wesentlich stärkere Absenkung in den Zonen II und III als in den Zonen I, IV und V hin.

Die für die obere Gesteinsserie typischen Einschaltungen von Tuffen und Tuffiten zeigen recht unterschiedliche Mächtigkeiten (Tafel 6). Die mächtigsten "pietra verde"-Lagen finden sich im Wettersteingebirge (Zone III), dem Gebiet der stärksten Absenkung, wo eine verstärkte Sedimentation der vulkanischen Sedimente stattfand. Die Annahme einer Förderung der vulkanischen Gesteine in diesem Bereich ist von MILLER (1962) in Erwägung gezogen worden. In der Zone mit Profiltyp II herrscht eine fast ebenso große Absenkung wie in Zone III (Abb. 6), das Sedimentangebot dürfte jedoch in Zone II geringer gewesen sein, so daß es hier zur Entwicklung einer größeren Wassertiefe und damit zur Ausbildung einer beckenartigen Depression kommt.

In den Bereichen III und IV schafft das Zusammenwirken von Absenkung und Sedimentanhäufung am Ende des Anis ein Milieu, das ein Riffwachstum ermöglicht: sauerstoffreiches, klares und warmes Flachwasser, in dem sich die Absenkung des Meeresbodens und die Sedimentation mehr oder weniger die Waage halten.

Wie die Abb. 4, 5, Tafel 6 und 7 zeigen, entwickelt sich über den Zonen III und IV die Riffazies des Wettersteinkalkes. In den Zonen I, II und V, in denen an der Wende Anis/Ladin die Voraussetzungen für ein Riffwachstum fehlen, wird stattdessen die Beckenfazies der Partnachschichten sedimentiert. Im Laufe des Ladins stellen sich auch in Zone I Milieubedingungen ein, die über anfänglichen Beckensedimenten (Partnachschichten) ein Riffwachstum (Wettersteinkalk) ermöglichen (Abb. 4-5).

Auf Abb. 7 ist die Mächtigkeitsentwicklung im Anis (Alpiner Muschelkalk), im Ladin (Wettersteinkalk und Partnachschichten) und im Karn (Raibler Schichten) auf einem Nord—Süd-Schnitt durch das Untersuchungsgebiet dargestellt. Daraus geht hervor, daß die Trogachse (= Bereich größter Mächtigkeitsentwicklung) sich in der Zeit vom Anis bis zum Ladin lagemäßig kaum verändert. Vom beginnenden Ladin bis zum Ende des Karn verlagert sie sich dagegen um 15 km nach Norden. Dies entspricht einem Zeitraum von etwa 15 Millionen Jahren. Daraus ergibt sich eine Wanderung der Trogachse nach Norden um 1 km pro 10⁶ Jahre bzw. 1 m pro 10³ Jahre (= 1 mm/Jahr). SCHMIDT-THOME (1961) errechnet für das Molassebecken einen Wert von 2 m pro 10³ Jahre (= 2 mm/Jahr).

5. Tektonische Folgerungen

5.1. Der Nordrand der "Inntal-Decke" zwischen Ehrwald und Westlicher Karwendelspitze (Nördliche Karwendelkette)

Die sedimentologischen Untersuchungen des Alpinen Muschelkalkes im Wettersteingebirge, im Mieminger Gebirge, am Arnspitz-Stock und am Westausläufer der Nördlichen Karwendelkette erlauben Aussagen zur Art und zum Ausmaß der Überschiebungstektonik am Nordrand der "Inntal-Decke". Eindeutige Ergebnisse liefern die unmittelbar an der "Inntal-Decken-Grenze" im Arnspitz-Gebiet (Profil P, P', z') und am Westende der Nördlichen Karwendelkette (Profil n und z) liegenden Schichtfolgen des Alpinen Muschelkalkes. Die der "Inntal-Decke" angehörenden Säulenprofile z und z' zeigen auffallende lithofazielle Unterschiede zu den Profilen P, P' und n, die zur "Lechtal-Decke" zu stellen sind (Tafel 4 und 5; vgl. auch FRISCH, 1964). Die Profile P, P' und n gehören der Fazieszone III (= Profiltyp III), die Profile z und z' der Fazieszone IV (= Profiltyp IV) an (Abb. 4 und 5; Tafel 4).

Mit Hilfe des Nord—Süd-Abstandes des Profiles S (nordwestliches Wettersteingebirge; Tafel 5) von den Profilen J bzw. L (zentrales Mieminger Gebirge; Tafel 5) ist es möglich, die Mindestüberschiebungsweite der "Inntal-Decke" im Arnspitz-Gebiet und am Westende der Nördlichen Karwendelkette festzulegen. Profil S gehört dem Profiltyp III an und entspricht lithofaziell den Profilen P, P' und n, die Profile J und L sind zum Profiltyp IV zu stellen und entsprechen den Profilen z und z' (Tafel 5). Zwischen den Säulenprofilen S und J bzw. L liegt eine Nord—Süd-Entfernung von etwa 8 km. Im Arnspitz-Gebiet und am Westende der Nördlichen Karwendelkette grenzen die Profile der "Lechtal-Decke" P, P' und n (Profiltyp III) sowie die Profile der "Inntal-Decke" z und z' (Profiltyp IV) unmittelbar an der "Deckengrenze" aneinander (Tafel 5). Der auch in diesen Gebieten zu erwartende Nord—Süd-Abstand von zirka 8 km der Profile P, P' und n von den Profilen z und z' ist auf wenige 100 m zusammengeschrumpft.

Aus den Faziesvergleichen und der Nord-Süd-Entfernung des Profiles S von den Profilen J bzw. L einerseits und den Nord-Süd-Abständen der Profile P und P' von Profil z' sowie des Profiles n von Profil z andererseits geht hervor, daß die Überschiebung im Arnspitz-Gebiet und am Westende der Nördlichen Karwendelkette mindestens 8 kmbeträgt. Die Fazieszone III ist in diesen Gebieten nahezu vollkommen von Zone IV überfahren, so daß sich weiter im Osten nur noch Alpiner Muschelkalk vom Profiltyp IV finden sollte. Einige Übersichtsbegehungen im östlich anschließenden Karwendelgebirge sprechen für diese Schlußfolgerung. Der Nord-Süd-Schnitt auf Abb. 6, der westlich des Wettersteingebirges verläuft, zeigt, daß die Schichtenprofile S, n, G und L eine allmähliche paläogeographische Entwicklung in Nord-Süd-Richtung andeuten. Faziessprünge im Bereich der "Deckengrenze" sind hier nicht zu beobachten. Eine deutliche Überschiebung ist im Bereich des Nord-Süd-Schnittes (Abb. 6) also nicht vorhanden. Die "Inntal-Decke" hat demnach nicht den Charakter einer Ferndecke. Die von Ehrwald nach Osten zunehmende Überschiebungsweite läßt sich durch eine Drehbewegung der überschiebenden "Inntal-Decke" entgegen dem Uhrzeigersinn erklären. Der Drehpunkt lag im Gebiet des Ehrwalder Beckens. Westlich dieses Gebietes sind Aussagen zum Charakter der "Inntal-Decke" aufgrund sedimentologischer Befunde nicht möglich, da hier Profile des Alpinen Muschelkalkes fehlen.

5.2. Zur Stellung der Larsenn-Scholle

Die sedimentologischen Untersuchungsbefunde im Alpinen Muschelkalk sprechen für eine ortsnahe Verwurzelung der Larsenn-Scholle. Das an ihrem Südrand aufgenommene Profil p zeigt große lithofazielle Ähnlichkeiten mit Profil m am Wannig (westliches Mieminger Gebirge; Tafel 4 und 5). Die Ausbildung des Alpinen Muschelkalkes im Gebiet der Larsenn-Scholle fügt sich zwanglos in Zone IV (Abb. 5) mit Profiltyp IV ein. Ein Vergleich mit den Profilen h und t (Tafel 4) aus dem Gebiet südlich des Inn (Zone V, Abb. 5) zeigt auffallende Unterschiede. Nimmt man mit SABNTHEIN (1967) südlich des zentralen Wetterstein-Riffes ein Partnach-Becken an (Abb. 4 und Tafel 7), so sind dort für den unterlagernden Alpinen Muschelkalk Profile vom Typ V zu erwarten. Eine Beheimatung der Larsenn-Scholle mit Alpinem Muschelkalk vom Typ IV ist demzufolge in diesem Gebiet nicht möglich, so daß eine Autochthonie der Larsenn-Scholle sehr wahrscheinlich ist.

5.3. Zur Stellung des Mittelostalpins

TOLLMANN (1959, 1965) unterscheidet ein Oberostalpin (Nördliche Kalkalpen) von einem Mittelostalpin, das als tiefere tektonische Einheit von den Nördlichen Kalkalpen überfahren wurde. Das Mittelostalpin besteht aus Kristallin, das stellenweise eine eigene, lückenhafte Hülle von (zentralalpinem) Mesozoikum trägt. Zum Mittelostalpin gehört unter anderem das Ötztalkristallin mit seiner sedimentären Bedeckung in den Kalkkögeln und am Jaggl.

Da das Mittelostalpin nach TOLLMANN (1965) ursprünglich nördlich des Oberostalpins lag, wäre eine lithofazielle Verwandtschaft zwischen Mittelostalpin und Nordzone der Nördlichen Kalkalpen zu erwarten (Abb. 1 und Tafel 5). Die sedimentologischen Untersuchungen der Reichenhaller Schichten und des Alpinen Muschelkalkes in den Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) zwischen Lech und Isar zeigen aber, daß die faziellen Beziehungen des Mittelostalpins (im Sinne TOLLMANNS) zum Südrand der Nördlichen Kalkalpen wesentlich auffälliger sind als zur Nordzone der Nördlichen Kalkalpen.

Die beiden Säulenprofile auf Abb. 8 zeigen die auffallend ähnliche Entwicklung der Anis-Sedimente am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (= Oberostalpin im Sinne TOLLMANNS) und in den Kalkkögeln (= Mittelostalpin im Sinne TOLLMANNS). Nach SARNTHEIN (1965) liegen in den Kalkkögeln (Hoadl) über dem Basis-Quarzit (Buntsandstein) nur 17 m mächtige Dolomite, die er für Reichenhaller Schichten hält. Diese Dolomite enthalten reichlich eingeschwemmten Quarz. Profil h (am Kalkalpen-Südrand, Abb. 8) weist über dem Buntsandstein geringmächtige ($\approx 5 m$), quarz- und muskowithaltige Dolomite als Äquivalent der Reichenhaller Schichten auf. Als weitere Gemeinsamkeit kann die Führung von ? detritischen Hellglimmern und detritischem Quarz in den laminierten Dolomiten des Alpinen Muschelkalkes angesehen werden. Profil h





Abb. 8: Vergleich eines Profiles des Alpinen Muschelkalkes vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen (=Oberostalpin nach TOLLMANN) mit einem entsprechenden Profil aus den Kalkkögeln (=Zentralalpines Mesozoikum, Mittelostalpin nach TOLLMANN)


Abb. 9: Stark schematisierte Skizzen zur Anordnung von Fazieszonen in den westlichen Ostalpen

Ähnlichkeit zwischen den "pietra-verde"-Gesteinen des Jaggl-Gebietes Kalkkögeln Tollmanns) kögeln (SARNTHEIN, fallend Bereich lmst Zusätzliche Anzeichen für eine lithofazielle Ähnlichkeit des Mittelostalpins (im Sinne und ıst der Mötz das mıt Kalkalpen am gemeinsame In Jaggi dem den 1965) und am Südrand und Profilen fehlen am Vorkommen derartige Ч des Südrand der Südrand und Oberostalpins a (siehe ۷OD vulkanische der roten Vördlichen Kalkalpen im Inntal zwischen Tafel Nördlichen liefern Luffen ₽ Gesteine und und die Kalkalpen <u>.</u> Tuffvorkommen (Tafe Tuffiten $\mathbf{E}_{\mathbf{S}}$ besteht und 1m nördlichen Ε und den außerdem des <u>6</u> Ħ. Kalk Süd-Auf den

randes der Nördlichen Kalkalpen. Diese Ergebnisse sprechen gegen die Ansicht TOLLMANNS (1965), daß das weitgehende Fehlen von Vulkaniten in der Trias des Mittelostalpins ein allgemeines Unterscheidungsmerkmal zur nordalpinen (= oberostalpinen) Fazies darstellt.

Die nach TOLLMANN mittelostalpinen Anis-Sedimente der Kalkkögel und des Jaggl zeigen einige bemerkenswerte Faziesverwandtschaften zum Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin im Sinne TOLLMANNS). Demnach dürfte dieser "mittelostalpine" Abschnitt der ostalpinen Geosynklinale bereits vor der Deckenbewegung südlich des nordalpinen Sedimentationsraumes gelegen haben. Die Begriffe Mittelostalpin bzw. mittelostalpines Mesozoikum verlieren damit ihre tektonische Bedeutung und sind besser durch die neutralen Bezeichnungen Zentralalpin bzw. zentralalpines Mesozoikum zu ersetzen. HIRSCH (1966), JERZ (1964,) SARNTHEIN (1967), SCHULER (1968) und HARSCH (1968) gelangen aufgrund sedimentologischer Untersuchungen unterund mitteltriadischer Gesteine ebenfalls zur obigen Vorstellung über die ursprüngliche Nord—Süd-Anordnung der kalkalpinen Teiltröge der ostalpinen Geosynklinale.

Verbindet man die obigen Befunde mit der Existenz eines Tauernfensters, so erhält man für die ostalpine Geosynklinale die auf Abb. 9 dargestellte Anordnung der Faziesräume. Die unter dem zentralalpinen Mesozoikum gelegene Kristallinschwelle (Abb. 9, 2. Bild) soll die Liefergebiete andeuten, die nach JERZ (1964), SCHULER (1968) und HARSCH (1968) für die Nördlichen Kalkalpen im Süden sowie nach O. KRAUS (1968) für den Drauzug im Norden angenommen werden müssen. Auch im Alpinen Muschelkalk deuten detritischer Quarz sowie Muskowit, die in den Profilen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen und in den Kalkkögeln auftreten, eine relativ landnahe "Randfazies" an.

Die im 2. Bild auf Abb. 9 wiedergegebene Darstellung soll vorerst nur als Arbeitshypothese gelten. Weitere Faziesvergleiche von nordalpinen, zentralalpinen und südalpinen Triasprofilen könnten mehr Klarheit in die immer noch problematische, primäre Nord—Süd-Anordnung der kalkalpinen Teiltröge der ostalpinen Geosynklinale und damit in den großtektonischen Bau der Ostalpen bringen.

6. Angeführte Literatur

- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jb. Geol. R. A., 48, S. 289—374, Wien 1899.
- ARTHABER, G. v.: Die Alpine Trias des Mediterran-Gebietes. In: FRECH, Leth. geogn., S. 223-472, Stuttgart, 1903-1908.
- BACELLE, L. & BOSELLINI, A.: (Schaubilder zum Schätzen), Annali di Universita di Ferrara. N. S., Sez. IX, Sci. Geol. Pal., IV (3), 24 Tafeln, Ferrara 1965.
- BECHSTÄDT, T. & BRANDNER, R.: Das Anis zwischen St. Vigil und dem Höhlensteintal (Pragser und Olanger Dolomiten, Südtirol). Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, S. 9—103, Innsbruck 1970.
- BISSEL, H. J. & CHILINGAR, G. V.: Classification of sedimentary carbonate rocks. In: Carbonate Rocks. Edit.: BISSEL, H. J. et al. — Developments in Sedimentology 9 A, S. 87—168, Elsevier, Amsterdam— London—New York 1967.
- --: Comments on Theodorovich's "Structural classification of limestones and dolomites", and Shvetsov's "Genetic classification of limestones". --- J. Sediment. Petrol. 31, S. 611-616, Tulsa 1961.
- CLOUD, Pr. E.: Environment of calcium carbonate deposition West of Andros Island Bahamas. Geol. Surv. Prof. Paper, 350, S. 1—138, Washington 1962.
- CURTIS, R., EVANS, G. et al.: Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. Nature, 197, S. 670—680, London 1963.

- DEATWYLER, C. C. & KIDWELL, A. L.: The Gulf of Batabano, a modern carbonate basin. World Petrol. Congr. Prov., 5, S. 1--21, New York 1959.
- EARDLEY, A. J.: Sediments of Great Salt Lake, Utah. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 22, S. 735—806, Tulsa 1938.
- FISCHER, A. G.: The Lofer Cyclothems of the Alpin Triassic. Kansas Geol. Surv. Bull., 169, S. 107— 149, Kansas (1964) 1966.
- FLÜGEL, E.: Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. Carinthia II, Sonderheft 25, 76 S., Klagenfurt 1966.
- FLÜGEL, E. & KIRCHMEYER, M.: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. N. Jb, Geol. Paläont., Mh., 3, S. 113—123, Stuttgart 1962.
- FOLK, R. L.: Practical petrographic classification of limestones. Bull. Americ., Ass. Petrol. Geol. 43, 1, S. 1—39, Tulsa 1959.
- ---: Spectral subdivision of limestone types. In: Classification of carbonate rocks. Edit.: W. E. HAM. ---Americ. Ass. Petro. Geol., Memoir 1, S. 62--84, Tulsa 1962.
- FRISCH, J.: Zur Geologie der nördlichen Karwendelkette im Bereich des Kirchlkars zwischen Isartal im Westen und Karwendeltal im Osten (Tirol). — Dipl. Arb., Inst. f. Geologie, 66 S., Techn. Hochschule München 1964.
- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. Univ., 122 S., München 1966.
- GINSBURG, R. N.: Environmental relationship of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments. — Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., 40, 10, S. 2384—2427, Tulsa 1956.
- -: Early diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South-Florida. Soc. of Ecan. Pal. and Min., Spec. Publ., 5, S. 80—100, Tulsa 1957.
- -: Ancient analogues of recent stromatolites. XXI. Intern. Geol. Congr., part 22, S. 26-35, Copenhagen 1960.
- GROTTENTHALER, W.: Zur Geologie des Tschirgant zwischen Gurgl-Tal im Norden und dem Kalkalpen-Südrand (Tirol). — Dipl. Arb., 109 S., Inst. f. Geologie, Techn. Hochsch. München 1968.
- GÜMBEL, C. W.: Die geognostischen Verhältnisse der bayerischen Alpen und der Donau-Hochebene. Bavaria I, Landes- und Volkskunde des Königreiches Bayern, 1, Ober- und Niederbayern, S. 19—20, München 1860.
- HAM, W. E. edit.: Classification of carbonate rocks. Americ. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, 279 S., Tulsa 1962.
- HARSCH, W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedenen Vorkommen in Graubünden. — Diss. Techn. Hochsch. München, 150 S., München 1968.
- HIRSCH, F.: Etudes stratigraphiques du Trias moyen de la region de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). — Diss., 88 S., Univ. Zürich 1966.
- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und Tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). Verh. Geol. B.-A., S. 44—91, Wien 1959.
- ILLING, L. V.: Bahaman calcareous sands. Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., 38, 1, S. 1—95, Tulsa 1954.
- ILLING, L. V. & WELLS, A. J.: Present day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. In: L. M. J. V. van STRAATEN (Editor): Deltaic and shallow marine deposits. Elsevier, S. 429—435, Amsterdam 1964 a.
- -: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., 48, S. 532 (abstract), Tulsa 1964 b.
- IMBRIE, J. &. PURDY, E. G.: Classification of modern Bahamian carbonate sediments. In: Classification of carbonate rocks. Edit.: W. E. HAM. Americ. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, S. 253—272, Tulsa 1962.

- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Diss. Techn. Hochsch., 127 S., München 1964.
- —: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica, 56, S. 3—102, München 1966.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. Borntraeger Verlag, Berlin 1935.
- KRAUS, O.: Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen. — Diss. Techn. Hochsch., 182 S., München 1968.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 117–127, Stuttgart 1967.
- KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L.: Stratigraphy and sedimentation. Freeman & Co., 660 S., San Francisco 1956 (1. ed.), 1963 (2. ed.).
- LEIGHTON, M. W. & PENDEXTER, Ch.: Carbonate rock types. In: Classification of carbonate Rocks. Edit.: W. E. HAM. — Americ. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, S. 33—61, Tulsa 1962.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of Algal Stromatolites. — J. Geol., 72, 1, S. 68—85, Chicago 1964.
- MASLOV, V. P.: Die fossilen Kalkalgen der UdSSR. Trudy geol. Inst., Akad. Nank SSSR, 160, 301 S., Moskau 1956.
- MEISCHNER, K.-D.: Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentationsbecken. Developments in Sedim., 3, "Turbidites", S. 156—191, Amsterdam 1964.
- MILLER, H.: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). Diss. Univ. 118 S., München 1962.
- MISIK, M.: Entwurf einer einheitlichen Klassifikation und Terminologie von gemischten karbonatischen Gesteinen. Geol. Prace), Zpravy, 16, S. 61—78, Prag 1959.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., 131, 96 S., München 1967.
- PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. 2. ed. Harper & Broth., 718 S., New York 1949 (1. ed.), 1957 (2. ed.).
- PLUMLEY, W. J., RISLEY,G. A. et al.: Energy index for limestone interpretation and classification. In: Classification of carbonate rocks. Edit.: W. E. HAM. — Americ. Ass. Petrol. Geol., Memoir 1, S. 85—107, Tulsa 1962.
- PURDY, E. G.: Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and Reaction groups. 2. Sedimentary Facies. J. Geol., 71, 3, S. 334—355; 4, S. 472—497, Chicago 1963.
- RIGBY, J. K.: Two new Upper Paleozoic Hydrozoans. J. Paleont., 32, S. 583-586, Menasha 1958.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus Tirol). I. Nordalpine Beispiele. II. Südalpine Beispiele, Hauptdolomit, Allgemeines. — Min. Petr. Mitt. 48, 1/2, S. 27—139; 3/4, S. 141—209, Leipzig 1936.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. Verh. Geol. B.-A., S. 119—162, Wien 1965.
- —: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Ber. Nat.-Med. Vers. Innsbruck, 54, S. 33—59, Innsbruck 1966.
- —: Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. Geol. Rdsch., 54, S. 116—127, Stuttgart 1967.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., Erlangen 1968.

- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Paläogeographische und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., 113, S. 231—260, Hannover 1962.
- SHINN, R. S. & GINSBURG, R. N.: Formation of recent dolomite in Florida and the Bahamas (Abstract). — Bull. Am. Petrol. Geol., 48, S. 547, Tulsa 1964.
- SHVETSOV, M. S.: Petrography and Sedimentary Rocks. 416 S., Moskau 1958.
- TEBBUTT, G. E., CONLEY, C. D. & BOYD, D. W.: Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. Contr. to Geol., 4, 1, S. 1—13, Laramie/Wyoming 1965.

THEODOROVICH, G. J.: Study of sedimentary Rocks. -- 572 S., Leningrad 1958.

- TOLLMANN, A.: Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud. Wien, 10, S. 3—62, Wien 1959.
- —: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. Z. deutsch. geol. Ges., 116, S. 359—389, Hannover 1965.
- TRURNIT, P.: Morphologie und Entstehung diagenetischer Drucklösungserscheinungen. Geol. Mitt., 7, S. 173—204, Aachen 1967.
- —: Druck-Lösungsstadien innerhalb der Entwicklung einer Geosynklinale. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 6, S. 376—384, Stuttgart 1968 a.
- —: Die Schnittführung bei der Beurteilung von Drucklösungsphönomenen. Schweiz. Mineral.petrogr. Mitt., 48, S. 373—396, Zürich 1968 b.
- ULRICH, R.: Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vor-Karwendel und Achensee. Geologica Bavarica, 41, S. 99—155, München 1960.
- WEBER, P.: Bildung und Regelung von Kalkknollengefügen. Untersuchungen im Oberdevon des Rheinischen Schiefergebirges. — Decheniana, 118, (1), S. 55-84. Bonn 1965.
- WILSON, R. C. L.: Particle nomenclature in carbonate sediments. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 8, S. 498—510, Stuttgart 1967.

Erläuterungen zu Tafel 1

- Fig. 1: Profil G (Mieminger Gebirge), Reichenhaller Schichten, Handstück G 11 b, Anschliff, 1:1. Polymikte Breccie mit Komponenten aus Kalk-Mikriten und Kalk-Areniten (dunkel), dolomitischen Kalken und kalkigen Dolomiten (hell). — Im kalkigen Dolomitzwischenmittel finden sich reichlich Erzflöckchen.
- Fig. 2: Profil G (Mieminger Gebirge), Reichenhaller Schichten, Handstück G₁, Anschliff, 1:1. Das mikritische, kalkige Dolomitgestein (Rauhwacke) zeigt Hohlräume, die durch Herauswittern der Komponenten einer ehemaligen Breccie entstanden sind.
- Fig. 3: Profil z (Karwendelgebirge), Übergang Reichenhaller Schichten untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück z/, Anschliff, 1:1. Stromatolith-Algenrasen (Typ LLH-S), die im Gezeitenbereich durch Sedimentfang und -bildung an einem organischen Algenfilm entstanden sind.
- Fig. 4: Profil G (Mieminger Gebirge), untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes (Wurstelkalk), Handstück G 32, Anwitterungsfläche senkrecht zur Schichtung, 1,5:1.
 Mikrit mit Bioturbationsgefügen. Die Anschnitte der Grabgänge zeigen z. T. im liegenden Bereich angehäufte Kotpillen.
- Fig. 5: Profil S (Wettersteingebirge), untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück S 70, Dünnschliff, 5:1.
 - Grabgänge im Quer- und Längsschnitt im Mikrit mit z. T. gut erkennbaren Kotpillen.
- Fig. 6: Lachabzug zu Fig. 4, 7:1. Quergeschnittener Grabgang mit im liegenden Teil angehäuften Kotpillen.
- Fig. 7: Profil n (Karwendelgebirge), mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück n 16, Dünnschliff, 10:1.
 Spatitischer Mikrit-Arenit mit dünnumkrusteten Komponenten, Rundkörperchen (pellets) und etwas Biogendetritus, die ein geschlossenes Gerüst erzeugen.
- Fig. 8: Profil m (Wannig, Mieminger Gebirge), mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück m 15, Dünnschliff, 5:1.
 Unsortierter spatitischer Rudit-Arenit mit Onkoiden, Algendetritus (*Physoporella praealpina* PIA) und pellets, ein geschlossenes Gerüst bildend.



Erläuterungen zu Tafel 2

- Fig. 1: Profil H (Mieminger Gebirge), untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück H 58, Lachabzug, 2:1. Arenitischer Mikrit-Rudit mit Resedimenten, die bereits vor der Sedimentation etwas verfestigt waren. Neben diagenetischer Zerflaserung zeigen sich im Berührungsbereich der Komponenten Druckösungserscheinungen.
- Fig. 2: Profil L (Mieminger Gebirge), mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück L 13, Dünnschliff, 5:1. Arenitischer bis ruditischer Biogendetrituskalk (ruditischer Spatit-Arenit) mit Algenresten (*Physoporella praealpina* PIA und *Teutloporella peniculiformis* OTT) und pellets, die sich zu einem geschlossenen Gerüst zusammenlagern. In bewegtem, nicht über 50 m tiefem Wasser entstanden.
- Fig. 3: Profil B (Ammergauer Alpen), mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück B 27, Lachabzug, 1,5:1. Brachiopodenschalen (*Coenothyris vulgaris* SCHLOTHEIM), die eine geopetale Spatit-Haube enthalten ("Geologische Wasserwaagen").
- Fig. 4: Profil r (Inntal bei Mötz), mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück r 32, Dünnschliff, 5:1. Arenitischer Biogendetrituskalk (ruditischer Mikrit-Arenit) mit ungeregelten Filamenten, die bei geringer Wasserbewegung abgelagert wurden.
- Fig. 5: Profil r (Inntal bei Mötz), obere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes (Knollenkalk), Handstück r 10, Dünnschliff, 3:1. Spätdiagenetische Knollenbildung mit Drucklösungserscheinungen.
- Fig. 6: Profil a (Nördliches Wettersteingebirge), obere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes, Handstück a 10, Anschliff, 0,5:1. Kreuzgeschichteter und z. T. gradierter Tuffit mit wechselndem Kalkgehalt.
- Fig. 7: Profil S (Wettersteingebirge), basaler Wettersteinkalk, Handstück S 2, Dünnschliff, 30:1. Spatit-Arentit mit *Tubiphytes obscurus* MASLOV, Kalkbruchstücken und pellets ein geschlossenes Gerüst bildend.
- Fig. 8: Profil m (Wannig, Mieminger Gebirge), Basis des Wettersteinkalkes, Handstück m 2, Anschliff, 1:1.
 Unsortierter, arenitischer Spatit-Rudit mit eckigen Kalkbruchstücken (Riffgesteinsbruchstücke), die ein geschlossenes Gerüst bilden. Die Zwickel sind von Spatit ausgefüllt.



7







J. Frisch - Tafel 6 Vereinfachte und schematisierte Skizzen zur Faziesentwicklung und Paläogeographie des Alpinen Muschelkalkes in den Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Jsar







J. Frisch - Tafel 7



Die Wolfram-Lagerstätte Gifurwe (Rwanda) und die Genese der zentralafrikanischen Reinit-Lagerstätten

Von Wolfgang FRISCH

mit 36 Abbildungen und 16 Tabellen

Zentralafrika (Rwanda) Wolfram-(Reinit-)Lagerstätten Hypogen-epigenetische und sedimentäre Lagerstättenbildung

Inhaltsübersicht

| Zusammenfassung 1 | 120 |
|--|---|
| Abstract 1 | 120 |
| Résumé | 121 |
| Danksagung 1 | 122 |
| Themenstellung und Problematik 1 | 122 |
| I. Die Lagerstätte Gifurwe 1 | 123 |
| 1. Geologische Übersicht | 124 124 129 |
| 2. Die Quarzgänge | 31 132 137 138 |
| 3. Die Vererzung 1 3.1. Die Vererzung in den Quarzgängen 1 3.1.1. Die Verteilung des Erzes in den Quarzgängen 1 3.1.2. Die Erzminerale und ihre Ausbildung 1 3.1.3. Die chemische Zusammensetzung des Reinits 1 3.1.4. Spurengehalte im Reinit 1 3.1.5. Die übrige Mineralisation in den Quarzgängen 1 3.2. Die Vererzung des Nebengesteines 1 3.2.1. Die Wolfram-Gehalte im Nebengestein und ihre räumliche Verteilung 1 3.2.2. W-hältige Konkretionen im Nebengestein 1 3.3.1. Späte hydrothermale Veränderungen und Einflüsse auf das Nebengestein 1 3.3.2. Hydrothermale Beeinflussung des Nebengesteines 1 3.4. Der genetische Ablauf der Vererzung 1 3.5. Hypogen-epigenetische Entstehung der Lagerstätte Gifurwe 1 | 41 42 43 53 55 57 58 57 58 57 58 67 68 68 69 69 |
| II. Regionale Vergleiche im Zusammenhang mit den Reinit-Lagerstätten 1 4. Sedimentäre Entstehungstheorien 1 4.1. Die sedimentäre Theorie nach PARGETER 1 4.2. Der sedimentogene "tungsten-belt" nach DE MAGNEE & ADERCA | 71 72 72 73 74 |
| 5. Wolfram-Gehalte in verschiedenen Gesteinen Zentral-Afrikas und genetische Schluß- folgerungen | 78 |

| | 6. Andere Wolfram-Lagerstätten Zentral-Afrikas im Vergleich mit den Reinit-Lagerstätten | 181 |
|-----|---|-----|
| | 7. Schlußwort | 187 |
| Anh | nang: | |
| ш. | Der Hb-Gehalt zur Darstellung des Ferberit/Hübnerit-Mischverhältnisses in der Wolframit- reihe | 187 |
| | Literaturhinweise | 190 |
| | | |

Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. Wolfgang FRISCH, Geologisches Institut, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

Zusammenfassung

Gifurwe, im N Rwandas gelegen, ist eine von mehreren Reinit-Lagerstätten, die vor allem im zentralen und nördlichen Rwanda sowie im angrenzenden SW-Uganda verbreitet sind.

Gifurwe liegt im Scheitel einer Antiklinale innerhalb graphitischer, mehr oder weniger stark quarzsandiger Tonschiefer des höheren Unter-Burundi (Alt-Proterozoikum). Die Vererzung ist vorwiegend an hydrothermale Quarzgänge, aber auch an das umgebende Nebengestein gebunden. Sie liegt in Form von Reinit (Ferberit pseudomorph nach Scheelit) vor, in den Quarzgängen treten akzessorisch Scheelit, Anthoinit und Tungstit hinzu.

Quarzgänge: Der primäre Scheelit wurde durch eisenreiche Lösungen partiell in Ferberit umgewandelt. Der restliche Scheelit wurde in einer späteren Phase in Anthoinit und Tungstit umgesetzt, nur Scheelitkörnchen, die von unversehrtem Quarz umschlossen waren, blieben erhalten. Der Reinit ist, chemisch gesehen, Ferberit mit durchschnittlich 3 bis 3.5% Hübnerit. Im zentralen Teil der Lagerstätte liegt der Hübnerit-Gehalt etwas höher, an den Rändern niedriger als dieser Wert. Die Verteilung und die Ausbildung des Erzes (verschiedene Ausbildungsstadien des Reinits) werden näher beschrieben. Gegenüber granitnah gebildeten Wolframiten zeigen die Reinite von Gifurwe niedrigere Nb- und erhöhte Y-Gehalte, wodurch relativ kühle Bildung bestätigt wird. Ebenso liegen die Werte für Co, Ni und Zn etwas höher. Die Dichte des Anthoinits wurde mit D = 4.78 neu bestimmt.

Nebengestein: Eine Reihe von W-Analysen zeigt die Abhängigkeit der Vererzung im Nebengestein von den Quarzgängen. In unmittelbarer Nähe reich vererzter Quarzgänge steigt der W-Gehalt im Nebengestein bis über 1000 ppm, um mit zunehmender Entfernung oder in der Nähe mäßig vererzter Gänge rasch abzunehmen. Außerhalb des Lagerstättenbereiches sinkt der W-Gehalt auf etwa 4 ppm ab, was dem background entspricht. Die Vererzung des Nebengesteines ging zweifellos von den hydrothermalen Quarzgängen aus und erfolgte somit hypogen-epigenetische. Konkretionen sedimentär-diagenetischen Ursprunges enthalten bis weit über 0.1% W. Epigenetische Vererzung ist wahrscheinlich. Die Vererzung des Nebengesteines liegt in Form sehr feiner Ferberitkörnchen (vermutlich Reinit) vor.

Hypogen-epigenetische Entstehung der Lagerstätte Gifurwe und der zentralafrikanischen Reinit-Lagerstätten allgemein kann an Hand der Ergebnisse von Gifurwe belegt, sedimentäre Entstehung, wie sie in den letzten zwei Jahrzehnten verschiedentlich gefordert wurde, widerlegt werden. Die regionale Verteilung von W als Spurenelement in den Gesteinen der burundischen Schichtfolge spricht ebenso gegen sedimentäre Konzentration des Wolframs. Als Wolframbringer dienen Granitkuppeln in der Tiefe. Solche Kuppeln müssen aus regionalen Überlegungen unter den Reinit-Lagerstätten, die meist fern von den an der Oberfläche anstehenden Granitkörpern liegen, angenommen werden.

Die Lagerstätten der Paragenese Columbit—Kassiterit—Wolframit—Ferberit—Scheelit/Reinit— Gold ergeben als Funktion der Bildungstemperatur eine zonare Abfolge um die burundischen Granite. Die Reinit-Lagerstätten sind in dieser Reihe ein Glied, ohne das die kontinuierliche Abfolge der zonaren Anordnung um die Granite unterbrochen würde. Sie sind mit den heißeren und den kühleren Bildungen durch Übergänge verbunden.

Der Wolframit hat in dieser Abfolge im pegmatitisch-pneumatolytischen Bereich einen Hübnerit-Anteil von 70% (heiß gebildet) bis 20% (kühler gebildet). Im hydrothermalen Bereich ist hingegen Ferberit bzw. Reinit mit einem Hübnerit-Anteil unter 10% beständig, wobei auch hier die kühleren Bildungen eisenreicher sind.

In einem Anhang wird der Hb-Gehalt (Anteil des Hübnerit-Moleküls Hb am Gesamtmineral in %) als Darstellungsweise der Zusammensetzung der Glieder der Wolframit-Mischungsreihe an Stelle des bisher üblichen Hübnerit/Ferberit-(H/F-) Quotienten neu eingeführt. Ferner wird aus genetischen Gründen vorgeschlagen, den Ferberit bei Hb 10 und den Hübnerit bei Hb 90 (bisher 20 bzw. 80) abzugrenzen.

Abstract

Gifurwe in N-Rwanda is one of several reinite deposits, many of wich are distributed in central and northern Rwanda as well as in bordering south-west Uganda.

Gifurwe is situated in the apex of an anticline within graphitic, \pm quartzitic slates of Lower Burundian age (Lower Proterozoic). The mineralization is predominantly bound to quartz veins of hydrothermal origin, but also to the surrounding country rocks. The ore is made up of reinite (ferberite pseudomorphous after scheelite) with accessory scheelite, anthoinite and tungstite in the quartz veins.

Quartz veins: The primary scheelite has been pseudomorphosed into ferberite by iron-rich solutions. During a subsequent stage the remaining scheelite has been altered to anthoinite and tungstite. Only small grains of scheelite surrounded by intact quartz have been preserved. Chemically, the reinite is ferberite with an average content of 3-3.5% hübnerite. In the central part of the deposit the hübnerite content is somewhat higher, at the margins lower than this figure. Distribution and development of the ore (different stages of reinite) are described. In comparison with wolframites formed close to granites the reinites of Gifurwe show lower content in Nb and higher one in Y, indicating a relatively cool formation of the reinite. They show also somewhat higher values of Co, Ni, and Zn. The density of anthoinite has been newly determined: d = 4.78.

Country rocks: A great deal of analyses shows the dependence of tungsten mineralization from the quartz veins. In the immediate proximity of well mineralized quartz veins, the tungsten content may increase to more than 1000 ppm, but it decreases rapidly with progressing distance to these veins, and is also much lower in proximity of only fairly mineralized veins. Outside the deposit area the tungsten content of the country rocks diminishes to about 4 ppm, corresponding to the background. The mineralization of the country rocks has undoubtedly been derived from the hydrothermal quartz veins and has thus been hypogene-epigenetic. Concretions of sedimentary or diagenetic origin partly contain far more than 0.1% W. Mineralization probably resulted from epigenetic processes. In the country rocks, the mineralization occurs in form of very small grains of ferberite (presumably reinite).

The proof of the hypogene-epigenetic origin of the Gifurwe deposit in particular and the reinite deposits of Central Africa in general is adduced by means of the results from Gifurwe. The theory of sedimentary origin claimed by some authors during the last two decades, could be refuted. The regional distribution of W as a trace element in the rocks of the Burundian sequence also conflicts with the assumption of sedimentary concentration of tungsten. The quartz veins and their tungsten mineralization derive from granite cupolas in the depth. Such cupolas beneath the reinite deposits have to be assumed by reason of regional considerations.

Formation temperature cause zonal disposition of the deposits belonging to the paragenesis columbite—cassiterite—wolframite—ferberite—scheelite/reinite—gold around the Burundian granites. The reinite deposits are a member of this succession without which the continous sequence would be interrupted. By transition they are connected with the hotter formed deposits as well as with the cooler ones.

Within this succession the hübnerite content of pegmatitic to pneumatolytic wolframite ranges from 70% (hot formed) to 20% (cooler formed). Within the hydrothermal range ferberite or reinite are stable (hübnerite content less than 10%). Here also the cooler formed ferberites (reinites) are richer in iron.

In an appendix the term "Hb-content" (hübnerite molecule percentage of the whole mineral) is introduced to indicate the composition of the wolframite mix crystals instead of the usual hübnerite/ ferberite (h/f) quotient. For genetic considerations a proposal is made to confine ferberite to the range of Hb ≤ 10 and hübnerite to one of Hb ≥ 90 (until now 20 and 80, respectively).

Résumé

Gifurwe en Rwanda du Nord est un de plusieurs gisements à reinite qui sont distribués surtout dans le Rwanda central et septentrional comme en Uganda du Sud-Ouest.

Gifurwe est située au sommet d'un anticlinal dans des schistes argileux plus ou moins quartzeux et graphiteux du Burundien inférieur (Bas-Protérozoique). La minéralisation est liée aux filons à quartz hydrothermaux, mais aussi aux roches encaissantes près de filons. Le minerai est la reinite (schéélite remplacée par la ferbérite) avec schéélite, anthoinite et tungstite comme des minéraux accessoires dans les filons.

Filons à quartz: La schéélite primaire a été partiellement remplacée par la ferbérite, le reste de la schéélite étant remplacée par l'anthoinite et la tungstite dans une phase postérieure. Seulement de petits grains de schéélite inclus dans quartz intact, ont été conservé. Chimiquement, la reinite est ferbérite avec $3-3\cdot5\%$ hubnérite en moyenne. Dans la partie centrale du gisement la ferbérite est plus riche, dans les parties marginales elle est moins riche en hubnérite. La distribution et le développement du minerai (stades différents de reinite) ont été descrit. En comparaison des wolframites formées près de granits, la reinite de Gifurwe montre une teneur plus basse en Nb et plus élevée en Y signalant une température de formation relativement basse. Il y a aussi des teneurs élevées en Co, Ni et Zn. La densité de l'anthoinite a été déterminé de nouveau avec $d = 4\cdot78$.

Roches encaissantes: Un nombre des analyses montre que la minéralisation des roches encaissantes soit liée à des filons à quartz. A proximité immédiate des filons bien minéralisés, la teneur en W peut excéder 1000 ppm dans les roches encaissantes, mais elle diminue rapidement avec distance croissante; elle est aussi plus basse à provimité des filons minéralisés. Au debors du dissement la teneur en

elle est aussi plus basse à proximité des filons moins minéralisés. Au dehors du gisement, la teneur en W diminue jusqu'à 4 *ppm*, une valeur qui correspond au background. Sans doute la minéralisation des roches encaissantes a tiré son origine des filons à quartz hydrothermaux et ainsi a été hypogèneépigénétique. Concrétions d'origine sédimentaire ou diagénétique contiennent quelquefois beaucoup plus que 0-1 %W. Une minéralisation épigénétique est probable. La minéralisation des roches encaissantes se présente sous la forme de très petits grains de ferbérite (probablement reinite).

L'origine hypogène-épigénétique du gisement de Gifurwe en particulier et des gisements à reinite centre-africaine en général est prouvée par les résultats de Gifurwe. La théorie sédimentaire échafaudée par quelques auteurs dans les dernieres deux décades, a été réfuté. La distribution régionale de W dans les roches du Burundien contradit aussi la théorie d'une concentration sédimentaire de tungstène. Les filons à quartz et leur minéralisation à tungstène proviennent des coupoles granitiques à la profondeur. Par mesure des considérations régionales il faut supposer telles coupoles sous les gisements à "reinite.

La température de la formation cause une disposition zonaire des gisements appartenant à la paragénèse columbite—cassitérite—wolframite—ferbérite—schéélite/reinite—or autour les granits Burundiens. Les gisements à reinite forment un membre de la succession sans lequel la suite est interrompue. Par des transitions ils sont connexes avec des gisements formés plus chaud ainsi qu'avec des gisements formés plus froid.

Dans cette succession, la teneur en hubnérite de la wolframite pegmatitique et pneumatolytique s'étend de 70% (formation chaude) jusqu'à 20% (formation moins chaude). Dans la zone hydrothermale, ferbérite ou reinite sont stable (teneur en hubnérite moins que 10%), et de nouveau les ferbérites (reinites) formées plus froid sont plus riches en fer.

Dans un appendice, la teneur de Hb (pourcentage de la molécule de hubnérite dans le minéra entier) est introduite, méthode pour indiquer la composition des wolframites à la place du quotient hubnérite/ferbérite (h/f), usuel jusqu'au présent. Par des raisons génétiques il est proposé de restreindre la ferbérite à Hb \leq 10 et la hubnérite à Hb \geq 90 (20 respectivement 80 jusqu'au présent).

Danksagung

Der Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Wienermöglichte mir m Frühjahr 1970 eine Forschungsreise nach Rwanda, indem er die finanziellen Mittel zur Verfügung stellte. Ich bin dem Fonds daher zu großem Dank verpflichtet.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. W. E. PETRASCHECK, Leoben, der mich auf die interessante Problematik der Reinit-Lagerstätten in Rwanda hinwies und die Forschungsreise anregte.

Herrn A. BERTOSSA, Ruhengeri (jetzt Bern), sei für die große Hilfsbereitschaft in Rwanda und zahlreiche wissenschaftliche Diskussionen herzlich gedankt. Ebenso danke ich Herrn Dir. I. ROUHARD und Herrn M. GALEZ, beide Mine Gifurwe, für ihr Entgegenkommen und die Unterstützung meiner Arbeit.

Mein weiterer Dank gilt Herrn Doz. Dipl.-Ing Dr. G. FANINGER, Leoben, und Frau Dr. E. KIRCHNER, Salzburg, für Röntgendiffraktometeraufnahmen, Herrn Dipl.-Ing. K. MAIER, Leoben, für eine Mikrosondenaufnahme, sowie Herrn Prof. Dr. W. SIEGL und Herrn Dr. H. WURM, beide Leoben, für die Durchführung chemischer Analysen.

Themenstellung und Problematik

Rwanda gehört zur Gänze der zentralafrikanischen Zinn-Wolfram-Provinz an und ist durch zahlreiche Lagerstätten und Vorkommen dieser Paragenese mittleren bis kleinen Ausmaßes gekennzeichnet. Bei den meisten ist die Abhängigkeit zu orogenen Graniten offensichtlich. Einige Wolfram-Lagerstätten ohne Zinn finden sich jedoch stets in größerer Entfernung der Granite innerhalb graphitischer Sedimente des burundischen Orogens in Verbindung mit Quarzgängen. Die Vererzung liegt hier in Form von Reinit, d. i. Ferberit pseudomorph nach Scheelit, vor.

PARGETER (1956) war der erste, der für die Reinit-Lagerstätte Ruhizha in SW-Uganda, das an Rwanda angrenzt, sedimentäre Entstehung angenommen hat. DE MAGNEE & ADERCA (1960) nahmen diese Theorie auf und erstreckten sie auf eine Reihe gleichartiger Lagerstätten im zentralen und nördlichen Rwanda sowie in SW-Uganda; die Zone, in der die Reinit-Lagerstätten auftreten, wurde als (sedimentogener) "tungstenbelt" bezeichnet.

Der sedimentären Entstehungstheorie widersprechen die zahlreichen Arbeiten VARLAMOFFS (1958, 1967 u. a.), der auch die Reinit-Lagerstätten als zonare Bildungen um die orogenen Granite sieht.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Genese der Reinit-Lagerstätten, wobei die Lagerstätte Gifurwe, die im nördlichen Rwanda im zentralen Teil des "tungstenbelt" liegt und ein für diesen recht typisches Vorkommen darstellt, eingehend beschrieben wird.

Aus den Ergebnissen von Gifurwe und regionalen Vergleichen wird der Schluß gezogen, daß die Reinit-Lagerstätten nicht aus sedimentogenen Wolfram-Anreicherungen in den burundischen Sedimenten hervorgegangen sind, sondern in Abhängigkeit zu den Graniten stehen und im Sinne VARLAMOFFS eine magmenferne Zone um Granitkuppeln und -rücken bilden.

I. Die Lagerstätte Gifurwe

Die Lagerstätte Gifurwe liegt etwa 20 km ESE der Provinzhauptstadt Ruhengeri und ist von dort auf der landschaftlich sehr schönen Straße "circuit des lacs", von der aus man prächtige Blicke auf die Seen Lac Ruhondo und Lac Burera sowie die 4500 mhohe Vulkankette des Virunga im Westen und Nordwesten hat, nach 36 km zu erreichen. Am Nordende des Lac Burera liegt die Gifurwe sehr ähnliche Lagerstätte Bugarama, nahe der Grenze nach Uganda (s. Abb. 1).



Abb. 1: Die geographische Lage von Gifurwe.Fig. 1: Position géographique de Gifurwe.

1. Geologische Übersicht

Das Gebiet um Gifurwe wird von tonig-sandigen Sedimenten, die meist reich an kohliger Substanz sind, aufgebaut. Die Abfolge gehört in das obere Unter-Burundi (Alt-Proterozoikum) und wurde während der burundischen Orogenese (1250—900 ma nach PETRICEC, 1967:101) gefaltet und einer schwach epizonalen Metarmorphose unterzogen; zu dieser Zeit erfolgte syn- bis spätkinematisch die Platznahme konkordanter und diskordanter Quarzgänge. Die Wolframvererzung von Gifurwe ist großteils an die Quarzgänge gebunden, teilweise aber auch in den Sedimenten enthalten.

Die Sedimentserie bestht im Lagerstättenbereich vorwiegend aus schwarzen bis dunkelgrauen, mehr oder weniger quarzsandigen Tonschiefern, die meist reich an graphitischer, stark abfärbender Substanz sind. Phyllitische Textur mit Fältelung tritt nur mitunter auf. Im nordöstlichen Teil der Lagerstätte, im Abbaubereich E (s. Abb. 5), folgen über den dunkleren Schiefern Sandstein und gebänderte, z. T. recht sandige Tonschiefer. Der Sandstein erreicht mit tonig-sandigen Einschaltungen eine Mächtigkeit von 30-40 m. Die gebänderten Schiefer im Hangenden sind mehrere hundert Meter mächtig und bilden eine Wechselfolge zwischen hellgrau-dunkelgrau und grauoder schwarz-rot gebänderten Schiefern. Die Bänderung erfolgt im Zentimeterbereich. Ebenso wechselt die Quarzsandführung oft sehr rasch. Sandige Schichten lassen häufig Kreuzschichtung erkennen, aus der man in den Ostteilen der Abbaubereiche C und E der Lagerstätte verschiedentlich überkippte Lagerung der hier steil stehenden Schichten

ablesen kann.

Der oben erwähnte Sandstein, der manchmal bläuliche Quarzgeröllchen bis zu wenigen Millimeter Durchmesser enthält, kann im Vergleich mit der stratigraphischen Tabelle des Unter- und Mittel-Burundi nach BERTOSSA, GERARDS & PETRICEC (1964:7) und mit der Carte lithologique du Rwanda (1963) bzw. der Kartenskizze bei GERARDS & LEDENT (1970:479) am ehesten dem Quarzit von Nduba gleichgesetzt werden, der innerhalb der burundischen Schichtfolge einen guten Leithorizont darstellt. Nach BERTOSSA & al. (l. c.) beträgt die Mächtigkeit des Quarzits von Nduba 30 m; er befindet sich gut 2000 m unter der Hangendgrenze der über 5500 m mächtigen Schichtfolge des Unter-Burundi.

Tektonisch liegt die Lagerstätte im Scheitel einer Antiklinale, die NNW streicht und deren Achsenkulmination sich im zentralen Lagerstättenbereich befindet. Die den Großteil der Vererzung tragenden Quarzgänge folgen Kluftsystemen, die der Antiklinale genetisch zugeordnet werden können. Die Quarzgänge werden in Kap. 2 eigens behandelt.

1.1. Der Gesteinsinhalt

Die in weiten Teilen der Lagerstätte (ausgenommen im Abbaubereich E) vorherrschenden weichen, mehr oder weniger phyllitischen Tonschiefer mit graphitischer Substanz bestehen zum überwiegenden Teil (50-80%) aus Serizit mit Beteiligung von (sekundärem) Kaolinit; Nebengemengteil ist Quarz, der aber auch weitgehend fehlen kann. Das Ausgangsmaterial sind also mehr oder weniger sandige Schiefertone.

Charakteristisch für diese Gesteine ist die reichlich vorhandene graphitische Substanz, die sich schnur- oder schlierenartig parallel den Phyllosilikaten anlegt. Sie verleiht dem stark abfärbenden Gestein dunkelgraue bis schwarze Farbe und kann in dunklen Lagen einen erheblichen Prozentsatz ausmachen.

Differential-Thermoanalysen (DTA) von den schwarzen Tonschiefern ergeben flache

exotherme Peaks bei über 600° C, was auf die graphitische Natur des Kohlenstoffes hinweist. Nach DE MAGNEE & ADERCA (1960:49) handelt es sich nach einer Röntgenaufnahme, die an separierter Kohlenstoffsubstanz eines schwarzen Schiefers aus derselben Serie durchgeführt wurde, tatsächlich um Graphit. Kaolinit konnte in zahlreichen Gesteinsproben festgestellt werden, auch noch weit außerhalb der Lagerstätte. Er ist z. T. als wichtiger Nebengemengteil vorhanden. Der Nachweis des Kaolinits erfolgte durch DTA und Röntgendiffraktometeraufnahmen.

Der Kaolinit verdankt seine Entstehung vermutlich der tiefgreifenden rezenten Verwitterung. Entstehung durch hydrothermale Beeinflussung während der Bildung der Lagerstätte ist nicht anzunehmen, da der Kaolinit nicht nur an den Lagerstättenbereich gebunden ist, sondern auch weit außerhalb desselben vorkommt. (Lediglich bei Kaolinit-Gängchen, die neben den Quarzgängen in Gifurwe auftreten, erscheint Entstehung durch hydrothermale Beeinflussung gesichert.)

Die weichen graphitischen Tonschiefer sind durch alle Übergänge mit stark sandigen Tonschiefern und mehr oder weniger stark tonigen Sandsteinen (Einteilung nach GAEDEKE, 1971:115) verbunden. Bei ihnen sind Quarz einerseits und Serizit (+ Kaolinit) andererseits \pm gleichwertige Gemengteile; Quarz kann jedoch auch der weitaus vorherrschende Gemengteil werden. Diese Gesteine enthalten ebenfalls stets graphitische Substanz in wechselnder Menge.

Die quarzsandigen Gesteine zeichnen sich häufig durch Bänderung (hellgrau-dunkelgrau) aus, die vom Gehalt an graphitischer Substanz abhängig ist. Die Bänderung ist sehr fein und erfolgt bereits im mikroskopischen (1/10 mm-) Bereich; Bänderpakete, die sich gegeneinander abgrenzen lassen (Pakete mit vorwiegend hellen und solchen mit vorwiegend dunklen Bändern) wechseln im Millimeter- bis Zentimeterbereich. Die Bänderung ist im makro- wie mikroskopischen Bereich sehr scharf abgrenzbar (Abb. 2, 3).

Mit der Mikrosonde wurde der durchschnittliche C-Gehalt in einem gebänderten, grauen tonigen Sandstein mit 2.0% bestimmt. Dieser Richtwert wird in schwarzen Tonschiefern sicher weit überschritten, in graphitärmeren Proben weit unterschritten. DE MAGNEE & ADERCA (1960:49) geben für vergleichbares quarzitisches Gestein 0.3% C, für graphitreiche Tonschiefer 1.1—1.6% C an (Proben von den Lagerstätten Nyamulilo, Uganda, und Bumbogo, Rwanda).



- Abb. 2: Graphitischer, stark sandiger Tonschiefer mit deutlicher Bänderung (ss). Geringe Quarzlängung sowie Serizitregelung parallel zur Transversalschieferung. Dünnschliff, 1 Nicol.
- Fig. 2: Schiste argileux graphitique sableux distinctement rubané montrant règlement du quartz et du séricite parallèle à la schistosité transversale. Plaque mince, nicols ||,

In den sandigen Gesteinen ist Kreuzschichtung sehr häufig. Dies deutet auf unruhige, landnahe Sedimentation (Abb. 3).



Abb. 3: Feinkörniger, toniger Sandstein mit Kreuzschichtung. Die dunklen Bänder sind reich an graphitischer Substanz. Nicht polierter Anschliff unter schräg einfallendem Licht (Binokular).

Fig. 3: Grès argrileux à grain fin avec stratification entrecroisée. Les rubans foncés sont riches en substance graphitique. Poli sous lumière oblique.

Der oben genannte Sandsteinhorizont, der mit großer Wahrscheinlichkeit dem "Quarzit von Nduba" gleichgesetzt werden kann, ist ein ungleichkörniger Quarzsandstein mit $\pm 90\%$ Quarz. Die Quarzkomponenten besitzen Durchmesser von 0.2-1 mm (kleinkörnig), selten bis 2 mm, und sind \pm kantengerundet. Sie zeigen keine Spuren einer metamorphen Umprägung.

Das kieselig-tonige Bindemittel liegt in Form von feinkörnigem Quarz und Serizit $(\pm \text{ Kaolinit ?})$ vor. Zwischengelagert erscheinen größere Hellglimmerplättchen mit gequältem Aussehen. Sie sind klastischen Ursprunges (s. u.).

Die meist hellgraue Farbe des Gesteines geht wieder auf fein dispers verteilte graphitische Substanz zurück, die hier nur geringen Anteil hat.

Eine Probe von quarzitischem Sandstein, die etwa 4 km nördlich von Gifurwe, nahe der Straße "circuit des lacs" geschlagen wurde, gehört nach der Kartenskizze von GERARDS in GERARDS & LEDENT (1970:479) dem "Quarzit von Nduba" an. Das Gestein entspricht dem Sandstein von Gifurwe. Im Dünnschliff wurde jedoch partielle Regeneration von quarzitischem Bindemittel zu einem \pm gleichkörnigen, wenig verzahnten Quarzpflaster mit schwach undulös auslöschenden Individuen festgestellt. Die partielle Quarzregeneration ist für das quarzitische Aussehen des Sandsteines (noch kein Quarzit!) verantwortlich.

In der eben beschriebenen Probe sind zwei etwa 1 mm große abgerundete Quarzkörner von Bedeutung, die schön ausgebildete Resorptionsschläuche zeigen (Abb. 4). Dies beweist Beteiligung sauren vulkanischen Materials (Quarzporphyr?) am detriären Anteil.



Abb. 4: Klastischer Quarz mit Resorptionsschlauch im "Quarzit von Nduba" 4 km nördlich von Gifurwe. Dünschliff. + Nicols.

Fig. 4: Quartz d'origine clastique montrant corrosion dans le "quartzite de Nduba" 4 km N de Gifurwe. Plaque mince, nicols +.

Der Sandstein des Horizontes von Nduba unterscheidet sich von den oben beschriebenen mehr oder weniger stark tonigen Sandsteinen, die mit den Tonschiefern verbunden sind und deren Quarzanteil ebenfalls 80% erreichen kann, durch die ungleichkörnige, im heutigen Erscheinungsbild noch eindeutig klastische Stuktur mit Korngrößen bis über 1 mm, während sich die \pm tonigen Sandsteine durch Gleichkörnigkeit, Regeneration des Quarzes und sehr feines Korn (0.01-0.1 mm) bei häufig erkennbarer Schieferung auszeichen. Die festen Sandsteinbänke des Horizontes von Nduba haben der Beanspruchung größeren Widerstand entgegensetzen und dadurch ihr ursprüngliches Gefüge erhalten können.

Einen auffälligen und sehr charakteristischen Gesteinshorizont bilden die rotblaugrau gebänderten Tonschiefer im östlichen Teil des Abbaubereiches E. Die Bänderung erfolgt im Zentimeterbereich (1-2 cm), wobei sich die Bänder makroskopisch wie mikroskopisch scharf voneinander trennen lassen.

Die roten Bänder zeichen sich durch eine zusammenhängende Masse hämatitischen Eisenoxyds aus, das für die rote Farbe verantwortlich ist. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz, Serizit und Kaolinit.

Die blaugrauen Bänder hingegen bestehen fast ausschließlich aus Kaolinit und Quarz neben etwas opaker Substanz, Chlorit (?) und Häufchen von Leukoxen. Vulkanische Herkunft dieser Gesteinsbänder (Tuffe) ist nicht auszuschließen.

Fast alle hier besprochenen Gesteine fallen durch ihre horizontweise parallel ss sehr zahlreich auftretenden Hohlräume auf, die in frisch gebrochenen Gesteinen mehrere Dekameter unter der ehemaligen Tagesoberfläche genauso entwickelt sind wie in den Gesteinen an der Oberfläche. Vielfachlassen die Hohlräumesehr deutlich kubische Formen erkennen, doch sind sie andererseits auch häufig völlig deformiert und gestaltlos. Alle Übergangsformen sind vorhanden.

Die kubische (würfelige) Form, reliktisches Eisenoxyd (vorweigend Nadeleisenerz, daneben Rubinglimmer und sekundärer Hämatit) an den Rändern der Hohlräume und an den Würfelflächen der Hohlräume auftertende Streifung lassen eindeutig auf ehemaliges Vorhandensein von Pyrit schließen, der infolge hydrothermaler Prozesse (Kap. 3.3.2.) vollständig ausgelaugt worden ist. Es konnten keinerlei Relikte von Pyrit gefunden werden.

Auch PARGETER (1956:37) erwähnt, daß in Phylliten der Lagerstätte Ruhizha in SW-Uganda "Limonit pseudomorph nach Pyrit" enthalten ist. Die Phyllite von Ruhizha sind statigraphisch ähnlich einzustufen wie die (phyllitischen) Tonschiefer von Gifurwe.

Die Höhlräume, d. h. der ehemalige Pyrit, können horizontweise bis zu etwa einem Drittel des Volumens ausmachen. Einzelne ss-Flächen sind sogar von den Pyrit-Hohlformen zusammenhängend übersät.

Die Pyrit-Hohlformen treten sowohl in den weichen graphitischen Tonschiefern (seltener und kleiner) als auch vor allem in den stark sandigen Tonschiefern und den stark tonigen Sandsteinen auf, wo sie mehrere Millimeter im Durchmesser erreichen. Bisweilen findet man Nester und Linsen, die ausgesprochen reich an Hohlformen sind.

Die Hohlformen sind zum Teil mit grobem, unversehrtem Quarzpflaster, das auch Serizit und Turmalin enthalten kann, z. T. mit limonitischem Eisen, meist nur randlich, ausgefüllt.

Sowohl in den Tonschiefern als auch in den Sandsteinen inkl. dem Horizont von Nduba fallen in einzelnen Proben bereits makroskopisch Hellglim merplättchen auf, die 1-2 mm im Durchmesser erreichen. Mikroskopisch stechen die langtafeligen Hellglimmer deutlich aus dem wesentlich feinerkörnigen Grundgewebe heraus. Sie sind meist verbogen und gequält und zeigen z. T. schwach bräunlichen Pleochroismus. Die klastische Natur dieser Hellglimmer ist deutlich.

Ein in den Gesteinen von Gifurwe fast stets vorhandenes Akzessorium ist Turmalin von olivbrauner oder olivgrüner Farbe, der in langen Nadeln (bis zu 1 mm) oder in kürzeren, manchmal plumpen Säulchen (0·02—0·2 mm) vorkommt. Die Kristalle haben oft ihre Pyramidenflächen gut erhalten. Die opake Substanz des Grundgewebes wird in mehreren Fällen von Turmalin eingeschlossen, ohne verdreht zu werden. Die Längsachse der Nadeln und Säulchen folgt im allgemeinen dem s, wobei bei vorhandener Transversalschieferung deren Richtung bevorzugt wird (bessere Wegsamkeit). Die langen Nadeln zeigen normal zur c-Achse bisweilen Zerbrechung, die mit geringer Dislokation verbunden sein kann.

Das mikroskopische Bild ergibt einen im wesentlichen postkinematisch gewachsenen Turmalin, der den transversalen sf-Flächen bereits folgt. Leichtere Bewegungen haben ihn z. T. noch erfaßt (Zerbrechungen).

Sind die oben erwähnten Hohlräume nach Pyrit mit Quarz ausgefüllt, so ist Turmalin häufig in diesen Quarzaggregaten — oft nesterweise angereichert — enthalten (s. Kap. 3.3.2.).

Es fällt auf, daß die Gesteinsproben, die außerhalb der Lagerstätte Gifurwe genommen wurden, keinen oder nur sehr wenig Turmalin führen (weit unter 0.1%), während die meisten Gesteine aus dem Lagerstättenbereich Gehalte um 1% oder mehr aufweisen. Sowohl dunkle Lagen, die reich an graphitischer Substanz sind, als auch helle führen Turmalin, wobei scharfe lithologische Grenzen bei der Verteilung und noch mehr bei der Ausbildung (Größe der Kristalle) eine Rolle spielen können (lokale Einflüsse der Wegsamkeit für die Minerallösungen).

Bemerkenswert sind Konkretionen tonig-kieseliger Zusammensetzung, die lokal gehäuft an stratigraphische Horizonte gebunden auftreten. Sie haben eiförmige Gestalt mit längsten Durchmessern von 1—10 cm und wurden in den mittleren und unteren Etagen des Abbaubereiches A und — weniger häufig — in den tiefsten Teilen des Abbaubereiches E gefunden. Ihr Nebengestein sind stets schwarze Tonschiefer. Die Fundpunkte gehören möglicherweise einem einzigen stratigraphischen Horizont an.

Die vorwiegende Komponente in den Konkretionen ist tonig-serizitisch mit Quarz als weiteren Hauptgemengteil. Serizit kann einen wirren Filz bilden, in dessen Zwickeln dann der Quarz sitzt. Ein weiterer meist reichlich vorhandener Gemengteil ist graphitische Substanz, ferner kann limonitisch-hämatitisches Eisenoxyd reichlich vertreten sein. Über hohe Wolfram-Gehalte in den Konkretionen, die 0.2% übersteigen können, wird in Kap. 3.2. eigens berichtet.

Hohlformen nach Pyrit, wie sie aus dem Nebengestein oben beschrieben wurden, sind auch in den Konkretionen in wechselnder Menge vorhanden oder können auch ganz fehlen. Nicht selten sind sie mit Quarz gefüllt; die so entstehenden Quarzaggregate fallen durch die Größe der schwach undulös auslöschenden Individuen auf und gleichen den meist nur reliktisch erhaltenen Hohlraumausfüllungen im Nebengestein völlig. Vereinzelt stehen die Quarzaggregate in den Konkretionen mit postkinematischen Rissen in Verbindung, die das Gestein quer durchsetzen und von derselben Quarzgeneration verheilt werden.

In den Quarzgängchen und -aggregaten der Konkretionen ist wieder häufig Turmalin in unversehrten und gut ausgebildeten Nadeln relativ reichlich enthalten, während er sonst in den Konkretionen nicht oder nur ausnahmsweise anzutreffen ist. Die genetische Verknüpfung zwischen jungem Quarz und Turmalin wird in den Konkretionen noch deutlicher als im Nebengestein.

Es besteht kein Zweifel, daß die Konkretionen selbst sedimentäre oder spätestens diagenetische Bildungen sind. Ähnliche Konkretionen, jedoch mit reichlich Ferberit, beschreibt PARGETER (1956:35, 39) aus der Wolfram-Lagerstätte Ruhizha in SW-Uganda; es handelt sich hiebei um ovale Knollen bis zu 10 cm Durchmesser, bestehend aus Ferberit und Quarz mit etwas Serizit zu etwa gleichen Teilen ("nodules of ferberite"). In der 12 km weiter südlich liegenden Lagerstätte Nyamulilo werden Horizonte, die voll von "Ferberit-Knollen" (0·1—1 cm) sind, ausgebeutet (DE MAGNEE & ADERCA, 1960: 10).

1.2. Metamorphose und Tektonik

Die Metamorphose des Gesteines von Gifurwe ist sehr schwach. Die Quarzregeneration ist gering und im Sandsteinhorizont von Nduba z. T. überhaupt nicht festzustellen. Eine Längung des Quarzes nach der Schieferung — oft als Makroschieferung transversal zu ss ausgebildet — kommt nur partiell vor und ist schwach entwickelt. Die Plättchenlänge des Serizits bleibt unter 0.05 mm. Phyllitisch-linsige Textur tritt nicht auf. Die ebenflächigen, dünnbankigen Schiefer zeigen in vielen Fällen feine Runzelung an den Schichtflächen.

Die Metamorphose ist der beginnenden Quarz—Albit—Muskowit—Chlorit-Subfazies zuzuordnen und dürfte Temperaturen von 400° C (Beginn der Grünschieferfazies) nur wenig überschritten haben.

Vielfach ist in den tonschiefrigen Gesteinen deutliche Transversalschieferung zu sehen, die häufig als Makroschieferung (Abstand der Schieferungsflächen bis zu mehreren Dezimetern) mit kaum ausgeprägter Mikroschieferung entwickelt ist. Die Schieferung schneidet schulbeispielhaft mehr sandige Schichten in größerem Winkel als mehr tonige Lagen. In den festen Sandsteinbänken ist die Schieferung nicht durchzuverfolgen.

Die Art der Verschieferung läßt erkennen, daß die tektonische Beanspruchung der Schichten — mit Ausnahme der weiter unten beschriebenen Störung — gering war.

Die Transversalschieferung manifestiert sich im Dünnschliff durch teilweises Einlenken der Serizitplättchen und z. T. durch schwache Längung des Quarzes (s. Abb. 2). Ferner wird durch sie häufig Feinfältelung hervorgerufen, die in vielen Fällen erst unter dem Mikroskop ausgenommen werden kann.

In tektonischer Hinsicht liegt die Lagerstätte Gifurwe im Scheitel einer Antiklinale (Abb. 5). Die Antiklinalachse streicht im Lagerstättenbereich 320—325° und findet ihre Fortsetzung nach NNW über den Ostteil des Lac Burera hinweg in den Raum östlich von Bugarama. Nach SSE geht sie in der großen antiklinalen Aufwölbung in der nördlichen Forsetzung des Granites von Gitarama auf (Antiklinorium von Bumbogo nach GEBARDS & LEDENT, 1970: 480; FRISCH, 1971: 598).





Die Antiklinalachse durchschneidet in Gifurwe den Abbaubereich A, berührt die Etagen des Abbaubereiches E im Westen und findet ihre Fortsetzung im westlichen Teil des Abbaubereiches D (Abb. 5). Am deutlichsten ist sie westlich des Bereiches E ausgebildet, in dessen südlichem Teil der Kulminationspunkt der Sattelachse liegt. Im Bereich D, südlich davon anschließend und im Bereich A ist die Antiklinalachse nicht eindeutig festzulegen, da hier z. T. intensive Faltungen im Meterbereich das Bild verwischen (Antiklinorium).

Während die Faltenachsen in der Umgebung des Kulminationspunktes der Sattelachse um die Horizontale pendeln, fallen sie im nördlichen Teil des Bereiches E unter $10-20^{\circ}$ nach Nordwesten, im Bereich D etwas steiler in dieselbe Richtung ein. Relativ steil fallen die B-Achsen im Bereich A gegen Südosten, nämlich unter $20-40^{\circ}$; hier taucht die Antiklinalachse also steiler ein als im Nordwesten.

Während der Südwestflügel der Antiklinale mit einem Fallwinkel von 25—40° ziemlich flach geneigt ist, stehen die Schichten im Nordostflügel in den Bereichen E und C mit 50—90° sehr steil, z. T. sogar überkippt. Die Überkippung der Schichten läßt sich mit Hilfe der bereichsweise auftretenden Transversalschieferung und der in den sandigen Schichten häufig entwickelten Kreuzschichtung gut belegen. Auf der tektonischen Skizze (Abb. 5) sind die Überkippungen eigens gekennzeichnet.

Die Bereiche C und E werden von einer Störung durchsetzt, die 320° (NW) streicht und sich im Südosten des Abbaubereiches E nach Osten hin auffiedert. Die Störung besteht aus einer saiger stehenden, 10-18~m mächtigen Bleichungszone, in der keine größeren Relativbewegungen festgestellt werden können, wohl aber tektonische Beanspruchung. Die Störung dürfte entlang der Schichtung (Schieferung) gleitbrettartig um geringe Beträge versetzen. Die Gesteine sind in der Störungszone weitgehend kaolinitisiert. Die Kaolinitisierung erfolgte mit hoher Wahrscheinlichkeit durch rezente Oberflächenwässer, doch ist eine Umwandlung durch hydrothermale Beeinflussung während der Lagerstättenbildung nicht auszuschließen.

Etwa 2 km südöstlich von Gifurwe ist in der richtungsmäßigen Fortsetzung der Störung eine ähnliche Bleichungszone aufgeschlossen.

Die das Bild der Lagerstätte beherrschenden Quarzgänge, deren relatives Alter im folgenden Kapitel mit syn- bis spätkinematisch festgelegt wird, greifen z. T. in die gebleichte Störungszone hinein. Die Störung wird jedoch von den Gängen nicht zur Gänze durchsetzt. Das heißt, daß die Störung noch nach Platznahme der Quarzgänge aktiv war.

2. Die Quarzgänge

Die Quarzgänge, die sich deutlich vom dunklen Nebengestein abheben, sind das hervorstechendste Merkmal der Lagerstätte. Sie tragen den überwiegenden Teil der Vererzung in Gifurwe.

Die Gänge folgen den durch Klüftung vorgegebenen tektonischen Richtungen und lassen sich somit dem Bauplan der Antiklinale weitgehend zuordnen. (2.1.)

Während in den tiefergelegenen Teilen der Lagerstätte mächtige Gänge häufiger vorkommen, ist in den oberen Abbauetagen ein Auffiedern der Gänge festzustellen (Teufenunterschied) (2.2.).

Altersmäßig können zwei Gruppen von Quarzgängen unterschieden werden: relativ flachliegende konkordante Gänge, deren Platznahme synkinematisch erfolgte und die nur einen geringen Prozentsatz ausmachen; meist steilstehende diskordante Gänge, denen genetisch auch die steilstehenden konkordanten Gänge des Abbaubereiches E zugerechnet werden und die im wesentlichen spätkinematisch eingedrungen sind (2.3.).

2.1. Die Verteilung der Quarzgänge und ihre Beziehungen zur Tektonik

Die Quarzgänge durchsetzen das Nebengestein teils diskordant, teils konkordant. Im allgemeinen stehen sie steil (60-90°) und durchschneiden das Nebengestein geradlinig (Abb. 6). Nur einige flachliegende konkordante Gänge, die bevorzugt in den höheren Teilen der Lagerstätte angetroffen werden, machen teilweise die Faltung des Nebengesteines mit und fiedern dabei gerne in mehrere parallel laufende Gänge auf.



Abb. 6: Ansicht des Abbaubereiches A der Lagerstätte Gifurwe. Die steilstehenden, scharf begrenzten Quarzgänge, die das Nebengestein geradlinig durchschlagen, sind deutlich zu erkennen.
Fig. 6: Vue de la carrière A de la mine Gifurwe. En voit bien les filons à quartz verticals nettements

arrêtés coupants les roches encaissantes en ligne droite.

Im Abbaubereich E (s. Abb. 5), wo die umgebenden Schiefer steil stehen, ist ein großer Teil der Gänge parallel zur Schichtung eingeordnet. Die konkordanten Gänge, die im Abbaubereich A zahlenmäßig nur einen Anteil von knapp 10% aller Gänge ausmachen, kommen dadurch im Bereich E auf fast 40%.

Volumsmäßig nehmen die diskordanten Gänge etwa doppelt so viel Platz ein (65%)als die konkordanten (35%), wobei die flachliegenden konkordanten Gänge jedoch wiederum nur einen geringen Teil ausmachen. Sie sind im Durchschnitt geringer mächtig als die steil stehenden Gänge, was teils auf das soeben erwähnte Auffiedern der flachen Gänge zurückgeht.

Der Anteil der Quarzgänge am Gesamtgestein beträgt in den derzeitigen Abbaubereichen etwa 5–10%, in alten Abbauetagen, die wegen ihrer Unwirtschaftlichkeit nicht mehr in Betrieb sind, meist nur 1.5-2.5% (Tab. 1).

| Abbaubereich A | 8 | 10 % |
|----------------------------------|------|------|
| Bereich A, südöstlicher Teil | 4.5 | 6 % |
| Abbaubereich E | 4.5 | 9.5% |
| Abbaubereich D | 5 | 6.5% |
| Bereich E östlich der Störung | 1.5 | 2.5% |
| Bereich westlich des R. Rwangeri | 1.5% | |
| Etage 300 m südlich von D | 6 | 7 % |
| Bereich WSW des Büros | 2 % | |
| Bereich westlich von A | 2.5% | |

Tab. 1: Volumsmäßiger Anteil der Quarzgänge am Gesamtgestein (Abbaubereiche s. Abb. 5). Tab. 1: Portion volumétrique des filons à quartz de la roche entière (carrières v. Fig. 5).

Die Kontakte der Gänge zum Nebengestein sind durchwegs sehr scharf. Es sind keine Reaktionen zwischen Gang und Nebengestein oder Mineralneubildungen in diesem zu beobachten. Lediglich grobblättriger Muskowit (Plättchendurchmesser 3—5 mm) tritt an vereinzelten Stellen in einer wenige Zentimeter mächtigen Zone am Quarzkontakt zusammen mit etwas Kaolinit auf.

Die steil stehenden Quarzgänge sind vorwiegend orientiert. Die statistische Auswertung der Streichrichtungen ergab für die Bereiche A und E je ein hervorragendes Maximum, um etwa 20° gegeneinander verschoben. Während die Spitze im Bereich E bei 130—140° liegt, kulminiert sie im Bereich A bei 110—120°. Die beiden Diagramme (Abb. 7 und 8) zeigen für die jeweiligen Abbaubereiche die Verteilung der steilstehenden



Abb. 7: Häufigkeit der Quarzgänge in den verschiedenen Streichrichtungen für a) die Abbaubereiche A und E, b) den Abbaubereich D und die Etage südlich von D (Bereiche s. Abb. 5).
Fig. 7: Fréquence des filons à quartz selon les différentes directions horizontales pour a) les carrières A et E, b) la carrière D et l'étage S de D (pour les carrières v. Fig. 5).

Gänge nach ihrer Streichrichtung. Es wurden nur die steilstehenden konkordanten Gänge (über 55° Fallwinkel) und alle diskordanten Gänge berücksichtigt, da die flachliegenden konkordanten Gänge das Bild verzerren würden; allerdings fallen diese mengenmäßig kaum ins Gewicht. Während in Abb. 7 die Anzahl der Gänge aufgetragen wurde, wurde in Abb. 8 die Gesamtmächtigkeit der Gänge, also die gesamte Quarzmasse in der jeweiligen Streichrichtung berücksichtigt. Um in den Diagrammen ausgeglichene Kurven zu erhalten, wurden die Werte jeweils aus dem eigentlichen und den beiden benachbarten Werten gemittelt, was zu sehr guten Resultaten führte.

Bezüglich der Untermaxima zeigt Abb. 8 ein klares und mehr repräsentatives Bild als Abb. 7.

Die Maxima sind mit der Tektonik des Nebengesteines gut in Einklang zu bringen:

Im Bereich E, der östlich der Antiklinalachse liegt, fallen die Sedimente steil nach Nordosten. Die Gänge folgen hier zu einem großen Teil den s-Flächen, wodurch ein stren-



Abb. 8: Gesamtmächtigkeit der Quarzgänge in den verschiedenen Streichrichtungen für a) die Abbaubereiche A und E, b) den Abbaubereich D und die Etage südlich von D.

Fig. 8: Epaisseur totale des filons à quartz selon les différentes directions horizontales pour a) les carrières A et E, b) la carrière D et l'étage S de D.

ges Maximum der Gänge parallel zum Streichen des Nebengesteines (NW—SE) hervorgerufen wird. Wir befinden uns hier im Bereich des Kulminationspunktes der Antiklinalachse mit flachliegenden B-Achsen. Die Streichrichtung des Nebengesteines und somit auch der Gänge verläuft daher parallel zur Antiklinalachse (Abb. 5 und 9).

Zwei untergeordnete Maxima, die deutlich schwächer hervortreten, streichen etwa N ($355-015^{\circ}$) und E ($080-095^{\circ}$) (Abb. 9). Diese beiden Richtungen, die senkrecht aufeinander und unter 45° zu B stehen, können als Scherklüfte nach (hk0) aufgefaßt werden, denen dann die Gangintrusionen folgten. Die Gänge dieser Richtungen stehen durchwegs sehr steil ($75-90^{\circ}$).

Aus den tektonischen Verhältnissen läßt sich die Abweichung des Hauptmaximums im Bereich A gegenüber dem Bereich E gut deuten. Die hier fast ausschließlich diskordanten Gänge haben das Maximum ihres Streichens in Richtung ESE, wobei dieses etwas



Abb. 9: Maxima der Streichrichtungen der Quarzgänge in Gifurwe. Fig. 9: Maxima des directions horizontales des filons à quartz à Gifurwe. breiter streut $(095-125^{\circ})$ als im Bereich E. Die Richtungsänderung der Gänge ist, da wir uns hier im Südwestflügel der Antiklinale befinden, auf das relativ steile Abtauchen der Antiklinalachse unter 15-40° nach Südosten zurückzuführen, was auch ein Abdrehen des Schichteinfallens im Nebengestein auf S bis SSE bewirkt. Beim Zurückführen der ziemlich steilen Faltenachsen in die Horizontallage wandert dieses Maximum um etwa 15-20° nach SE/NW, sodaß es dann mit der Hauptrichtung der Gänge im Bereich E übereinstimmen würde. Da die Gänge im wesentlichen den bereits vorhandenen Klüften im Gestein folgen, braucht keineswegs eine Platznahme derselben vor der Aufwölbung der Antiklinalachse angenommen werden. Bezüglich des relativen Alters der Gänge zur Faltung wird weiter unten gesprochen werden (Kap. 2.3.).

Für die breitere Streuung der Maxima im Bereich A können einerseits die unruhige Verfaltung im Meterbereich, andererseits die Verstellung, die das steile Achsenabtauchen bewirkte, verantwortlich gemacht werden; eine so strenge Orientierung wie im Bereich E wurde dadurch verhindert. Zwei schwache Untermaxima bei 015° und 055° können wieder als Scherklüfte aufgefaßt werden.

Eine aufgelassene Etage südlich des Bereiches D, die unmittelbar an der Antiklinalachse liegt, läßt ein Maximum der Streichrichtung der Gänge bei 140° erkennen (Abb. 7 b, 8 b, 9). Das entspricht recht genau der Richtung der Antiklinalachse. Tatsächlich halten sich hier die diskordanten Quarzgänge streng an die Scheitelzonen der Teilmulden und -sättel, die im Meterbereich gefaltet sind.

Der Bereich D, der sich durch verhältnismäßig häufiges Auftreten mächtiger Gänge auszeichnet, zeigt nur schwach erkennbare Regelung der Gänge. Es fällt auf, daß hier auch die Streichrichtung im Nebengestein vielfach wechselt. Ein Maximum (zirka 300°) folgt den Längsklüften, analog dem Hauptmaximum im Bereich A. Ein zweites Maximum, das sich durch nicht sehr zahlreiche aber sehr mächtige Gänge auszeichnet (vgl. Abb. 7 b und 8 b), steht etwa senkrecht dazu (020-025°, Abb. 9). Es kann als ac-Richtung aufgefaßt werden.

Allgemein ist eine Lücke oder eine nur schwache Besetzung mit Gängen in nordöstlicher Streichrichtung (050°) zu erkennen, obwohl in dieser Richtung Zerrklüfte nach ac zu erwarten wären.

Stellt man Abb. 7, die die Anzahl der Gänge in Bezug auf ihre Streichrichtung wiedergibt, Abb. 8 gegenüber, die die Gesamtmächtigkeit der Gänge in der jeweiligen Streichrichtung zeigt, so ergibt sich folgender Vergleich:

In den beiden Diagrammen kommen die Spitzen der großen Maxima in den Bereichen A und E sehr deutlich zum Ausdruck. Die Spitze des Bereiches A in Abb. 8 a fällt hingegen nicht so flach gegen den Uhrzeigersinn ab wie in Abb 7 a. Das heißt, daß im Bereich 075—090° die Gänge nur geringmächtig sind und daher nicht so ins Gewicht fallen. Durch die Berücksichtigung der Gangmächtigkeiten kommen in Abb. 8 a für den Bereich A die beiden Untermaxima bei 015° und 055° heraus, deren Bild bei Berücksichtigung der Anzahl der Quarzgänge stark verzerrt wird (Abb. 7 a).

Für den Bereich E kommen in Abb. 8 a neben dem großen Maximum die beiden Untermaxima wieder recht gut zum Ausdruck, sie besitzen sogar deutlichere Spitzen $(010^{\circ} \text{ und } 085^{\circ})$. Die Intensität, verglichen mit dem großen Maximum, ist für das Untermaximum bei 085° die gleiche, während das Untermaximum bei 010° in Abb. 8 a höhere Intensität besitzt als in Abb. 7 a. Dieser Unterschied ist auf einige mächtige Gänge in den unteren Etagen des Bereiches E zurückzuführen.

Die Mächtigkeitskurve für den Bereich D (Abb. 8 b) ergibt einen unruhigen Verlauf, wobei sich vor allem bei 025° ein Maximum herausarbeitet. Da hier jedoch nur wenige Gänge gemessen werden konnten und diese vielfach große Mächtigkeit besitzen, kann man dieses Maximum nicht unbedingt als repräsentativ betrachten. Der sehr unruhige Verlauf der Kurve im Bereich 110—180° mit z. T. hohen Werten bestätigt dies. Hingegen kommt für die Etage südlich des Bereiches D das bereits in Abb. 7 b hervortretende Maximum trotz der geringen Anzahl an gemessenen Gängen noch deutlicher und gleichmäßiger zum Ausdruck. Außerhalb dieses Maximums wurde praktisch keine Gangsubstanz festgestellt. Die diskordanten Gänge sind hier streng nach be ausgerichtet.

Aus den beiden Diagrammen Abb. 7 und 8 kann man also den Schluß ziehen, daß die Gänge bei ihrer Platznahme streng den tektonisch vorgezeichneten Linien folgten. Erfaßt man nicht die Anzahl, sondern die Gesamtmächtigkeit der Gänge in den jeweiligen Richtungen, so findet dieses Bild eine noch deutlichere Bestätigung. Das heißt, daß untergeordnete Richtungen nur von geringmächtigen Quarzgängen besetzt werden, während die mächtigen Gänge ihren Platz in den tektonischen Hauptrichtungen einnehmen.

Die Errechnung der durchschnittlichen Gangmächtigkeiten in den einzelnen Bereichen zeigt, daß die Teile der Lagerstätte, die in Abbau stehen, im Durchschnitt mächtigere Gänge aufweisen als erzärmere Teile, die aus wirtschaftlichen Gründen nicht mehr abgebaut werden oder nie abgebaut wurden, am Rande der Lagerstätte. Vor allem fällt Bereich D durch seine große durchschnittliche Gangmächtigkeit von 27 cm auf. Hier sind wenige, sehr mächtige Gänge mit reicher Vererzung zu beobachten. Die durchschnittliche Mächtigkeit in den Bereichen E und A beträgt 16 bzw. 11 cm, fällt also gegen Südosten ab. Unmittelbar östlich der Störung im Bereich E beträgt sie wie abgeschnitten nur noch 10 cm, um weiter gegen Osten rasch abzusinken (Aufhören der Gänge); die Lagerstätte ist hier zu Ende. Am westlichen und südwestlichen Rand der Lagerstätte beträgt sie nur um 4 cm.

Aus der Verteilung der Häufigkeit und der durchschnittlichen Mächtigkeit der Gänge lassen sich zusammen mit der Verteilung des Erzes wichtige Schlußfolgerungen über die Genese der Lagerstätte ziehen (Kap. 3).

2.2. Die vertikale Verteilung der Quarzgänge

Ebenso ist die vertikale Verteilung der Quarzgänge von großer Bedeutung. Abb. 10 zeigt die Verteilung der verschiedenen Gangmächtigkeiten mit zunehmender Teufe in den Bereichen A und E, in denen Höhenunterschiede von 120-140 m aufgeschlossen sind. Deutlich geht daraus hervor, daß die geringmächtigen Gänge, bis etwa 12 cmMächtigkeit, nach oben hin an Häufigkeit zunehmen. Besonders auffallend ist die Zunahme bei den dünnsten Gängen (1-2 cm). Die mächtigen Gänge werden hingegen im allgemeinen nach oben hin seltener. Das nur flache Ansteigen der Kurven mit zunehmender Tiefe in Abb. 10 erklärt sich daraus, daß die mächtigen Gänge die selteneren sind und ein mächtiger Gang von der Masse her weit schwerer ins Gewicht fällt.

Aus Abb. 10 geht also hervor, daß die Quarzgänge nach oben hin auffiedern. Der Teufenunterschied kommt bereits in einem Niveauunterschied von wenig mehr als 100 m deutlich zum Ausdruck. Auch daraus lassen sich wichtige genetische Hinweise ableiten (Kap. 3).

Kein Teufenunterschied läßt sich hingegen feststellen, wenn man die Gesamtmächtigkeit der Quarzgänge auf eine bestimmte Strecke bezogen, also den volumsmäßigen Anteil derselben am Gesamtgestein, betrachtet. Es kann, im großen gesehen, keine Zunahme der Quarzmasse mit zunehmender Tiefe nachgewiesen werden, obwohl dies über wenige Etagen manchmal der Fall ist. Im ganzen gesehen ist es vielmehr so, daß der volumsmäßige Anteil des Quarzes dort am größten ist, wo das meiste Erz gefunden wird (vgl. Tab. 1). Jedenfalls fällt der prozentuelle Anteil des Gangquarzes am Gesamtgestein in erzarmen Partien rasch ab. Zusammenfassend kann also ein Auffiedern der Quarzgänge nach oben hin festgestellt werden, wobei die nur wenige Zentimeter mächtigen (vielfach konkordanten) Quarzgänge in den oberen Etagen besonders hervortreten.



Abb. 10: Häufigkeit der Quarzgänge, aufgegliedert nach Mächtigkeiten, in fünf verschieden hohen Niveaus der Abbaubereiche A und E in Gifurwe. Die Anzahl der Gänge wurde jeweils auf 1000 cm Gangmächtigkeit pro Etage bezogen. Ein Teufenunterschied kommt deutlich zum Ausdruck.
Fig. 10: Fréquence des filons à quartz classés selon l'épaissement dans 5 différents niveaux des carrières A et E à Gifurwe. Le nombre des filons se réfère à 1000 cm d'épaisseur totale par étage. Il se montre clairement une différence de profondeur.

2.3. Das relative Alter der Quarzgänge

Das relative Alter der Quarzgänge ist mit syn- bis spätkinematisch anzugeben, wobei die konkordanten Gänge allgemein die älteren (etwa synkinematisch) sind und von den diskordanten Gängen und den steil stehenden konkordanten Gängen des Bereiches E geschnitten werden (etwa spätkinematisch).

Die konkordanten Gänge — dies sieht man vor allem im nordwestlichen Teil der Lagerstätte — sind von der Faltung erfaßt worden und machen die z. T. recht spitze Faltung mit. Sie können nicht präkinematisch eingedrungen sein, denn im westlichen Teil des Bereiches D und in der Etage südlich von D kommt sehr deutlich zum Ausdruck, daß die Gänge zum überwiegenden Teil jeweils im südwestlichen Schenkel der Falten aufscheinen, während die nordöstlichen Schenkel fast frei von Gängen sind (Abb. 11).



Abb. 11: Konkordante, von der Faltung noch erfaßte Quarzgänge, die jeweils im Südwestschenkel der Falten gehäuft auftreten, im Nordostschenkel hingegen fast vollständig fehlen (synkinematische Gänge). Spätkinematische Gänge dringen bevorzugt an den Umbiegungsstellen der Falten ein. Gifurwe, alte Abbauetage südlich des Bereiches D.

Fig. 11: Filons à quartz concordants pliés se trouvants surtout au côté SW des plis (filons syncinématiques). Vers l'achèvement de la plissage des filons coupent préférement les crêtes des plis. Gifurwe, ancienne étage S de D.

Das heißt, daß vor Platznahme der Gänge eine Faltung bereits erfolgt war und die beiden Faltenschenkel zu diesem Zeitpunkt bereits divergierten, sonst wäre eine selektive Intrusion nicht möglich gewesen. Gegen eine Platznahme der Gänge nach Abschluß der Faltung sprechen hingegen folgende Beobachtungen: Die Faltenscheitel sind sehr spitz, die Faltenschenkel stehen in einem Winkel von etwa 70° zueinander; nach Abschluß der Faltung wäre eine Quarzintrusion in dem z. T. klüftigen Gestein sicher nicht deratigen Richtungsänderungen gefolgt, was aber teilweise der Fall ist (Abb. 12 a). In Abb. 12 b sieht man z. B., wie ein konkordanter Quarzgang eine sehr spitze Kleinfaltung in einem Winkel von etwa 50° mitmacht, wobei das Quarzband an der Innenseite der Umbiegung zusammengepreßt und geknickt ist. Ebenso wird Spezialfältelung im Nebengestein von Quarzbändern mitgemacht.

Die Platznahme des Großteils der konkordanten Gänge (mit Ausnahme der steilstehenden wie vor allem im Bereich E) ist somit eindeutig als synkinematisch einzustufen, erfolgte also während der Faltung.

Die diskordanten Gänge intrudierten, im gesamten gesehen, später, jedoch schließt sich ihre Platznahme unmittelbar an die der konkordanten Gänge an (Abb. 12 a--c). Im Gebiet der Falten im westlichen Teil des Bereiches D und in der Etage südlich D wurden die diskordanten Gänge zwar nicht mehr von der Faltung, aber doch von leichten Bewegungen erfaßt. Die steilstehenden diskordanten Gänge befinden sich hier hauptsächlich an den Umbiegungsstellen der Falten und verlaufen parallel einer Transversalschieferung. Sie folgten also Schwächezonen, die durch die Tektonik vorgezeichnet waren. In den Abb. 12 a und b sieht man, daß diese Gänge nachträglich boudiniert wurden, wobei die einzelnen Boudins bisweilen im Sinn der Relativbewegungen, die die Faltung hervorrief, versetzt sind.
Abb. 12 d, die eine Versetzung eines diskordanten Ganges durch einen konkordanten darstellt — was selten zu beobachten ist —, zeigt, daß sich die Platznahme diskordanter und konkordanter Gänge zeitlich auch überschneiden kann. Abb. 12 c zeigt das Einlenken eines diskordanten Ganges parallel zu konkordanten.



Abb. 12: Verschiedene Ansichtsbilder von Quarzgängen. Erläuterung siehe im Text. (Abb. 12 a entspricht der Mitte der Abb. 11).

Fig. 12: Vues différentes des filons à quartz. Explication v. texte. (Fig. 12 a correspond à la partie centrale de fig. 11).

Viele der diskordanten Gänge lassen keine tektonische Beanspruchung mehr erkennen. Es kann allgemein für die diskordanten Gänge festgestellt werden, daß sie im wesentlichen nach Abschluß der Faltung intrudiert sind, wobei sie noch von geringfügigen Bewegungen erfaßt, leicht boudiniert und bisweilen auch von kleinen Störungen versetzt werden konnten. Gleichzeitig mit ihnen sind die steilen konkordanten Gänge einzustufen, wie sie vor allem im Bereich E auftreten, wo sie der steilgestellten Schichtung der Sedimente folgen. Da die Steilstellung der Schichten (= Faltung) vor Platznahme dieser Gänge erfolgte, sind sie genetisch zu den diskordanten Gängen zu zählen.

So gesehen, machen die konkordanten synkinematischen Gänge nur einen sehr geringen Prozentsatz (10— max. 15%) aller Gänge aus. Es bleibt dennoch die Frage der Zufuhr der älteren konkordanten Gänge offen. Möglicherweise begann die Platznahme einiger diskordanter Gänge (Zufuhrspalten) gleichzeitig mit ihnen, ohne daß dies heute erkennbar wäre.

3. Die Vererzung

Die Vererzung der Lagerstätte Gifurwe ist einerseits an die Quarzgänge gebunden, andererseits sind die von den Quarzgängen durchschlagenen Sedimente vererzt. In den Quarzgängen bildet Reinit, das ist Ferberit pseudomorph nach Scheelit, das Erz, wobei Scheelit in unbedeutenden Mengen hinzutritt. Die umgebenden Sedimente zeichnen sich durch eine in ihrem Gehalt schwankende Vererzung mit Eisenwolframat (vermutlich hauptsächlich Reinit) aus.

| \mathbf{Reinit} | FeWO ₄ | Ferberit pseudomorph nach | |
|---------------------|------------------------------------|---------------------------|------------------------------|
| | - | Scheelit | sehr häufig |
| $\mathbf{Scheelit}$ | CaWO ₄ | | \mathbf{selten} |
| Tungstit | $WO_3.H_2O$ | | sehr selten |
| Anthoinit | Al (WO ₄) (OH). H_2O | | sehr selten |

Tab. 2: Die Wolframminerale von Gifurwe und ihre Häufigkeit in der Lagerstätte.Tab. 2: Les minéraux de Gifurwe et leur fréquence dans la mine.

Tab. 2 gibt die in Gifurwe gefundenen Wolframminerale wieder. Während in den Quarzgängen alle der angeführten Minerale auftreten, ist aus dem Nebengestein nur Eisenwolframat, das vermutlich in Form von Reinit vorliegt, bekannt.

3.1. Die Vererzung in den Quarzgängen

Das abbauwürdige Erz (Reinit) findet sich hauptsächlich an den Rändern der Quarzgänge, wobei häufig noch die tetragonal-dipyramidale Form des Scheelits erhalten ist. Im Ganginneren finden sich meist Bruchstücke davon oder nadelige Reinitaggregate. Gangkreuze sind bevorzugt vererzt. Mit abnehmendem Anteil der Quarzgänge am Gesamtgestein nimmt auch die Erzmenge ab (3.1.1.).

Der Reinit setzt sich aus mikroskopisch kleinen Ferberitleistchen zusammen, die teilweise noch nach den kristallographischen Richtungen des ursprünglichen Scheelits orientiert sind. Die Verdrängung ging von den Kristallwänden und von Rissen aus und verschonte Teile des Scheelits im Inneren der Kristalle. Diese Scheelitreste wurden bei einer zweiten Umwandlungsphase in die wasserhältigen Wolframminerale Anthoinit und Tungstit umgesetzt. Scheelit blieb nur in feinsten Körnchen außerhalb der großen Reinitkristalle, von umgebendem Quarz geschützt, erhalten. Die Dichte des Anthoinits wurde mit D = 4.783 neu bestimmt (3.1.2.).

Chemisch handelt es sich beim Reinit um Ferberit mit durchschittlich 3-3.5 Mol-% Hübnerit. Im zentralen Teil der Lagerstätte liegt der Hübneritgehalt höher, an den Rändern niedriger (3.1.3.). Der Reinit von Gifurwe weist erhöhten Y-Gehalt (0.0025%) auf, während Nb, Ta und Sc unter der Nachweisgrenze liegen. Dies spricht für kühle Bildung. Weiters wurden erhöhte Co-Ni-Zn-Werte erfaßt. (3.1.4.).

Neben den Wolframmineralen findet sich in den Quarzgängen fast keine Mineralisation. Spuren von Pyrit, Muskowit am Gangkontakt und etwas Kaolinit konnten festgestellt werden (3.1.5.).

3.1.1. Die Verteilung des Erzes in den Quarzgängen

Die Vererzung in den Quarzgängen zeichnet sich durch ihre unregelmäßige Konzentration in großen Taschen sowie zahlreichen kleineren Aggregaten aus. Das Erz ist hiebei meist am Kontakt der Gänge angereichert. Kleinere Erzbutzen und -nester sind jedoch nicht nur an die Gangkontakte gebunden, sondern können auch frei im Quarz schwimmen.

Das abbauwürdige Erz besteht ausschließlich aus Reinit.

Die Erztaschen an den Gangkontakten bilden nach außen hin mit den Gängen eine Begrenzungsfläche zum Nebengestein, während sie in den Gangquarz oft tief hineinragen und gegen diesen meist gut ausgebildete Kristallformen entwickeln. Die innerhalb des Quarzes schwimmenden Erzaggregate sind hingegen häufig Bruchstücke von Reinit-"Kristallen" oder nadelförmige Reinitaggregate.

Der Reinit hat vielfach noch die tetragonale Kristallform des Scheelits erhalten, doch sind auch nadelförmige Reinitaggregate häufig. Während primärer Ferberit in anderen Lagerstätten die tafelige "Wolframittracht" besitzt und in oft viele Zentimeter großen Tafeln auftritt, zeichnet sich der Reinit durch seine Feinkörnigkeit aus. D. h. sowohl die oft riesigen tetragonalen Dipyramiden als auch die nadeligen Aggregate bestehen aus unzähligen, mikroskopisch feinen Ferberitleistchen, die weiter unten beschrieben werden.

Von Reinit-"Kristallen", die am Gangkontakt festgewachsen sind und gegen den Quarz idiomorphe Flächen zeigen, bzw. von eckigen Bruchstücken innerhalb des Gangquarzes berichtet bereits PARGETER (1956:38, 40) in seiner Arbeit über die Lagerstätte Ruhiza in SW-Uganda. Ebenso erwähnen DE MAGNEE & ADERCA (1960:29) von der Lagerstätte Bahati in Uganda nahe der rwandesischen Grenze, daß Kristalle an den Gangwänden, Kristalle und deren Bruchstücke jedoch innerhalb des Quarzes gefunden werden.

Die größten Erztaschen werden in Gifurwe an Gangkreuzen ausgebeutet; in einem Extemfall stieß man im unteren Teil des Abbaubereiches E auf eine Tasche mit einem Inhalt von 15 t Erz.

Während Gangkreuze allgemein die weitaus bevorzugten Vererzungsstellen sind und sich große und sehr reichhaltige Erztaschen an ihnen konzentrieren, enthalten die Gangstrecken zwischen den Kreuzungspunkten oft nur in geringen Mengen Erz. Besonders günstig sind Stellen, an denen erzführende geringmächtige Gänge auf mächtigere Gänge treffen.

Eine häufige Verteilungsregel, die bisher noch keine Erklärung gefunden hat, ist folgende (Abb. 13): Ein geringmächtiger Gang trifft in spitzem Winkel auf einen mächtigeren und ist in einem gewissen Abstand vom Kreuzungspunkt (bis zu wenigen Metern) reich vererzt; zieht man nun von der Vererzungsstelle eine Linie in einem rechten Winkel auf den mächtigen Gang zu, dann findet sich dort, wo diese Linie den mächtigen Gang schneidet, jedoch auf der dem geringmächtigen Gang abgewandten Seite am Kontakt wieder eine reiche Erztasche. Auf diese Verteilungsregel wurde ich frdl. Weise von Herrn GALEZ, seinerzeit Betriebsleiter in Gifurwe, aufmerksam gemacht, wofür ihm gedankt sei. Sie soll interessanter Weise auch aus mehreren Kassiteritlagerstätten bekannt sein.



Abb. 13: Schema einer Verteilungsregel der Vererzung in den Quarzgängen von Gifurwe. Fig. 13: Schéma d'un principe de distribution de minérai dans les filons à quartz à Gifurwe.

Im allgemeinen sind die geringmächtigen Gängerelativreicher vererztals die mächtigen. Dieser Umstand findet seine Erklärung darin, daß die primäre Vererzung eine unabhängige Phase darstellt und die Platznahme der Hauptmasse des Quarzes erst später erfolgte. Dadurch tritt in den mächtigeren Quarzgängen häufig ein Verdünnungseffekt ein. Es ist dies eine Erklärung dafür, daß einige sehr mächtige, aber auch geringmächtige Quarzgänge völlig steril sein können. So ist z. B. ein lang anhaltender, $2 \cdot 5 - 3 m$ mächtiger Quarzgang, der den ganzen Abbaubereich E durchzieht, völlig steril. In diesen Fällen hat sich der Quarz neue Wege gesucht, denen die vorhergehende Vererzung nicht gefolgt war. (Die primäre Vererzung und die Platznahme des Quarzes bildeten dennoch eine geologische Abfolge ohne wesentlichen Hiatus — siehe Kap. 3.4.)

Dort, wo mächtige Gänge (Mächtigkeit mehrere Dezimeter) vorherrschen, wie in den tiefer gelegenen Abbaubereichen, sind in diesen Gängen reiche Erztaschen recht häufig. In den gut vererzten Teilen der Lagerstätte sind die geringmächtigen Gänge (unter zirka 1 dm) ebenfalls sehr reichhaltig. Nur dort, wo der volumsmäßige Anteil der Quarzgänge am Gesamtgestein abnimmt, sind auch die dünneren Gänge nur gering vererzt, wie überhaupt der Erzgehalt mit der Abnahme des Gesamtvolumens der Gänge und dem Verschwinden der mächtigeren Gänge rasch absinkt.

Die Erzausbringung ist in den verschiedenen Lagerstättenteilen unterschiedlich. Der Abbaubereich D enthält in der Tiefe reichlich Erz, das in großen Taschen vorkommt, die sich in den dort häufigen mächtigen Gängen befinden. Im Bereich C werden hingegen nur stellenweise größere Erzkonzentrationen festgestellt. Der Bereich E führt in der Tiefe sehr viel Erz, ebenso unmittelbar an der Störung, die diesen Bereich im östlichen Teil durchzieht. In den mittleren Etagen des Bereiches E ist die Vererzung etwas schwächer. Östlich der Störung hört sie nach Osten hin überhaupt rasch auf; dort sind auch nur noch sehr wenige und geringmächtige Quarzgänge anzutreffen. Die oberen Teile der Bereiche E und A sind wieder sehr reich vererzt, wobei die zahlreichen geringmächtigen Gänge wichtige Erzträger sind. Der Abbaubereich A ist bis in seine tiefgelegenen Etagen hinunter sehr reich an Erz.

Der prozentuelle Anteil an Reinit in den Quarzgängen (die anderen Wolframminerale fallen mengenmäßig nicht ins Gewicht) ist in Anbetracht der mangelnden Berechnungen und der Tatsache, daß bis zu mehr als die Hälfte der Produktion Diebstahl zum Opfer fällt, sehr schwierig anzugeben. Nach Schätzung dürften die Quarzgänge im Gesamtdurchschnitt 0.2-0.5% Reinit führen.

3.1.2. Die Erzminerale und ihre Ausbildung

Als Erzminerale treten in den Quarzgängen seiner äußeren Form nach tetragonaldipyramidaler Reinit, nadelig-stengeliger Reinit und — sehr zurücktretend — Scheelit in kleinen Körnchen auf. Dazu gesellen sich sehr sporadisch die Umwandlungsprodukte Anthoinit und Tungstit.

Reinit findet sich in der Form gut ausgebildeter steiler Dipyramiden (221), wobei sich häufig noch die Dipyramide (101) zugesellt. Es ist dies der typische Habitus des Scheelits, dessen tetragonal-dipyramidale Kristallform bei der Verdrängung durch das Eisenwolframat vollständig erhalten blieb (die Minerale der Wolframitreihe kristallisieren monoklin-prismatisch, doch ist Ferberit mit $\beta = 90^{\circ}$ an sich rhombisch).

Der Strich des Reinits von Gifurwe ist schwarzbraun bis braunschwarz, nicht immer einheitlich. Dies hängt mit dem schwankenden Mn-Gehalt zusammen (s. Tab. 3): je höher der Mangangehalt ist, desto heller (bräunlicher) wird der Strich. Auf diese Weise können Unterschiede im Mn-Gehalt bereits im Gelände festgestellt werden.

Die Reinite können beträchtliche Größe erreichen. In Gifurwe wurden Kristalle bis über 20 cm Kantenlänge gefunden. Reinite unter 1 cm Kantenlänge sind nicht häufig.

An Größe den Reiniten in Scheelitform im allgemeinen weit nachstehend sind die viel selteneren Aggregate stengelig ausgebildeten Reinits. Im mikroskopischen Bild besteht kein Unterschied zwischen beiden, höchstens daß die Umsetzung (Regeneration) in den stengeligen Reinitaggregaten, im gesamten geschen, vielleicht etwas weiter vorgeschritten ist als in den der äußeren Form nach tetragonalen Aggregaten.

Im Anschliff erkennt man u. d. M., daß die Reinite aus gut ausgebildeten, langprismatischen Ferberitleistchen zusammengesetzt sind, die z. T. noch nach den kristallographisch vorgegebenen Richtungen des ehemaligen Scheelitkristalles orientiert sind (Abb. 14). Von den orientierten Ferberitleisten bestehen Übergänge zu ungeordneten, meist radialstrahligen Bündeln von Ferberitleisten (Abb. 15) und weiters zu verschieden grobem Pflaster isometrisch ausgebildeter Ferberitprismen(Abb.16).



Abb. 14: Reinit: Ferberitleisten, nach den kristallographischen Richtungen des ehemaligen Scheelitkristalles orientiert; Übergang zu radialstrahlig angeordneten Bündeln an den Bildrändern. Anschliff, Nicols +.

Fig. 14: Reinite: Lames de ferbérite orientées selon les directions cristallographiques de la schéélite remplacée. Gradation à faisceaux radiaux vers les marges du photo. Poli, nicols +.



- Abb. 15: Reinit: Radialstrahlig angeordnete Ferberitbündel; die ursprüngliche Orientierung (parallel zu den Bildrändern) ist noch schwach angedeutet. Anschliff, Nicols +.
- Fig. 15: Reinite: Faisceaux de ferbérite radiaux; l'orientation originale (parallèle aux marges du photo) est indiquée légèrement. Poli, nicols +.



Abb. 16: Reinit: Vollständig regeneriertes, gleichkörniges Pflaster von Ferberitprismen. Anschliff, Nicols +.

Fig. 16: Reinite: Prismes de ferbérite isométriques entièrement régénérés. Poli, nicols +.

Die radialstrahlig angeordneten Bündel sind die am häufigsten auftretende Struktur in den Reiniten — sie deuten manchmal noch die ursprüngliche Orientierung an (Abb. 15) —, während die isometrischen Prismen selten vorkommen. In ein und demselben Anschliff kann man mitunter alle Übergänge beobachten: zwischen orientierten, \pm senkrecht zueinander stehenden Ferberitleisten befinden sich unorientierte radialstrahlige Bündel, die dann bereichsweise in ein körniges Ferberitpflaster übergehen; die Struktur wird von kleinen Hohlräumen und Poren in den Zwickeln der sich gegenseitig durchspießenden Ferberitleisten durchsetzt (Abb. 20 und 21). Die Leisten ragen

10 Jahrbuch Geol. B.-A. (1975), Bd, 118

auch häufig in mehrere Milimeter große Hohlräume hinein (Abb. 22). Auf die Entstehung der Hohlräume wird weiter unten (S. 150f) eingegangen.

Während die orientierten Ferberitleisten das ursprüngliche Strukturbild nach der Verdrängung des Scheelits wiedergeben, sind die radialstrahligen Bündel z. T. und in stärkerem Ausmaß die isometrischen Ferberitpflaster das Ergebnis von Lösungsumsetzung und Regeneration. Vielfach kann beobachtet werden, wie sehr feine Ferberitleistchen durch wesentlich gröbere Strukturen verdrängt werden (Abb. 17). Mit zunehmender Regeneration wird die Orientierung des Mikrogefüges nach den kristallographischen Richtungen des ehemaligen Scheelits verwischt, und zusätzlich verschwinden die feinen Poren allmählich.



Abb. 17: Reinit: Regenerierter Ferberit (große isometrische Prismen) verdrängt feine, z. T. orientierte Ferberitleisten. Etwas Quarz. Anschliff, Nicols +.

Fig. 17: Reinite: Ferbérite régénérée (des grands prisms isométriques) remplace des minces lames de ferbérite partiellement orientées. Un peu de quartz. Poli, nicols +.



Abb. 18: Reinit mit senkrecht zu einem mit Quarz gefüllten Riß orientierten Ferberitleisten; die Verdrängung hat vom Riβ ihren Ausgang genommen. Anschliff, Nicols +.
Fig. 18: Reinite montrant des lames de ferbérite orientées perpendiculaire à une fente remplie de quartz; le remplacement a commencé par la fente. Poli, nicols +.

An den Korngrenzen der Kristallaggregate und den Rändern von Rissen sind die Ferberitleisten vielfach senkrecht zu den Begrenzungswänden orientiert (Abb. 18 und 19). Von hier hat die Verdrängung des Scheelits ihren Ausgang genommen.



Abb. 19: Reinit mit senkrecht zur Kristallfläche des ursprünglichen Scheelits orientierten Ferberitleisten; die Verdrängung hat vom Gangquarz (Q) ihren Ausgang genommen, ist aber nicht weit ins Kristallinnere vorgedrungen; der bei der Reinitisierung nicht verdrängte Scheelit wurde nachträglich in Tungstit (T) umgewandelt (der Tungstit ist heute weitgehend ausgelaugt: A). Anschliff, Nicols +.

Fig. 19: Reinite montrant des lames perpendiculaire à la face de la schéélite remplacée; le remplacement a commencé par le quartz de filon (Q), tandis qu'il n'est pas avancé beaucoup vers le centre du cristal; la schéélite non remplacée pendant la reinitisation venait transformé plus tard à la tungstite (T). Aujourd'hui la tungstite est presque complètement lessivée (A). Poli, nicols +.



Abb. 20: Orientierte Ferberitleisten mit Anthoinit (weiß) in den Zwischenräumen. Der Anthoinit ist durch Umwandlung aus Scheelit hervorgegangen, der seinerseits von der Reinitisierung verschont geblieben ist. Anschliff, Nicols +.

Fig. 20: Lames de ferbérite orientées avec anthoinite (blanche) dans les interstices. L'anthoinite s'est produite par transformation de la schéélite, qui, à son côté, s'est préservée pendant la reinitisation. Poli, nicols +. Da die äußere Form des Scheelits überwiegend und die ursprüngliche Verdrängungsstruktur zum Teil noch erhalten sind, hatten die nachträglichen Lösungsumsätze nur geringes Ausmaß. Sowohl die nadelförmigen als auch die tetragonalen Reinitaggregate besitzen die gleiche, für Reinit typische Struktur aus mehr oder weniger geordnetem, meist leistenförmigem (langprismatischem), mikroskopisch kleinem Ferberit. Große Einkristalle von Ferberit in "Wolframittracht", wie sie von anderen Reinitlagerstätten Rwandas bekannt sind (Bugarama, Nyakabingo), kommen in Gifurwe nicht vor. In der unweit von Gifurwe gelegenen gleichartigen Lagerstätte Bugarama (s. Abb. 1) ist z. B. tafeliger Ferberit mit glänzenden Pinakoidalflächen nach (100) mit einigen Zentimetern Durchmesser nicht selten.





Fig. 21: Vacuoles (gris foncé) formées par lessivage de l'anthoinite (Fig. 20) dans les agrégats de reinite. Poli, nicols + sous 87°.

Die Reinite fallen durchwegs durch ihr oben bereits festgestelltes löcheriges Gefüge auf. In den Kristallen, die innerlich häufig nur noch aus einem Skelett von Eisenwolframat bestehen, befinden sich Hohlräume von mikroskopischer Größe bis zu mehreren Millimetern Durchmesser (Abb. 20 bis 23). Die Hohlräume können bis weit über die Hälfte des Volumens im Reinit ausmachen und nehmen nicht selten gegen das Zentrum der Kristalle an Häufigkeit und Größe zu, während die Kristallflächen des ehemaligen Scheelits hingegen stets geschlossen erhalten sind (s. Abb. 25).

Die Hohlräume sind durch schmale Ferberitsepten getrennt, die oft Orientierung parallel den Pyramidenflächen und z. T. der Basis des ehemaligen Scheelitkristalles aufweisen (Abb. 23); dadurch entsteht ein Gitter, das die Hohlräume voneinander trennt. Daneben gibt es — zahlenmäßig oft überwiegend — unorientierte Ferberitsepten. Der leistenförmige Ferberit ragt sehr häufig in die Hohlräume hinein (Abb. 22).

Vereinzelt werden die Hohlräume von weißem Anthoinit $Al(WO_4)(OH).H_2O$ (Abb. 20 und 23) oder gelbem Tungstit $WO_3.H_2O$ ausgefüllt. Die beiden Minerale sind auf die in den Berg weiter vorgetriebenen und tiefer gelegenen Abbauetagen beschränkt. Verwitterungslösungen haben sie zum Großteil bereits weggeführt.

Eine Röntgendiffraktometeraufnahme eines Anthoinits von Gifurwe ergab gute Übereinstimmung mit den von NIGGLI & JÄGER (1957: 37 bzw. Astm-Kartei 11—144) gefundenen Werten (Proben vom Mont Misobo, Raum Kalima, Kongo).



Abb. 22: Hohlraum in Reinit mit hineinspießenden Ferberitleisten. Ursprünglich unvollständige Verdrängung des Scheelits. Anschliff, Nicols + unter 85°.

Fig. 22: Lames de ferbérite se dressantes dans une vacuole. Autrefois remplacement incomplet de la schéélite. Poli, nicols + sous 85°.



Abb. 23: Reinitisierung des ursprünglichen Scheelits nach vorgegebenen kristallographischen Richtungen (Spaltrissen); der restliche Scheelit wurde in Anthoinit umgewandelt. Schwarz: Ferberit (Reinit); weiß: Anthoinit. Anschliff, schräg einfallendes Licht (Binokular).

Fig. 23: Reinitisation suivant directions cristallographiques (faces de clivage) de la schéélite originaire; la schéélite résiduelle a été transformé à l'anthoinite. Noir: ferbérite (reinite); blanche: anthoinite. Poli sous lumière oblique.

Die Dichte des Anthoinits, die seit VARLAMOFF (1947: B 154), dem Entdecker des Minerals, mit etwa 4.6 angegeben wird, liegt nach mehrmaliger Bestimmung mit dem Pyknometer an sehr reinem Material etwas höher: sie wurde aus drei Werten (4.7842 — 4.7835 - 4.7811) gemittelt und kann demnach mit

D Anthoinit = 4.783

angegeben werden. Die etwas zu niedrige Erstbestimmung mag darauf beruhen, daß

Anthoinit, der Mineralaggregate bildet, feinste Poren hat und daher bis zu 24 Stunden nach der Bedeckung mit Wasser noch Luftbläschen aufsteigen. Aus Wägungen, die kurze Zeit nach der Bedeckung mit Wasser durchgeführt wurden, hätten sich Dichtewerte zwischen 4.5 und 4.6 ergeben.

VARLAMOFF (1947) hatte den Anthoinit als neues Mineral erkannt und ihn aus dem Kongo zum ersten Mal beschrieben. Dabei fiel ihm bereits das eigenartige Auftreten des Anthoinits in den Zwischenräumen von Skeletten aus Ferberit auf, in gleicher Weise wie soeben von Gifurwe und seit der Entdeckung des Anthoinits aus vielen Vorkommen der zentralafrikanischen Erzprovinz beschrieben. VARLAMOFF hielt auf Grund des Erscheinungsbildes Verdrängungen von Ferberit nach Anthoinit für möglich, wonach der Anthoinit als primäres Mineral zu betrachten gewesen wäre. Die Verdrängung wäre hiebei nicht als Pseudomorphose zu verstehen gewesen (l. c.: B 164).

Die in der Zwischenzeit gemachten Beobachtungen von zahlreichen Fundpunkten des neuen Minerals veranlaßten VARLAMOFF (1958: 44 ff) zu der Feststellung, daß die ursprüngliche Deutung über die Entstehung des Anthoinits nicht zutreffend sei. Als primäres Mineral — heute vollständig verdrängt — sei der Scheelit anzusehen, der ganz oder teilweise von Ferberit verdrängt wurde; später wurde der restliche Scheelit in Anthoinit (und Tungstit) umgewandelt. BARNES & PARGETER (1952) hatten in SW-Uganda den Scheelit bereits als primäres Mineral erkannt.

KING (1950: 314 f, 319 f) hält den Tungstit im Singo-Distrikt (Uganda), der dort ebenfalls die Zwischenräume von Wolframitgerüsten füllt, für ein sekundäres Mineral, das durch Umwandlung aus Wolframit entstanden ist.

Wie später für den Anthoinit VARLAMOFF (1958), erkannten BARNES & PARGETER (1952) in den Lagerstätten SW-Ugandas für den Tungstit, daß diese Minerale direkte Umwandlungsprodukte des restlichen, nicht in Ferberit umgesetzten Scheelits sind und nachträgliche Auslaugung von Tungstit bzw. Anthoinit für die heutige löchrige Struktur verantwortlich ist.

Schließlich übernahmen DE MAGNEE & ADERCA (1960:40 f) die Entstehungstheorie von BARNES & PARGETER (1952) und VARLAMOFF (1958) für die beiden wasserhältigen Wolframminerale. Sie stellen durch die Abbildung (1. c.: Tafel 1) eines Handstückes aus der Lagerstätte Chombio (Katanga), das den Scheelit in den Zwischenräumen eines Gerüstes aus Ferberit zeigt, das Bindeglied zwischen dem ursprünglichen Scheelit und dem heutigen Erscheinungsbild des Ferberitgerüstes mit Anthoinit und Tungstit in den Zwischenräumen her. Das Ferberitgerüst des Handstückes von Chombio entspricht im Aussehen völlig den oben beschriebenen. Ein derartiger Erhaltungszustand des Scheelits ist aus der zentralafrikanischen Erzprovinz m. W. bisher einzigartig.

Ich schließe mich den Auffassungen von BARNES & PARGETER (1952), PARGETER (1956), VARLAMOFF (1958) und DE MARNEE & ADERCA (1960) bezüglich der Entstehung des Anthoinits und des Tungstits voll an. Ich konnte außerdem in Reiniten von Gifurwe beobachten, daß die schmalen Ferberitsepten, die die Hohlräume voneinander trennen, im Zentrum Quarz enthalten (Abb. 24). Es waren also ursprünglich Risse im Scheelit vorhanden, die mit Quarz gefüllt waren. Von diesen Rissen und von den Kristallflächen ging die Umwandlung des Scheelits in Ferberit aus, konnte aber vielfach nicht weit vordringen, wodurch die schmalen Ferberitsepten entstanden (s. Abb. 19 und 23). Am vollständigsten war die Verdrängung natürlich an den Außenflächen der Kristalle; wie bereits erwähnt, werden diese Flächen auch nie von Hohlräumen unterbrochen (Abb. 25).

Die Umwandlung des restlichen Scheelits in Anthoinit und Tungstit erfolgte zu einem späteren Zeitpunkt durch Lösungen, die wohl den leichter löslichen Scheelit zersetzten, dem beständigeren Ferberit jedoch nichts anhaben konnten. Während sowohl PARGETER (1956:42) als auch DE MAGNEE & ADERCA (1960:41) diese Umwandlung durch Verwitterungseinflüsse bedingt ansehen, sehe ich sie als späthydrothermalen Prozeß und schreibe erst die Auslaugung von Anthoinit und Tungstit und somit die Entstehung der Hohlräume Verwitterungslösungen zu. Darauf wird in Kap. 3.3.1. näher eingegangen.



Abb. 24: Reinit: Ferberitsepten (weiß) mit Quarz (hellgrau, Q) im Zentrum als Ausgangspunkt der Reinitisierung. Die Zwischenräume zwischen den Ferberitsepten (grau und schwarz) sind z. T. noch mit Tungstit erfüllt. Anschliff, Nicols + unter 70°.

Fig. 24: Reinite: Diaphragmes de ferbérite (blanche) avec quartz (gris claire, Q) au milieu comme point de depart de la reinitisation. Les interstices dans les diaphragmes (gris et noir) sont remplis partiellement de la tungstite. Poli, nicols + sous 70°.



Abb. 25: Schema der Verdrängung des Scheelits (Qerschnitt): links ein idiomorpher Scheelitkristall mit Spaltrissen; rechts die Verdrängung durch Ferberit (Reinit) (schwarz), Reste von Scheelit bleiben im Kristallinneren erhalten (weiß), werden aber nachträglich in Anthoinit und Tungstit umgewandelt. Fig. 25: Schéma de remplacement de la schéélite (coupe transversale): à gauche un cristal idiomorphe de schéélite avec des faces de clivage, à droite le remplacement par ferbérite (reinite) (noir), restes de schéélite sont conservés dans des parties internes (blanche), mais ils sont transformés plus tard à l'anthoinite et la tungstite.

PARGETER (1956:38) hält bei Ferberiten, die aus Scheelit hervorgegangen sind, aber nicht mehr dessen Kristallform besitzen, eine Entstehung von Hohlräumen durch die Volumsverminderung bei der Umwandlung Scheelit $(D\sim 6\cdot 0)$ \rightarrow Ferberit $(D\sim 7\cdot 5)$ für verwirklicht. Obwohl ein Beweis schwer sein wird, ist eine derartige Entstehung von kleinen Poren — jedoch nicht von größeren Hohlräumen — denkbar, doch muß man sie dann auch bei den Reiniten, die noch die tetragonale Kristallform erkennen lassen, annehmen. Das Auftreten von Anthoinit und Tungstit würde auf diese Weise keine Erklärung finden. Auch die unterschiedlich starke Hohlraumbildung sowie die Beschaffenheit der Hohlräume und deren Zunahme gegen das Kristallinnere sprechen gegen diese Theorie. Der Anteil der durch Volumsverminderung bei der Pseudomorphose entstandenen Poren kann also bestenfalls sehr gering und ohne merkbaren Einfluß sein.

Reste von Scheelit sind nur in Form sehr kleiner Körnchen vorhanden, die — stets von Quarz umschlossen — an die unmittelbare Nachbarschaft des Reinits gebunden sind (BERTOSSA & FRISCH, 1970). Die in geringen Mengen über den ganzen Lager-stättenbereich vorkommenden Scheelitkörnchen (Durchmesser unter 0.2 mm, meist aber wesentlich kleiner) sind stets von unversehrtem Quarz umgeben und sitzen nie an Korngrenzen oder in Rissen, die den Quarz gefüllt und heute oft Zentrum der feinen Fürdie feinen Risse im Reinit, die von Quarz gefüllt und heute oft Zentrum der feinen Ferberitsepten zwischen den Hohlräumen sind (s. o.); auch hier kommen Scheelitkörnchen in unversehrtem Quarz vor. Befindet sich Wolframerz in der Position der Scheelitkörnchen, aber an Korngrenzen oder feinen Rissen im Quarz, so liegt es immer als Eisenwolframat vor. Die Scheelitkörnchen finden sich kaum einmal mehr als 1 mm von Reinit entfernt.



Abb. 26: Kleine Scheelitkörnchen (punktiert), die von unversehrtem Quarz (weiß) umgeben sind und daher vor den Umwandlungen in Ferberit, Anthoinit und Tungstit geschützt lagen. Schwarz: Ferberit (Reinit). Nach einem Dünnschliff-Foto; Gifurwe.

Fig. 26: Des petits grains de schéélite (pointillé) entourés du quartz intact et alors protegés de la transformation à ferbérite, anthoinite et tungstite. Noir: ferbérite (reinite). D'après un photo d'une plaque mince; Gifurwe.

Eine Erklärung, daß es sich hiebei um eine zweite Scheelitgeneration nach der Umwandlung in Reinit handelt, ist nicht möglich. Da der Scheelit, der sich bis heute erhalten hat, sogar recht häufig in den mit Quarz gefüllten Rissen innerhalb des Reinits vorkommt, die Umwandlung in Eisenwolframat aber nachweislich von diesen Rissen, die somit älter sind, ausging, ergibt sich für diese Theorie ein zeitlicher Widerspruch. Die meiner Ansicht nach einzig mögliche Erklärung für das Auftreten des Scheelits ist folgende:

Nach Bildung der großen Scheelitkristalle folgte die Hauptphase der Platznahme des Quarzes (s. Kap. 3.4.). Durch mechanischen Abrieban den Flächen des spröden Scheelits wurden im auskristallisierenden Quarz in unmittelbarer Nachbarschaft der großen Kristalle kleine Scheelitkörnchen eingeschlossen. Ebenso drang der Quarz in Risse der großen Scheelitkristalle ein und umschloß dort ebenfalls feinen Scheelitabrieb.

Die eisenreichen Lösungen, die in einer darauffolgenden Phase die teilweise Umwandlung der Scheelitkristalle bewirkte, folgte Korngrenzen und feinen Rissen im Quarz. Da zu jedem der größeren Kristalle derartige Lösungsbahnen hinführen und die Grenze Scheelit/Quarz selbst eine solche Lösungsbahn darstellt, konnte die Umwandlung in Eisenwolframat von allen Außenflächen, von Rissen, egal ob mit Quarz gefüllt oder nicht, und vielen Spaltflächen der großen Scheelitkristalle ansetzen. Dort, wo kleine Scheelitkörnchen für die Lösungen erreichbar waren (an Korngrenzen und feinen Rissen), wurden auch sie in Ferberit umgewandelt. Nur die rundum von einem einzigen, unversehrten Quarzkorn umschlossenen Scheelitkörnchen blieben von der Umwandlung verschont.

Nur auf diese Weise kann das Auftreten der Scheelitkörnchen innerhalb von Quarz, aber stets in unmittelbarer Nähe von Reinit erklärt werden.

Der gleiche Vorgang gilt für die zweite Umwandlungsphase des Scheelits in Anthoinit und Tungstit. Der von Reinit umschlossene, bis dahin erhalten gebliebene Scheelit war auch für die Lösungen, die die zweite Umwandlung bewirkten, leicht zugänglich, während die geschützten Scheelitkörnchen im Quarz auch diesmal verschont blieben.

Über Scheelit, der von unversehrtem Quarz umschlossen und daher vor Umwandlung geschützt war, berichteten in SW-Uganda bereits BARNES & PARGETER (1952: 237).

Eine besondere Seltenheit sind Kristallaggregate in der Form des Scheelits, die zur Gänze aus Anthoinit bestehen. Der ursprüngliche Scheelit blieb dabei von der Umwandlung in Reinit verschont. Bisher sind drei derartige Anthoinite aus der knapp 20 km nördlich von Gifurwe gelegenen Lagerstätte Bugarama bekannt. Sie besitzen Kantenlängen von zirka 5—10 cm. (Freundliche Mitteilung von A. BERTOSSA, Bern, früher Ruhengeri.)

3.1.3. Die chemische Zusammensetzung des Reinits

Chemische Analysen des Reinits von Gifurwe ergaben einen Ferberit (Eisenwolframat) mit geringem Mn-Gehalt (Tab. 3). Zwischen den der äußeren Form nach tetragonalen und den nadeligen Reinitaggregaten besteht kein Unterschied.

Die Hb-Gehalte [Hb-Gehalt = Hübneritgehalt, Prozentanteil des Hübneritmoleküls am Gesamt-Mischkristall (Fe, Mn) WO_4] *), die aus den Analysen Tab. 3 errechnet wurden, variieren für die verschiedenen Proben, die über die Lagerstätte Gifurwe verstreut den Quarzgängen entnommen wurden, zwischen 2·0 und 5·4, entsprechend den H/F-Koeffizienten zwischen 0·020 und 0·058. Das arithmetische Mittel der in der Tabelle angegebenen acht Werte ist Hb 3·1 (H/F = 0·032), was mit dem Wert der Probe GK, die ein Sammelkonzentrat aus Gifurwe darstellt, von Hb 3·4 (H/F = 0·035) übereinstimmt.

^{*)} Die bisher übliche Methode, die Zusammensetzung der Glieder der Wolframit-Mischungsreihe anzugeben, warder H/F-Koeffizient (Quotient Mol-% Hübnerit: Mol-% Ferberit) nach OELSNER (1944: 48). Wegen der wesentlich übersichtlicheren Darstellung glaubt der Verfasser, daß die Angabe des Mol-%-Anteiles von Hübnerit am Gesamt-Mischkristall (Hb-Gehalt) der bisherigen Methode vorzuziehen ist. Die Einführung des Begriffes "Hb-Gehalt" wird am Schluß der Arbeit in Abschnitt III näher ausgeführt. Um Schwierigkeiten im Vergleich mit anderen Arbeiten vorzubeugen, wird im folgenden zusätzlich der H/F-Koeffizient angeführt. Außerdem sei auf die Umrechnungsdiagramme (Abb. 35 und 36) hingewiesen.

Bei der Probe GK ist der aus dem Nebengestein gewonnene Ferberit (s. Kap. 3.2.) anteilsmäßig miteinbezogen. Die Übereinstimmung des Hb-Gehaltes der Probe GK mit dem Durchschnittswert der den Quarzgängen entnommenen Proben läßt somit auf eine gleiche Zusammensetzung des Ferberits (Reinits) aus dem Nebengestein rückschließen.

Åhnliche Zusammensetzungen berichten bereits DE MAGNEE & ADERCA (1960:8), die für die Reinitlagerstätten des sogenannten "tungsten-belt" Nyakabingo—Gifurwe— Bugarama einen Schwankungsbereich von H/F = 0.040-0.074, d. i. Hb 3·8-6·8 angeben. Hier ist jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit nicht nur Reinit, sondern auch primärer tafeliger Ferberit in "Wolframittracht" enthalten. Aus einer bei PARGETER (1956: 40) wiedergegebenen Analyse typischen Ferberits (Reinits) von Ruhizha erhält man Hb 5·2 (H/F = 0.056). Analysen von eigenen Proben aus Bugarama ergaben für Reinit Hb 4·3 (H/F = 0.045) und für tafeligen Ferberit Hb 6·1 (H/F = 0.065). Der mittlere Wert der Reinite von Gifurwe liegt also mit Hb 3·1 bzw. 3·4 etwas unter denjenigen der übrigen Reinit-Lagerstätten.

Auf die Zusammensetzung von Wolframiten, Ferberiten und Reiniten aus verschiedenen Lagerstätten Rwandas und benachbarter Gebiete wird in Kap. 6 eingegangen.

| Proben-Nr. | A-19 | A-16 | A-12 | A-8 | A-3 | E-12 | C-5 | D-3 | GK |
|-----------------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------|----------------------|---|--|----------------------------|----------------------------|-----------------------|
| WO ₃ % FeO% MnO% | 60·1 19·0 0·46 | 51.7 14.1 0.28 | 74·5 22·9 0·78 | 74·3 22·8 0·76 | $\begin{array}{c} 66.9 \\ 21.0 \\ 0.67 \end{array}$ | $60 \cdot 1 \\ 18 \cdot 8 \\ 1 \cdot 07$ | 67·1 19·9 0·61 | 72·4 24·3 0·59 | 73-0 23-87 0-83 |
| Hb (%) H/F | $2 \cdot 4 \\ 0 \cdot 025$ | $2 \cdot 0 \\ 0 \cdot 020$ | 3·3 0·035 | 3·3 0·034 | $3 \cdot 1 \\ 0 \cdot 032$ | $5\cdot4\\0\cdot058$ | $3 \cdot 0 \\ 0 \cdot 032$ | $2 \cdot 4 \\ 0 \cdot 025$ | 3·4 0·035 |

Tab. 3: WO₃-, FeO- und MnO-Gehalte in Gew.-% sowie die daraus errechneten Anteile des Hübneritmoleküls (Hb) MnWO₄ und H/F-Werte (Hübnerit:Ferberit) von Reinit aus Quarzgängen, Gifurwe.
Probe A-19: aus dem Abbaubereich A, von der 19. Etage unterhalb der höchsten Etage; etc...

Probe GK: Erzkonzentrat aus sämtlichen Abbaubereichen von Gifurwe. Analysen: Institut für Allgemeine und Analytische Chemie, Montanistische Hochschule Leoben,

H. WURM; Probe GK: Outokumpu Oy, Pori, Finnland.

Standardabweichung für $WO_3 \pm 0.3 - 0.5\%$, für Fe $O \pm 0.2\%$ und für MnO $\pm 0.01 - 0.03\%$. Tab. 3: Teneurs en WO₃, FeO et MnO et aussi portions calculées de molécule de hubnérite (Hb) MnWO₄ et les coefficients H/F (hubnérite:ferbérite) de reinite dans les filons à quartz de Gifurwe.

Echantillon A-19: Carrière A, 19. étage au-dessous de la plus haute étage, etc. ... Echantillon GK: Concentrat de minérai des toutes des carrières de Gifurwe.



Abb. 27: Profil durch die Lagerstätte Gifurwe: Hübneritgehalte (Hb) des Reinits in den Quarzgängen in zonierter Abfolge. Analysenwerte siehe Tab. 3

Fig. 27: Profil au travers de la mine Gifurwe: Valeurs en hubnérite (Hb) des reinites dans les filons à quartz montrant une suite en zones. Pour les analyses voire Tab. 3. Abb. 27 zeigt ein Diagramm, in dem die Hb-Gehalte in Abhängigkeit zur Position der analysierten Proben innerhalb der Lagerstätte dargestellt sind. Daraus ist ersichtlich, daß der Hb-Gehalt gegen die Ränder der Lagerstätte zu sinkt, während er im zentralen Teil etwas höher liegt. Der deutlich höhere Hb-Gehalt der Probe E-12 (Hb 5·4) macht sich bereits in einer dunkelviolettbraunen Färbung des Mineralpulvers gegenüber den mehr schwarz gefärbten anderen Proben bemerkbar.

Man kann also mit gewissem Vorbehalt die verallgemeinerte Aussage treffen, daß das Erz in den randlichen Partien der Lagerstätte eisenreicher ist als in den zentralen Teilen. Das heißt, daß diejenigen Teile, die dem Zentrum der Zufuhr der Lösungen vermutlich näher liegen, Mn-reicheren Ferberit führen. Eine genetische Aussage daraus zu treffen, ist dennoch sehr problematisch, vor allem, da es sich nicht um primäre, sondern um sekundäre Ferberitvererzung (Reinit) handelt.

Auf die Aussagekraft der Mischkristallzusammensetzung auf die Temperaturbedingungen während der Mineralbildung wird in Kap. 6 näher eingegangen.

3.1.4. Spurengehalte im Reinit

Eine Reinit-Probe aus Gifurwe (A-12) wurde auf die Elemente Nb, Ta, Sc und Y analysiert. Zum Vergleich wurde dieser Probe eine Probe von Ferberit aus der granitnah und wesentlich heißer gebildeten Zinnstein- und Ferberit-Lagerstätte Kabaya fast $40 \ km$ südwestlich von Gifurwe gegenübergestellt (Tab. 4); der Ferberit von Kabaya ist in typischer "Wolframittracht" in Form großer Tafeln mit glänzenden, stark betonten (100)-Flächen ausgebildet.

Die Elemente Nb, Ta, Sc und Y sind fast stets in Wolframiten eingebaut und besitzen gewisse genetische Aussagekraft (WIENDL, 1968: 70 ff).

| Proben-Nr. | A-12 | K |
|-------------------------|---|------------------------------|
| Hb (%) | 3.3 | 7.6 |
| Nb% Ta% Sc% Y% | $ \begin{array}{c} < 0.007 \\ < 0.04 \\ < 0.002 \\ 0.0025 \end{array} $ | 0.12 < 0.04 < 0.002 < 0.0008 |

Tab. 4: Spurengehalte von Nb, Ta, Sc und Y in Reinit von Gifurwe (A-12) und tafeligem Ferberit von Kabaya (K).

Analyse: Institut für Allg. und Analyt. Chemie, Montanistische Hochschule Leoben, H. WURM. Standardabweichung bei Nb etwa 1/20, bei Y 1/30 der Werte.

Tab. 4: Teneurs en oligo-éléments de Nb, Ta, Sc et Y dnas la reinite de Gifurwe (A-12) et dans la ferbérite tabulaire de Kabaya (K).

In einer Probe von Gifurwe (Tab. 4) liegen die Elemente Nb, Ta und Sc unter der Nachweisgrenze, während ein geringer Gehalt an Y von 0.0025% feststellbar ist. Der Unterschied zur Probe von Kabaya tritt in dem erhöhten Y-Gehalt hervor, während diese ihrerseits durch ihren wesentlich höheren Nb-Gehalt von 0.12% auffällt.

Nach WIENDL (1968:76) spricht ein hoher Gehalt an eingebautem Nb für hohe Bildungstemperaturen des Wolframites. GANEEV & SECHINA (1960:618) geben für pegmatitische Wolframite einen Nb-Gehalt von 0.1% an. Mit abnehmender Bildungstemperatur sinkt der Gehalt an eingebautem Nb. Hingegen macht sich bei den kühler gebildeten Wolframiten ein gewisser Y-Gehalt bemerkbar, der bei höher temperierten Kristallen nicht festgestellt wurde (WIENDL, 1968:78). Der relativ hohe Nb-Gehalt des granitnah gebildeten Ferberits von Kabaya sowie der erhöhte Y-Gehalt des kühl gebildeten Reinits von Gifurwe (s. Abb. 34) geben somit deutlich die Bildungsbedingungen wieder. Im Ta- und Sc-Gehalt der beiden Proben lassen sich keine Unterschiede nachweisen. Nach WIENDL (1968:71, 76) würden erhöhte Gehalte dieser Elemente in Wolframiten für hohe Bildungstemperaturen sprechen.

Tab. 5 gibt die Spurengehalte einer Reihe von Elementen wieder, die Wolframiten (z. T. mechanisch) beigemengt sein können. Vier Proben aus Gifurwe wird wieder die Probe tafeligen Ferberits aus Kabaya gegenübergestellt.

Indium reichert sich nach WIENDL (1968:76) in Wolframiten der pegmatitischpneumatolytischen Phase an. Der In-Gehalt liegt jedoch auch in der Probe von Kabaya unter der Nachweisgrenze.

Eine Beimengung von Mo, Bi und Sb ist in einer sulfidischen Quarz—Ferberit-Formation möglich. Das Fehlen dieser Elemente, die auch nicht in Form eigenständiger Sulfide in den Quarzgängen vorkommen, stimmt damit überein, daß in Gifurwe keine sulfidische Wolfram-Formation vorliegt.

Ein gewisser Molybdängehalt könnte in Gifurwe aus dem ursprünglichen Scheelit erwartet werden, da Mo als typisches Spurenelement in diesem Mineral gilt (WIENDL, 1968:79). Es läßt sich jedoch kein Mo-Gehalt nachweisen (<0.01%). Dies steht im Einklang mit der intensiv hellblauen Fluoreszenzfarbe des erhalten gebliebenen Scheelits unter kurzwelliger UV-Bestrahlung. Lebhaft blauer Fluoreszenz entspricht Mo-freier Scheelit, während bereits bei 0.05% Mo (entsprechend 0.1% CaMoO₄) die Fluoreszenzfarbe in bläulichweiß übergeht (ZESCHKE, 1964:34 und "Scheelite Fluorescence Analyzer" der Fa. Ultra-Violet Products Inc., Los Angeles). Der Mo-Gehalt ist demnach auch im erhalten gebliebenen Scheelit von Gifurwe sehr gering, jedenfalls deutlich unter 0.05%anzusetzen (s. BERTOSSA & FRISCH, 1970:4).

| Proben-Nr. | A-12 | E-12 | D-3 | GK | К |
|------------------------------|-----------------------------------|---|---|--|---|
| In % Mo % Bi % Sb % | | <0.01 <0.01 <0.001 <0.01 | <0.01 <0.01 <0.001 <0.01 | | <0.01 <0.01 <0.001 <0.01 |
| Co % Ni % Pb % Zn % | $0.01 \\ 0.01 \\ < 0.001 \\ 0.05$ | $\begin{array}{ c c c } <0.001 \\ <0.001 \\ <0.001 \\ 0.01 \end{array}$ | $ \begin{array}{c c} 0.002 \\ 0.01 \\ < 0.001 \\ < 0.01 \\ < 0.01 \end{array} $ | $\begin{array}{c c} 0.002 \\ 0.005 \\ < 0.001 \\ < 0.01 \end{array}$ | $\begin{array}{c c} <0.001 \\ 0.001 \\ <0.001 \\ <0.01 \end{array}$ |
| Cu % Ti % Cr % | 0.002 < 0.001 < 0.001 | $ \begin{array}{c c} 0.003 \\ < 0.001 \\ < 0.001 \end{array} $ | $ \begin{array}{c c} 0.0007 \\ < 0.001 \\ < 0.001 \end{array} $ | $0.002 \\ 0.005 \\ < 0.001$ | $\begin{array}{c c} 0.003 \\ < 0.001 \\ < 0.001 \end{array}$ |

Tab. 5: Spurengehalte verschiedener Elemente in Reinit von Gifurwe (A-12: Abbaubereich A, 12. Etage von oben; GK: Erzkonzentrat) und einem tafeligen Ferberit von Kabaya (K). Analyse: Outokumpu Oy, Pori, Finnland; spektrographische Schätzung.

Tab. 5: Teneurs en oligo-éléments dans la reinite de Gifurwe (A-12: carrière A, 12. étage du haut; GK: concentrat de minérai) et dans une ferbérite tabulaire de Kabaya (K). Estimation spectographique.

VAN WAMBEKE stellte im Erz der Reinit-Lagerstätte Yanza 10 km NW Kigali eine geochemische Assoziation von Co-Ni-Pb-Zn fest, die in Proben von anderen Lagerstätten, die keinen Reinit führen und vorwiegend aus der benachbarten Provinz Kivu im Kongo stammen, nicht gefunden wurde (als persönliche Mitteilung zitiert in DE MAGNEE & ADERCA, 1960:20). Die Analysen von Gifurwe zeigen ebenfalls diese Assoziation, zumindest was Co und Ni, eventuell auch Zn betrifft. Pb liegt bei allen Proben unter der Nachweisgrenze (Tab. 5). Die Probe von Kabaya zeigt diese Assoziation hingegen nicht, wodurch die Beobachtung von VAN WAMBEKE bestätigt wird. Ebenso zeigt die Probe E-12 aus Gifurwe keine erhöhten Gehalte dieser vier "typischen" Elemente. Diese Probe ist bereits durch ihren höheren Hübneritgehalt (Hb 5·4) aufgefallen (Tab. 3).

Die erhaltenen Werte von Cu, Ti und Cr lassen keine weiteren Aussagen zu.

3.1.5. Die übrige Mineralisation in den Quarzgängen

Neben den Wolframerzen ist in den Quarzgängen von Gifurwe fast keine Mineralisation vorhanden.

In den höheren Teilen der Abbaubereiche A und E wurden im Gangquarz Hohlformen nach Pyrit gefunden. Z. T. sind sogar noch die Außenwände der Pyritwürfel erhalten, jedoch in limonitisches Eisenoxyd umgewandelt; innen sind die Würfel hohl. Das Auftreten der Hohlformen nach Pyrit bzw. die Auskleidung der Hohlräume mit Limonit entspricht dem Erscheinungsbild im Nebengestein (s. Kap. 3.3.2.).

In seltenen Fällen findet man am Kontakt der Quarzgänge zum Nebengestein eine höchstens wenige Zentimeter breite Zone, die fast ausschließlich von grobem Muskowit gebildet wird. Der Muskowit in der Kontaktzone ist völlig ungestört gewachsen und zeigt keine nachträgliche Beanspruchung (Abb. 28). Vereinzelt finden sich große Körner von Gangquarz eingeschaltet. Die Muskowitplättehen erreichen wenige Millimeter im Durchmesser und unterscheiden sich somit deutlich vom wesentlich feineren Serizit des Nebengesteines.



Abb. 28: Kontaktzone an einem Qarzgang: Grobblättriger Muskowit grenzt mit scharfem Kontakt an graphitreiches Nebengestein (Tonschiefer, schwarz). Gifurwe, tiefgelegener Teil des Abbaubereiches A. Dünnschliff, + Nicols.

Fig. 28: Zone de contact vers un filon à quartz: muscovite à grosses feuilles touche aux roches encaissantes (schiste argileux, noir) graphitiques avec un contact prononcé. Gifurwe, partie profonde de la carrière A. Plaque mince, nicols +.

Der Muskowit vom Kontakt der Quarzgänge wurde auf eventuellen Li-Gehalt geprüft. Eine Röntgendiffraktometeraufnahme ergab reinen Muskowit. Der Achsenwinkel $2V_x$ beträgt 41°.

Kaolinit kann in den Quarzgängen als meist unbedeutender Begleiter in schmalen Säumen auftreten. Vereinzelt finden sich bis zu wenige Zentimeter mächtige Gängchen oder Knollen im Nebengestein, die fast nur von Kaolinit gebildet werden und sich stets in der Nähe von Quarzgängen befinden.

3.2. Die Vererzung des Nebengesteines

Die die Quarzgänge einschließenden Gesteine in Gifurwe zeichnen sich durch einen gewissen Wolfram-Gehalt aus, der großen Schwankungen unterliegt und sich im allgemeinen im ppm-Bereich bewegt. Eine Reihe von Analysen, die auf naßchemischem Wege durchgeführt wurden, geben ein Bild über die Verteilung des Wolframs im Nebengestein.

So zeigt sich, daß die Vererzung des Nebengesteines eng mit den Quarzgängen und deren Vererzung verbunden ist. Im eigentlichen Lagerstättenbereich, in dem die Bauwürdigkeit gegeben ist, sind reichlich Quarzgänge vorhanden, die ihrerseits gut vererzt sind; gleichzeitig zeigt das Nebengestein im Durchschnitt stark erhöhten W-Gehalt. Außerhalb der Lagerstätte verschwinden die Gänge und ihre Vererzung, und gleichzeitig geht die W-Führung in den Sedimenten auf ein Minimum zurück. In Annäherung an reiche Gangvererzungen konnte innerhalb kurzer Distanz im angrenzenden Nebengestein ein Ansteigen des W-Gehaltes auf etwa das zehnfache nachgewiesen werden. Die erhöhten W-Gehalte sind nicht an bestimmte Gesteinshorizonte innerhalb der Lagerstätte gebunden, lediglich reine Sandsteine bis Quarzite sind meist sehr arm an W. Die Vererzung ist u. d. M. kaum auszunehmen, da sich nur winzig kleine Ferberitkörnchen (wahrscheinlich Reinit) <0.01 mm vereinzelt finden. Scheelit ist nicht vorhanden (3.2.1.)

Relativ reich an W sind Konkretionen, die in bestimmten Horizonten auftreten. Sie enthalten bis über 0.2% W (3.2.2.).

3.2.1. Die Wolfram-Gehalte im Nebengestein und ihre räumliche Verteilung

Im Lagerstättenbereich von Gifurwe beträgt der Gehalt an Wolfram im Nebengestein meist in der Größenordnung zwischen 10 und 80 ppm, steigt aber in unmittelbarer Nähe erzführender Quarzgänge oft bis auf mehrere 100 ppm an; im Extremfall wurden sogar über 1000 ppm analysiert. Hingegen sinkt der W-Gehalt außerhalb des Lagerstättenbereiches auf 0-5 ppm ab; hier wurden auch keine oder nur Millimeter dicke Quarzgängchen gefunden.

| | Gesteins- ausbildung | Verhältnis zu den | Position zur | W-Gehalt in ppm | |
|--|---|---|---|---|----------------|
| Proben-Nr. | Farbe— Zusammen- setzung | Quarzgängen | Lagerstätte | | arithm. Mittel |
| $\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | $f{r} \ -ts \ r \ -t \ t \ sg \ -t \ sg \ -t \ ss \ -t \ ss \ -t \ b \ -t$ | 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8. 8 | L L L L L L L L | 800 * 750 + 200 + 80 + 50 + 45 + | 346 |
| 44 38 9 38 38 18 b 37 4 | $ \begin{array}{cccc} {\rm rb} & - {\rm t} {\rm t} \\ {\rm r} & - {\rm ts} \\ {\rm r} & - {\rm ts} \\ {\rm g} & - {\rm t} {\rm s} \\ {\rm g} & - {\rm t} {\rm s} \\ {\rm sg} & - {\rm ts} \\ {\rm h} & - {\rm t} \\ {\rm s} & - {\rm t} \end{array} $ | b b b b b b b b b | L L L L L L L L L | $\begin{array}{c} 300 * \\ 200 \\ 150 \\ 120 \\ 80 \\ 40 \\ 40 \\ 30 \end{array}$ | 120 |
| 51 12 13 | $egin{array}{ccc} \mathbf{s} & \mathbf{ts} \ \mathbf{gh} & \mathbf{ts} \ \mathbf{s} & \mathbf{t} \end{array}$ | c c c | L L L | $\begin{array}{r} 120\\90\\75\end{array}$ | |

| Proben-Nr | Gesteins- ausbildung Farbe— | Verhältnis zu den | Position zur | | lt in ppm | |
|---|---|---|--|--|----------------|--|
| 1 losen ivi | Zusammen- setzung | Quarzgängen | Lagerstätte | | arithm. Mittel | |
| $\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | $\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | | L L L L L L L L L L L L L L | $\begin{array}{c} 70\\ 70\\ 60\\ 50\\ 50\\ 45\\ 45\\ 45\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 40\\ 35\\ 35\\ 35\\ 35\\ 30\\ 25\\ 25\\ 25\\ 25\\ 20\\ 15\\ 15\\ 15\\ 15\\ 10\\ 5\\ 5\\ 0\end{array}$ | 39 | |
| $\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | s - ts s - t s - t s - t s - t s - t s - t s - t r - t s t s t s t s t s t s t t t t t s t s t s | d d d d d d d d d d d d d d d d d d d | L L N L L N L L L L L L L L L L L L L L | $ \begin{array}{r} 80 \\ 80 \\ 80 \\ 55 \\ 55 \\ 50 \\ 40 \\ 30 \\ 30 \\ 25 \\ 25 \\ 15 \\ 10 \\ 8 \\ 8 \\ 8 \\ 8 \\ 7 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 3 \\ 3 \\ 2 \\ 2 \\ 0 \end{array} $ | 21.2 | |
| $\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | $ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | e e e e e e e e e e | A A N N A N A A A | $egin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | 3.8 | |

| Gesteins- ausbildung Proben-Nr. Farbe— | | Verhältnis zu den | Position zur | W-Gehalt in ppm | |
|---|---|-------------------|-----------------------|-----------------------|----------------|
| | Zusammen- setzung | Quarzgängen | Lagerstätte | | arithm. Mittel |
| 67 65 10 61 64 64 | $\begin{array}{cccc} \mathbf{r} &\mathbf{s} \\ \mathbf{r} &\mathbf{s} \\ \mathbf{h} &\mathbf{ts} \\ \mathbf{h} &\mathbf{t} \\ \mathbf{h} &\mathbf{t} \end{array}$ | e e e e | N A N A A | 2 1 0 0 0 | |

Tab. 6: Verteilung der Wolfram-Gehalte im Nebengestein der Lagerstätte Gifurwe, mit Kurzbezeichnung der Gesteinsfarbe und -zusammensetzung und Angabe des Verhältnisses zu den Quarzgängen und deren Vererzung sowie der Position zur Lagerstätte.

Die 2. Spalte gibt die Gesteinsausbildung wie folgt wieder: Gesteinsfarbe:

- s = schwarz (reich an graphitischer Substanz)
- g = grau (weniger reich an graphitischer Substanz)
- h = hellgrau (arm an graphitischer Substanz)
- r = rot (reich an Eisen-III-Oxyd)
- b = blaugrau (reich an Kaolinit)
- sg = schwarz-grau gebändert
- rb = rot-blaugrau gebändert usw.

Gesteinszusammensetzung:

- t = (phyllitischer) Tonschiefer
- ts = (phyllitischer) Tonschiefer, quarzsandig
- $s = \text{Sandstein} (\pm \text{tonig})$

Die 3. Spalte gibt das Naheverhältnis der Proben zu den (vererzten) Quarzgängen an (alle Proben stammen aus dem Nebengestein):

- a = die Probe wurde in unmittelbarer Nähe eines Erznestes, das sich in der Randzone eines Quarzganges befindet, genommen
- b = in unmittelbarer Nähe eines vererzten Ganges oder bis etwa 1 <math>m von einem Erznest (sehr reich vererztem Gang) entfernt
- c = in einem Bereich mit zahlreichen vererzten Gängen, aber nicht in unmittelbarer Nähe dieser Gänge (mehr als 1 m entfernt) oder bis etwa 1 m Entfernung von sehr geringmächtigen Gängen in weniger gut vererzten Bereichen
- d = in einem Bereich, der allgemein nur wenige gering vererzte Quarzgänge führt
- e = in einem Bereich mit nur sehr wenigen und sehr geringmächtigen (max. 1-2 cm) oder keinen Quarzgängen.

Die 4. Spalte gibt die Position des Probenfundpunktes zum Lagerstättenbereich an:

- L = die Probe wurde innerhalb des engeren Lagerstättenbereiches (innerhalb des bauwürdigen Areals) genommen
- N = im Nahbereich der Lagerstätte (unbauwürdiges Areal)
- A = außerhalb der Lagerstätte, mehr als 500 m vom bauwürdigen Areal entfernt.

* (in der 5. Spalte) = Mittel mehrerer Analysen.

Analysen: W. SIEGL und Verfasser, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Leoben. Naßchemische Methode: D. S. I. R.-Methode nach Hosking (1956) mit Dithiol—Amylacetat-Lösung als Reagens; abgewandelt nach WARD (1951).

Tab.6: Distribution des teneurs en tungstène dans les roches encaissantes de la mine Gifurwe.Caractéristique symbolique du couleur et de la composition des ces roches et leur relation aux filons
à quartz et leur position par rapport à la mine.

Colonne 2 donne symboles du couleur et de la composition comme suivant: Couleur

- s noir (riche en substance graphitique)
- g gris (moins riche en substance graphitique)
- h gris claire (pauvre en substance graphitique)
- r rouge (riche en Fe₂O₃)
- b bleu-gris (riche en kaolinite)
- sg rubané noir et gris
- rb rubané rouge et bleu-gris etc.

Composition:

t — schiste argileux (phyllitique)

ts --- schiste argileux sableux (phyllitique)

s — grès (\pm argileux)

Colonne 3 explique la relation des échantillons (tous prélevés des roches encaissantes) aux filons à quartz:

- a l'échantillon venait prélevé tout près d'un agrégat de minérai se trouvant dans la zone marginale d'un filon
- b échantillon tout près d'un filon minéralisé ou jusqu'une distance à lm d'un agrégat de minéral ou d'un filon bien riche minéralisé
- c énchantillon dans une partie avec beaucoup de filons minéralisés mais jamais tout près de ces filons (distant plus de 1 m) ou jusqu'une distance à 1 m des filons très minces dans des parties moins minéralisées
- d échantillon dans une partie avec peu de filons à quartz faiblement minéralisés
- e échantillon dans une partie avec seulement quelquesuns très minces (max. 1—2 cm) ou pas de filons à quartz

Colonne 4 explique la position de la prise des échantillons à l'égard du milieu de la mine: L-échantillon prélevé au milieu exploitable de la mine

- N échantillon à proximité du milieu exploitable (milieu non exploitable)
- A échantillon hors de la mine, distant plus de 500 m du milieu exploitable
- * (colonne 5) = moyenne de plusieurs analyses

Betrachten wir Tab. 6, so kommt deutlich zum Ausdruck, daß die Vererzung des Nebengesteines eng mit den Quarzgängen und deren Vererzung verbunden ist. Sehr hohe W-Gehalte von mehreren 100 ppm treten im Nebengestein nur in unmittelbarer Nähe zu Quarzgängen mit reicher W-Vererzung auf (a, b in Tab. 6). Fast alle erhöhten Werte stammen aus dem engeren Lagerstättenbereich (L in Tab. 6); nur einige Proben aus dem Nahbereich der Lagerstätte ergeben schwach erhöhte Werte, die nur in einem Fall 30 ppm übersteigen. Außerhalb des weiteren Lagerstättenbereiches (A) übersteigt der W-Gehalt nur in Ausnahmefällen 5 ppm. Bei sämtlichen Proben aus dem Nahbereich der Lagerstätte (N) oder von außerhalb derselben (A) wurden keine oder nur wenige und geringmächtige Quarzgänge angetroffen (d, e in Tab. 6).

Außerhalb der Lagerstätte wurden sogar nur in einem Fall mehrere Quarzgänge angetroffen (Probe Nr. 68); an dieser Stelle, etwa 2 km SE von Gifurwe, wurde einmal geschürft.

Die letzte Spalte in Tab. 6 gibt den durchschnittlichen ppm-Gehalt an Wolfram all der Proben wieder, die in einer Gruppe zusammengefaßt wurden (a bis e) und somit in annähernd dem gleichen Verhältnis zu Quarzgängen und deren Vererzung stehen. Hier ergibt sich von Gruppe a (in unmittelbarer Nähe eines Erznestes) bis Gruppe e (fast keine oder keine Quarzgänge in der Nähe) ein ungestörter, sehr deutlicher Abfall der ppm-Werte über zwei Zehnerpotenzen hinweg. Trotzdem z. B. ein einziger sehr hoher Wert in Gruppe a oder b den Durchschnittswert erheblich verändern kann, so sind diese, grob gesehen, doch als repräsentativ zu betrachten, weil sich keine grundsätzlichen Verschiebungen ergeben würden.

Der Wert für Gruppe e von etwa 4 (3.8) ppm W entspricht den Werten, die JEFFERV (1959:291 f) als Mittel aller sedimentogenen Gesteine Ugandas unter Auslassung der stark vererzten Gebiete von Singo und Kigezi, bzw. als Mittel der Gesteine des Karagwe-Ankole-Systems (= Burundi) in Uganda, ebenfalls ohne Singo und Kigezi, erhalten hat: 3.9 bzw. 4.8 ppm W (siehe Kap. 5).

Ordnet man die in Tab. 6 aufgeführten Proben nach ihrer Position zur Lagerstätte (Spalte 4) und errechnet den Durchschnitt der ppm-Werte für jeden Bereich, so ergibt sich ebenfalls ein deutlicher Abfall vom engeren Lagerstättenbereich (L) bis zu den Bereichen außerhalb der Lagerstätte (A) (Tab. 7, Abb. 29).

| Bernich | W-Gehal | Anzahl der Werte | |
|--|---------------------|------------------|----------------------------------|
| | arithm. Mittel | maximaler Wert | |
| Engerer Lagerstättenbereich (L) Nahbereich der Lagerstätte (N) Außerhalb des weiteren Lagerstätten- bereiches (A) | $83 \\ 12.8 \\ 3.9$ | 800 55 15 | 59 Werte 12 Werte 10 Werte |

Tab. 7: Durchschnitts- und Maximalwerte in ppm W im Nebengestein innerhalb des engeren (bauwürdigen) Lagerstättenbereiches (L), in deren Nahbereich (unbauwürdiges Areal) (N) und mehr als 500 m außerhalb des engeren Lagerstättenbereiches (A), errechnet nach der Aufstellung in Tab. 6.
Tab. 7: Teneurs moyennes et maximales en W en ppm dans les roches encaissantes: L — au milieu exploitable; N — à proximité du milieu exploitable (milieu non exploitable); A — distant plus de 500 m du milieu exploitable. Calculées suivant T b. 6.



Abb. 29: Schematisierter Schnitt durch die Lagerstätte Gifurwe: durchschnittliche Wolfram-Gehalte im Nebengestein (ppm) in Abhängigkeit zu den Qarzgängen und deren Vererzung. Vgl. Tab. 7
Fig. 29: Coupe schématique de la mine Gifurwe: Teneurs moyennes en tungstène en ppm dans les roches encaissantes en relation aux filons à quartz et leur minéralisation. Cp. Tab. 7.

Der Wert von 3.9 ppm W in Tab. 7 für die Gesteine außerhalb des weiteren Lagerstättenbereiches stimmt wieder sehr gut mit dem bereits oben angeführten background der Gesteine Ugandas überein. Obwohl der Wert das Mittel von nur zehn Analysen von 0—15 ppm darstellt, ist die Größenordnung dieses Wertes jedenfalls repräsentativ. Das gleiche gilt auch für die anderen Durchschnittswerte *).

Abb. 29 zeigt einen schematischen Schnitt durch die Lagerstätte mit den durchschnittlichen W-Gehalten in den verschiedenen Bereichen, wie sie in Tab. 7 aufgeführt sind. Die Skizze soll die Abhängigkeit der erhöhten W-Gehalte in Bereichen mit zahlreichen

^{*)} Der Wert von 83 ppm im engeren Lagerstättenbereich ist trotz der hohen Anzahl der analysierten Werte insoferne größeren Ungenauigkeiten unterworfen, als die Proben nicht statistisch verteilt genommen wurden und die großen Schwankungen leicht zu Verzerrungen führen. Da mehrere Proben gezielt in der Nähe größerer Gangvererzungen geschlagen wurden, ist ein repräsentativer Durchschnittswert sicher niedriger anzusetzen. Vgl. hiezu JEFFERV (1959:286), der für die graphitischen Phyllite der Reinit-Lagerstätte Ruhizha einen Durchschnittswert von 23 ppm angibt.

Quarzgängen verdeutlichen. Häufigkeit der Quarzgänge und Vererzung in den Quarzgängen, Höhe des durchschnittlichen W-Gehaltes im Nebengestein und Bauwürdigkeit gehen Hand in Hand.

Aus Tab 6. kann man weiters ablesen, daß die hohen W-Gehalte nicht an gewisse Gesteinsausbildungen gebunden sind (Spalte 2). Die mehr oder weniger sandige Ausbildung der phyllitischen Tonschiefer scheint keinen einheitlichen Einfluß auf den W-Gehalt des Gesteines zu haben, obwohl sich in unmittelbar benachbarten Gesteinsbändern von geringer Mächtigkeit sehr große Unterschiede bemerkbar machen können.

So enthält z. B. Probe Nr. 46, die 15–20 cm von einem großen Erznest in einem Quarzgang genommen wurde, in einem rot gefärbten sandigen Horizont etwa 800 ppm W, im angrenzenden schwarzen (graphitreichen) Gesteinsband nur 50 ppm W. Die Gesteinsbänder sind etwa 1 cm mächtig und grenzen scharf aneinander. Ebenso enthält ein rotes Gesteinsband der Probe Nr. 45, die 40 cm von einem Quarzgang mit einem großen Erznest geschlagen wurde, 750 ppm W, ein angrenzendes blaugraues Band mit Kaolinit nur 45 ppm W. Probe Nr. 38, die ebenfalls aus dem Nahbereich gut vererzter Gänge stammt, zeigt den gleichen Unterschied: rot gefärbter, sandiger Tonschiefer 200 ppm W, eine schwarz—grau gebänderte Partie 80 ppm W (Tab. 8).

In anderen Proben enthalten rot gefärbte Gesteinsbänder weniger W als die angrenzenden blaugrau oder grau gefärbten. In wieder anderen Fällen sind schwarze, graphitreiche Bänder reicher an W als graue (Tab. 8). Doch ist auch dies keine Regel, wie die zahlreichen hohen W-Gehalte grauer, sandiger Tonschiefer in Tab. 6 zeigen.

| Proben Nr. | Ausbildung des Gesteinsbandes | W-Gehalt in ppm | Ausbildung des Gesteinsbandes | W-Gehalt in ppm |
|--|----------------------------------|-------------------|----------------------------------|--|
| $\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$ | rot rot rot | 800 750 200 | schwarz blaugrau grau | $\begin{bmatrix} 50\\ 45\\ 80 \end{bmatrix}$ |
| 34 | rot | 0 | blaugrau | 35 |
| | rot | 8 | blaugrau | 25 |
| | rot | 3 | grau | 25 |
| 21 | schwarz | 3 0 | grau | 15 |
| 22 | schwarz | 80 | grau | 8 |
| 25 | schwarz | 70 | grau — hellgrau | 35 |

Tab. 8: Unterschied in der W-Führung verschieden gefärbter Gesteinsbänder in einzelnen Handstücken. Die Mächtigkeit der Bänder beträgt allgemein 5—20 mm. — Rot: reich an Hämatit; blaugrau: reich an Kaolinit; schwarz: reich an graphitischer Substanz; grau: weniger reich an graphitischer Substanz.

Tab. 8: Différences des teneurs en W dans des rubans différents des divers échantillons. L'épaissement des rubans range en général entre 5-20 mm. — Rot (rouge): riche en hématite; blau-grau (bleu-gris): riche en kaolinite; schwarz (noir): riche en substance graphitique; grau (gris): moins riche en substance graphitique.

Der W-Gehalt kann also von Gesteinsband zu Gesteinsband abrupt und in manchen Fällen (nahe der Gangvererzung!) sehr stark schwanken. Dabei sind die jeweiligen höheren W-Gehalte keineswegs an irgendeine bestimmte Gesteinsausbildung gebunden. Die erhöhten Erzgehalte können unterschiedlich in mehr tonigen oder mehr sandigen Gesteinspartien, in solchen, die reich (schwarz) oder arm (grau) an graphitischer Substanz sind oder solchen mit reichlich Eisen-III-Oxyd (rot) oder Kaolinit (blaugrau) enthalten sein. Lediglich reine Sandsteine enthalten nie höhere Wolfram-Anreicherungen (s. u.).

Die Feststellung PARGETERS (1956:42) für Ruhizha — "je dunkler die Farbe des Gesteins, desto höher der Gehalt an Wolfram" — hat für Gifurwe demnach keine gene-

relle Gültigkeit. Die von PARGETER (1. c.) mitgeteilten W-Gehalte in den Schiefern von Ruhizha (4-400 ppm WO₃, das entspricht 3-320 ppm W) stimmen hingegen sehr gut mit den in Gifurwe erhaltenen Werten überein.

Es läßt sich im Kleinbereich auch nicht feststellen, ob mehr durchlässige oder mehr undurchlässige Gesteinshorizonte reicher vererzt sind. Im großen fällt jedoch auf, daß die Reinit-Lagerstätten, die sich von Bumbogo bei Kigali bis nach Uganda hinein fortsetzen, an Horizonte mit reichlicher Beteiligung (mehr oder weniger sandiger) graphitischer Tonschiefer gebunden sind (DE MAGNEE & ADERCA, 1960:35).

Zum Unterschied zu den verschiedenen Ausbildungen der Tonschiefer enthalten die (porösen) Sandsteine nur sehr wenig Wolfram, i. a. unter 10 ppm. Aus Quarziten sind keine Lagerstätten und Vorkommen dieses Vererzungstyps bekannt. Von der Lagerstätte Yanza 10 km NW Kigali berichten DE MAGNEE & ADERCA (1960:17), daß in den dort mächtigen Quarziten jede Wolframvererzung fehlt und auch aus der Verteilung des Erzes in den Eluvionen geschlossen werden kann, daß die Quarzite steril sind. Die Quarzite sind offensichtlich nicht imstande, Wolfram anzureichern. Eine Erklärung dieses Phänomens wird in Kap. 4.3., das die Genese der Vererzung behandelt, versucht werden.

Das rasche Absinken der Häufigkeit und Mächtigkeit der Quarzgänge und deren Vererzung geht mit einem ebenso raschen Absinken des W-Gehaltes im Nebengestein östlich der Störung, die den Ostteil des Abbaubereiches E in nordnordwestlicher Richtung durchsetzt, Hand in Hand. Während westlich der Störungszone W-Gehalte von 40-200 ppm im Nebengestein festgestellt wurden, sinken die Werte bereits wenige Meter östlich derselben auf 0-35 ppm. Die Lagerstätte ist hier rasch zu Ende.

Analysen von Gesteinen aus der Störungszone selbst ergaben extrem niedrige Werte von 0,2 und 10 ppm W, trotzdem benachbart geschlagene Proben z. T. sehr hohe Werte aufwiesen. Das Gestein ist beansprucht, stark gebleicht und kaolinitisiert; seine Farbe ist weiß oder gelblichweiß, enthält also keine graphitische Substanz mehr. Vereinzelt finden sich an Kluftflächen größere Aggregate von ehemaligem Pyrit, die heute Hohlräume bilden, deren Ränder von limonitischem Eisen überkrustet sind. Eine Analyse des Limonits auf W ergab auch nur Werte von wenigen ppm. Der mit Sicherheit einst vorhandene W-Gehalt des Gesteines wurde durch die Beanspruchung des Gesteines ausgetrieben. Dies läßt auf eine gewisse Mobilität des Wolframs gegenüber tektonischer Beanspruchung schließen.

Besonders bemerkenswert ist das rasche Ansteigen des W-Gehaltes im Nebengestein, wenn man sich in ein und demselben Schichthorizont einem vererzten Quarzgang nähert. Durch die meist deutlich ausgebildete Bänderung der Gesteine kann man leicht ein nur wenige Zentimeter mächtiges Gesteinsband über viele Meter hinweg verfolgen. Tab. 9 entnimmt man, daß in beiden untersuchten Fällen der W-Gehalt in Richtung vererztem Quarzgang innerhalb weniger Meter in der Größenordnung einer Zehnerpotenz ansteigt. Die Gehalte in Annäherung an eingroßes Erznestim Quarzgang sind dabei höher (Tab. 9 a) als bei Annäherung an den nur weniger stark vererzten Gang in Tab. 9 b.

Ebenso konnte in den untersten Etagen des südöstlichen Abbaubereiches A zwischen zwei Quarzgängen, die einen Abstand von 2m hatten, ein W-Gehalt von 45ppm (Probe Nr. 8) und unmittelbar neben dem einen Gang einer von 120ppm (Probe Nr. 9) festgestellt werden.

Bei einer Gesteinsprobe, bei der eine erste Analyse 320 ppm W ergab, schien der W-Gehalt extrem hoch zu liegen, da die Lokalität, der die Probe entnommen wurde, in keinem Naheverhältnis zu einer sichtbaren Gangvererzung stand und der umgebende Bereich als ganzes nur mäßig vererzt war. Bei näherer Betrachtung stellt sich heraus, daß ein nur knapp über 1 mm mächtiges, konkordantes Quarzgängchen, das durch Transversalschieferung zerstückelt wurde und deshalb kaum kenntlich war, das Handstück durchsetzt. Eine detaillierte Analysierung der Probe ergab einen hohen W-Gehalt von 680 ppm in dem Gängchen, während das Nebengestein in verschiedenen Partien zwischen 25 und 90 ppm W führt. In einem Parallelfall wurden in einem ähnlichen konkordanten Quarzgängchen 220 ppm W festgestellt, im Nebengestein 75 ppm. Es ist somit in beiden Fällen der W-Gehalt der Quarzgängchen wesentlich höher als der im angrenzenden Nebengestein. Sowohl in den Quarzgängchen als auch im Nebengestein (hier jedoch nur äußerst selten) finden sich winzige rundliche Ferberitkörnchen, die im Anschliff u. d. M. nur unter großer Vergrößerung erkennbar sind.

| | Proben.Nr. | Abstand vom Quarzgang | W-Gehalt in ppm |
|---|----------------------|--|------------------------|
| 8 | 42 43 44 45 | $\begin{array}{cccc} 7 & m & & \\ 4 & m & & \\ 1 \cdot 5 & m & \\ 0 \cdot 4 & m & & \end{array}$ | 60 40 300 500 |
| Ъ | 18 a 18 b 18 c | 2 m 1 m 0·1 m | 15 40 200 |

Tab. 9: W-Gehalte in zwei eng begrenzten Horizonten des Nebengesteines bei Annäherung an einen Quarzgang mit großem Erznest am Kontakt (a) bzw. einen gut vererzten Quarzgang (b). In beiden Fällen verläuft die Schichtung fast vertikal zum Gang.

Tab. 9: Teneurs en W dans deux horizons limités des roches encaissantes s'approchant à un filon à quartz contenant des gros agrégats au contact (a) respectivement un filon à quartz bien minéralisé (b). En les deux cas la stratification passe presque verticalement au filon.

Die Vererzung ist im Nebengestein allgemein nur sehr schwer, wenn überhaupt zu erkennen. Selbst in Proben mit mehreren 100 ppm W findet man nur wenige kleine Ferberitkörnchen. Die rundliche bis ovale Gestalt derselben wurde vermutlich durch Anlösung hervorgerufen. Die maximale Größe der Körnchen beträgt 0.01 mm (Abb. 30).

Die sehr vereinzelt auftretenden Ferberitkörnchen kommen fast stets in der Nähe von Rutil- oder Rutil—Anatas-Aggregaten (Rutil nach Anatas) vor, sind aber meist von diesem isoliert (Abb. 30).



Abb. 30: Rundliche Ferberitkörnchen (Pfeile) <0.01 mm in graphitischem Tonschiefer. Auffallend ist die Assoziation mit Rutil—Anatas-Aggregaten (weiß, Innenreflexe). Anschliff, Ölimmersion, Nicols + unter 55°.

Fig. 30: Grains arrondis de ferbérite (flèches) < 0.01 mm dans un schiste argileux graphitique. Remarquant l'association avec des agrégats de rutile et d'anatase (blanche, reflexes). Poli, sous huile, nicols + sous 55°. JEDWAB (1958:143) fand in einem W-hältigen graphitischen Schiefer von der Lagerstätte Nyamulilo (SW-Uganda) ebenfalls Rutil und Anatas.

Die Suche nach Scheelit im Nebengestein von Gifurwe mittels kurzwelligen UV-Lichtes und u. d. M. verlief negativ.

Trotz der geringen und sehr feinkörnigen Vererzung werden in Gifurwe die Tonschiefer mit abgebaut, in Wasserrinnen gewaschen, und letztlich wird feines Ferberitpulver aus ihnen gewonnen. Die Erzmenge, die pro Volumseinheit Nebengestein gewonnen wird, ist nicht bekannt. Der Erzgehalt des gesamten anfallenden Materials, also Quarzgänge und Nebengestein beträgt zirka 200–250 g W/m³; dies entspricht etwa 100 ppm W*). Davon stammt der Großteil aus den Quarzgängen.

PARGETER (1956:39 f) erwähnt aus dem Nebengestein der Gifurwe sehr ähnlichen Lagerstätte Ruhizha bis zu 5 cm lange Reinitkristalle, die in situ gewachsen seien. Ferner konnte er Schnüre und Linsen feinkörnigen Ferberits an Schieferungsflächen im Nebengestein in der Nähe von Scherzonen beobachten.

Der Ferberit des Nebengesteines liegt in Gifurwe wahrscheinlich ebenfalls in Form von Reinit, also pseudomorph nach Scheelit vor. Dies kann jedoch nur in Analogie zu gleichartigen Lagerstätten geschlossen werden. So beschreibt PARGETER (1956:39) die Vererzung des Nebengesteines in Ruhizha als Reinit. RAMDOHR (1969:1067) bildet einen Reinit aus den schwarzen Schiefern von Mpororo, SW-Uganda, ab; die Deutung als Pseudomorphose nach Scheelit erscheint RAMDOHR (frdl. briefliche Mitteilung) absolut gesichert, wovon ich mich an einem freundlicherweise überlassenen Probenstück selbst überzeugen konnte. Es sei jedoch auf den Unterschied des Reinits von Mpororo (Abb. 31) und der kleinen rundlichen Ferberitkörnehen von Gifurwe (Abb. 30) hingewiesen.



Abb. 31: Reinit-Idioblast (weiß) in graphitischem Tonschiefer von Mpororo (Handstück freundlicherweise von Prof. RAMDOHR überlassen). Anschliff, Nicols parallel.

Fig. 31: Idioblaste de reinite (blanche) dans un schiste argileux graphitique de Mpororo. (Echantillon du Prof. RAMDOHR). Poli, nicols || .

Es ist nicht zu verwundern, wenn im Nebengestein kein Scheelit erhalten geblieben ist, auch wenn der Ferberit des Nebengesteines aus Scheelit hervorgegangen wäre.

^{*)} Der genaue W-Gehalt läßt sich nicht ermitteln, da laufend größere Mengen an Erz durch Diebstahl verlorengehen. Der tatsächliche Gehalt dürfte etwas höher liegen.

In den Quarzgängen konnte sich Scheelit nur dort in kleinen Körnchen erhalten, wo er innerhalb unverschrten, ihn umschließenden Quarzes geschützt lag. Im Nebengestein kommen derartige in Quarz eingeschlossene Erzteilchen infolge deren epigenetischer Platznahme (s. Kap. 3.4. über die Genese) nicht vor, das Erz ist intergranular verteilt. Dadurch hatten die eisenreichen Lösungen, die die Umwandlung zu Ferberit verursachten, leichten Zugang — vorausgesetzt, daß die primäre Vererzung tatsächlich als Scheelit vorlag.

Das Nebengestein war ursprünglich sehr reich an Pyrit. Die nach Pyrit zurückgelassenen Hohlräume, die häufig noch mit limonitischem Eisenoxyd ausgekleidet sind, können einen erheblichen Prozentsatz ausmachen. Die Auslaugung hat den wenigen Pyrit in den Quarzgängen (Kap. 3. 1. 5.) und den im Nebengestein in gleicher Weise getroffen.

3.2.2. W-hältige Konkretionen im Nebengestein

Eine Analysierung der in Kap. 1.1. beschriebenen Konkretionen ergab durchwegs hohe bis sehr hohe W-Gehalte. Die im Querschnitt 1 bis 10 cm messenden eiförmigen Konkretionen enthalten nach den durchgeführten Analysen von knapp 200 bis über 2000 ppm W bei einem Mittelwert von knapp 1100 ppm (Tab. 10). Die Vererzung ist im Mikroskop ebenso schwer und spärlich sichtbar wie in den Schiefern.

Das an die Konkretionen unmittelbar angrenzende Nebengestein (graphititche Tonschiefer) weist ebenfalls stark erhöhte W-Gehalte auf, die aber dennoch wesentlich niedriger liegen als die Gehalte in den jeweiligen Konkretionen selbst (Tab. 10). Bei Probe Nr. 7 (90 ppm W im Nebengestein) wurde auch eine Partie analysiert, die ein wenige Millimeter mächtiges, durch Transversalschieferung zerstückeltes Quarzgängchen enthält; die Analyse ergab 1750 ppm W. Eine Beeinflussung der Probe durch das Quarz-gängchen ist als sicher anzunehmen.

| Drohon Nr | 1 | Konkretion | Nebengestein | |
|--|--|---|--|------------------|
| 1109611-141. | arnothing in mm | W-Gehalt in | n ppm | W-Gehalt in ppm |
| $\begin{array}{c} 2 \\ 3 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5$ | $5 \times 10 \\ 10 \times 20 \\ 10 \times 10 \\ 15 \times 15 \\ 10 \times 40 \\ 10 \times 15 \\ 10 \times 20 \\ 35 \times 120 \\ 50 \times 100 \\ 30 \times 40 \\ 50 \times 100 \\ $ | 1900 1600 1100 400 180 2400 (Kern) 1000 (Rand) 1300 170 (Kern) 600 (Rand) 280 1100 1200 (Kern) 1800 (Rand) | arithmetisches Mittel 1075 (14 Werte) | 680 600 90 |

Tab. 10: Wolfram-Gehalte in Konkretionen und im unmittelbar angrenzenden Nebengestein (schwarze Tonschiefer), Gifurwe. Analysen: Verfasser; Methode wie in Tab. 6

Tab. 10: Teneurs en W dans des concrétions et dans les roches encaissantes immédiatement (schistes argileux noirs).

Der W-Gehalt ist in den Konkretionen im Durchschnitt um ein Vielfaches höher als im Nebengestein, wie aus einem Vergleich der Tab. 6 und 10 hervorgeht. In diesem Zusammenhang sei wieder auf die Arbeit von PARGETER (1956:39 f) hingewiesen, der aus dem Nebengestein der Lagerstätte Ruhizha bis zu 10 cm messende Konkretionen ("nodules") beschreibt, in denen Ferberit (Reinit) bis mehr als die Hälfte ausmachen kann. Die Konkretionen sind horizontgebunden parallel s. Ein Horizont mit Konkretionen wurde über fast 50 m Länge verfolgt und zeigte keine Abhängigkeit von den ihn schneidenden Quarzgängen.

Ähnliche Konkretionen, die reichlich Ferberit enthalten und 1-2 cm Durchmesser erreichen, werden in Nyamulilo, ebenfalls in SW-Uganda, abgebaut und ergeben, auf das Gesamtgestein bezogen, 600 g Ferberit/1 t Schiefer, das sind 360 ppm W (DE MAGNEE & ADERCA, 1960:33 f und Foto 2-5).

3.3. Hydrothermale Veränderungen und Einflüsse auf das Nebengestein

Hydrothermale Veränderungen haben sowohl in den Quarzgängen als auch im Nebengestein ihre Spuren hinterlassen. Sie erfolgten vermutlich durchwegs unter kühlen Temperaturbedingungen.

3.3.1. Späte hydrothermale Veränderungen in den Quarzgängen

In den Quarzgängen findet späte, post-ferberitische hydrothermale Tätigkeit vor allem in der Zersetzung des restlichen, bei der Reinitisierung erhalten gebliebenen Scheelits ihren Niederschlag. Der Scheelit wurde dabei in Anthoinit und Tungstit umgesetzt (s. Kap. 3.1.2.).

Während VARLAMOFF (1958:44 f) die Frage offen läßt, ob diese Umwandlung auf die Einwirkung von Tiefen- oder von Oberflächenlösungen zurückzuführen ist, legen sich PARGETER (1956:42) und DE MAGNEE & ADERCA (1960:41) auf die zweite Möglichkeit fest.

Aus der Verteilung des nur spärlich erhaltenen Anthoinits und Tungstits in Gifurwe kommt der Verfasser zu dem Schluß, daß die Umwandlung des restlichen Scheelits in die beiden wasserhältigen Wolframminerale auf hydrothermale Tätigkeit zurückzuführen ist. Gerade in den tiefen Teilen der Lagerstätte sind heute Anthoinit und Tungstit erhalten, wo Verwitterungslösungen weniger Einfluß besitzen als in höher gelegenen Teilen. Hingegen wurden die beiden erdigen Minerale in den höheren Teilen der Lagerstätte vollständig ausgelaugt und abgeführt, in den tiefen Partien nur teilweise. Dies läßt eindeutig darauf schließen, daß Verwitterungslösungen für die Auslaugung und den Abtransport verantwortlich sind, nicht jedoch für die Bildung dieser Minerale. Es ist auch kaum anzunehmen, daß Verwitterungslösungen zu so vollständigen und tiefgreifenden Umwandlungen imstande sind; eher wäre in einem solchen Fall zu erwarten, daß gegen die Tiefe hin neben Anthoinit und Tungstit Reste von Scheelit auftreten und die beiden Umwandlungsprodukte in allen Teilen der Lagerstätte in weitaus größerer Häufigkeit aufscheinen. Abgesehen davon, ist Scheelit ein gegen Verwitterung allgemein recht beständiges Mineral.

Anthoinit und Tungstit befinden sich heute in autochthoner Lage, d. h. sie wurden nicht oder kaum durch Verwitterungs- oder sonstige Lösungen verschwemmt und z. B. in einer Art Zementationszone angereichert; das Auftreten in den tiefen Teilen der Lagerstätte könnte darauf hindeuten. Dem widerspricht aber, daß sich die beiden Minerale fast ausschließlich innerhalb der Reinit-,,Kristalle" in den Positionen des ursprünglichen Scheelits befinden, aus dem sie durch Umwandlung hervorgegangen sind.

Die Bildung des Kaolinits, der als Begleiter der Quarzgänge in geringen Mengen auftritt, kann nicht mit Sicherheit der gleichen Phase wie die Umwandlung Scheelit \rightarrow Anthoinit und Tungstit zugeschrieben werden; ebenso ist es denkbar, daß sie gleichzeitig mit der Umwandlung Scheelit \rightarrow Reinit vor sich ging. In beiden Fällen herrschten schwach saure Lösungsbedingungen, die imstande waren, Scheelit zu zersetzen (pH<7·3), jedoch die Bildung von Ferberit zuließen bzw. diesen nicht angreifen konnten (pH>5.9; s. GUNDLACH, & THORMANN, 1960:28 und GUNDLACH, 1967:40). D. h. sowohl während der Bildungsphase des Reinits als auch während derjenigen des Anthoinits und Tungstits herrschten pH-Bedingungen zwischen etwa 6 und 7. Das entspricht dem Bildungsmilieu von Kaolinit.

Da sich Kaolinit allgemein bei niedriger Temperatur bildet, ist eine Entstehung des Kaolinits in Gifurwe während der bereits ziemlich kühl temperierten Bildungsphase von Anthoinit und Tungstit wahrscheinlich.

3.3.2. Hydrothermale Beeinflussung des Nebengesteines

Im Nebengestein geht die Auslaugung des Pyrits — als Auskleidung der Hohlräume blieb nur limonitisches Eisen übrig — auf hydrothermale Prozesse zurück. Verwitterungslösungen kommen auch für diesen Vorgang nicht in Frage, da die Auslaugung eine vollständige war und gegen die Tiefe hin keinerlei Spuren von Pyritresten zu sehen sind.

Die Hohlräume nach Pyrit sind häufig zumindest randlich mit Quarz+Serizit ausgefüllt, wozu sich auch noch Turmalin in gut entwickelten und größeren Kristallen als im Nebengestein selbst gesellen kann. Die Bildung des Quarzes ist der Niederschlag einer Silizifizierung, deren Ausmaß durch die mehr oder weniger quarzsandige Ausbildung des Nebengesteines nicht abschätzbar ist. Sie wurde jedoch bereits von PARGETER (1956:32, 34) in Ruhizha erkannt, wo die Phyllite bereichsweise zu harten Schiefern umgewandelt sind.

Das gehäufte Auftreten von Turmalin in den mit Quarz gefüllten Hohlräumen spricht ebenso wie sein häufigeres Auftreten im Nebengestein innerhalb des Lagerstättenbereiches und seine unversehrte Ausbildung (Kap. 1.1.) für spätes Wachstum dieses Minerals. Die Frage bleibt offen, mit welcher Bildungsphase in den Gängen (Platznahme des Quarzes oder später?) die Vorgänge im Nebengestein parallelisiert werden können. Jedenfalls muß die Auslaugung des Pyrits vor der Ausfüllung der zurückgelassenen Hohlräume mit Quarz, Serizit und Turmalin erfolgt sein, wobei aber hydrothermale Einwirkungen auf das Nebengestein mit Turmalinbildung schon früher begonnen haben kann. Da auch in den Gängen ausgelaugte Hohlräume nach Pyrit innerhalb des Gangquarzes — wenn auch sehr selten — gefunden wurden, ist die Auflösung des Pyrits im Nebengestein sehr wahrscheinlich — jedoch nicht zwingend — nach der Platznahme des Gangquarzes anzusetzen.

Auch in den W-führenden Konkretionen finden sich ausgelaugte Hohlräume nach Pyrit — oft im Zentrum —, die oft in gleicher Art mit Quarz und z. T. mit Serizit und Turmalin ausgefüllt sind. Vereinzelt findet man haardünne Quarzgängchen, die als Zufuhrkanäle gedeutet werden können (s. Kap. 1.1.).

3.4. Der genetische Ablauf der Vererzung

Versucht man, die zeitliche Abfolge und somit den genetischen Ablauf der Vererzung in Gifurwe zu rekonstruieren, so ergibt sich für die Quarzgänge das folgende Bild:

a) 1. Phase: Wolframhältige, vorerst schwach saure Lösungen dringen in die burundischen Sedimente ein und verlieren vor allem in den tonig-graphitischen Partien des Nebengesteines ihren sauren Charakter. Dadurch kommt es bei pH = 7.3(GUNDLACH, 1967:40) zur Ausfällung von Scheelit. Der Scheelit legt sich in Klüften an das Nebengestein an und wächst gegen das Ganginnere, in dem Quarz aus den Erzlösungen auszukristallisieren beginnt. Die Scheelitkristallisation muß infolge der Größe, die die Kristalle erreichen, längere Zeit zur Verfügung gehabt haben. An den Gangkontakten wird lokal Muskowit gebildet. Nach Abschluß der Scheelitkristallisation dringt erst die Hauptmasse des Quarzes ein; dabei kommt es durch den kurz vor der Verfestigung schon ziemlich zähen Quarzbrei zu mechanischer Abreibung an manchen Teilen der spröden Scheelitkristalle, wodurch feine Scheelitkörnchen unmittelbar neben den großen Kristallen im Quarz eingebettet, und z. T. von Einzelkörnern des Quarzes umschlossen werden. Ebenso werden größere Kristallstücke losgebrochen und kommen so im Inneren der Gänge zu liegen.

- b) 2. Phase: Die \pm konsolidierten Quarz-Scheelit-Gänge werden von neuerlichen Lösungen beeinflußt, deren pH-Wert um 6 oder knapp darüber liegen dürfte. Die Lösungen, die reich an Eisen sind, bewirken durch ihren schwach sauren Charakter Instabilwerden des Scheelits und Umwandlung in Eisenwolframat (feinkristallinen Reinit), das bei pH >5.9 (GUNDLACH, 1. c.) beständig ist. Die Umwandlung geht von den Kristallflächen, Spaltflächen und Rissen aus (s. Abb. 25), wobei die Kristallkerne des Scheelits und kleine Körnchen, die vom Quarz eingeschlossen worden sind und somit geschützt lagen, erhalten bleiben (s. Abb. 26). Durch Lösungsumsätze entstehen neben den Reiniten in Scheelittracht nadelig-stengelige Reinitaggregate; gleichzeitig erfolgt im mikroskopischen Bereich teilweise Sammelkristallisation und Regeneration der Ferberitleisten, die die Reinite aufbauen.
- c) 3. Phase: Durch vermutlich späte hydrothermale Lösungen wird der restliche Scheelit in Anthoinit und Tungstit umgewandelt, während der beständigere Ferberit nicht anggriffen wird (pH etwa 6--7). Nur die kleinen, von Quarzkörnern umschlossenen Scheelitkörnchen können sich auch hier der Umwandlung entziehen und bleiben erhalten. In diese Phase dürfte auch die Bildung von Kaolinit fallen, der stellenweise zusammen mit den Quarzgängen oder eigene kleine Gängchen und Butzen in der Nähe derselben bildend vorkommt.
- d) Verwitterungseinflüsse: Von den Verwitterungslösungen werden die erdigen Minerale Anthoinit und Tungstit ausgewaschen und abgeführt, sodaß sie nur noch in tieferen Teilen der heutigen Lagerstätte erhalten bleiben. Die durch die Auswaschung entstandenen Hohlräume werden nicht wieder gefüllt.

Die Phasen 1 und 2 sind bei der obigen Aufstellung nicht als zwei streng voneinander getrennte Bildungszeiträume zu verstehen, sondern sollen vor allem den zeitlichen Ablauf der Vorgänge wiedergeben. Dabei sind die ersten beiden oder wahrscheinlich sogar alle drei der oben angeführten "Phasen" als ununterbrochene magmatische Tätigkeit, die nach und nach schwächer wird, zeitweise aber neue Impulse erhält, anzsehen.

Schwieriger als der Ablauf der Vererzung in den Quarzgängen ist die Parallelisierung der Vorgänge im Nebengestein zu rekonstruieren. Nimmt man eine ursprüngliche Scheelitvererzung im Nebengestein an, was als wahrscheinlich anzunehmen ist, so ist diese sicher gleichzeitig mit der Scheelitbildung in den Gängen erfolgt. Ebenso kann man die Reinitisierung bzw. die Bildung von Ferberit mit der oben angeführten 2. Phase in den Quarzgängen gleichsetzen. Bezüglich des sonstigen Geschehens im Nebengestein — Auflösung des Pyrits, Silizifizierung, Bildung des Turmalins — kann keine zwingende zeitliche Aussage getroffen werden (s. Kap. 3.3.2.). Praktisch steht der gesamte Zeitraum der magmatischen Tätigkeit in den Quarzgängen dafür zur Verfügung. Die Auslaugung des Pyrits dürfte jedoch in ein frühes Stadium fallen, da zumindest teilweise die Quarz- und Turmalinbildung später erfolgte (Ausfüllen der Hohlräume).

3.5. Hypogen-epigenetische Entstehung der Lagerstätte Gifurwe

Aus dem bisher dargelegten geht ohne Zweifel hypogen-epigenetische Vererzung der Lagerstätte hervor. Als Erzbringer sind die orogenen burundischen Granite anzusehen, die Vererzung erfolgte durch magmatisch-hydrothermale Vorgänge, und zwar sowohl die Vererzung in den Quarzgängen als auch die des Nebengesteines (wobei ein background < etwa 5 ppm W im Sediment als primär anzusehen ist). Die wichtigsten Beobachtungen, die zu diesem Schluß führen, seien im folgenden zusammenfassend angeführt:

- a) Die epigenetische Bildung der Quarzgänge kann nicht durch Lateralsekretion erfolgt sein, da im Nebengestein keinerlei Anzeichen einer Quarzmobilsation, wie z. B. Quarzknauern oder -schnüre, zu sehen sind; im Gegenteil, die Metamorphose des Nebengesteines war so gering, daß es teilweise nicht einmal zur Quarzregeneration kam. Zudem sind die Kontakte sehr scharf ausgebildet, und es kommt — wenn auch selten — zur Neubildung von grobblättrigem Muskowit am Kontakt. Ferner läßt sich aus der Verteilung und Anordnung der Quarzgänge ein Teufenunterschied ablesen: während mächtige diskordante Gänge in den tiefen Teilen der Lagerstätte häufiger sind, zeigt ein rasches Ansteigen der Anzahl der sehr geringmächtigen Gänge in den obersten Etagen ein Auffiedern nach oben hin an. Die eng mit den Quarzgängen verbundene Vererzung erfolgte vor Platznahme des Quarzes.
- b) Die Vererzung des Nebengesteines ist in der Nähe vererzter Gänge am höchsten und erreicht in unmittelbarer Nähe von Erznestern in den Gängen 0.1%. Nach kurzer Distanz fällt sie bereits rasch ab. Außerhalb der Lagerstätte, wo praktisch keine Quarzgänge mehr zu finden sind, sinkt der W-Gehalt auf einen background von etwa 4 ppm ab, der durchaus dem allgemeinen background in derartigen Gesteinen entspricht. Die Vererzung des Nebengesteines geht somit unzweifelhaft von den Quarzgängen aus. Dies kommt sowohl im Großbereich der Lagerstätte, als auch im Kleinbereich der einzelnen Quarzgänge deutlich zum Ausdruck.
- c) Für Gifurwe wie für die anderen Reinit-Lagerstätten, die sich in größerer Entfernung von aufgeschlossenen Granitmassiven befinden, läßt sich ein Granitrücken oder eine Granitkuppel in der Tiefe mit größter Wahrscheinlichkeit nachweisen (FRISCH, 1971:598). Das durch das nach Norden rückenförmig abtauchende Granitmassiv von Gitarama bedingte Antiklinorium von Bumbogo findet seine Fortsetzung in der Antiklinale von Gifurwe-Bugarama, um in seiner weiteren Verlängerung nördlich von Kirwa im angrenzenden Uganda mit einer in der Antiklinalachse längsgestreckten Kontaktzone das Auftauchen des Granitrückens wieder anzuzeigen. Somit ist die Verbindung erzführender Quarzgänge mit deren magmatischer Quelle in nicht allzu großer Tiefe (etwa 1-2 km) hergestellt und eine erzbringende Granitaufwölbung unter der Lagerstätte keineswegs eine bloße Annahme.
- d) Letztlich sei besonders hervorgehoben, daß die Reinit-Lagerstätten Zentralafrikas sich als ein Glied in die zonare Abfolge der an die orogenen Granite gebundenen Lagerstätten der Sn—W-Paragenese einfügen und ein Herausreißen der Reinit-Gruppe eine Lücke in der Kette entstehen lassen würde. Hierauf wird in Kap. 6 ausführlich eingegangen.

II. Regionale Vergleiche im Zusammenhang mit den Reinit-Lagerstätten

Gifurwe ist eine von einer Reihe von Lagerstätten, die sich durch gleichartige Vererzung, gleiche Position innerhalb der burundischen Sedimentfolge und zu den orogenen Graniten und vielen gleichen Merkmalen bis ins Detail zu einer Gruppe zusammenfassen lassen und vor allem in Rwanda, in SW-Uganda und auch im östlichen Zair (= ehemals Kongo) verbreitet sind. In den folgenden Kapiteln 4-6 soll daher auf regionale Vergleiche mit den anderen Lagerstätten eingegangen werden, um die gemachten Beobachtungen und Feststellungen auf eine breitere Basis zu stellen.

Der Schluß hypogen-epigenetischer Entstehung der Reinit-Lagerstätten verpflichtet zur Auseinandersetzung mit den sedimentären Entstehungstheorien, die auf diese Lagerstätten angewandt wurden (Kap. 4). Die geochemische Verteilung des Wolframs in den verschiedenen Sedimenten Ugandas (JEFFERY, 1959) zeigt, daß in den burundischen Sedimenten außerhalb der Gang-vererzten Gebiete (mit Lagerstätten und Vorkommen der pegmatitischen bis hydrothermalen Sn-W-Paragenese) keine W-Anreicherungen enthalten sind (Kap. 5).

Übergänge von pegmatitisch-pneumatolytischen Lagerstätten mit Kassiterit und Mn-reichem Wolframit zu Ferberit- und Reinit-Vorkommen bestätigen den Zusammenhang der Reinit-Vererzungen mit den eindeutig an die orogenen Granite gebundenen Vorkommen. Die Reinit- (primär Scheelit-) Mineralisationen sind somit ein Glied der zonaren Abfolge um die burundischen Granite im Sinne VARLAMOFFS (Kap. 6).

4. Sedimentäre Entstehungstheorien

Die Feststellung der hypogen-epigenetischen Entstehung der Reinit-Lagerstätten (Kap. 3.5.) ist insofern von besonderer Bedeutung, als sedimentäre Entstehungstheorien von einigen Autoren verfochten werden und bisher nicht stichhältig widerlegt werden konnten, obwohl VARLAMOFF (1958, 1967 u. v. a.) in zahlreichen Arbeiten auf die zonierte Abfolge der Sn—W-Lagerstätten inklusive der Reinit-Lagerstätten um die Granite aufmerksam machte. In diesem Kapitel werden daher die sedimentären Enstehungstheorien diskutiert.

4.1. Die sedimentäre Theorie nach PARGETER

Zum ersten Mal setzt PARGETER (1956) für eine Lagerstätte, die dem "tungsten-belt" nach DE MAGNEE & ADERCA (1960) zugerechnet wird, d. i. Ruhizha in Kigezi (SW-Uganda), die Möglichkeit sedimentärer Entstehung näher auseinander und kommt zu dem Schluß, daß diese Entstehungstheorie aus einer Reihe von angeführten Gründen der bis dahin vertretenen hypogen-epigenetischen Theorie vorzuziehen sei.

Seine Argumentation (l. c.: 42 f) läßt sich wie folgt zusammenfassen:

- a) Alle Nebengesteinsproben aus Ruhizha weisen einen W-Gehalt auf, der zwischen 4 und 400 ppm WO₃ entsprechend 3—320 ppm W liegt. Je dunkler die Gesteinsfarbe ist, d. h. je stärker die tonige und die graphitische Komponente vertreten ist, desto höher liegt der W-Gehalt, während die mehr durchlässigen sandigen Schichten geringer vererzt sind.
- b) Alle Reinit-Lagerstätten des gleichen Typs in Uganda sind mit schwarzen, graphitischen Phylliten vergesellschaftet, Sandsteine und Quarzite spielen nur eine untergeordnete Rolle. Nur in Kirwa nahe der rwandesischen Grenze treten Quarzite stark hervor.
- c) Der Wechsel hämatitischer und pyritischer Schichten läßt auf einen Ablagerungsbereich der Sedimente zwischen warmem, seichtem und kaltem, tiefem Wasser schließen. In diesem Bereich wären geochemische Bedingungen für eine mögliche Wolframausfällung geschaffen.
- d) Kristalliner Reinit oder Ferberit in Konkretionen ("nodules") treten ohne Gangquarz horizontbeständig in einer zirka 10 cm mächtigen Schicht über eine Erstreckung von fast 50 m auf. Ähnliche oder mehr sandige Schichtglieder in unmittelbarer Nähe sind nicht annähernd so stark vererzt.
- e) Es besteht ein deutlicher Unterschied im Vererzungstypus zwischen den Reinit-Lagerstätten und in unmittelbarer Nachbarschaft gelegenen eindeutig epigenetischen Erzgängen.
- f) Gestalt und Auftreten der Reinitkristalle und -aggregate im Sediment erinnert an typisch synsedimentäre Bildungen wie Pyrit, Salzminerale u. a. m.

g) Die Menge der Gangvererzung steigt nicht mit zunehmender Menge an Gangquarz, dafür ist sie dort höher, wo die Quarzgänge W-reiche Schichten im Nebengestein durchschlagen.

Auf Grund seiner Beobachtungen in Ruhizha hält PARGETER (1956:43 ff) folgenden Vererzungsablauf für den wahrscheinlichsten und am besten fundierten:

1. Aus einem granitischen Abtragungsgebietgelangt Wolfram in vermutlich kolloidaler Form in das Ablagerungsbecken und wird dort in saurem Milieu in Form von Scheelit wieder ausgefällt. Das saure Milieu wird durch das Absterben von Organismen bei der Drift von warmem, seichtem in kaltes, tiefes Wasser (s. o.) hervorgerufen. Dadurch wird das bevorzugte Auftreten des Wolframs in den graphitischen Schichten verständlich.

2. Während der Diagenese sammelkristallisierten die Wolframminerale, wobei sedimentäres Material in die Kristalloblasten eingeschlossen wurde. In dieser Phase entstanden auch die konkretionären Bildungen ("nodules").

3. "Die letzten Schritte der Rekonzentration, die die Quarz—Ferberit-Gänge und -Schnüre in ihrem heutigen Erscheinungsbild hervorbrachte, erfolgten während der letzten intensiven Faltung, Zerbrechung und Granitisation der Sedimente" (l. c.: 44). Hiezu sind, wieder kurz zusammengefaßt nach PARGETER, folgende Schritte notwendig:

— Durchdringung des Gesteins entlang Klüften und Zerbrechungszonen mit Lösungen, die vor allem Wasser und Kieselsäure enthalten und den Scheelit aus dem Gestein lösen, der in Spalten zusammen mit etwas Quarz wieder auskristallisiert.

— In der Folge werden die Lösungen immer reicher an Eisen, was auf die Zersetzung von Pyrit zurückgeht. Durch Verdrängung von Scheelit entsteht Reinit; ferner werden etwas Pyrit, tafeliger Ferberit und zuletzt Quarz gebildet. Der im Sediment verbliebene Scheelit wurde während dieser Phase in situ in Reinit umgewandelt, wobei das hiezu notwendige Eisen aus der unmittelbaren Nachbarschaft jedes einzelnen Kristalls bezogen werden kann.

PARGETER (1956:45) weist darauf hin, daß alle Elemente, die am Aufbau der Gangminerale beteiligt sind, wie Si, W, Ca, Fe, Alkalien, B und S, vermutlich im Sediment vorhanden waren. Es bestehe daher "keine Notwendigkeit anzunehmen, daß die Erzlösungen einer in der Tiefe sitzenden magmatischen Quelle entstammen, und es gibt keinen Grund, warum die Lagerstätte nicht durch lateralsekretionäre Vorgänge während der Metamorphose gebildet worden sein soll."

4.2. Der sedimentogene "tungsten-belt" nach DE MAGNEE & ADERCA

DE MAGNEE & ADERCA (1960) übernahmen von PARGETER die Idee der sedimentären Entstehung und dehnten sie nach näheren Untersuchungen auf die Reinit-Lagerstätten aus, die sich von Bumbogo NW Kigali in nordnordwestlicher Richtung über Gifurwe, Bugarama bis nach Uganda hinein fortsetzen. Diese Lagerstätten bilden eine eng begrenzte, langgestreckte Zone, von Bumbogo bis Kirwa im wesentlichen einer Antikliualachse folgend; auf einer Parallelachse liegen die Lagerstätten Nyamulilo und Ruhizha in SW-Uganda; die Lagerstätte Mpororo, zwischen den beiden Achsen gelegen, wird in der Arbeit nicht behandelt. Die langgestreckte Zone mit Lagerstätten, deren Erz vorwiegend oder ausschließlich aus Reinit gebildet wird, wird von den beiden Autoren als "tungsten-belt" bezeichnet.

Für die sedimentäre Entstehungstheorie des "tungsten-belt" können wieder verschiedene Beobachtungen ins Treffen geführt werden, von denen die wichtigsten herausgegriffen seien (DE MAGNEE & ADERCA, 1960):

- a) Im Nebengestein findet sich bis mehrere Meter vom Kontakt von Quarzgängen sehr feine Wolframvererzung ohne irgendwelche Beteiligung von Quarz oder sichtliche Verbindung zum Quarzgang. In einem Fall sind Störungsbrekzie und stark zerrüttete Schiefer gut vererzt, eine diskordant schneidende Quarzmasse hingegen nur wenig (Lagerstätte Yanza, Bumbogo) (l. c.: 16).
- b) Mächtige Quarzgänge sind häufig steril oder nur wenig vererzt, während die geringmächtigen Gänge gut vererzt sind (Gifurwe) (:23).
- c) Die Quarzgänge sind in ihrer Mineralogie sehr monoton und enthalten neben Ferberit höchstens etwas Serizit, in Bahati (Uganda) außerdem noch Feldspat und Turmalin. Die Mineralogie der Gänge unterscheidet sich kaum von der des Nebengesteines (:46).
- d) Die Quarzgänge rufen keinerlei Kontaktmetamorphose im Nebengestein hervor (:46).
- e) Ferberitkonkretionen ("nodules") sind eindeutig sedimentären Ursprunges und treten schichtgebunden auf (Nyamulilo) (:33).
- f) In der schmalen Zone der Reinit-Lagerstätten ("tungsten-belt") spielen Granitintrusionen keine Rolle (:46).
- g) JEFFERY (1959) hat in sedimentogenen Gesteinen Ugandas Wolfram-Gehalte bis zu 128 ppm festgestellt, während das Mittel im "Grundgebirge" (entsprechend dem Rusizi-System) bei 1.2 ppm W liegt (:43).
- h) Eine Co-Ni-Pb-Zn-Assoziation, die von VAN WAMBEKE im Erz von Yanza festgestellt wurde, wurde in Erzproben verschiedener Lagerstätten außerhalb des "tungsten-belt" nicht gefunden (:20).

4.3. Kritische Bemerkungen zu den sedimentären Entstehungstheorien

Bei näherer Analyse der in den wesentlichen Zügen im vorangegangenen aufgeführten Argumente für syngenetische Entstehung der Lagerstätten des "tungsten-belt" wird deutlich, daß dadurch keineswegs zwingend auf sedimentäre Entstehung geschlossen werden kann — im Gegenteil, einige der Beobachtungen sind nur durch hypogenepigenetische Vorgänge zu erklären oder weisen zumindest in diese Richtung.

Vorerst zu den Argumenten PARGETERS.

Das fast ausschließliche Auftreten der Reinit-Lagerstätten in schwarzen Tonschiefern und Phylliten ist ohne weiteres mit hypogen-epigenetischer Entstehung vereinbar und erklärbar. Aufsteigende hydrothermale Lösungen scheiden nach GUNDLACH (1967: 41) Ferberit bei einem pH-Wert von 5·9, Scheelit bei pH = 7·3 aus. Solange die ursprünglich sauren magmatogenen Lösungen quarzitische Gesteine durchsetzen, wird sich ihr pH-Wert nur wenig ändern; hingegen wird dieser sprunghaft ansteigen, sobald die Lösungen in tonige Schiefer dringen, die reich an kohliger oder graphitischer Substanz sind; dazu kommt noch eine gewisse Stauwirkung, sodaß die Ausfällung der Wolframate daher bevorzugt in den weichen, ziemlich undurchlässigen tonig-graphitischen Schiefern erfolgt. In analoger Weise sind die Zinnsteingänge fast stets an quarzitisches Nebengestein gebunden, da sich der Kassiterit im sauren Milieu bildet.

Die z. T. hohen W-Gehalte im Bereich der Lagerstätte Ruhizha verwundern nicht, wenn man sie mit der Verteilung des Wolframs im Nebengestein von Gifurwe vergleicht. Die Ergebnisse von Gifurwe (Kap. 3) zeigen sehr deutlich, daß die Vererzung von den Quarzgängen ausgegangen ist.

Hingegen konnte für Gifurwe PARGETERS Beobachtung, daß der W-Gehalt des Nebengesteines direkt mit der Farbe des Gesteines und somit mit dem Gehalt an graphitischer Substanz zusammenhängt, nicht ohne weiteres bestätigt werden (Tab. 8) und besitzt somit nicht Allgemeingültigkeit. Der höchste analysierte W-Wert von Gifurwe (etwa 800 ppm) stammt aus einem festen, sandig-tonigen Gesteinsband roter Färbung, das frei von graphitischer Substanz ist.

Für die Ferberitkonkretionen kann vorerst keine allgemeingültige Erklärung über ihre Entstehung gegeben werden. Auch die in Gifurwe gefundenen Konkretionen enthielten besonders hohe W-Konzentrationen (Kap. 3.2.2.), wenn diese auch mit maximal etwa 0.2% W bei weitem nicht so reich vererzt sind wie die von PARGETER (l. c.) beschriebenen. Analysenergebnisse über Einzelkonkretionen liegen jedoch weder von Ruhizha noch von Nyamulilo vor. Während die Konkretionen sicher sedimentären bis diagenetischen Ursprunges sind (Kap. 1.1.), so erscheint dennoch eine nachträgliche, an Horizonte mit Konkretionen gebundene Vererzung möglich, wobei die Konkretionen als Erzfallen fungiert hätten. Posttektonisch gefüllte Quarzgängchen, die in Verbindung mit den mit Quarz gefüllten Hohlräumen nach Pyrit stehen, sind mögliche Zufuhrwege für das Wolfram. Es muß jedoch zugegeben werden, daß die W-führenden Konkretionen am ehesten zur Annahme sedimentärer Entstehung der Vererzung verleiten. Ein zwingendes Argument für syngenetische Vererzung liegt dennoch auch in diesem Fall nicht vor. Hier kann nur die Gesamtheit aller Beobachtungen entscheiden.

Der Unterschied im Vererzungstypus zwischen den relativ kühl gebildeten Reinit-Lagerstätten und den an die unmittelbare Nähe der Granite gebundenen Lagerstätten mit Zinnstein, Wolframit und einer Reihe begleitender Minerale ist auch bei hypogenepigenetischer Entstehung allein aus der Verschiedenartigkeit der Bildungsbedingungen verständlich. Hier sei besonders auf die bisher zuwenig beachteten Übergangslagerstätten zwischen beiden Vererzungstypen hingewiesen, wie z. B. solche mit Kassiterit—Ferberit (in tafeliger Ausbildung) —Reinit (s. VARLAMOFF, 1958). Kap. 6 befaßt sich ausführlich mit dieser durchgehenden, lückenlosen Vererzungsreihe.

Die relativ bessere Vererzung der geringmächtigen Gänge gegenüber den z. T. sogar sterilen mächtigen Gängen ist auf Grund der zeitlichen Abfolge der Ereignisse durch epigenetische Vorgänge gut zu erklären. Die Platznahme des Quarzes erfolgte nach übereinstimmender Ansicht aller Autoren im wesentlichen nach Abschluß der primären Vererzung (Scheelit). Es bildete sich also zuerst Scheelit in Klüften und Spalten, erst dann erfolgte die Intrusion der Hauptmenge des Quarzes. Diese bildet daher einen von der vorher abgesetzten Erzmenge weitgehend unabhängigen Vorgang, wodurch gerade in den mächtigen Gängen ein erheblicher Verdünnungseffekt eintritt, während die geringmächtigen Quarzgänge häufig relativ reich an Erz sind (S. 143). Der Quarz kann auf diese Weise auch neue, unvererzte Spalten geöffnet haben, sodaß es zur Bildung von völlig sterilen Gängen kommt.

Bei lateralsekretionärer Bildung der Quarzgänge und ihrer Vererzung sind hingegen sterile diskordante Gänge innerhalb der W-führenden Serie nicht plausibel zu erklären.

Es besteht zweifellos die Möglichkeit, daß sich relativ hohe Wolframkonzentrationen in Sedimenten bilden, wie rezente Beispiele aus Searles Lake (CARPENTER & GARRETT, 1959) und dem Ochotskischen Meer (ISSAJEWA, 1960) zeigen. Jedoch die von PARGETER dargestellten Vorgänge, die die Bildung der Quarz—Ferberit-Gänge infolge Lateralsekretion bewirkt haben sollen, sind wohl nicht ohne weiteres verständlich. Von "Granitisation", wie sie bei PARGETER (1956:44) (s. S. 173) für die Konzentration des Wolframs in die heutige Form verantwortlich gemacht wird, kann in den Bereichen der Reinit-Lagerstätten keine Rede sein. Wie in Kap. 1.2. beschrieben, ist die Metamorphose z. B. in Gifurwe ausgesprochen gering und übersteigt die beginnende Epizone nicht. Mag sein, daß in den ugandesischen Lagerstätten, aus denen viel phyllitische Gesteine beschrieben werden, die Metamorphose eine Spur höher ist, aber auch dort geht sie über die Grünschieferfazies nicht hinaus. In den Lagerstätten sind nicht einmal Quarz-
mobilisationen im Nebengestein, wie sie aus einer Reihe von Quarzphylliten in Form von Lagen und Knauern andernorts bekannt sind, festzustellen. Es ist also unerklärlich, wie sich durch Lateralsekretion scharf gegen das Nebengestein abgegrenzte Quarzgänge hätten bilden können, ohne daß im Nebengestein die geringste Spur dieser enormen Quarzmobilisation zu sehen ist. Abgesehen davon, würde ein Quarzentzug im Nebengestein in Widerspruch zu der von PARGETER selbst festgestellten Silizifizierung des Nebengesteines stehen.

Schließlich sei zu der nach PARGETER (l. c.) (s. S. 173) erfolgten "Rekonzentration" des Wolframerzes aus dem Sediment in die Gänge noch bemerkt, daß der Vorgang...

- Lösung des Scheelits aus dem Sediment

- Absetzen des Scheelits in Spalten aus denselben Lösungen, die vorher unter ähnlichen chemischen Bedingungen den Scheelit erst aufgelöst haben

— allmähliches Reicherwerden der Lösungen an Eisen durch die Auflösung von Pyrit, wodurch die soeben gebildeten Scheelitkristalle (durch dieselben nur etwas Fe-reicheren Lösungen) neuerlich angegriffen und zu Reinit umgewandelt werden — gleichzeitig bildet sich etwas Pyrit (Quarzgänge!), der soeben erst aufgelöst wurde

...daß also dieser Vorgang als in der Natur wohl nicht verwirklicht angesehen werden muß. Der dadurch gewonnene "Vorteil", daß nämlich das Eisen für die Umwandlung des im Sediment verbliebenen Scheelits in Reinit in diesem Fall nicht von weither geholt werden muß, sondern aus der "unmittelbaren Nachbarschaft" jedes Kristalls bezogen werden kann, was "einfacher zu vergegenwärtigen ist als das Eindringen magmatischer Lösungen über Gebiete von vielen Quadratmeilen" (PARGETER, 1956:45), stößt insofern ins Leere, als gerade bei lateralsekretionärer Entstehung der Lagerstätten große Wege von den Lösungen im Sediment zurückgelegt werden müssen: Das Wolfram muß bei lateralsekretionärer Entstehung von weit hergeholt werden, da sich in jedem Fall im Bereich der Gänge um ein Vielfaches größere Konzentrationen ergeben als außerhalb. Daß überdies so große Wanderungen des Wolframs in Richtung Erzgänge zumindest für die Lagerstätte Gifurwe auf Grund der Verteilung des Wolframs nicht erfolgt sind, wurde bereits in Kap. 3.2.1. ausführlich dargelegt.

Im folgenden sei auf die Argumente für sedimentäre Entstehung von DE MAGNEE & ADERCA (1960) eingegangen.

Die Vererzung in zerrüttetem Nebengestein in der Nähe eines gering vererzten Quarzganges — es wurde dies in einem Fall festgestellt — spricht für epigenetische Platznahme, da tektonische Beanspruchung bewegliche Stoffe austreibt und nicht konzentriert, zerrüttete Zonen für nachträgliche eindringende Lösungen jedoch besonders wegsam sind.

Die monotone Ausbildung der Quarzgänge widerspricht keineswegs einer magmatischen Herkunft, im Gegenteil, sie ist bei magmatisch-hydrothermalen Quarzgängen ein verbreitetes Phänomen. Das fallweise Hinzutreten von Hellglimmer (Plättchenlänge des Serizits im Nebengestein zu der des Muskowits am Kontakt = zirka 1:100) und sogar Feldspat und Turmalin stellen überdies die Verbindung zu Pegmatiten und Pneumatolyten her. Es ist eine bekannte Tatsache, daß hydrothermale Gänge keine Spuren von Kontaktmetamorphose im Nebengestein hinterlassen, dazu waren die Bildungstemperaturen viel zu gering.

Das "granitferne" Auftreten der meisten Lagerstätten des "tungsten-belt" wurde in einer eigenen Arbeit behandelt (FRISCH, 1971), in der gezeigt werden konnte, daß sehr wohl Granitkuppeln unter den Lagerstätten zu erwarten sind. Für Gifurwe wird eine solche Granitkuppel in 1-2 km Tiefe angenommen (l. c.: 599). Über die Arbeit von JEFFERY (1959) wird in Kap. 5 eigens eingegangen. Die von diesem Autor erhaltenen Werte von W-Gehalten in verschiedenen Gesteinen Ugandas sprechen gegen sedimentäre Herkunft des Wolframs in den Lagerstätten.

Die Co-Ni-Pb-Zn-Assoziation in Erzen der Reinit-Lagerstätten des "tungsten-belt" — auch im Erz von Gifurwe wurden erhöhte Co-, Ni- und Zn-Gehalte festgestellt (s. Tab. 5) — paßt sehr wohl in eine hydrothermale Erzparagenese hinein. Spektralanalysen aus dem Nebengestein von Gifurwe ergaben im Gegensatz zu den Erzproben keine erhöhten Gehalte an Co, Ni und Zn (meist unter der Nachweisgrenze), hingegen aber etwas erhöhten Pb-Gehalt (50—70 ppm); gerade dieses Element wurde in den Erzproben nicht nachgewiesen (<10 ppm Pb). Ein Zusammenhang zwischen sedimentären Anreicherungen von Spurenelementen und dem Wolfram-Erz besteht also nicht. Die Lagerstätten außerhalb des "tungsten-belt", die diese Assoziation nicht zeigen, unterliegen höheren Bildungstemperaturen und andersartiger Vererzung. Außerdem konnte festgestellt werden, daß eine Probe aus Gifurwe, die Mn-reicher ist als die anderen Proben aus derselben Lagerstätte (Hb 5·4 gegenüber Hb 2·0—3·3), die Co-Ni-Zn-Assoziation nicht aufweist (Tab. 3 und 5). Ein Zusammenhang mit den Bildungsbedingungen, insbesondere der Bildungstemperatur, ist wahrscheinlich.

In der Arbeit von DE MAGNEE & ADERCA (1960) findet sich eine Reihe solcher Beobachtungen, die als z. T. sehr wichtige Hinweise für hypogen-epigenetische Vererzung aufzufassen sind. Diese seien wieder kurz zusammengefaßt aufgeführt:

- a) Der W-Gehalt kann im Nebengestein in der Nähe der Gänge 2 kg/m^3 das sind etwa 800 ppm übersteigen (Bumbogo) (l. c.: 20; vgl. Kap. 3.2.1.).
- b) Die diskordanten Gänge sind im allgemeinen besser vererzt als die konkordanten (Nyakabingo, Bugarama) (:12, 26). — Bei primär-schichtgebundener Vererzung wäre eher zu erwarten, daß die konkordanten Gänge in den W-führenden Schichten sehr hoch vererzt sind.
- c) Tiefere Lagerstättenbereiche sind zahlreicher und mannigfaltiger von Erzgängen durchsetzt als höhere (Yanza) (:15; vgl. Teufenunterschied Kap. 2.2., Abb. 10).
- d) Dislokationszonen sind für die Vererzung ausgesprochen günstig (Bugarama) (:27).
- e) In Gifurwe wurden zwei Pegmatitgänge sie konnten vom Verfasser nicht mehr gefunden werden festgestellt (:23).
- f) In Bugarama wurden greisenartige Mineralassoziationen mit Ferberit, goldgelbem Glimmer und Turmalin gefunden (:27).
- g) in Bahati wird ein einziger Gang abgebaut, an dessen Kontakt das Nebengestein stark turmalinisiert und mit verschiedenen Sulfiden durchspickt ist, während der Gang selbst neben Quarz und Ferberit etwas Feldspat, Turmalin und Glimmer enthält (:28 f).
- h) Die Scheelitvererzung ist nicht nur an die Lagerstätten des "tungsten-belt" gebunden, sondern ist auch aus anderen Lagerstätten in Rwanda, Kivu und Maniema sowie Katanga bekannt. Teilweise kommt er sogar mit Zinnstein zusammen vor (:40; vgl. Kap. 6).
- i) Auch die Kassiterit-Lagerstätten sind an stratigraphische Horizonte gebunden, nämlich vorwiegend an Quarzite des Unterburundi, jedoch nie an die graphitischen Schiefer (:37).

Aus der in diesem Kapitel dargelegten Auseinandersetzung mit den Arbeiten von PARGETER (1956) und DE MAGNEE & ADERCA (1960) ist wohl ersichtlich, daß es keine wirklich stichhältige Argumentation gibt, die auf sedimentäre und lateralsekretionäre Bildung der Reinit-Lagerstätten schließen läßt, im Gegenteil, vieles gar nicht anders als durch hypogen-epigenetische Vorgänge zu erklären ist.

JEFFERY (1959:294) hält in Uganda sedimentäre Vererzung neben hypogen-epigenetischer für möglich. Da sich jedoch Gebiete mit erhöhten W-Gehalten in den Sedimenten mit den Bereichen, in denen gangförmige Reinit-Lagerstätten vorkommen, regional decken, kann diese Lösung nicht den Gegebenheiten entsprechen. Hierauf wird im folgenden Kapitel näher eingegangen.

5. Wolfram-Gehalte in verschiedenen Gesteinen Zentral-Afrikas und genetische Schlußfolgerungen

Um die Frage zu klären, ob die Wolfram-Anreicherungen des sogenannten "tungstenbelt" sedimentärer oder hypogen-epigenetischer Entstehung sind, ist die regionale Verteilung des Wolframs in den (Meta-) Sedimentgesteinen, in denen die Lagerstätten vorkommen, und in den Graniten, die als Wolframlieferanten in Frage kommen, von größter Bedeutung.

Eine umfassende Arbeit über Spurengehalte von Wolfram in den Gesteinen von Uganda hat JEFFERY (1959) geliefert. Dieser Arbeit sind eine Menge wichtiger Daten zu entnehmen, von denen einige im folgenden zusammengefaßt werden.

Die Granite von Uganda besitzen demnach (JEFFERY, 1959:280) einen Mittelwert (arithmetisches Mittel) von 2·1 ppm W; läßt man jedoch den vererzten Bereich von Singo in der Provinz Mengo (südliches Zentral-Uganda) weg, so sinkt dieser Wert auf 1·4 ppm W ab. Einen gegenüber dem Durchschnitt erhöhten W-Gehalt weisen neben den Graniten von Singo mit 7·0 ppm auch diejenigen der Provinzen Ankole und Kigezi in SW-Uganda (angrenzend an Rwanda) mit 2·5 ppm auf, in denen es eine Reihe von W-Vererzungen gibt. Daraus geht deutlich hervor, daß die Granite der mit Wolfram vererzten Gebiete gegenüber den anderen einen stark erhöhten W-Gehalt aufweisen (Tab. 11).

| | W- | Geh | alt : | in <i>ppm</i> |
|-------------------------------|-----|-------------|-------|---------------|
| Nord-Uganda | ••• | 0.6 | (25) | Werte) |
| Masaka und Mengo (ohne Singo) | ••• | $1 \cdot 2$ | (10) | Werte) |
| Singo | ••• | 7.0 | (6 | Werte) |
| Kigezi und Ankole | •• | $2 \cdot 5$ | (12 | Werte) |

Tab. 11: Durchschnittliche W-Gehalte in Graniten von Uganda (aus JEFFERY, 1959:282). Tab. 11: Teneurs moyennes en W dans des granites d'Ouganda (dans JEFFERY, 1959:282).

Die gleiche Feststellung kann man in den sedimentogenen Gesteinen Ugandas machen. Während alle untersuchten Gesteine sedimentären Ursprungs einen Durchschnittsgehalt von 9.1 ppm W ergeben, sinkt dieser ohne Singo und Kigezi auf 3.9 ppm W ab (JEFFERY, 1959:291).

Bedeutend stärker werden die Unterschiede in der W-Führung zwischen Gebieten mit und ohne W-Lagerstätten, wenn man die Untersuchungen auf das Karagwe—Ankole-System (= Burundi), in dem sich die Lagerstätten befinden, beschränkt. Während die Gesteine des Karagwe—Ankole außerhalb der Gebiete mit Wolfram-Lagerstätten fast durchwegs weniger als 10 ppm W besitzen, steigen die Maximalwerte in Singo auf 90, in Kigezi auf 128 ppm W an (l. c.: 283). Bei den in Tab. 12 wiedergegebenen Mittelwerten ist zu beachten, daß für Singo und Ankole—Kigezi nur wenige Werte vorliegen, die zu einem großen Teil ebenfalls unter 10 ppm liegen. Die höchsten Konzentrationen wurden in Phylliten gefunden.

| | W-Geb | nalt | in ppm |
|---------------------------------------|--------|------|--------|
| Uganda (ohne Singo und Kigezi) | . 4.8 | (19 | Werte) |
| Masaka, Mengo (ohne Singo) und Busogo | . 6.4 | (16 | Werte) |
| Singo | 27.1 | (7 | Werte) |
| Ankole und Kigezi | . 27.9 | (7 | Werte) |
| | | | |

Tab. 12: Durchschnittliche W-Gehalte in Sedimenten des Karagwe-Ankole-Systems in Uganda (errechnet nach einer Tabelle aus JEFFERY, 1959:283 und :292).

Tab. 12: Teneurs moyennes en W dans des sédiments de la système de Karagwe-Ankole en Ouganda (calculées suivant un tableau dans JEFFERY, 1959:283 et :292).

Eine Untersuchung der graphitischen Phyllite der Wolfram-Lagerstätte Ruhizha, Kigezi, zeigte, daß der Durchschnittsgehalt an W auch hier im selben Bereich liegt. 40 Analysen aus dem Nebengestein ergaben Schwankungen zwischen 5 und 86 ppm W mit einem Durchschnittswert von 23 ppm W (JEFFERY, 1959:284). PARGETER (1956:42) untersuchte in Ruhizha ein Gebiet von etwa 1000 Quadratmeilen und erhielt in den Phylliten Werte zwischen 4 und 400 ppm WO₃, d. s. 3-320 ppm W. Ebenso stellt JEDWAB (1958:144) in einer Probe graphitischen Schiefers von der Lagerstätte Nyamulilo, Kigezi, einen stark erhöhten W-Gehalt von knapp 200 ppm fest.

Die sedimentogenen Gesteine im vererzten Gebiet von Ruhizha weisen mit 23 ppmim Durchschnitt einen W-Gehalt auf, der um ein Vielfaches höher liegt als in nicht vererzten Gebieten. Die Schichten des Karagwe—Ankole-Systems (Burundi), in dem die W-Vererzungen liegen, besitzen außerhalb dieser Vererzungsgebiete einen W-Gehalt $(4\cdot 8 ppm)$, der dem Gesamtdurchschnitt aller sedimentogenen Gesteine Ugandas $(3\cdot 9 ppm)$ sehr ähnlich ist. Dem Karagwe—Ankole-System kommt also diesbezüglich keine Sonderstellung zu.

In dieses Bild fügen sich die eigenen Untersuchungen in Gifurwe (Tab. 7) sehr schön ein. Der Wert von 3·9 *ppm* W für die Gesteine außerhalb der Lagerstätte stimmt mit den von JEFFERY gefundenen Resultaten überein. Das rasche Ansteigen der Werte in Richtung Lagerstätte und innerhalb derselben ist augenfällig.

Aus dem bisher in diesem Kapitel Dargelegten lassen sich folgende Schlußfolgerungen ziehen:

- a) Die theoretische Möglichkeit, daß Granite und Sedimente unabhängig voneinander erhöhte W-Gehalte besitzen, scheidet aus, da sich die Bereiche erhöhter W-Gehalte in den Sedimenten und den Graniten regional decken.
- b) Da in den Gebieten mit Wolfram-Lagerstätten, die alle mit Quarzgängen assoziiert sind, sowohl die Granite als auch die sedimentogenen Gesteine eindeutig höhere W-Gehalte als in den nicht vererzten Gebieten aufweisen, müßte bei primär-sedimentärer Erzanreicherung eine Wanderung des Wolframs aus den Sedimenten in die Granite erfolgt sein. Dies würde Wanderungen des Wolframs aus den nicht vererzten Arealen über riesige Distanzen voraussetzen, um aus einem background von nur wenigen *ppm* heraus die Konzentrationen in den Graniten, den Lagerstätten und deren Umgebung zu ermöglichen. Wodurch derartige Wanderungen aus Bereichen, die in keiner Weise von den Graniten beeinflußt sind, veranlaßt worden wären, bliebe dabei ebenso ungeklärt wie die Frage, auf welche Weise das Wolfram in die intrusiven Granite gelangt sei.
- c) Es ist ferner unvorstellbar, daß sich Quarzgänge sei es aus magmatischen Quellen, sei es durch Lateralsekretion — ausgerechnet immer dort bilden, wo erhöhte W-Gehalte in den Sedimenten vorhanden sind. Hypogen-epigenetische Quarzgänge

können für lateralsekretionäre Konzentration synsedimentärer Vererzung schon deshalb nicht verantwortlich gemacht werden, weil die primären W-Minerale vor Platznahme des Quarzes gebildet wurden, wie die Konzentration des Erzes an den Gangkontakten mit idiomorphen Kristallformen gegen den Quarz hin zeigen. Es scheidet somit sowohl die Möglichkeit lateralsekretionärer Bildung der Quarzgänge als auch die von ursprünglich sterilen Gangintrusionen magmatischer Herkunft in bereits synsedimentär vererzte Gebiete aus. Die eigenen Untersuchungen der W-Verteilung im Nebengestein in Gifurwe und diejenigen von JEFFERY (l. c.) in Gesteinen Ugandas führen zwingend zu diesen Schlußfolgerungen.

d) Der einzig mögliche Schluß ist nach Ansicht des Verfassers demnach der, daß die Granite die Wolframbringer waren und das Erz im hydrothermalen Stadium (Quarzgänge!) anreicherte. Von den Quarzgängen ausgehend, hat das Wolfram das Nebengestein infiltriert und die erhöhten W-Gehalte hervorgerufen, wie ja auch aus der Verteilung des W in den Sedimentgesteinen von Gifurwe hervorgeht. Dabei bleibt die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß die Granite ihr Wolfram durch Aufschmelzung aus Sedimenten bezogen, die älter sind als die Sedimente des Burundi, in denen die heutigen Lagerstätten und die vererzten Quarzgänge stecken. Lateralsekretionäre Lagerstättenbildung in situ durch Konzentration des Wolframs aus den Sedimenten ist nach den obigen Ausführungen und den Beobachtungen in Gifurwe für die zentralafrikanischen Reinit-Lagerstätten nicht möglich.

Es fällt allerdings auf, daß die Granite — vor allem auch in den vererzten Gebieten einen weit geringeren W-Gehalt aufweisen als die Sedimente, die das Nebengestein der Lagerstätten bilden. Dies ist aber kein Widerspruch, da die Granite ihr Wolfram erst in den Restlösungen konzentrieren. Da in der Tiefe riesige Granitkörper angenommen werden müssen (FRISCH, 1971), kann es auch trotz des geringen primären W-Gehaltes in den Graniten zu hohen Konzentrationen in deren Restlösungen kommen.

Hingegen müßten für die Reinit-Lagerstätten des sogenannten "tungsten-belt" bei sedimentärer Entstehung der Vererzung durchschnittliche (!) W-Gehalte von mehreren 100 ppm in den Sedimenten vorhanden gewesen sein, um die heutige Erzkonzentration in Quarzgängen und Nebengestein zu ermöglichen. Ein derartig hoher primärer W-Gehalt ist aus den sedimentogenen Gesteinen Zentral-Afrikas nicht bekannt; hohe W-Gehalte in den Sedimenten stehen überall in Zusammenhang mit Gebieten, in denen vererzte Quarzgänge das Gestein reichlich durchsetzen.

Eine Wanderung des Wolframs aus dem Bereich außerhalb der Lagerstätte zur Lagerstätte hin ist z. B. in Gifurwe undenkbar. Der äußerst geringe W-Gehalt in den Sedimenten außerhalb der Lagerstätte — bis zu einer Entfernung von über 5 km festgestellt — zeigt, daß kein potentieller Lieferant vorhanden ist. Eine eventuelle Auslaugungszone um die Lagerstätte müßte nach 5 km längst überschritten sein. Abgesehen davon ist der große Weg, den das Wolfram ohne Veranlassung von außen her (wie z. B. starke Metamorphose mit Teilmobilisierung oder Granitisation) zurücklegen müßte, nicht denkbar.

Einen wichtigen Hinweis für die Wanderungsrichtung des Wolframs — vom Nebengestein in die Quarzgänge oder umgekehrt — geben schließlich die Analysen, die aus eng begrenzten stratigraphischen Horizonten in Annäherung an einen Quarzgang genommen wurden. Wie bereits näher ausgeführt (S. 164 f), steigt der W-Gehalt im Nebengestein in Annäherung an vererzte Quarzgänge innerhalb kurzer Distanzen um ein Vielfaches an. Darüber hinaus wurden verschiedentlich sehr hohe W-Gehalte im Nebengestein in unmittelbarer Nachbarschaft der Erzgänge festgestellt (s. Tab. 6; DE MAGNEE & ADERCA, 1960: 20). Beides beweist, daß das Wolfram in diesen Fällen seinen Weg vom Gang in das Nebengestein genommen hat und nicht umgekehrt. Bei JEFFERY (1959:292) finden wir weiters eine Aufstellung, aus der hervorgeht, daß die jüngeren sedimentogenen Gesteine Ugandas zunehmend höhere Wolfram-Gehalte aufweisen als die älteren. Daraus könnte man schließen, daß das sehr bewegliche, lithophile Wolfram immer wieder von neuem mobil gemacht wird und in zahlreichen Zyklen immer mehr konzentriert wird. Das Wolfram würde dabei aus den Sedimenten durch Granitisation in die orogenen Granite gelangen, um dann in den magmatischen Spätphasen wieder angereichert zu werden. Ein Abtragungs- und Sedimentationszyklus würde für die Anreicherung des Wolframs in den Sedimenten sorgen. Es wurde bereits oben (S. 180) darauf hingewiesen, daß die magmatogenen W-Vererzungen im Karagwe—Ankole-System das W aus allerdings älteren Sedimentzyklen bezogen haben mögen.

Für unsere Betrachtungen ist von Bedeutung, daß sich die Sedimentgesteine des Karagwe—Ankole-Systems in Uganda in der Aufstellung von JEFFERY (Tab. 13) bezüglich ihres W-Gehaltes sehr schön in diese Reihe einordnen, wenn man die vererzten Gebiete von Singo und Kigezi wegläßt. Es ist also keine Sonderstellung des Karagwe— Ankole-Systems festzustellen.

| | | W | '-Geh | alt | in ppm |
|--------|--|-----|-------------|-----|----------|
| jünger | Kaiso-Kisegi Schichten (Känozoikum) | | $5 \cdot 3$ | (8 | Werte) |
| • • | Karru Schichten (Mesozoikum) | | $4 \cdot 5$ | (4 | Werte) |
| | Bukoban Serie | | $5 \cdot 5$ | (1 | Wert) |
| | Bunyoro Serie | | 1.7 | (5 | Werte) |
| | Karagwe—Ankole-System (Altproterozoikum) | | 4.8 | (19 | Werte) |
| | Samia Serie | | $2 \cdot 6$ | (3 | Werte) |
| | Bulugwe Serie | | $1 \cdot 1$ | (3 | Werte) |
| | Toro System | | $1 \cdot 2$ | (9 | Werte) |
| älter | Grundgebirgskomplex (Archaikum) | ••• | 0.6 | (8 | Werte) |

- Tab. 13: Wolfram-Gehalte in den verschiedenen Sedimentserien Ugandas, nach deren Alter geordnet. Karagwe-Ankole-System ohne Singo und Kigezi. (Aus JEFFERY, 1959:292).
- Tab. 13: Teneurs en W dans les différents séries sédimentaires d'Ouganda arrangées d'après leurs âges. Systeme de Karagwe—Ankole sans Singo et Kigezi. (Empreinté dans JEFFERY, 1959: 292).

6. Andere Wolfram-Lagerstätten Zentral-Afrikas im Vergleich mit den Reinit-Lagerstätten

In Rwanda und angrenzenden Gebieten (Maniema und Kivu in Zair = Kongo; Uganda) gibt es neben den zahlreichen Kassiterit—Wolframit-Lagerstätten mehrere mit diesen verknüpfte Ferberit- und auch Reinit-Lagerstätten, die bei der genetischen Betrachtung der Reinit/Ferberit-Lagerstätten, die nach DE MAGNEE & ADERCA (1960) dem "tungsten-belt" zugezählt werden, besondere Bedeutung verdienen.

VARLAMOFF (1958) behandelt in einer ausführlichen Arbeit die Wolfram-Lagerstätten des Raumes Maniema-Rwanda. Hier sticht vor allem die zonare Abfolge bezüglich der Zusammensetzung der Wolframerze in den und um die Granitkuppeln des Lagerstättenraumes Kalima ins Auge. Aus den Analysen und Abbildungen (l. c.: 17 ff, 48 f) geht sehr deutlich hervor, daß in den Graniten Mn-reiche Wolframite vertreten sind, die nach außen hin eisenreicher werden, um im Nebengestein mit zunehmender Entfernung vom Granitkontakt schließlich die Zusammensetzung des Ferberits zu erreichen. Zur Veranschaulichung seien hier zwei Profile (Abb. 33) und eine Tabelle mit den durchschnittlichen Hübneritgehalten der Wolframite in bestimmten Abständen zum Granitkontakt (Tab. 14) wiedergegeben.



Abb. 32: Geographische Lage der im Text erwähnten Wolfram-Lagerstätten. Fig. 32: Position géographique des mines de tungstène citées dans le texte.

Auf die Problematik der Abhängigkeit der Mischkristallbildung bei der Wolframitreihe von den Bildungsbedingungen sei hier nicht eingegangen. Es sei nur erwähnt, daß die von OELSNER (1944:48) aufgestellte Theorie, bei höherer Temperatur würden sich Hübnerit-reichere Mischkristalle bilden, heute stark angezweifelt wird (WIENDL, 1968:235 ff). Wahrscheinlich wirken verschiedene Einflüsse auf die Mischkristallbildung ein, und außerdem wurde die im hydrothermalen Bereich (<400°C) bestehende Mischungslücke (SCHRÖCKE, 1960:193) bisher meist nicht beachtet. Im Falle der Lagerstätten von Kalima ist jedenfalls die zonare Abfolge von Mn- zu Fe-reichen Wolframiten um die Granitkerne sehr klar zu erkennen und unzweifelhaft.

In Kalima stehen somit Ferberit-Lagerstätten in direktem — räumlichem und genetischem — Zusammenhang mit Wolframit-Lagerstätten, die innerhalb des Granites zusammen mit Zinnstein vorkommen. Die Herkunft des Erzes aus dem Granit steht hier außer Zweifel. Umso bemerkenswerter ist es, daß das Ferberit-Vorkommen vom Mont Misobo (s. Abb. 33) nicht nur tafeligen Ferberit in "Wolframittracht", sondern



Abb. 33: Abhängigkeit der Zusammensetzung der Wolframite vom Granitkontakt, Kalima, Maniema. Profile aus VARLAMOFF, 1958:48 f. Die Hb-Gehalte (Anteil des Hübneritmoleküls in %) wurden aus den bei VARLAMOFF wiedergegebenen Analysen errechnet.

Fig. 33: Dépendance de la composition des wolframites du contact de granite, Kalima, Maniema. Profils de VARLAMOFF, 1958:48 s. Les valeurs-Hb (pourcentage de la molécule de hubnérite) ont été calculé des analyses présentées dans VARLAMOFF.

| Hb-Gehalt arithm. M. | minmax. Hb-Wert | Anzahl der Werte |
|-------------------------|--|---|
| | | |
| 65.9 | $51 \cdot 3 - 73 \cdot 6$ | (3 Werte) |
| 45.0 | $32 \cdot 0 - 58 \cdot 0$ | (14 Werte) |
| 19.3 | 9.1-29.4 | (6 Werte) |
| $2 \cdot 5$ | 1.5-4.0 | (3 Werte) |
| | Hb-Gehalt arithm. M. 65·9 45·0 19·3 2·5 | Hb-Gehalt arithm. M. minmax. Hb-Wert 65·9 51·3—73·6 45·0 32·0—58·0 19·3 9·1—29·4 2·5 1·5— 4·0 |

Tab. 14: Durchschnittliche Zusammensetzung von Wolframiten (Hb = % Hübneritmolekül) in Abhängigkeit vom Granitkontakt im Lagerstättenraum Kalima, Maniema (Zair). Errechnet nach Analysen von HAINE in VARLAMOFF (1958:18 f, 35).

Tab. 14: Composition moyenne des wolframites (Hb = % de la molécule de hubnérite) en dépendance du contact au granit dans le district minière de Kalima, Maniema (Zaïre). Calculé d'après des analyses de HAINE dans VARLAMOFF (1958:18 s, 35).

auch reichlich Reinit führt (VARLAMOFF, 1958:20, 38), also auch hier eine primäre Scheelitgeneration bestand. Das Vorkommen des Mont Misobo entspricht sowohl in seiner mineralogischen Zusammensetzung als auch in seiner geologischen Position vollkommen den Lagerstätten des sogenannten "tungsten-belt", von denen insbesondere Nyakabingo und Bugarama erwähnt seien, in denen ebenfalls Reinit und tafeliger Ferberit nebeneinander bestehen. Die von den "Sedimentaristen" hervorgehobene Verschiedenartigkeit der Reinitund der Zinnstein—Wolframit-Lagerstätten ist somit eindeutig durch Übergänge belegt. Kalima ist hiefür wohl das schönste derzeit bekannte Beispiel, doch gibt es noch zahlreiche andere Zwischenglieder, in denen Kassiterit und Ferberit bzw. Reinit auf engstem Raum zusammen vorkommen.

Bevor wir zu den Ferberit- und Reinit-Lagerstätten Rwandas übergehen, sei noch auf die unmittelbar an den Singo-Batholithen gebundenen Wolframit-Lagerstätten des Singo-Distrikts im südlichen zentralen Uganda hingewiesen, die hauptsächlich innerhalb des Granites, aber auch in den umgebenden Schiefern des Karagwe—Ankole-Systems liegen. Die aus dem Granit stammenden Wolframite sind auch hier reicher an Mn als die aus der Vererzung in den Sedimenten. Bei KING (1950: 319) finden wir Analysen auf MnO, die umgerechnet folgende Hb-Gehalte ergeben:

Erzgänge im Granit: Wolframit Hb 20.0 (3 Werte von 19.2-20.5) Erzgänge im Nebengestein: Wolframit Hb 11.0 (1 Wert)

In den vererzten Quarzgängen des Nebengesteines wurde zudem auch Gold gefunden (l. c.: 318).

In Rwanda findet sich in verschiedenen Lagerstätten tafeliger Ferberit zusammen mit Reinit, so z. B. in Lutsiro im Westen des Landes. Lutsiro liegt in unmittelbarer Nachbarschaft von Kassiterit-Lagerstätten, ohne jedoch mit diesen verbunden zu sein (VARLAMOFF, 1958:42). In der Nähe der Lagerstätten findet man Gold (l. c.: 53). An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß auch um Gifurwe Gold in den Alluvionen gefunden wurde und mehrere Goldvorkommen aus granitfernen Gebieten im Norden und Südwesten Rwandas bekannt sind (Carte lithologique, 1963; FRISCH, 1971).

In Bugambira in Ost-Rwanda kreuzen sich zwei Generationen von Quarzgängen, von denen die einen mit Zinnstein, die anderen mit Ferberit vererzt sind (DE MAGNEE & ADERCA, 1960:39). Die Ferberitgänge von Gatumba in West-Rwanda sind ebenfalls räumlicheng mit Zinnsteinvorkommen verknüpft. Auch von Maniema schreibt VARLAMOFF (1958:39), daß häufig Ferberit und Kassiterit räumlich miteinander verbunden sind, aber nicht zusammen in denselben Gängen vorkommen.

Hier ist auch die Lagerstätte Kabaya in Nordwest-Rwanda zu erwähnen. Sie liefert Ferberit, der großtafelig in "Wolframittracht" ausgebildet ist; eine Analyse ergab einen Hb-Gehalt von 7.5. Anläßlich eines kurzen Besuches der Lagerstätte konnte der Verfasser mit der UV-Lampe Scheelit in kleinen Körnern im begleitenden Quarz nachweisen (BERTOSSA & FRISCH, 1970:5). Reinit wurde nicht gefunden, doch ist seine Existenz nicht auszuschließen. In einem der mehreren verstreuten Steinbrüche wurde jüngst Kassiterit zusammen mit Wolframit (Analyse liegt keine vor) gefunden (frdl. briefliche Mitteilung von Herrn TOUSSAINT, Kabaya). Somit ist Kabaya ein wichtiges Bindeglied zwischen den Vorkommen mit Kassiterit-Wolframit und Ferberit-Scheelit.

Wie bereits erwähnt, kommt auch in den Reinit-Lagerstätten des sogenannten "tungsten-belt" tafeliger Ferberit in "Wolframittracht" vor, besonders häufig in Bugarama, aber auch in Nyakabingo. Nach VARLAMOFF (1958:38) werden die großen Ferberittafeln vom feinkörnigen Ferberit (Reinit) verdrängt, der tafelige Ferberit ist also älter als die Pseudomorphosen. VARLAMOFF (l. c.: 39) schließt daraus folgerichtig, daß die großen Ferberittafeln unter anderen Bedingungen als der Reinit entstanden sind, und meint, daß sie zur selben Zeit wie der Scheelit kristallisiert sein könnten. Vermutlich ist aber die Bildung des tafeligen Ferberits vor der Ausscheidung des Scheelits anzusetzen, da sich nach GUNDLACH & THORMANN (1960:28) bzw. GUNDLACH (1967:40) Ferberit bereits in saurem (pH = 5·9), Scheelit aber erst im neutralen Milieu bildet (pH = 7·3). Meine Deutung geht deshalb dahin, daß der tafelige Ferberit die Erstausscheidung war und der Scheelit erst in der Folge mit zunehmender Alkalinität der Lösungen gebildet wurde. Unter neuerlich etwas saureren Bedingungen (neuer, eisenreicher Lösungs-

schub; s. Kap. 3.4.) wurde der Scheelit wieder instabil und durch Eisenwolframat weitgehend verdrängt (Reinitbildung), während der primäre, unter diesen Bedingungen weitgehend stabile Ferberit nur wenig angegriffen wurde.

Bugarama und Nyakabingo, die von DE MAGNEE & ADERCA (1960) beide dem "tungsten-belt" zugerechnet werden, sind somit ihrerseits Bindeglieder zwischen den mit Kassiterit räumlich verbundenen Ferberit-Lagerstätten und den reinen Reinit-Lagerstätten, die z. T. mit Gold vergesellschaftet sind (z. B. Gifurwe).

Betrachtet man die Zusammensetzung des Ferberits und Reinits in den verschiedenen Lagerstätten, so fällt auf, daß die primär gebildeten tafeligen Ferberite in vielen Fällen Hb-Werte über fünf aufweisen, während diese bei den Reiniten meist niedriger, im allgemeinen unter fünf liegen (Tab. 15). Dort, wo Analysen von sicherem Reinit vorliegen, wird Hb 4.5 nicht überschritten. Ausnahmen bilden eine Analyse von Ruhizha und eine einzige von insgesamt acht Proben von Gifurwe (s. Tab. 3) mit je Hb 5.4.

| Lagerstätte | Mineral- | Hb-Wert | | Anzahl | Analwaa *) | |
|-------------------|-------------------------|--------------|--|------------------------|------------|--|
| | ausbildung | durchschn. | min. — max. | der Werte | iniaryse y | |
| Bengobiri (Mt. | | | | | | |
| Misobo, Kalima) . | Ferberit Reinit | $1.5 \\ 3.1$ | $2 \cdot 1 - 4 \cdot 0$ | (1 Wert) (2 Werte) | I I | |
| Lutsiro | Ferberit und Reinit | 5.9 | 4.9-7.9 | (6 Werte) | I | |
| Gatumba-Nord | Ferberit | 5.2 | 2.2-7.7 | (3 Werte) | I | |
| Kabaya | Ferberit | 7.6 | | (1 Wert) | II | |
| Nyakabingo | Ferberit Reinit | 6·5 4·0 | | (1 Wert) (1 Wert) | I | |
| Bugarama | Ferberit | $5\cdot 4$ | <u>4.8</u> <u>6.1</u> | (2 Werte) | I II | |
| | \mathbf{Reinit} | 4 ·1 | 4·0— —4·3 | (2 Werte) | I II | |
| Gifurwe | Reinit | 3.1 | $3 \cdot 4 - 3 \cdot 6$ 2 \cdot 4 - 5 \cdot 4 | (2 Werte) (9 Werte) | I II | |
| Ruhizha | Reinit | 5.4 | | (1 Wert) | III | |
| Mpororo | Reinit | 2.9 | | (1 Wert) | IV | |
| Kirwa | Reinit | $2 \cdot 2$ | | (1 Wert) | IV | |

Tab. 15: Zusammensetzung (Hb-Gehalte) von einigen primär gebildeten tafeligen Ferberiten und von Reiniten aus Lagerstätten in Zair (= ehem. Kongo), Rwanda und Uganda. In den meisten Fällen liegen die Hb-Gehalte der Reinite unter jenen der tafeligen Ferberite.

*) Analysen: Die Hb-Gehalte wurden aus folgenden Analysen errechnet: I — HAINE in VARLAMOFF, 1958:35 ff; II — WURM, Inst. f. Allg. u. Analyt. Chemie, Leoben (eigene Proben); III — BOOTH & al. in PARGETER, 1956:40; IV — KING, 1950:319 (nur MnO angegeben).

Tab. 15: Composition (valeurs-Hb) des quelques ferbérites tabulaires primaires et des reinites des mines en Zaïre (autrefois Congo), Rwanda et Ouganda. Dans la plupart des cas les valeurs-Hb des reinites sont inférieures aux valeurs des ferbérites tabulaires.

Wenn man in Betracht zieht, daß mit zunehmender Entfernung vom Granit, also mit zunehmend kühlerer Bildung der Wolframite der Mn-Gehalt der Wolframit-Mischkristalle abnimmt, so gewinnt die extrem eisenreiche Zusammensetzung der Reinite in genetischer Hinsicht sehr an Bedeutung. Sie bildet sozusagen das Endglied der gesamten Mischreihe. Dies steht im Einklang mit der aus geologischen Gesichtspunkten geforderten, kühlen granitfernen Bildung des Reinits (FRISCH, 1971:595 ff).

Hier sei noch kurz auf die bisher nur wenig beachtete Mischungslücke in der Wolframitreihe unter zirka 400° C hingewiesen. Nach SCHRÖCKE (1960:193) herrscht über etwa 400° unbegrenzte Mischbarkeit, während sich bei 370° nur noch die \pm reinen Endglieder bilden. Daraus läßt sich ableiten, daß im pegmatitisch-pneumatolytischen Stadium der Lagerstättenbildung beliebige Mischbarkeit der Wolframite möglich ist, während im hydrothermalen Bereich nur noch mehr oder weniger reiner Ferberit oder Hübnerit gebildet werden kann (s. Abb. 34). Die Frage bleibt offen, wie weit die Zonierung der Mischkristalle von heißeren Mn-reicheren zu kühleren Fe-reicheren Gliedern von der nach SCHRÖCKE (l. c.) gegen MnWO₄ verschobenen Mischungslücke oder von der Ausgangszusammensetzung der Lösungen abhängig ist. Die weltweit zu beobachtende bevorzugte Ausbildung von Ferberit im hydrothermalen Bereich hängt hingegen mit großer Wahrscheinlichkeit vor allem vom Überangebot an Eisen ab.

Abschließend ergibt sich ein geschlossenes, abgerundetes Bild der zentralafrikanischen Lagerstätten der Paragenese Columbit—Kassiterit—Wolframit—Ferberit—Scheelit/ Reinit—Gold in Abhängigkeit der burundischen orogenen Granite, wie sie von mir im Sinne VARLAMOFFS bereits in einer vorangegangenen Arbeit (FRISCH, 1971) postuliert wurde. Die schematische Skizze (Abb. 34) soll die Kette der Lagerstätten, die der eben genannten Paragenese angehören, veranschaulichen. Nimmt man nur ein Glied dieser Kette heraus, so entsteht eine Lücke und die kontinuierliche Abfolge der Paragenese erscheint unterbrochen. Die Reinit-Lagerstätten des sogenannten "tungsten-belt" fügen sich ohne Lücke in diese Kette ein und vervollständigen somit das Gesamtbild.



Abb. 34: Die Zonierung der zentralafrikanischen Sn—W-Lagerstätten im schematischen Profil. Als einige typische Vertreter sind die im Text erwähnten Lagerstätten angeführt. (Hb = Hübneritgehalt der Wolframite in Mol-%).

Fig. 34: La disposition en zones des gisements Sn-W africaine-centrales en coupe schématique. Les gisements cités sont des représentants typiques. (Hb = teneurs en hubnérite des wolframites en mol-%).

7. Schlußwort

Zum Abschluß sei hervorgehoben, daß ich mich der Theorie einer Bildung von sedimentären Wolfram-Lagerstätten prinzipiell keineswegs widersetze. Es gibt zweifellos — fossile wie rezente — Beispiele, bei denen W-Anreicherungen in Sedimenten aus kollodialen Lösungen möglich, wahrscheinlich oder sogar erwiesen sind.

Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt wird, gehören die Wolfram-Lagerstätten Rwandas durchwegs nicht dem sedimentär gebildeten Typus an, sondern stehen zu orogenen Graniten in Abhängigkeit. Obwohl manche Erscheinungen in den Lagerstätten des sogenannten "tungsten-belt" zur Annahme sedimentärer Entstehung verleiten, führt ein genaueres Studium der W-Vererzungen zu dem eindeutigen Schluß hypogenepigenetischer, an die Granite gebundener hydrothermaler Lagerstätten.

Die Annahme eines Gürtels von sedimentär gebildeten W-Lagerstätten, der sich aus dem Raume Kigali in nordnordwestlicher Richtung bis nach Uganda hinein zieht, verleiten DE MAGNEE & ADERCA (1960), von einem (sedimentären) "tungsten-belt" zu sprechen. Da sich die Lagerstätten dieses "tungsten-belt" sehr schön in die Reihe der um die Granite zoniert angeordneten, hypogen-epigenetischen Bildungen im zentralafrikanischen Raum einfügen (Abb. 34), andererseits auch außerhalb des "belts" gleichartige Lagerstätten auftreten und es schließlich auch nicht sinnvoll erscheint, innerhalb einer großräumigen Sn—W-Provinz von einem eng begrenzten W-Gürtel zu sprechen, schlage ich vor, den irreführenden Namen "tungsten-belt" fallen zu lassen und die Lagerstätten als das zu bezeichnen, was sie sind: Ferberit- bzw. Reinit-Lagerstätten innerhalb der großräumigen zentralafrikanischen Zinn—Wolfram-Provinz.

Anhang

III. Der Hb-Gehalt zur Darstellung des Ferberit/Hübnerit-Mischverhältnisses in der Wolframitreihe

Bisher war es üblich, das Mischverhältnis Ferberit/Hübnerit innerhalb der Wolframitreihe durch den von OELSNER (1944:48) eingeführten H/F-Koeffizienten auszudrücken. Dabei wurde der Hübneritanteil (Anteil des Hübneritmoleküls $MnWO_4 = H$) dividiert durch den Ferberitanteil (Anteil des Ferberitmoleküls Fe $WO_4 = F$) angegeben. Auf diese Weise ergeben sich folgende H/F-Koeffizienten (Tab. 16):

| FeWO4 % | MnWO₄ % | H/F | FeWO₄ % | MnWO ₄ % | H/F |
|---|---|--|--|---|--|
| $ \begin{array}{r} 100 \\ 95 \\ 90 \\ 85 \\ 80 \\ 75 \\ 70 \\ 65 \\ 60 \\ 55 \\ 50 \\ \end{array} $ | $\begin{array}{c} 0\\ 5\\ 10\\ 15\\ 20\\ 25\\ 30\\ 35\\ 40\\ 45\\ 50\\ \end{array}$ | $\begin{matrix} 0 \\ 0 \cdot 053 \\ 0 \cdot 111 \\ 0 \cdot 18 \\ 0 \cdot 25 \\ 0 \cdot 33 \\ 0 \cdot 43 \\ 0 \cdot 54 \\ 0 \cdot 66 \\ 0 \cdot 82 \\ 1 \end{matrix}$ | 50 45 40 35 30 25 20 15 10 5 0 | $50 \\ 55 \\ 60 \\ 65 \\ 70 \\ 75 \\ 80 \\ 85 \\ 90 \\ 95 \\ 100$ | $ \begin{array}{c} 1\\ 1 \cdot 22\\ 1 \cdot 5\\ 1 \cdot 86\\ 2 \cdot 33\\ 3\\ 4\\ 5 \cdot 66\\ 9\\ 19\\ \infty \end{array} $ |
| | | | | | |

Tab. 16: H/F-Koeffizienten bei verschiedener Zusammensetzung von Wolframit-Mischkristallen.
 % MnWO₄ (Mol-%) entspricht dem neu eingeführten "Hb-Gehalt" (= Hübneritgehalt)
 Tab. 16: Coefficients H/F des wolframites à compositions différentes.% MnWO₄ (mol-%) correspond

à la valeur-Hb récemment présentée.

Der H/F-Koeffizient hat den Nachteil, daß er keine lineare Abfolge bildet, sondern in einer graphischen Darstellung eine Hyperbel mit asymptotischer Annäherung an den reinen Hübnerit zieht. Als Formel ausgedrückt

$$\mathrm{H/F} = \frac{\mathrm{Hb}}{100 - \mathrm{Hb}},$$

wobei $Hb = \% MnWO_4$ ist. Bei eisenreichen Wolframiten ändern sich die H/F-Werte bei einer konstanten Änderung des Mischverhältnisses nur um geringe Beträge, während bei manganreichen Wolframiten das umgekehrte der Fall ist (Tab. 16). Zudem kann man sich bei Angabe des H/F-Verhältnisses schwer die wirkliche Zusammensetzung des Mischkristalls vorstellen.

Es wird daher vorgeschlagen, das Mischverhältnis in Mol-% MnWO₄ anzugeben, ausgedrückt als Hb-Gehalt (Hübnerit-Gehalt). Diese Methode ist auch bei anderen Mischungsreihen seit jeher üblich, wie z. B. bei den Plagioklasen, bei denen der Anorthitgehalt das Mischverhältnis angibt.

Ein Wolframit Hb 45 wäre demnach ein Mischkristall mit 55% Fb (Ferberit) und 45% Hb (Hübnerit). Die lineare Abfolge ist damit gegeben, wodurch es auch möglich ist, von mehreren Wolframiten, deren Zusammensetzung man kennt, das arithmetische Mittel als durchschnittliche Zusammensetzung zu errechnen, was beim H/F-Koeffizienten nicht möglich ist.

Die Abb. 35 und 36 zeigen Diagramme zur Umrechnung des H/F-Koeffizienten in den Hb-Gehalt. Abb. 35 ist eine Darstellung auf einfach logarithmischer Einteilung; wegen der asymptotischen Annäherung an Hb 0 und Hb 100 kann nur der Bereich H/F = 0.01-100 gebracht werden, der jedoch fast die gesamte Mischreihe umfaßt. Um die Kurve in eine Gerade zu bringen, wäre doppelt logarithmische Darstellung mit verschobenem 0-Punkt notwendig; dabei würde jedoch der sehr wichtige Bereich von H/F = 0-1entsprechend Hb 0-50 sehr zusammengedrängt sein, sodaß man keine Möglichkeit hätte, die Werte genau abzulesen. Abb. 36 zeigt die lineare Transformation.

Es ist zweckmäßig, den Ferberit mit Hb 0—10 und den Hübnerit mit Hb 90—100 abzugrenzen. Bisher war es üblich, diese Grenzen bei 20 und 80% MnWO₄ zu setzen. Es zeigt sich jedoch, daß hydrothermale Ferberite Hb 10 meist nicht übersteigen, was durch die Mischungslücke in diesem Bereich — unter 400° C bilden sich nur noch die \pm reinen Endglieder der Mischungsreihe (SCHRÖCKE, 1960:193) — bedingt ist. Ebenso sind im hydrothermalen Bereich Hübnerite mit Hb>90 bekannt, während sonst Wolframite mit Hb>80 selten zu finden sind (vgl. LEUTWEIN, 1951:11).

Es sind also etwa bei Hb 10 und Hb 90 natürliche Grenzen vorgezeichnet. Bei Hb 10 ändert sich zudem die Kristallsymmetrie, da Ferberit Hb<10 rhombisch kristallisiert ($\beta = 90^{\circ}$), während Wolframit Hb>10 der monoklinen Symmetrie angehört (WIENDL, 1968:48 f). Es scheint daher der Vorschlag berechtigt, die Bezeichnungen Ferberit und Hübnerit auf die Bereiche Hb<10 bzw. Hb>90 zu beschränken.

Abb. 36: Lineare Transformation des H/F-Koeffizienten in den Hb-Gehalt (Hb = $\frac{100 \text{ H/F}}{\text{H/F}+1}$).

Fig. 36: Transformation linéaire du coefficient H/F dans la valeur-Hb (Hb = $\frac{100 \text{ H/F}}{\text{H/F} + 1}$).

Abb. 35: Diagramm zur Umrechnung des H/F-Koeffizienten in den Hb-Gehalt. Fig. 35: Diagramme pour la conversion de coefficient H/F dans la valeur-Hb.





Literaturhinweise

- BARNES, J. W. & PARGETER, R. C.: The origin of box-structures of ferberite from S. W. Uganda. Colonial Geology and Mineral Resources, 3, 236—237, London 1952.
- BERTOSSA, A. & FRISCH, W.: Neue Gesichtspunkte über Scheelitvorkommen in den Wolframminen Rwandas. — Bull. Serv. Géol. Rwanda, 6, 1—6, Ruhengeri 1970.
- BERTOSSA, A., GERARDS, J. & PETRICEC, V.: Géologie de la région de Kigali. Bull. Serv. Géol. Rwanda, 1, 3—11, Ruhengeri 1964.
- CARPENTER, L. G. & GARERTT, D. E.: Tungsten in Searles Lake. Mining Engineering, 11, 301-303, New York 1959.
- Carte lithologique du Rwanda 1:250.000. Service géologique du Rwanda, Ruhengeri 1963.
- FRISCH, W.: Die Zinn-Wolfram-Provinz in Rwanda (Zentralafrika) aus montangeologischer Sicht. Erzmetall, 24, 12, 593—600, Stuttgart 1971.
- FRISCH, W.: Scheelit-Lagerstätten in Zentral-Afrika und in den Ostalpen-ein genetischer Vergleich. Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., 1972, 14 324-333, Wien 1973.
- GANEEV, I. G. & SECHINA, N. P.: The geochemical peculiarities of wolframites. Geochemistry, 617—623, London 1960.
- GAEDEKE, R.: Die Gesteine und ihre Entstehung: Sedimentite. in: Die Entwicklungsgeschichte der Erde, Band I, 105—116, Verlag W. Dausien—Hanau, Leipzig 1971.
- GERARDS, J. & LEDENT, D.: Grands traits de la géologie du Rwanda, différents types de roches granitiques et premières données sur les âges de ces roches. — Ann. Soc. Géol. Belg., 93, III, 477—489, Liège 1970.
- GUNDLACH, H. & THORMANN, W.: Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten. — Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 112, I, 1—35, Hannover 1960.
- GUNDLACH, H.: Transport- und Abscheidungsbedingungen von Wolframerzen aus wässerigen Lösungen. — Schr. Ges. Deutscher Metallhütten Bergleute, 19, 37–43, Clausthal-Zellerfeld 1967.
- HOSKING, K. F. G.: Determination of tungsten. Unpubl. report Cambridge School of Mines, Cambridge 1956.
- ISSAJEWA, A. B.: Tungsten in bottom deposits of the Sea of Okhotsk (russ.). Dokl. Nauk SSSR, 131, 416-419, Moskau 1960.
- JEDWAB, J.: Note préliminaire sur la distribution du tungstène dans un schiste noir de Nyamulilo (Ouganda). — Bull. Soc. belg. Géol. Pal. Hydrol., 67, 141—146, Brüssel 1958.
- JEFFERY, P. G.: The geochemistry of tungsten, with special reference to the rocks of the Uganda Protectorate. — Geochim. Cosmochim. Acta, 16, 278—295, New York—London—Paris— Los Angeles 1959.
- KING, B. C.: The wolfram deposits of Singo County, Buganda Province, Uganda. Colon. Geol. Min. Res., 1, 303—326, London 1950.
- LEUTWEIN, F.: Die Wolramit-Gruppe. Freib. Forschungsh. C 3, 8—19, Freiberg (Sachsen) 1951
- MAGNEE, I. de & ADERCA, B., 1960: Contribution à la connaissance du Tungsten-belt ruandais. Acad. roy. Sci. Outre-Mer, Cl. Sci. Nat. Méd., Mém. 8°, nouv. sér., 11, 7, 1—56, Brüssel 1960.
- NIGGLI, E. & JÄGER, E.: Untersuchungen an Anthoinit, N. Jb. Min. Abh., 91, 35-40, Stuttgart 1957.
- OELSNER, O.: Über erzgebirgische Wolframite. Ber. Freib. Geol. Ges., 20, 44—49, Freiberg (Sachsen) 1944.
- PARGETER, R. C.: The Ruhizha ferberite deposit, Kigezi. Rec. geol. Surv. Uganda, 1954, 27-46, Entebbe 1956.
- PETRICEC, V.: Pegmatite von Rwanda. Schr. Ges. Deutscher Metallhütten Bergleute, 19, 101-107, Clausthal-Zellerfeld 1967.
- RAMDOHR, P.: The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 1174 pp, Braunschweig 1969.
- SCHRÖCKE, H.: Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. Beitr. Min. Petr., 7, 166—206, Heidelberg 1960.

- VARLAMOFF, N.: Anthoinite, nouveau tungstate hydraté d'alumine. Ann. Soc. Géol. Belg., 70, B 153—166, Liège 1947.
- VARLAMOFF, N.: Granites et minéralisation au Maniema (Congo belge). Ann. Soc. Géol. Belg., 73, M 111—169, Liège 1950.
- VARLAMOFF, N.: Les gisements de tungstène au Congo et au Ruanda-Urundi. Acad. roy. Sci. Coloniales, 1958, 1—70, Brüssel 1958.
- VARLAMOFF, N.: Die Beryll- und Lithiumpegmatite von Rwanda, vom Kongo und von Madagaskar. Schr. Ges. Deutscher Metallhütten Bergleute, 19, 87—100, Clausthal-Zellerfeld 1967.
- WARD, F. N.: A field method for the determination of tungsten in soils. U. S. Geol. Surv., Circ. 119, 4 pp, Denver 1951.
- WIENDL, U.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Wolframs. Diss. TU Clausthal, 295 pp, Clausthal-Zellerfeld 1968.
- ZESCHKE, G.: Prospektion und feldmäßige Beurteilung von Lagerstätten. Springer Verlag, 307 pp, Wien 1964.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 10. Nov. 1972.

Zur Stammesgeschichte der Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum

(Eine vorläufige Betrachtung)

von Werner FUCHS

mit 4 Abb. und 1 Tafel (= Beilage 6)

Österreichische Karte 1:50.000 Blätter 23-25, 40, 64, 75, 76, 94-96, 111, 213.

Inhaltsverzeichnis

| Zusammenfassung | 194 |
|--|--|
| Summary | 194 |
| 1. Zur Einführung | 194 |
| 2. Zur Evolution im allgemeinen 2.1. Ursprung und systematische Stellung der Variostomatidae 2.2. Übergang von kalkig mikrogranularer zu aragonitisch feinfaserig-radialer Mikrostruktur | $\frac{197}{198}$ |
| der Gehäusewand 2.3. Homöomorphie bei <i>Trochammina</i> | 202 203 |
| 2.5. Systematische Position der Oberhauserellidae | $\frac{204}{205}$ |
| foraminiferen | 206 207 208 |
| 2.9. Bedeutung der Sekundärlamination der Gehäusewand 2.10. 2.10. Herkunft des kretazischen Foraminiferenplanktons 2.11. 2.11. Phylogenetische Stellung der Robertinidae und Asterigerinidae 2.12. 2.12. "Globigerinen" des Paläozoikums 2.11. | 210 210 211 212 |
| 3. Zur Klassifikation im allgemeinen 3.1. 3.1. Die Klassifikationen der Vergangenheit 3.2. 3.2. Die Klassifikationen der Gegenwart 3.3. 3.3. Die Klassifikation der Zukunft 3.3. | 212 214 215 217 |
| 4. Zur Evolution im besonderen 9 4.1. Unterordnung Fusulinina WEDEKIND, 1937 9 4.1.1. Überfamilie Endothyracea BRADY, 1884 9 Familie Variostomatidae KRISTAN-TOLLMANN, 1963 9 4.2. Unterordnung Rotaliina DELAGE & HEROUARD, 1896 1896 | 219 219 219 219 219 221 |
| 4.2.1. Überfamilie Oberhauserellacea nov. superfam. | 221 221 |
| 4.2.2. Ubertamine Giobigerinacea CARPENTER, PARKER & JONES, 1862 | $\frac{423}{224}$ |
| Unterfamilie Hedbergellinae LOEBLICH & TAPPAN, 1961 | 225 227 227 |

Mesozoikum Foraminiferen Plankton Phylogenie Klassifikation

| Familie Guembelitriidae Montanaro-Gallitelli, 1957 | 228 |
|---|------------|
| Unterfamilie Guembelitriinae Montanaro-Gallitelli, 1957 | 229 |
| Unterfamilie Heterohelicinae CUSHMAN, 1927 | 230 |
| 4.2.3. Überfamilie Robertinacea REUSS, 1850 | 234 |
| Familie Ceratobuliminidae CUSHMAN, 1927 | 234 |
| Unterfamilie Ceratobulimininae CUSHMAN, 1927 | 234 |
| Unterfamilie Epistomininae WEDEKIND, 1937 | 235 |
| 5. Zur Klassifikation im besonderen | 236 |
| Literatur | 238 |

Anschrift des Verfassers: Dr. Werner FUCHS, Geologische Bundesanstalt, Postfach 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Zusammenfassung

Auf Grund der Arbeiten des Verfassers wird die phylogenetische Entwicklung des mesozoischen Foraminiferenplanktons und nahverwandter Formen von ihrem frühobertriassischen Ursprung über die "Globigerinen" der Trias und des Juras bis hinauf zu ihren differenzierten kretazischen Vertretern nahezu geschlossen dokumentiert. Die entgegentretenden Schwierigkeiten in mineralogischer, mikrostruktureller, morphologischer und habitueller Art, bisher unüberbrückbare Schranken "horizontaler" Klassifikationen, erwiesen sich als wichtige Zeugnisse und willkommene Verbindungsglieder evolutiven Geschehens in "vertikaler" Sicht. Nach kritischer Überschau der gängigen Klassifikationsschemata von gestern und heute wird erstmals mit der Entdeckung enger Verwandtschaftsbeziehungen zwischen Gliederungssystem angedeutet.

Summary

The review of his work enables the author to document the phylogenetical development of the Mesozoic foraminiferal planktonics and closely related forms almost continuously from their early Upper Triassic origin through the so-called Triassic and Jurassic Globigerinas up to their differentiated Cretaceous representatives. The opposing difficulties of mineralogical, microstructural, morphological, and habitual kinds, up to now looked upon as unbridgeable barriers by all "horizontal" classifications, proved to be important evidences and wellcome connecting members of evolutionary events in "vertical" regards. The discovery of close relationships between formerly considered very heterogeneous groups of foraminifera discloses for the first time the way towards an actually natural classificational system.

1. Zur Einführung

Als man vor etwa dreißig Jahren die Häufigkeit, rasche Vermehrung, kurze individuelle Lebensspanne, schnelle evolutive Abwandlung und nahezu kosmopolitische Verbreitung der bis dahin wenig beachteten Schwebeforaminiferen eingehender zu berücksichtigen begann, erkannte man sehr bald deren große Bedeutung für die Stratigraphie. Seither widmet sich ein immer umfangreicherer Anteil mikropaläontologischer Literatur oft alleinig dieser faszinierenden Foraminiferengruppe. Die angeführten Eigenschaften machen sie zu verläßlichen Zeitindikatoren, mit deren Hilfe Schichtfolgen der Kreide und des Känozoikums feinstratigraphisch untergliedert und über und durch Ozeane hinweg von Kontinent zu Kontinent verglichen werden können. Allerdings sind auch kurz darauf die durch palökologische Bedingungen gesetzten natürlichen Grenzen der im ersten Begeisterungstaumel weltweit gedachten Anwendbarkeit der auf das Foraminiferenplankton begründeten Zonenschemata erreicht worden. Damit rückten andere fossile Mikroorganismen des Phyto- und Zooplanktons in den Blickpunkt des Interesses. Parallel verlaufende oder ergänzende Untersuchungen haben diese Mikrofossilien schon teilweise "geeicht", sodaß sie jetzt bereits erfolgreich stratigraphisch benützt werden können. Trotzdem hat das an der beherrschenden Stellung der Thematik über Planktonforaminiferen im Schrifttum nur unwesentlich gerüttelt. Die Ergebnisse der intensiven Forschung sind auch dementsprechend eindrucksvoll. Eine in manchen

Detailfragen zwar noch immer offene oder diskutierte subtile Zonengliederung von der höheren Unterkreide an bis in die geologische Gegenwart erlaubt globale Profilvergleiche und ökologisch fundierte Rückschlüsse auf den einstigen Lebensraum. Die erzielten Resultate finden etwa im laufenden Tiefseebohrprogramm der Vereinigten Staaten in beispielhafter internationaler Zusammenarbeit Anwendung und Prüfung in großem Maßstab und werden durch neue Erkenntnisse verbessert und bereichert. Krönung dieser Bemühungen ist die durch die Mikropaläontologie belegte Tatsache der Wanderung von Teilen der Erdkruste, wobei beträchtlich zur Renaissance der — allerdings in vielem korrigierten — Hypothese A. WEGENERS von der Kontinentalverschiebung (1912) beigetragen worden ist. Zu Lebzeiten seines genialen Schöpfers, weil bloß intuitiv geschaut, nie anerkannt, prägt dieser Gedanke gemeinsam mit der Verschluckungshypothese O. AMPFERERS (1906) heute in Form der "Plattentektonik" völlig unser Vorstellungsbild vom tektonischen und paläogeographischen Geschehen der Erdoberfläche im Wandel geologischer Zeitläufe.

Aber die oft kaum noch übersehbare und zu bewältigende Fülle an Daten und Ergebnissen darf nicht darüber hinwegtäuschen, daß bis heute ganz wesentliche Fragen bezüglich der planktonischen Foraminiferen unbeantwortet geblieben sind: Woraus haben sich die Schwebeforaminiferen entwickelt, welches sind ihre Beziehungen zu jenen "Globigerinen" des Juras und der höheren Trias und wie hat sich der Verlauf ihrer eigenen Phylogenese tatsächlich abgespielt? Wenn also der Verfasser im Titel eine Arbeit über Planktonforaminiferen des Mesozoikums ankündigt, ist er gewiß, daß wohl vorerst und vielfach ausschließlich an Repräsentanten der Kreide gedacht werden wird. Denn in dem Zeitabschnitt sind diese Formen seit dem Apt und besonders dann in der Oberkreide reichlich nachgewiesen und gut studiert. Aus dem Barrême und Hauterive sind zwar noch einige Arten beschrieben worden, doch ihrer geringen Größe und ihres zumeist seltenen Vorkommens wegen häufig überschen oder vernachlässigt worden. Außerdem hat man sie schon mit jenen rätselhaften Globigerinen in Verbindung gebracht, von deren erstem Erscheinen bereits aus tiefjurassischen Sedimenten berichtet wird und in denen man spekulativ die undifferenzierte Wurzel des späteren kretazischen Foraminiferenplanktons vermutet hat. Beobachtungen an sogenannten Trias-Globigerinen hat man niemals ernstlich in Erwägung gezogen, die Existenz derartiger Foraminiferen - inzwischen geprüft und bestätigt - wird nach wie vor bezweifelt.

Obwohl die Entdeckung der Globigerinen der Trias durch K. F. PETERS in das Jahr 1863 zurückreicht und O. TERQUEM & G. BERTHELIN 1875 die ersten Jura-Globigerinen gemeldet haben, sind die Nachrichten bis in die Mitte unseres Jahrhunderts selten geblieben (vgl. W. FUCHS, 1973). Aufgedeckte Fehlbestimmungen und Homöomorphie bei Trochamminen haben Zweifel an der Natur der Formen aufkommen lassen, die vereinzelt bis heute nicht völlig getilgt werden konnten (siehe J. HOFKER sen., 1969). Erst in den fünfziger Jahren publizierten russische Forscher brauchbare Beschreibungen und Abbildungen jurassischer Individuen (V. T. BALAKHMATOVA, 1953; A. A. GRIGELIS, 1958; E. A. HOFMAN, 1958; V. G. MOROZOVA, 1961), kurz darauf stellten österreichische Mikropaläontologen triassisches Material vor (R. OBERHAUSER, 1960; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1964). Die bis zuletzt übliche Identifizierung der früh- bis mittelmesozoischen Formen mit dem tertiären Genus Globigerina hat jedoch die Verwirrung eher gesteigert und die Glaubwürdigkeit der Resultate herabgesetzt. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß die wenigen gewonnenen Einzeldaten isoliert und fruchtlos verblieben sind. Es hat sich auch niemand trotz beobachteter und angekündigter Ansätze bereit und fähig gefunden, diesen äußerst komplexen und, wie sich im folgenden noch zeigen wird, für so manche Probleme allgemeiner und spezieller Art klärenden oder zumindest neue Denkanstöße vermittelnden Formenschatz an Foraminiferen zu bearbeiten. Kleinheit, Unscheinbarkeit, mitunter Seltenheit und häufig schlechter Erhaltungszustand der Foraminiferengruppe haben des weiteren abschreckend

gewirkt. In den letzten Jahren erfreuen sich zwar jurassische "Globigerinen" eines stärkeren Interesses, weil sie in der jetzt modern gewordenen Mikrofazieskunde gerade in Kalken vorwiegend des Dogger-Malm-Grenzbereiches massenhaft angetroffen werden und somit erneut die Neugier entfacht haben. Aber von einigen sehr schönen Rasterelektronenmikroskopphotos und sich teilweise widersprechenden Ansichten über den Bau der Schalenwand abgesehen, haben die bislang vorliegenden Untersuchungen unser Wissen kaum bereichert, vor allem sind die phylogenetischen Beziehungen der Jura-"Globigerinen" zu Vorläufern und Abkömmlingen sowie ihre eigene Natur weiterhin ungeklärt. Denn die sicherlich erstaunlich große morphologische Ähnlichkeit des frühen Planktons mit nach Ansicht des Verfassers einem Teil seiner späten Nachkommenschaft (den Globigerinen des Tertiärs) rechtfertigt nicht das Beharren auf *Globigerina* und kann nur durch flüchtiges und zaghaftes Studium gedeutet werden.

Seit mehreren Jahren ist nun der Autor schon bemüht, das Dunkel um jene frühen "Globigerinen" zu erhellen, ihr Vorkommen zweifelsfrei zu prüfen und ihre verwandtschaftlichen Beziehungen zu möglichen Ahnen und Nachfahren aufzudecken. Die unternommenen Anstrengungen sind sehr erfolgreich verlaufen, die erzielten Resultate sind ermutigend und vielversprechend. Die Existenz derartiger Foraminiferen kann jetzt einfach nicht mehr verleugnet werden. Darüber hinaus haben die Untersuchungen einen vorher ungeahnten Formenreichtum enthüllt, der sicherlich noch nicht ausgeschöpft ist, dessen bisherige Auswertung jedoch bereits überraschende Schlußfolgerungen von hoher Tragweite und schwerwiegenden Konsequenzen aufwirft. Obgleich noch nicht alle stratigraphischen Lücken geschlossen werden konnten (mittlerweile liegt aber schon wieder zusätzliches und vervollständigendes Material aus Trias, Lias und tiefer Unterkreide vor), veranlassen doch folgende Beweggründe den Verfasser, mit einer vorläufig zusammenfassenden Betrachtung der Phylogenese des Foraminiferenplanktons im Mesozoikum an die Öffentlichkeit zu treten: Fürs erste gestatten die erarbeiteten und publizierten Ergebnisse bereits einen Überblick solcher Art. Weiters konfrontiert gerade diese augenfällige zeitlich-stammesgeschichtliche Abfolge des weiten Formenkreises meist neuentdeckter Foraminiferen, welche sich auf Änderungen der Morphologie, Schalenmineralogie und Gehäusewandmikrostruktur stützt, den Autor mit neuen Problemen grundsätzlicher Art, die die Fähigkeiten und Möglichkeiten des Schreibers übersteigen. Die auf hiermit vorgelegten Tatsachen und Kombinationen fußenden Ideen mögen folglich als erwägenswerte Erneuerungen versteinerter und somit steril gewordener Gedankenmodelle betrachtet und als Anregung für gewinnbringende Diskussionen und weiterführende Forschungen aufgefaßt werden. Ein letztes für den Verfasser aber nicht unwesentliches Motiv stellen in jüngster Zeit auftauchende Lösungsvorschläge dar, wo Bearbeiter mit enger stratigraphischer Erfahrung in Unkenntnis des spättriassischen bis tiefkretazischen Foraminiferenplanktons und ohne Berücksichtigung darüber bestehender bedeutsamer Publikationen sich an diese schwierige Materie heranwagen. Solche Beiträge steigern nur die Verwirrung und Skepsis, anstatt klärend zu vermitteln. Die drei angeführten Ursachen erachtet der Autor für triftig genug, um die folgende Zusammenstellung seiner Arbeiten beim gegenwärtigen Erkenntnisstand zu rechtfertigen.

Der umfassende Rückblick, der indes zugleich Ausblick auf künftig vielleicht richtungsweisende Gedankengänge sein soll, ist mir wieder gegebener Anlaß, mich dankbar des angenehmen Arbeitsklimas innerhalb der Geologischen Bundesanstalt zu erinnern. Vor allem Frau Dr. G. WOLETZ und den Herren Hofrat Dr. R. GRILL, Dr. R. OBERHAUSER, Dr. M. E. SCHMID, Dr. H. LOBITZER und Dr. T. CERNAJSEK bin ich für die stete Möglichkeit offener Aussprachen und fachlicher Hilfe zu großem Dank verpflichtet. Unserer Zeichenabteilung mit Herrn O. BINDER an der Spitze und seinen Mitarbeiterinnen, den Damen I. KROIS, I. ZACK und H. GEISTER, verdanke ich die schön gestaltete und übersichtliche Ausführung des "Stammbaumes".

2. Zur Evolution im allgemeinen

Bereits während der Bearbeitung der Trias-"Globigerinen" sind dem Verfasser die offensichtlich nahen verwandtschaftlichen Beziehungen der einzelnen Vertreter untereinander klar geworden. Nach einer stratigraphisch angeordneten Zusammenstellung (W. FUCHS, 1967, Taf. 8) haben sich die morphologischen Unterschiede als sinnvoll zu verbindende evolutive Fortschritte in der Zeit erwiesen, deren rasche Aufeinanderfolge auch für den Stratigraphen von Bedeutung und Nutzen sein wird. Die Entdeckung der "Wurzel" dieses "Stammbaumes" und von außergewöhnlich in die geologische Zukunft weisenden "Ästen" (z. B. Schmidita \rightarrow Hedbergella, Praegubkinella \rightarrow Gubkinella, Schlagerina \rightarrow Epistomina bzw. Garantella und Oberhauserella \rightarrow Ceratobulimina) haben das Studium des Foraminifereneoplanktons insgesamt verheißungsvoll beginnen lassen. Die nachfolgenden Untersuchungen jurassischer und kretazischer Faunen haben jenes erste Bild Schritt für Schritt ergänzt, bereichert und untermauert. Das große phylogenetische Schema auf Tafel 1 am Schlusse des hier vorgelegten Beitrages faßt alle die vielen Ergebnisse graphisch zusammen und unterstreicht überdies augenfällig die Brauchbarkeit dieser Foraminiferen als lohnende Zeitindikatoren.

Wenngleich die stammesgeschichtliche Ausrichtung vorerst nach morphologischen Gesichtspunkten erfolgt ist, steuern seither schon erste Nachforschungen an Internbau, Gehäusemineralogie und Schalenwandmikrostrukturen weitere wichtige Bausteine für eine begründete Aufstellung des vorgeführten Gedankenmodells bei. Damit wird der genetische Zusammenhang der morphologischen Änderungen innerhalb der zeitlichentwicklungsgeschichtlichen Aufeinanderfolge dieses Kreises rotaliider Foraminiferen noch deutlicher und überzeugender. Als Quellen des Geschehens können auch da jene von Genetikern notgedrungen hauptsächlich theoretisch erarbeiteten Verlaufsweisen des Artenwandels erkannt werden, deren Richtigkeit F. BETTENSTÄDT und seine Schüler an Hand zahlreicher Entwicklungsreihen sich abwandelnder Foraminiferen und Ostrakoden vornehmlich der nordwestdeutschen Unterkreide mit biometrisch-statistischen Methoden eindrucksvoll belegen konnten. Verfügt doch gerade die Paläontologie über jenen selbst mit modernsten Mitteln nicht simulierbaren, für die Phylogenese — die aber unersetzbaren Faktor Zeit — nahezu uneingeschränkt. Die Evolutionsbiologie vermutete also und die Mikropaläontologie bestätigte Der einfachste Vorgang ist die und vervollkommnete vier Entwicklungsmodi. Artumwandlung, indem sich die Variationsbreiten von Populationen, ebenso ancestrale wie progressive Varianten umfassend, allmählich zeitlich in stratigraphisch aufeinanderfolgenden Horizonten zugunsten der besser adaptierten progressiven Formen verschieben. Die Artabspaltung beginnt durch räumliche Trennung von Teilen der Populationen, die sich als Seitenzweig den neuen Gegebenheiten anpassen müssen und sich daher verändern, während die Stammlinie unverändert persistiert. Durch Artaufspaltung gehen einer Mutterart auseinanderstrebende und sich moraus voneinander unterscheidende Entwicklungslinien phologisch zunehmend hervor. Die Ursprungsart erlischt, ihr genetischer Gehalt ist von den Folgearten übernommen und abgewandelt worden. Zuletzt führen Arten mit weiten Variationsbreiten durch Artdifferenzierung zu Arten mit geringen Variationsbreiten. Hauptfaktoren der Evolution sind Mutation und Selektion, bei Ab- und Aufspaltungsvorgängen spielen überdies Zufall und Isolation mit. Als fünfte wesentliche, jedoch nicht allseits anerkannte Entwicklungsursache führt F. BETTENSTÄDT die Annidation (= Einnischung, nach W. LUDWIG, 1954) an, jene Erwerbung von Spezialisationen, die den Arten ungenützte ökologische Nischen erschließt. Die Bedeutung dieses Umstandes kann vom Schreiber dieser Zeilen für eben die zur Sprache stehenden Vor- und Frühformen des Foraminiferenplanktons nur unterstrichen werden. Denn mit der schon in der höheren Trias nachweisbaren planktonischen Lebensweise hat sich den Organismen der größte Lebensraum (gegenwärtig beispielsweise mehr als 70% der Erdoberfläche) erschlossen. Die durch die offenbar rasche Eroberung der offenen Meere bedingten drastischen Umweltveränderungen sowie die noch geringen Individuenzahlen der sich abwandelnden Populationen erhöhten die Evolutionsgeschwindigkeit (für letzteres vergleiche auch F. BETTEN-STÄDT, 1968: 382). So umspannen etwa die von den deutschen Wissenschaftlern studierten Entwicklungsreihen durchschnittlich zehn Millionen Jahre, wobei sich kleine Gemeinschaften wegen des geringeren infraspezifischen Konkurrenzkampfes deutlich schneller fortentfalteten. Dieselben Untersuchungen erwiesen, daß Artumwandlungen in diesem Zeitraum bloß neue Unterarten oder Arten hervorbringen, dagegen Ab- und Aufspaltungsprozesse im gleichen Intervall die Trennung so weit vorantreiben, daß die Nachkommenschaft in neuen Gattungen oder gar Familien zusammengefaßt werden muß.

Einschneidende Veränderungen in der Lebewelt (in jenen Perioden, die durch das Erlöschen vieler Organismengruppen und die Verarmung persistierender Formen gekennzeichnet werden, wie Devon, Permo-Trias, Kreideende bis frühes Paleozän und Oligozän), für die man früher gerne spektakuläre, häufig katastrophale exo- und endogene Vorgänge auf Erden oder im benachbarten Weltraum erklärend herangezogen hat, hängen nach den neuesten, wenn auch nicht unwidersprochenen Forschungen von der Primärproduktion der Protista ab, insbesondere die Photosynthese des Phytoplanktons spielt dabei eine hervorragende Rolle. Es sei in diesem Zusammenhang auf die Arbeiten von H. TAPPAN und A. R. LOEBLICH seit 1968 aufmerksam gemacht.

Die oben angeführten Evolutionsphänomene lassen sich also auch in der hier vorgelegten Studie in ihrer Wirksamkeit ablesen. Während aber die von deutscher Seite exzessiv behandelten genetischen Abwandlungen lediglich Zeitenfolgen von einigen Biozonen bestreichen, werden da die entwicklungsgeschichtlichen Ereignisse sich rasch und reich entfaltender rotaliider Foraminiferen über fast drei Formationen hinweg dargestellt. Betrachtungen über den möglichen Verlauf der Phylogenese von Foraminiferengruppen (das Plankton miteingeschlossen) über größere Zeiträume sind nicht neu und immer wieder erörtert worden, doch beschränkten sie sich zumeist auf spekulative Mutmaßungen, die Problemen auf Grund ihrer empirischen Oberflächlichkeit ausweichen konnten. Die vom Verfasser für das Foraminifereneoplankton erstmalig beigeschaffte Detailfülle erzwingt indessen konkrete Stellungnahmen. Diesen Schwierigkeiten zu begegnen, verhilft aber vielleicht, den Weg zu einem tatsächlich natürlichen Klassifikationssystem in Zukunft zu eröffnen.

Bei der Betrachtung des "Stammbaumes" werden die zu lösenden Fragen von zum Teil fundamentaler Wichtigkeit und Aussage recht bald augenfällig:

2.1. Ursprung und systematische Stellung der Variostomatidae

1967 hatte der Verfasser in kontinuierlichen morphologischen Reihen die Frühformen der Trias-"Globigerinen" auf *Diplotremina* zurückführen können. Nur dieses Genus und seine beiden Schwestergattungen Variostoma und Duostomina stellen nach Ansicht des Schreibers die Vertreter der Familie Variostomatidae KRISTAN-TOLLMANN, 1963 (nom. correct. LOEBLICH & TAPPAN, 1964 b) dar, die ursprünglich von E. KRISTAN-TOLLMANN miteinbezogenen, in der Kreide auftauchenden Genera *Gyroidina* und *Stensioeina* sind auszuschließen. Dabei hält der Autor bewußt an jenem Familiennamen fest, obwohl man nachgewiesen hat, daß F. BROTZEN in einem wenige Wochen früher erschienenen, das phylogenetische Geschehen an der Wende Paläozoikum—Mesozoikum weitläufig überschauenden Artikel dieselben drei triassischen Gattungen schon in den Duostominidae vereinigt hatte. Bei solch geringem zeitlichen Abstand sollte man aber über alle Vorrechte nomenklatorischer Regeln hinweg doch Großzügigkeit genug besitzen, die Ehre der Autorenschaft der Entdeckerin des Formenschatzes entwicklungsgeschichtlich wie stratigraphisch so bedeutsamer und interessanter rotaliider Foraminiferen der Trias zuzugestehen.

Die systematische Position der Foraminiferengruppe ist jedoch wegen geringer Detailkenntnisse der Zusammensetzung und des Aufbaues der Schalenwand und auf Grund von Fehlinterpretationen der Morphologie und vor allem der Mündungsverhältnisse bislang ungewiß gewesen. Erstmalig waren derartige Formen von R. OBER-HAUSER 1960 als Valvulina (?) nov. sp. vorgestellt worden (sie repräsentieren offensichtlich E. KRISTAN-TOLLMANNS Variostoma exile und V. pralongense), dabei die Schalenwandbeschaffenheit als kalkig-agglutinierend mit organischer Innentapete angebend. E. KRISTAN-TOLLMANN hatte im selben Jahr die reiche Morphologie und die stratigraphische Bedeutung dieser Formen vom Oberladin bis Rhät vor Augen führen können und gleichzeitig erkannt, eine bisher unbekannte Gruppe rotaliider Foraminiferen der Systematik eingliedern zu müssen. Die Schalenwand war als kalkig-perforiert bis grobkörnig kalkig mit kalkigem Zement und Fähigkeit zur Bindung von Quarzkörnchen beschrieben worden. Ihre systematische Zuordnung übernehmend, hatten A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN (1964 a) im Treatise die drei Gattungen zu den Discorbacea (Discorbidae) gestellt, sie aber dann im selben Jahr wohl unter dem Einfluß der Arbeit von F. BROTZEN (1963) vermutlich wegen der angeblichen Mündungssituationen zu den Buliminacea (1964 b) transferiert. 1966 beschäftigten sich E. KRISTAN-TOLLMANN und F. BROTZEN gezielt mit der Erforschung der Detailstrukturen an Duostomina, wobei neben der Aufdeckung eines komplizierten Internbaues (welchen übrigens der Verfasser nicht ohne Grund anzweifelt) die Schalenwand zusätzlich von einer aus Opal bestehenden Außenschichte überzogen geschildert wird. Es ist das aber nach Wissen des Autors ein in den Cassianer Schichten allgemein verbreitetes Erhaltungsphänomen, das bis jetzt etwa auch die von ihm geplanten Untersuchungen an Diplotremina und Duostomina teilweise vereitelt hat. 1969 meldete L. KÖHN-ZANINETTI aus Gesteinsdünnschliffen an Diplotremina und Duostomina eine mikrogranular bis agglutinierend gebaute Außen- und eine radialfaserige Innenschichte der Gehäusewand mit im adulten Wachstumsstadium dreilamellaren Septen. Sich auf eigene Studien stützend, möchte der Schreiber die ausgezeichneten Photos hingegen folgendermaßen deuten: Die originale mikrogranulare Gehäusewand ist von beginnender Umkristallisation bereits in Mitleidenschaft gezogen worden (sie wirkt deutlich "angefressen"), eine erste postmortale Generation feinfaserig-radialen Calcites umwächst die Kammerhohlräume, setzt sich aber auch an der Außenseite der Schale fest (!), ehe die nachfolgende grobspätige Calcitkristallisation die Kavernen und die Umgebung des Fossiles erfüllt und partiell die erste Calcitausscheidungsfolge zerstört. Die den feinfaserigen Calcit innen begleitende schwarze Linie ist kein pseudochitinöses Material, sondern bloßer optischer Reflex. In späteren Publikationen (A. BAUD, L. ZANINETTI & P. BRÖNNIMANN, 1971, und P. BRÖNNIMANN & L. ZANINETTI, 1972) distanzierte sich allerdings L. ZANINETTI zögernd von ihrer einstigen Auffassung. Die besten Schliff bilder mit größtem Informationsgehalt steuerte bislang I. PREMOLI-SILVA (1971) bei, deren Deutung durch den Verfasser dessen eigene noch laufende Arbeiten bestätigt. Die Schalenwand von Variostoma, Diplotremina und Duostomina ist mikrogranular, auf den Tafeln 27 (Abb. 5) und 28 (Abb. 1 und 2) sind schön die in den zentralen Hohlraum führenden Aperturen, auf Tafel 27 (Abb. 6) das Septalforamen und die beiden Arcus zu beobachten.

Die vom Schreiber bisher unternommenen, aber noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen der drei zur Debatte stehenden Gattungen an Hand teilweise hervorragend erhaltenen Materials des Obercordevols aus Südtirol haben folgendes ergeben: Die Schalenwand ist kalkig mikrogranular (worunter der Verfasser wegen des gleichmäßigen Kornes sekretierenden und nicht agglutinierenden Kammerbau verstanden haben will) mit organischer Matrix, imperforat (neueste Untersuchungen des Verfassers an Variostoma mit einem Rasterelektronenmikroskop haben eine sporadische Porenführung nachgewiesen) und nichtlamellar. Die einzelnen durch offen bleibende Septalforamina untereinander in Verbindung stehenden Kammern sind in mehr oder minder hoher Spirale um eine in der Aufrollungsachse gelegene Zentralhöhle angeordnet, die sich in den Nabel eröffnet. Bei Duostomina ist sie primär schon durch kalkiges Material kallusartig plombiert. Die runzeligen Figuren in der Stirnwand der letzten Kammer aller Arten der drei Gattungen sind nicht die Mundöffnungen, wie das E. KRISTAN-TOLLMANN vermutet hat. Am einfachsten ist die Aperturregion an Diplotremina astrofimbriata KRISTAN-TOLLMANN zu erläutern. Die beiden Dellen (von der Autorin für die Mundspalten gehalten) sind im Kammerinneren Bögen (= Arcus, vgl. W. FUCHS, 1969), die sich gegen die Peripherie zu allmählich verlieren. Die runde bis ovale Apertur liegt vielmehr in dem "Lappen", der die beiden Dellen trennt, etwas vertieft und in die hier niedrige Zentralhöhle hinausführend. Sekundäre Ausfüllungen des Hohlraumes durch Calcit oder Sediment entziehen sie jedoch fast immer der direkten Beobachtung. Die gleiche Sachlage findet sich bei Variostoma, wird dort indessen durch die zumeist extrem steile Trochospirale weniger offenkundig. Auch da ist die Primärapertur in jenem zum Nabel hinweisenden und etwas röhrenartig vorgestülpten "Lappen" untergebracht. Anders verhält es sich bei Duostomina, wo die Zentralhöhle verschlossen ist. Alle Aperturen bleiben bestehen. Beim Anbau der nächsten Kammer tut sich knapp oberhalb der Primärapertur in der Stirnwand die Sekundäröffnung auf, die dann die Funktion eines Septalforamens übernimmt.

Mit den nun verbesserten und vermehrten Detailkenntnissen ausgestattet, fällt das Bemühen um sichere systematische Verankerung der Variostomatidae leichter. Schon 1967: 140 hatte der Verfasser bei der Darstellung der durch ihn 1970 in die Oberhauserellidae vereinigten Trias-"Globigerinen" mögliche nahe Beziehungen zu Tetrataxis erwogen. Aber erst die 1972 erfolgte Neubearbeitung der Gattung Tetrataxis an körperlich überlieferten Exemplaren aus dem Karbon durch H. NESTLER ermöglichte konkrete Rückschlüsse, nachdem auch hier Fehldeutungen aus Gesteinsdünnschliffen eine völlig falsche Vorstellung vermittelt hatten. Um eine in der Windungsachse gelegene tiefe Zentralhöhle sind in trochospiraler Folge die Kammern angelegt. Jede Kammer hat eine zentripedal gerichtete, in den Hohlraum führende, runde bis ovale Mündung, die sich im zentralen Kammervorsprung findet. Die Schalenwand beschreibt der deutsche Mikropaläontologe als häufig zweischichtig, doch primär aus feinkörniger, dunkler Kalkschichte bestehend, darauf - oft fehlend - sekundär eine glasig-strahlige, hellere Kalkschichte aufliegen kann. Die Wand würde grundsätzlich nie sofort zweischichtig angelegt, die Sekundärschichte entstünde erst später, sie fehle aber immer in der Wand der jüngsten Kammer.

Damit kann Tetrataxis innerhalb der Tetrataxidae als Ursprung der Variostomatidae betrachtet werden. Die Zweischichtigkeit der Gehäusewand ist offensichtlich in Abbau begriffen, die sekundäre radialfaserige Schichte wird allmählich nicht mehr entwickelt. Völlige Übereinstimmung herrscht beim Kammerbau und der Mündungssituation. Neue Errungenschaften der Variostomatidae gegenüber den Tetrataxidae sind neben der bloßen Ausbildung der mikrogranularen Schalenwand der Erwerb einer Sekundärapertur für das Anfügen jüngerer Kammern und deren Bestehenbleiben als Septalforamen und die für sie typische "Fältelung" der Ventralwand, die ihrerseits dann in etwas abgewandelter Form charakteristisches Element der Oberhauserellidae wird (= Arcus, W. FUCHS, 1969) und von dort in den Ceratobuliminidae sich weiter zur HOFKERschen Zahnplatte fortentwickelt (W. FUCHS, 1971). Die primäre Ausfüllung des Zentralhohlraumes bei Duostomina repräsentiert eine selbständige, sich in der Folge aber als unfruchtbar erweisende Adaption. Im Gegensatz zu E. KRISTAN-TOLLMANN und F. BROTZEN (1966) besteht von hier weg kein direkter phylogenetischer Bezug zu den Epistomininae und Ceratobulimininae. Das Auftreten der Variostomatidae, bereits in ihre drei Gattungen aufgliederbar, ist ab dem Anis belegt. Ihre Trennung von den Tetrataxidae erfolgte wohl schon im höheren Perm. Nach alpiner Erfahrung (E. KRISTAN-TOLLMANN, 1963; W. FUCHS, 1970) erlöschen sie mit dem Ende der Trias. In diesem Zusammenhang sei aber doch noch auf eine Abbildung von A. A. GERKE (1961, Taf. 120, Fig. 7 = hier reproduziert als Abb. 1) verwiesen. Dort wird unter den als Discorbis(?)buliminoides n. sp. beschriebenen Formen des Mittellias ein Individuum (allerdings bloß in einfacher Umrißzeichnung der Seitenansicht und ohne Beschreibung) dargestellt, das große morphologische Ähnlichkeit mit Variostoma zeigt und klar aus dem Rahmen der übrigen fällt, die nach des Verfassers Meinung schöne Beispiele tiefjurassischer "Globigerinen" sind (Praegubkinella und Conoglobigerina).

201



 Abb. 1: Discorbis ? buliminoides GERKE — ex A. A. GERKE, 1961, Tafel 120 (siehe Literaturverzeichnis). Nach Interpretation des Verfassers: Fig. 1—4 und 8 Praegubkinella (höchstwahrscheinlich sogar P. turgescens FUCHS, 1967, welche somit vielleicht ein jüngeres spezifisches Synonym darstellt); Fig. 5—6 Conoglobigerina sp.; Fig. 7 Variostoma ? sp.

202

In der Klassifikation von A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 a, wären die Variostomatidae als Familie in die Unterordnung Fusulinina — Überfamilie Endothyracea zu stellen.

2.2. Übergang von kalkig mikrogranularer zu aragonitisch feinfaserig-radialer Mikrostruktur der Gehäusewand

Die Untersuchungen von I. PREMOLI-SILVA (1971) sowie die laufenden Arbeiten des Verfassers haben den Aufbau der Schalenwand der Variostomatidae und somit auch von Diplotremina, dem eigentlichen Ausgangspunkt der Betrachtung, als kalkig mikrogranular erwiesen. Die mineralogische Zusammensetzung der winzigen, äquidimensionalen Kalkkörnchen (Calcit oder Aragonit) verbleibt aber vorläufig weiterhin offen. Demgegenüber waren während eines kurzen Studienaufenthaltes des Autors im Jahre 1967 bei F. BROTZEN in Stockholm am Sveriges Geologiska Undersökning mittels Röntgenanalyse Praegubkinella turgescens FUCHS und Kollmannita ladinica (OBERHAUSER) als Aragonitschaler erkannt worden. Alle Trias-,,Globigerinen", die älteren Arten von Kollmannita ausgenommen, zeigen jenes bräunliche bis honigfarbene, glasige Aussehen, das J. HOFKER sen. wiederholt für Aragonitgehäuse charakteristisch beschrieben hat. Uberdies ist die Wandmikrostruktur am Beispiel Praegubkinella turgescens als radialfaserig belegt (W. FUCHS, 1969). Es ist also offenkundig, daß sich der Wechsel des Schalenbaues von der Art der Variostomatidae zu jener der Oberhauserellidae innerhalb der Gattung Kollmannita in ganz kurzer Zeit vollzieht, was sich auch am Erscheinungsbild von Individuen etwa von Kollmannita gemmaeformis FUCHS oder K. multiloculata FUCHS ablesen läßt. (Die Behauptung J. HOHENEGGERS [in J. HOHENEGGER & H. LOBITZER, 1971: 474], die Oberhauserellidae unterschieden sich im Schliff von den "agglutinierenden" Duostominidae nur durch die geringeren Gehäusedurchmesser, ist demnach grundsätzlich nicht richtig. Hier liegen ziemlich klar Fehlbestimmungen juveniler Exemplare von Arten der Variostomatidae vor.) Damit konnte durch den Verfasser erstmals einer jener größeren Evolutionsschritte innerhalb der Foraminiferenentwicklung erfaßt werden, davon phylogenetisch denkende Forscher, wie etwa F. BROTZEN oder J. HOFKER sen., geahnt hatten. Jetzt Realität geworden, müßte diese Tatsache, so schwer es auch den durchwegs "horizontal" angelegten Gliederungsprinzipien fallen wird, in der Systematik tragende Berücksichtigung erfahren.

Die Erhaltungsfähigkeit des instabilen Aragonites über diesen langen Zeitraum erklärt sich einerseits aus der geringen Permeabilität der umgebenden Tonmergel (F. ANDALIB, 1973), andererseits verwehrt die organische Membrane, die die einzelnen Kristalleinheiten (H. J. HANSEN, 1970) umhüllt, den Zutritt des Wassers und verhindert somit ebenfalls die Umwandlung in Calcit (W. J. KENNEDY & A. HALL, 1967).

Auf die Arbeit von E. KRISTAN-TOLLMANN, 1966, Bezug nehmend, formulierte 1967 J. HOFKER sen. die Ansicht, daß alle kalkschaligen Foraminiferen, insbesondere aber die Rotaliidae, von agglutinierenden Formen abstammten, die mit aragonitischem Zement Fremdpartikelchen an sich bänden. Über reine Aragonitschaler käme es dann schließlich zur Ausbildung von aus Calcit gebauten Gehäusen.

Die Annahme hat nun zumindest in dieser Foraminiferengruppe in nicht unbeträchtlichen Teilen bereits durch die Studien des Verfassers Bestätigung gefunden. Die Entwicklung könnte man, wie folgt, präzisieren: Ausgangspunkt stellen agglutinierende Foraminiferen mit mikrogranularem (aragonitischem?) Zement vor \rightarrow dieses Bindemittel gewinnt allmählich die Überhand, die Fähigkeit zum Einbau von außersekretorischem Material bleibt jedoch noch erhalten \rightarrow Gehäuse ausschließlich nur mehr aus dem mikrogranularen ehemaligen Zement bestehend (z. B. die Variostomatidae) \rightarrow Anordnung der gleichgroßen (?Aragonit-)Körnchen in zur Schalenoberfläche senkrecht aufgefädelten Reihen = pseudoradialfaserige Mikrostruktur (ältere Arten der Gattung Kollmannita?) \rightarrow Entstehung echter Faserkristalle aus Aragonit (alle übrigen Angehörigen der Oberhauserellidae und die davon abstammenden Ceratobuliminidae) \rightarrow Übergang von Aragonit- zu Calcitkristallen durch massiv ökologisch beeinflußte genetische Umfixierung (mittel- und spätjurassische sowie kretazische "Globigerinen" s. l.; siehe dazu auch Punkt 2.6.).

2.3. Homöomorphie bei Trochammina

Es ist nicht abzuleugnen, daß gewisse Trochamminen, wie beispielsweise Trochammina alpina KRISTAN-TOLLMANN, T. globigeriniformis (PARKER & JONES) etc., bei flüchtiger Betrachtung in der Form ihrer Gehäuse dem Eoplankton morphologisch nahekommen. Man hatte deshalb die "Globigerinen" des Juras — auf diejenigen der Trias war man außerhalb Österreichs vor 1967 als Dubiosa nie ernstlich eingegangen — häufig auf jene homöomorph gestalteten Sandschaler zurückzuführen versucht und das bis in die unmittelbare Vergangenheit (J. HOFKER sen., 1969). I. PREMOLI-SILVA (1966), O. PAZDROWA (1969) und P. BRÖNNIMANN & R. WERNLI (1971) konnten demgegenüber eindeutig die Kalkschalernatur und die radialfaserige Wandmikrostruktur an jurassischen, der Verfasser (1969) an triassischen Formen der mesozoischen "Globigerinen" nachweisen. Durch die Arbeiten der italienischen und der polnischen Forscherin sowie der beiden Franzosen G. BIGNOT & J. GUYADER (1971) ist überdies bei den jurassischen Vertretern das Vorhandensein von auf der warzigen Oberfläche verstreut liegenden, sehr feinen Poren belegt, davon auch schon in den fünfziger Jahren russische Mikropaläontologen berichtet haben. Jüngste Studien des Verfassers an Trias-"Globigerinen" mit Hilfe eines Rasterelektronenmikroskopes haben übrigens auch da eine Porenführung ergeben.

Der Kreis der "Globigerinen" der Trias unterscheidet sich weiters von den Trochamminen klar durch die Mündungsverhältnisse. Die Ventralwand der Oberhauserellidae zeigt über die Gattungen Kollmannita und Schmidita das allmähliche Verschwinden des distalen Arcus, die Apertur führt, weiterhin im ehemals die beiden Bögen trennenden "Lappen" gelegen, umbilikal in den von den Tetrataxidae via Variostomatidae übernommenen zentralen Hohlraum. Durch Resorption öffnet sich in der Stirnwand beim Anfügen der nächsten Kammer eine Sekundärapertur, die als Septalforamen über dem Arcus erhalten bleibt. In den Genera Schlagerina und Oberhauserella beginnt im Rhät die Umgestaltung des einfachen Arcus zur komplizierteren Hofkerschen Zahnplatte vom mesozoischen Bauplan (im Gegensatz zum weiterentwickelten känozoischen Anlageschema dieser Internstruktur bei den Robertinidae!). Außerdem sind die Kammern der Anfangswindung flach und unscheinbar, erst jene des Endumganges sind höchstens nabelseitig subsphärisch zu bezeichnen.

Während bei den Jura-"Globigerinen" die Repräsentanten des Liasteilweise noch recht enge morphologische Beziehungen zum Plankton des Rhäts besitzen, gehen jene des Doggers und Malms schon eigene fortschrittlichere Wege. Jede Art eines noch so bescheidenen Ansatzes von Unterteilung des Kammerinneren ist verschwunden (vielleicht mit Ausnahme bei *Globuligerina*!). Über die einerseits mehr oder minder hoch bogenförmig gestalteten umbilikalen, andererseits schlitzförmigen randlichen Mundöffnungen ist der Anbau der nächstfolgenden Kammer möglich, ohne daß die Bildung von Sekundäraperturen notwendig wäre. Die juvenile Windung ist noch vergleichsweise unauffällig gebaut, die Kammern des Endumganges (seltener der beiden letzten Windungen) sind dagegen deutlich kugelig entwickelt.

Eine Verwechslung der "Globigerinen" der Trias und des Juras mit Angehörigen der primitiv bleibenden Gattung *Trochammina* ist also bei der Vielzahl an Kriterien nur bei sehr oberflächlicher und flüchtiger Bestimmung möglich.

2.4. Erwerbung der planktonischen Lebensweise

Die palökologische Interpretation der besonderen Zusammensetzung des Mikrofossilinhaltes der Roststreifigen Mergeltone hatte 1967 den Verfasser die bereits erfolgte Eroberung des pelagischen Lebensraumes durch die Trias-"Globigerinen" im Rhät erkennen lassen. Dort beherrschen viele und großwüchsige Individuen weniger Gattungen sandschaliger Foraminiferen (Ammobaculites und Haplophragmoides) das Faunenbild. Die Kalkschaler dagegen (in erster Linie Nodosariidae) sind selten, zwergenhaft und mißgestaltet. R. OBERHAUSER (interner Bericht) führte diese Population auf hypersalinares Milieu zurück. Das Schichtglied war vordem nur in den Salzbergwerken in stetem tektonischem Kontakt mit salzführendem Haselgebirge bekannt gewesen. Der Autor dieser Zeilen hatte erstmals in Proben vom Hinteren Gosausee in Oberösterreich Roststreifige Mergeltone außerhalb der Salinen obertags identifizieren und darüber hinaus eine "Globigerinen"-Führung feststellen können. Dabei war ihm der wohlentwickelte Gehäusebau der relativ zahlreichen kalkschaligen ...Globigerinen" aufgefallen. Diese Tatsache läßt wohl den begründeten Schluß zu, daß der Kontakt Roststreifige Mergeltone — Haselgebirge primär schon halokinetisch verursacht und später nur durch alpidische Gebirgsbewegungen maskiert worden war. Aktiver Salzdiapirismus hatte im Rhät regional die Oberfläche des Meeresbodens erreicht, Hypersalinität der grundnahen Wasserschichten hervorgerufen und damit für die meisten Foraminiferen ungünstige Lebens- und Wachstumsbedingungen geschaffen. Die "Globigerinen" aber waren von diesen Umständen unberührt geblieben, sie mußten also schon damals fähig gewesen sein, höhere und lebensfreundlichere Abschnitte der Wassersäule als zumindest erstes überliefertes Foraminiferenplankton zu bewohnen.

Wesentlicher Motor der Entwicklung zur planktonischen Lebensweise hin war vermutlich neben den anderen Evolutionsfaktoren die Annidation, die nun auch den Foraminiferen jenen größten Lebensraum erschließen sollte. Tiefgreifende Milieuveränderungen, kleine Populationszahlen und reduzierter innerartlicher Konkurrenzkampf der geeigneten Foraminiferen beschleunigten das evolutive Geschehen. Eine weitere Begründung für das Ergreifen eines neuen Lebensstiles innerhalb einer Tiergruppe braucht das Leben nicht. Oder welche andere Ursache als "die Freude des schöpferischen Lebens am Experimentieren" sollte etwa bei Reptilien oder Säugetieren die Einnahme des Luftraumes oder bei gewissen Mammalia die Rückkehr ins Meer gehabt haben ? Zwingende palökologische Gründe lassen sich dafür nicht anführen. Die ersten Planktonforaminiferen stellen deshalb nach Ansicht des Autors einen der geglückten Versuche des Lebens dar (vergleicht man hiezu beispielsweise die zahllosen nicht weiterführenden Evolutionsansätze) und sind nicht primär als Antwort auf verschlechterte Umweltbedingungen, wie u. a. stratifizierte Ozeane und sauerstoffarme Wassermassen (H. TAPPAN & A. R. LOEBLICH, 1973), aufzufassen.

Im Detail erfolgte der Übergang zu lebenslangem pelagischem Driften höchstwahrscheinlich nicht über eine vorerst zeitweise Ausbildung einer sphärischen Schwebekammer, wie das H. TAPPAN & A. R. LOEBLICH, 1973, am Beispiel von Rosalina globularis ORBIGNY zu erklären suchten, also mit einer der Vermehrung dienenden und temperaturabhängigen Einrichtung. Der Verfasser glaubt statt dessen, daß die Morphologie von Oberhauserella mesotriassica (OBERHAUSER) und Schmidita inflata FUCHS (jene einer Globigerina, diese einer Hedbergella vergleichbar) in Verbindung mit dem durch alle offenstehenden Primäraperturen austretenden Protoplasma schon im höchsten Obercordevol für eine Eignung als Plankton ausreichte, ohne besonderen Umweltdruck als Anstoß zu benötigen. Auf Grund von Literaturstudien und erster tastender Vorarbeiten kann der Schreiber des Beitrages auch der von H. TAPPAN & A. R. LOEBLICH, 1973: 224, in der nachstehenden Frage geäußerten Schlußfolgerung nicht zustimmen: "Furthermore, why did this radiation occur in the Early Mesozoic at a time of relatively low foraminiferal diversity and minor abundance?" Wohl täuscht die nahezu global ungünstige Faziesentwicklung zu Beginn des Mesozoikums eine derartige Lage vor. Die gegenwärtig fast ausschließlich von der Genfer Schule getragene Triasforschung mag diesen Anschein noch verstärken. Aber die von P. BRÖNNIMANN, L. ZANINETTI und ihren Mitarbeitern vornehmlich untersuchten, lithologisch sehr wichtigen triassischen Kalk- und Dolomitablagerungen werden von milieubedingt eintönigen Foraminiferenassoziationen gekennzeichnet, die keinesfalls repräsentativ für die gewiß gleichzeitig vorhandene Formenmannigfaltigkeit sind. Der Verfasser ist vielmehr der Überzeugung, daß mit Ausnahme der Fusulinen die meisten paläozoischen Foraminiferengruppen die Perm-Trias-Grenze überschreiten. Unter diesen wichtigen Einzellern wird somit der von H. TAPPAN und A. R. LOEBLICH für jene ferne Epoche angenommene Faunenabstieg nicht zu beobachten sein. In der Gegenüberstellung ist der Faunenschnitt an der Wende Trias—Lias um vieles tiefgreifender und bemerkenswerter.

Auch der brieflich an den Autor herangetragene Einwand, daß die Existenz planktonischer Foraminiferen in der höheren Trias um so verwunderlicher wäre, als sich die heute bekannten Weltmeere noch nicht geöffnet hätten, alle anderen marin überfluteten Areale jedoch mehr oder minder Flachwassergebiete vorstellten, ist nicht stichhältig. Denn anstelle der gegenwärtig bestehenden Ozeanbecken, die durch N-S-orientierte Kontinentalmassen zumindest zeitweise in ihrer Kommunikation untereinander beträchtlich behindert waren, erstreckte sich schon seit dem Paläozoikum neben dem damals riesigen Pazifischen Ozean semizirkumglobal die Tethys, die die Ausbreitung marinen Lebens weitaus wirkungsvoller versorgte. In den alpidischen Gebirgszügen liegen oder lagen deren vielfach durch Subduktion, Metamorphose und Erosion teilweise oder gänzlich der historischen Analyse entzogene bunte (also auch vermutlich tiefere Trogabschnitte umfassende) Faziesentwicklungen gebunden vor (Rocky Mountains, Indochina etc.).

2.5. Systematische Position der Oberhauserellidae

In dieser Familie hatte der Autor (1970: 112) die von ihm 1967 eingeführten Gattungen der Trias-,,Globigerinen" Kollmannita, Schmidita, Oberhauserella, Schlagerina und Praegubkinella vereinigt. Aber schon bei der Erstbeschreibung war er sich der aufkommenden Schwierigkeiten bewußt, die sich beim Versuch ihrer Eingliederung in eine der gängigen Klassifikationen ergeben würden: "Diplotremina und die beiden anderen Genera der Variostomidae KRISTAN-TOLLMANN, 1964 und noch einige weitere Foraminiferengruppen stellen wohl verbindende Glieder von den sandschaligen zu den kalkschaligen Formen vor. Innerhalb der Trias-,Globigerinen' kann nun das volle Hinwenden zur Kalkschale belegt werden" (W. FUCHS, 1967: 141). Die praktizierende Foraminiferensystematik kennt jedoch vorläufig noch keine Übergänge, hier ist alles klar abgegrenzt und geordnet. Nach bis heute uneinheitlichen Wertskalen werden Unterscheidungsmerkmale zur klassifikatorischen Einteilung herangezogen, ohne ihrer stammesgeschichtlichen Erwerbung zu gedenken, sodaß Gleiches — phylogenetisch betrachtet — durchaus einander fremd, Verschiedenes aber mehr oder minder eng verwandt sein kann. Doch soll erst im folgenden Kapitel 3 mehr darüber geschrieben werden.

Die vom Paläozoikum bis in die geologische Gegenwart betriebenen Nachforschungen des Verfassers orientierten sich wegen der langsam erworbenen uneingeschränkten Übersicht ganz zwanglos phylogenetisch, was in natürlichem Gegensatz zu dem fast allerorts vorgezogenen übersteigerten Spezialistentum steht, das ja letztlich einer geistigen Selbstverstümmelung gleichkommt. Nur dieses weite Betrachtungsfeld führte dem Schreiber auch die außergewöhnliche Schlüsselstellung der Oberhauserellidae in mehrfacher Hinsicht vor Augen. Dem Mechanismus des Entwicklungsprozesses vom agglutinierenden Gehäuse bis hin zur radialfaserigen, schichtigen Calcitschale ist man damit, durch manche Details illustriert, näher gerückt. Weiters resultiert daraus die wichtige phylogenetische Ausgangsposition der Oberhauserellidae für die Globigerinacea, aber auch für die

Robertinacea, deren einst enge verwandtschaftliche Bande zum Foraminiferenplankton erstmalig augenfällig geworden sind. Die stammesgeschichtlich ("vertikal") betonte Betrachtungsweise des Verfassers macht jedoch zusätzlich noch den künstlichen ("horizontalen") Auf bau fast aller Klassifikationsschemata, auch des besonders hervorragenden "Treatise" von A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 a, sehr deutlich. Dort finden sich beispielsweise in der Unterordnung Fusulinina Archaediscidae vereint mit den Tetrataxidae, obwohl sie verschiedenen Ursprunges sind. Gleichermaßen gilt das für die Rotaliina, wo die Nodosariacea etwa den Globigerinacea und Robertinacea zur Seite gestellt werden, obgleich sie sich von ganz andersartigen paläozoischen Ahnenformen ableiten. In jüngster Zeit wird zwar immer öfter das Fehlen einer natürlichen Systematik der Foraminiferen beklagt, doch wird es bis dahin noch ein weiter und beschwerlicher Weg sein, da es vor allem an entsprechenden Arbeiten mangelt. Die Untersuchungen des Autors können wohl als erster Schritt in diese Richtung gewertet werden. Für die nahe Zukunft wird man sich indes weiterhin notgedrungen mit artifiziellen Gliederungen begnügen müssen. Deshalb meint der Verfasser, daß man der Stellung der Oberhauserellidae innerhalb des "Treatise" als neue Überfamilie Oberhauserellacea im Verbande der Unterordnung Rotaliina am ehesten gerecht wird.

2.6. Umschwung der mineralogischen Schalensubstanz von Aragonit zu Calcit bei den Planktonforaminiferen

Von den vermutlich seit dem höchsten Obercordevol pelagisch driftenden triassischen "Globigerinen" behält nur die von Praegubkinella und Schmidita herrührende Nachkommenschaft die planktonische Lebensform bei, die Abkömmlinge von Oberhauserella und Schlagerina kehren zum Benthos zurück. Das schon bei Praegubkinella und Schmidita im höheren Rhät erkennbare allmähliche Unterdrücken des Arcus führt an der Wende Lias-Dogger bei den Planktonforaminiferen zu dessen völligem Verschwinden, was das Schweben begünstigt haben mag. Ebenso entfällt die Anlage von Sekundäraperturen für den Bau der Kammern. Damit treten auch keine Septalforamina in diesem Entwicklungszweig mehr auf. Wesentliches ist über die mineralogische Zusammensetzung der Gehäuse der Jura-"Globigerinen" schon bekannt. I. PREMOLI-SILVA (1966) und H. BARS & U. OHM (1968) berichten von ihrem aus dem Dogger stammenden Material eine calcitische, radialfaserige Schalenbeschaffenheit, O. PAZDROWA (1969) meldet lamellare Bauweise und bilamellaren Septalwandcharakter. Die übrigen Autoren beschreiben sie, soferne ihnen Exemplare in Schalenerhaltung zur Verfügung gestanden sind, als kalkig, weiß oder hellbräunlich (letzteres hat der Verfasser an polnischen Individuen beobachtet) und mattglänzend.

Die Veränderungen der Schalenmineralogie von Aragonit zu Calcit innerhalb der Planktonten muß sich also im Lias vermutlich unter dem massiven Druck ökologischer Bedingungen ereignet haben. P. D. BLACKMON & R. TODD machten 1959 an rezenten Fossilien glaubhaft, daß die Aragonit- oder Calcitausscheidung schon von der phylogenetischen Herkunft der Formen genetisch vorbestimmt wäre, daß aber Temperatureinwirkung ebenfalls einen gewissen, jedoch nicht allein ausschlaggebenden Einfluß nähme. Die im Lias eingetretene Klimaverschlechterung und der damit verbundene Temperaturrückgang (F. FABRICIUS et al., 1970) sowie die offensichtliche Reduktion des Magnesiumgehaltes im Seewasser könnten die Aragonitbildung der in Nähe der Meeresoberfläche schwebenden und daher besonders der neuen Lage ausgesetzten Foraminiferen solchermaßen erschwert haben, daß seither eine nachhaltige Umfixierung auf Calcit vererbt wird. Sollte sich diese Ansicht als richtig erweisen, wäre auch damit wieder umgekehrt ein indirekter Beleg der planktonischen Lebensführung des Formenkreises gelungen. Wenn daher F. BROTZEN (1963: 74) das Vorhandensein von Aragonit oder Calcit eher als Evolutions- denn als Verwandtschaftsmerkmal betrachtet, so ist der Verfasser der Meinung, daß das eine das andere nicht ausschließt, ja das zweite im Gegenteil die logische Folge des ersten ist.

2.7. Ursprung und Wesen der Ceratobuliminidae

Bereits 1967 hatte der Verfasser die überaus wichtige phylogenetische Ausgangsposition der Oberhauserellidae erkannt. Ihre Bedeutung erstreckt sich nicht allein auf das jurassische und kretazische Foraminiferenplankton, sondern auch auf die schon im Jura in voller Blüte stehende, aber bislang "wurzellose" Familie der Ceratobuliminidae. Auf mögliche verwandtschaftliche Bande zwischen Variostomatidae und Ceratobuliminidae war auf Grund morphologischer Ähnlichkeiten wiederholt verwiesen worden (F. BROTZEN, 1963; J. ESPITALIE & J. SIGAL, 1963; E. KRISTAN-TOLLMANN, 1966). Indessen erst die Entdeckung der überraschend großen Formenfülle der Oberhauserellidae durch den Schreiber bestätigte die prinzipielle Richtigkeit derartiger Auffassungen. Auf Tafel 1 ist der sich in den Genera Oberhauserella und Schlagerina langsam vollziehende Übergang zu den verschiedenen Gattungen der Ceratobuliminidae (davon der Autor jedoch nur solche berücksichtigte, deren aragonitische Schalenkonsistenz und entsprechender Internbau feststehen) dokumentiert.

Zur Zeitenwende Trias—Jura erfolgt der Wechsel von nichtlamellarem zu lamellarem Schalenbau, womöglich auch hier über ein vorerst "mesolamellares" Stadium wie bei den Nodosariidae (E. NORLING, 1968). Gleichzeitig erfährt der Arcus grundlegende Veränderungen. Von den Variostomatidae war über Kollmannita deren proximale Delle der Ventralwand von den Oberhauserellidae übernommen worden und bildete dort als Arcus (W. FUCHS, 1969) ein wesentliches morphologisches Charakteristikum. Während dieser erste Ansatz einer Unterteilung des Kammerhohlraumes bei den zum Plankton des Juras und der Kreide hinführenden Vertretern zunehmend abgelegt wird, verstärkt sich gegen Ende des Rhäts bei gewissen Arten von Oberhauserella und Schlagerina die Tendenz zur Internstruktur. Durch Verkleinern des proximalen nabelseitigen Kammerteiles und Vergrößern des distalen Abschnittes wird der Arcus fortschreitend verengt, bis schließlich seine distale Verbindung "abreißt" und er frei, aber gewölbt in das Kammerinnere hängt. Er ist nun zur "Zahnplatte" HOFKERS geworden. Damit wäre in relativ einfacher Weise auch die stets beobachtbare und immer im Sinne des Arcus gekrümmte Anlage der für die Ceratobuliminidae typischen Zahnplatte erklärt (W. FUCHS, 1971). In der weiteren Zeitenfolge wird das Merkmal noch verschiedenen Abwandlungen unterworfen. Der lose in die Kammer hängende Anteil wird breiter und ornamentiert. In älteren Kammern eines Individuums wird die Zahnplatte immer häufiger resorbiert. Unverändert bis in die geologische Gegenwart hat sich das Septalforamen erhalten, das für das Anfügen der nächsten Kammer gebraucht wird. Dieses alte, von den Variostomatidae überlieferte Kennzeichen stellt in Übereinstimmung mit J. C. TRÖLSEN (1954) sowie O. PAZDRO (1969) und im Gegensatz zu J. HOFKER sen. (1954 b) eine Sekundärapertur vor.

Die Vervollkommnung der Innenstruktur mag wohl mit ein Grund für die Aufgabe der planktonischen Lebensweise zu Ende des Rhäts oder zu Beginn des Lias und zur Rückkehr benthonischer Lebensführung gewesen sein. (Eine Ausnahme davon wäre *Globuligerina*, die mit den übrigen Jura-,,Globigerinen" massenhaft im höheren Dogger und tieferen Malm angetroffen wird, wenn sich des Verfassers Vermutungen ihrer Aragonitschalernatur und eines zumindest rudimentären Internbaues bewahrheiten sollten.) Die neuerliche Umweltveränderung sowie die erworbenen Adaptionen könnten die Ursache für das individuelle und spezifische Auf blühen der Ceratobuliminidae während des Juras sein. Diese aragonitschalige Foraminiferengruppe war von F. BROTZEN (1963:74) als ancestraler Stock aufgefaßt worden, davon sich andere fortschrittlichere Formen entwickelt hätten. Das trifft im besonderen zu Anfang des Känozoikums zu, wo höchstwahrscheinlich wieder eine kurz zuvor eingetretene gravierende Klimaverschlechterung Anlaß für verfeinerten und komplizierteren Ausbau der Kammerinternstrukturen bzw. teilweise neuerlichen Wechsel von Aragonit zu Caleit in der Schalenmineralogie war. So trennten sich damals von den Ceratobuliminidae einerseits die gleichfalls aragonitschaligen Robertinidae, andererseits die im Kammerbau vergleichbaren calcitschaligen Asterigerinidae. Nach Ansicht des Schreibers repräsentieren die gegenwärtig lebenden aragonitschaligen Foraminiferen die Nachkommenschaft einer an sich eher altertümlichen Gruppe mit beachtenswerter und langer Eigenentwicklung, davon sich mehrfach Abspaltungen zu Calcit beobachten lassen.

2.8. Das "Rhät-Problem"

Hier möchte der Verfasser gleich eingangs seine Außenseiterrolle eingestehen. Doch angesichts der von einer kleinen Gruppe von Ammonitenspezialisten einseitig und nahezu exklusiv geführten Diskussion dieser Frage möchte der Schreiber versuchen, aus anderem Blickwinkel frisches Gedankengut zu möglicher Auflockerung der verfahrenen Situation beizutragen.

Die Stratigraphie der alpinen Obertrias ist seit den Arbeiten von E. Mojsisovics auf Ammoniten begründet und von ihnen fast ein Jahrhundert lang unangefochten beherrscht worden. Da die Fossilfundpunkte selten blieben und sie überdies im Salzkammergut verstreut sind und nie profilmäßig zweifelsfrei in Beziehung zu bringen waren, kartierten und kartieren heute noch die Geologen - vielfach notgedrungen - überwiegend nach lithologischen Gesichtspunkten, was sich letztlich zum Segen für die Geologie auswirken sollte. Denn die sorgfältigen und vorallem in Profilen belegten Aufsammlungen von Ammonitensequenzen durch E. T. Tozer im westlichen und arktischen Kanada erschütterten erheblich die paläontologische Basis in den Ostalpen. Die Erklärung der Unstimmigkeiten fand sich nach Überprüfung der Typuslokalitäten im Salzkammergut neben Fehlern, die schon auf E. Mojsisovics zurückgehen (wie etwa die Auswertung von Sammlerbeständen ohne exakte Nachforschung der Fundstellen und -umstände) vornehmlich in den noch nicht lange bekannten Phänomenen der Kondensations- und Spaltenfossillagerstätten. Inzwischen konnten die alpinen Ammonitenzonen weitgehend der kanadischen Gliederung angeglichen und abgestimmt werden (L. KRYSTYN, 1973).

Noch ist die Bewegung, die die oben skizzierten Erkenntnisse ausgelöst haben, nicht abgeklungen, da pocht die Ammonitenforschung bereits wieder auf ihr Recht der Unfehlbarkeit. Es geht um die Existenzberechtigung des Rhäts. Hier läßt - allen offensichtlich — die Zuverlässigkeit der Ammoniten wohl schon primär aus, was von E. T. TOZER (1967:41) ausdrücklich betont wird: "From the standpoint of ammonoid faunas the Rhaetian is not well endowed for world-wide recognition. Uncoiled representatives of the genus Choristoceras occur in the Suessi-Zone. Not one ammonoid genus is restricted to the Rhaetian; all are survivors from the Norian." Wenn man nun berücksichtigt, wie er seine Ammonitenzonen definierte (1967:10): "The ammonoid zones form the basis for the time scale. Because of recent discussions regarding the nature of fossil zones, it seems desirable to define the nature of the zones treated in this bulletin. The zones are bodies of rock characterized by an assemblage of ammonoids of which one characteristic species is chosen as index.... The zones are thus empirical units; tangible bodies of rock, characterized by a fauna. They are not necessarily the biozones of the index species; this species merely provides the name." und weiter (1967: 10-11): "In most sections there are rocks between the zones that are devoid of characteristic fossils. Those parts of the section without diagnostic fossils cannot be assigned to a zone.... From this it should be clear that the zones, as arranged, are not regarded as forming a continuum." und wie L. KRYSTYN (1973: 123) den Zonennachweis geführt wissen will: "Für den jeweiligen Zonennachweis war dabei weniger das Vorkommen des Indexfossils als eine charakteristische Gattungsvergesellschaftung maßgebend, so daß z. T. richtiger von Assemblage-Zonen zu sprechen wäre...", wird dem objektiven Betrachter erst so richtig bewußt, wie wenig begründet und voreilig die Zuweisung in das Sevat beispielsweise der liegenden Kössener Schichten in der Weißloferklamm, in einem der klassischen Profile des Rhäts, auf Grund von Einzelfunden von Rhabdoceras suessi HAUER durch M. URLICHS (1972: 667) sein mag, wenn er der Empfehlung D. A. B. PEARSONS (1970: 142) folgt: "Of the two zonal fossils, R. suessi for the upper Norian and C. marshi for the Rhaetian, the former is the commoner and easier to determine. Moreover, KITTL (1903) did not list C. marshi from the Choristoceras Beds in the Zlambach Graben and it appears only to be at all common in the upper part of the Rhaetian (\ldots) . Therefore, the base of the Rhaetian is most satisfactorily defined as immediately above the last appearance of R. suessi." Die tatsächliche Lebensdauer dieses von den im Sinne TOZERS tätigen Ammonitenforschern in Europa als Leitfossil mißdeuteten Zonenfossiles ist unbekannt, es ist durchaus möglich und sogar höchstwahrscheinlich, daß der Ammonit weit in das Rhät hinein fortexistierte, während die schwer unterscheidbaren Choristoceren erwiesenermaßen schon im Nor vorkamen. Es ist demnach verfrüht, mit dem vereinzelten Letztauftreten von Rhabdoceras suessi (isoliert von jeder weiteren charakteristischen Ammonitengemeinschaft) die Nor-Rhät-Grenze etwa in Profilen der Zlambachmergel oder Kössener Schichten markieren und die Rhätische Stufe allein auf die Choristoceras marshi-Zone beschränken zu wollen.

Grundlage und Ermutigung für die dem modernen Trend zuwiderlaufende Haltung des Verfassers liefern die Trias-"Globigerinen". Denn gerade für den kritischen Zeitraum zwischen klar belegtem Sevat und eindeutig definiertem Hettangien, da alle anderen Organismengruppen als Zeitindikatoren weltweit versagen, drängt sich dieser neuentdeckte Formenkreis ungeheuer rasch evolvierender rotaliider Foraminiferen nahezu auf. Mit dem durch entsprechende Ammonitenassoziationen abgesicherten Fundpunkt Roßmoos ergibt sich das Sevat als gute Basis. Von hier ab hatte schon 1967 (Tafel 8) der Autor in den rhätischen Lokalitäten, auf die jeweiligen Entwicklungshöhen der "Globigerinen"-Gemeinschaften Bezug nehmend, eine gewisse Altersabfolge angedeutet, nämlich (von älter zu jünger) Hinterer Gosausee-Plackles-Xanten. Auch das war damals gegen die allgemeine Anschauung, wähnte man sich doch bei den betreffenden Sachbearbeitern mit den Roststreifigen Mergeltonen (im Schema des Verfassers durch die Fundstelle am Hinteren Gosausee vertreten) an der Rhät-Lias-Grenze und mit der Lokalität von Xanten "mitten" in den Kössener Schichten. Stütze erhält diese stratigraphische Reihung neuerdings durch den Versuch richtiger Interpretation ungewollt "verschlüsselter" Angaben im Schrifttum. So könnte es sich bei Discorbis angulina ZIEGLER aus dem höheren Rhät Frankens um einen Vertreter aus dem Kreis der Oberhauserella rhaetica (KRISTAN-TOLLMANN) handeln. Mit Sicherheit kann dagegen von Discorbis ? buliminoides GERKE, häufig aus dem Mittellias Zentralsibiriens zitiert, die generische Zugehörigkeit zu Praegubkinella angegeben werden. Sollte es einmal möglich sein, eine unbeschädigte und deutlich gezeichnete Nabelansicht der Form zu studieren, ist der Verfasser sogar der Überzeugung, daß sich seine Praegubkinella turgescens als jüngeres spezifisches Synonym davon zu erkennen gäbe (vgl. Abb. 1). Damit ist also die zeitliche Rangordnung der rhätischen Fundorte von Trias-"Globigerinen" durch den Autor von 1967 nicht von ungefähr, sondern findet in außeralpinen Gegenden wertvolle Bestätigungen. Weiters dürfte in dem Zusammenhang interessant sein, daß die vermutlich durch Salzdiapirismus verursachte Hypersalinität während des tieferen Rhäts im Hallstätter Faziesbereich (Roststreifige Mergeltone) nun in dem nördlicher gelegenen Ablagerungsraum der Kössener Schichten eine altersgleiche Parallelentwicklung finden könnte, meldet doch M. URLICHS (1972: 668, 671) aus dem unteren Teil der Schwäbischen Fazies eher hypersalinares Milieu.

Die von F. BETTENSTÄDT und seiner Schule (1968: 382) erarbeiteten Evolutionswerte machen es dabei wohl mehr als augenfällig, daß selbst unter Rücksichtnahme der zu Beginn des Kapitels erwähnten größeren Entwicklungsgeschwindigkeit der Oberhauserellidae in der Mergelfazies über dem durch Ammonitenfaunen belegten Obernor und unter eindeutigem Lias noch ein Zeitintervall steckt, das ein Mehrfaches der von E. T. TOZER (1967:11) einer Ammonitenzone durchschnittlich zugestandenen 1,5 Millionen Jahre umfassen muß. Darum ist einerseits vorläufig noch keineswegs mit den Funden von *Rhabdoceras suessi* im Typusprofil der Kössener Schichten in der Weißloferklamm durch M. URLICHS, 1972, das Rhät als "... eine vom Hallstätter "Normaltypus" abweichende Beckenfazies des Obernor..." (L. KRYSTYN, 1974: 141) erwiesen. Andererseits braucht es solcherart aber auch nicht irgendwelcher Kunstkniffe, wie etwa den Einschluß des Obernors in das Rhät, um damit die Selbständigkeit der Rhätischen Stufe zu garantieren. Es ist deshalb arge Selbstüberschätzung der ihrer Inkompetenz einstweilen noch uneinsichtigen Ammonitenforscher, beim gegenwärtigen Stand des Wissens das Rhät als Stufe nicht länger anerkennen zu wollen, was übrigens jüngst von F. FABRICIUS, 1974, vorgeschlagen und von L. KRYSTYN, 1974, bereits ausgeführt worden ist. Ihnen sei jedoch zu bedenken gegeben, daß vorher noch viel Arbeit gerade aus dem hier kurz umrissenen neuen Gesichtsfeld heraus zu tun wäre, ehe man derart schwerwiegende Konsequenzen vollzieht.

2.9. Bedeutung der Sekundärlamination der Gehäusewand

Seit der zweiten Hälfte der fünfziger Jahre hatte man in immer stärkerem Maße die taxonomische Bedeutung der primären Lamination betont. Heute ist deren übertriebene Bewertung selbst von ihren glühendsten Verfechtern eingestanden (vgl. H. J. HANSEN & Z. REISS, 1972 b). Demgegenüber ist zu unrecht die sekundäre Lamination der Gehäusewand vernachlässigt worden, obwohl die Arbeiten von A. A. GERKE, 1957, J. M. SELLIER & T. F. J. DESSAUVAGIE, 1965, und E. NORLING, 1968, sehr schön ihre phylogenetisch erkennbare Abfolge an Nodosariidae demonstrieren. Überzeugend wird dort eine Entwicklung von nichtlamellarem Schalenbau über mesolamellare Stadien (E. NORLING, 1968: 24) zu vollkommen lamellarer Anlage gezeigt, wobei der Vorgang im Lias noch nicht bei allen Genera und Subgenera dieser Überfamilie abgeschlossen ist.

Das gleiche entwicklungsgeschichtlich wichtige Bildläßtsich auch beim Foraminiferenplankton zeichnen. Noch ist im Rhät *Praegubkinella* nichtlamellar (W. FUCHS, 1969), aber von *Conoglobigerina* aus dem Dogger wird von O. PAZDROWA (1969) schon sekundäre Lamination gemeldet. Höchstwahrscheinlich führt auch da der Wechsel von der einen zur anderen Bauweise langsam im Lias über mesolamellare Gehäuseformen. Die Lamination ist somit ein Phänomen, das — wie die meisten anderen ebenfalls — in erster Linie von der Phylogenese her betrachtet und beurteilt werden muß, wiewohl ihm untergeordnet eher stratigraphischer Gehalt als taxonomischer Wert und Rang zugestanden werden sollten.

2.10. Herkunft des kretazischen Foraminiferenplanktons

Die bisher vom Verfasser durchgeführten Untersuchungen der alpinen Unterkreide haben die vielfach schon von anderen Mikropaläontologen geäußerte Vermutung der wesentlichen Ausgangsposition von Hedbergella bestätigt. Von Mariannenina aus dem höheren Jura abstammend (W. FUCHS, 1973), setzt die Radiation von Hedbergella wohl im tiefen Barrême oder hohen Hauterive ein (W. FUCHS, 1968, 1971). Erste primitive Arten von Ticinella, Clavihedbergella, Schackoina und Globigerinelloides aus dem tieferen Mittelbarrême zeigen noch deutliche Spuren ihrer Abkunft von Hedbergella, an der fast geschlossenen Entwicklungsreihe von Hedbergella zu Biglobigerinella konnte der Vorgang überdies veranschaulicht werden. Von der bereits im hohen Barrême vorhandenen morphologischen Vielfalt des Planktons hatten vorher nur S. GUILLAUME & J. SIGAL, 1965, und B. BEAUDOUIN, 1967, gewußt. Das vom Autor erzielte Ergebnis sollte nicht ohne Einfluß auf die bislang geübte Systematik der Schwebeforaminiferen sein, deren straffe Ordnung auf zumeist in der Oberkreide schon stark differenzierte Populationen vielfach entwicklungsgeschichtlicher Endstadien beruht. Der 1971 vom Schreiber publizierte Vorschlag ist in einem wichtigen Punkt zu berichtigen, als nämlich die Bearbeitung der Jura-"Globigerinen" (W. FUCHS, 1973) gezeigt hat, daß die 1968 und 1971 entdeckten trochospiral beginnenden Repräsentanten von *Heterohelix* nicht in *Hedbergella*, sondern in *Eoheterohelix* wurzeln. Damit ist die Abspaltung der Heterohelicinae von den Guembelitriinae naheliegender und ihre Selbständigkeit gegenüber den Hedbergellidae erwiesen.

2.11. Phylogenetische Stellung der Robertinidae und Asterigerinidae

Wie schon in Kapitel 2.7. angedeutet, spalten sich die beiden Familien an der Wende Kreide—Tertiär von den persistierenden Ceratobuliminidae ab, wobei die damals Platz greifende gravierende Klimaverschlechterung zusätzlich die entwicklungsgeschichtlichen Ereignisse beeinflußt haben mag. Dabei repräsentieren die aragonitschaligen Robertinidae (davon *Colomia* in Übereinstimmung mit J. HOFKER sen., 1958, zu den Ceratobuliminidae gehört) eine merklich phylogenetisch fortgeschrittenere Gruppe von Foraminiferen, indem sie sich durch größere Komplikationen der Internstrukturen von ihren Ahnen unterscheiden, wie Kämmerchen, doppelte Aperturen, eingerollte Zahnplatten und primäre Septalforamina (B. McGOWRAN, 1966 b).



Abb. 2: Asterigerinata mamilla (WILLIAMSON) — ex H. J. HANSEN & Z. REISS, 1972 a, Taf. 7, Fig. 2. Im besonderen wird auf die von den beiden Autoren in der Abbildung mit g, im Text als "gutter" bezeichneten Internstruktur verwiesen im Hinblick auf die evolutive Fortentwicklung von Arcus und Zahnplatte.

Die verblüffende Ähnlichkeit des Kammerinternbaues der calcitschaligen Asterigerinidae mit dem der aragonitischen Ceratobuliminidae hat schon F. BROTZEN erstmals die nahe verwandtschaftliche Beziehung beider erkennen lassen. In späteren Arbeiten haben M. F. GLÄSSNER, J. HOFKER sen. und Z. REISS auf diese Erscheinung aufmerksam gemacht, sie meist jedoch als Konvergenzphänomen ausgelegt. Abb. 2, die das geöffnete Gehäuse von Asterigerinata mamilla (WILLIAMSON) (nach H. J. HANSEN & Z. REISS, 1972 a, Taf. 7, Fig. 2) zeigt, läßt angesichts der hervorragenden Aufnahme sehr leicht
2.12. "Globigerinen" des Paläozoikums

Am Schlusse des Kapitels möchte der Autor auch noch auf dieses Problem kurz eingehen, damit nicht die seltenen, aber aufhorchenswerten Meldungen aus dem Jungpaläozoikum der gleichen Geringschätzung zum Opfer fallen wie vormals jene über Trias-"Globigerinen". Es betrifft — soweit der Verfasser das Schrifttum zu überblicken vermag — zwei Arbeiten, wo in Gesteinsdünnschliffen Globigerinen-ähnliche Schnittbilder beobachtet worden sind. P. DELEAU & P. MARIE, 1959, bestimmen aus dem Karbon Algeriens Globigerina primitiva und G. deleaui; E. LUPERTO, 1965, beschreibt erstmals Abriolina bulloides aus dem Perm Italiens. In beiden Beiträgen handelt es sich um einschichtige Kalkschaler, sodaß die von M. F. GLÄSSNER (1963) geäußerte Vermutung, es könnten dafür vielleicht Embryonalteile palaeotextularioider Foraminiferen (vgl. R. H. CUMMINGS, 1956) in Frage kommen, wegen deren Zweischichtigkeit wohl unzutreffend ist. Der Versuch der Aufklärung dieses Rätsels wird eines der Vorhaben des Verfassers für die Zukunft sein.

3. Zur Klassifikation im allgemeinen

Die seit 1967 zielstrebig auf die Erforschung des Foraminifereneoplanktons und dazu verwandter Formen ausgerichteten Arbeiten des Verfassers haben eben ihres erfolgreichen Verlaufes wegen eine Fülle bedeutsamer und grundlegender Fragen aufgeworfen, deren klärende oder zumindest mögliche Beantwortung im vorangegangenen Kapitel versucht worden ist. Die im Zuge der Untersuchungen gewonnenen Daten, Ergebnisse und Erkenntnisse führen dem Foraminiferologen in bisher ungekannter Weise in zum überwiegenden Teil belegten Sequenzen besonders einleuchtend das Verbindende im evolutiven Ereignis auch größeren Maßstabes vor Augen. Gerade aber diese Tatsache findet in keinem der bis heute verfügbaren Handbücher für Foraminiferensystematik Berücksichtigung, wenn man von dem eigenwilligen und aus verschiedenen Gründen unannehmbaren Schema J. HOFKERS, 1951, absieht.

Für eine Erklärung diese Phänomens kann vielleicht folgendes angeführt werden: Urübel war und ist eine in der Mikropaläontologie ganz allgemein vorherrschende Grundeinstellung zur Klassifikation, welche gegenwärtig immer krasser verspürbar wird. Nicht die zeitlich und populationsmäßig umfassende Übersicht in breitester Begriffsfassung bestimmt die Systematik, sondern im Gegenteil die freiwillig aufs engste eingeschränkte Sicht des sogenannten Fachmannes ist es, deren Eckpfeiler willkürlich herausgegriffene und subjektiv überbewertete Einzelheiten sind. Die fachliche Kurzsichtigkeit geht in jüngster Zeit bereits soweit, daß die Autoren derartiger Systeme darin wirklich natürlich verwandtschaftliche Verbindungen zu erkennen glauben, während noch Z. REISS, 1957 und 1963, Offenheit und auch Weitblick genug besaß, das seine von vorneherein als "horizontales" ohne Anspruch auf echte stammesgeschichtliche Beziehungen zu bezeichnen. Die Errungenschaften der modernen Technik scheinen aber solch völlig subjektiv orientierte Gliederungsprinzipien zu fördern, wozu das immer groteskere Formen annehmende Spezialistentum seinen erheblichen Beitrag leistet: Stete Verringerung der zu bewältigenden Zeitspannen in der Stratigraphie und der zu überschauenden Gruppen in der Foraminiferensystematik, Erschwerung der Kommunikation zwischen den in verschiedenen Bereichen arbeitenden Forschern, daraus resultierend beobachtbare Teilnahmslosigkeit an Ergebnissenaußerhalb des eigenen, immer enger werdenden Interessenkreises und damit verbunden Schwinden umfassender Literaturkenntnisse. In der Fülle der gebotenen Details ertrinkt fast jeder Versuch, den Überblick zu wahren. Eine Folgeerscheinung davon mag auch der Verlust des Sinngehaltes nomenklatorischer Hierarchie sein, welcher unentwegt mehr abhanden zu kommen scheint. In ihrer pyramidenförmigen Anordnung sollten doch, von breiter Basis ableitbar, in den höheren Rängen die wachsenden Gemeinsamkeiten zum Ausdruck gelangen. Die heutige Entwicklung zeigt den konträren Verlauf, nämlich eine Zersplitterung, die jetzt sogar schon die Überfamilien erreicht hat. Es gibt kaum noch Planktonfamilien, die mehr als drei Gattungen beinhalten können. Hier wird offenbar, daß der Merkmalsreichtum, wie er der Mikropaläontologie seit etwa einem Jahrzehnt durch die Rasterelektronenmikroskope in einmaliger und überwältigender Weise zur Verfügung steht, von vielen Fachleuten nicht oder noch nicht geistig verkraftet und in ein allgemeines und alles umspannendes Vorstellungsbild entwicklungsgeschichtlicher Vorgänge eingepaßt werden kann. Somit werden in manchen Fällen die großartigen Möglichkeiten dieser neuen Betrachtungsmethode zu bloßen Photoalben entwertet.

Nur aus der durch die eben aufgezählten bedauernswerten Tatsachen eröffneten Perspektive werden für den Verfasser einige der in den letzten Jahren publizierten "Revisionen" am speziellen Beispiel des Foraminiferenplanktons einigermaßen begreiflich: Etwa die 1971 von Z. R. NAGGAR durchgeführte Reklassifikation der Schwebeforaminiferen. Es ist das aber ein in den von diesem Autor überblickbaren Zeiten Alttertiär-Oberkreide teilweise recht selbstherrlich errichtetes Schema, das in den älteren und jüngeren Abschnitten unverhüllt dessen Beziehungslosigkeit und Unkenntnis zu Material und Schrifttum preisgibt. - Nur auf Grund derartiger Gesinnung konnte weiters N. K. BROWN, 1969, bei der neuerlichen Bearbeitung der Heterohelicidae gleich anfangs Guembelitria. Guembelitriella und Gubkinella wegen ihres niemals zweizeiligen Gehäuses und wegen des Fehlens von Längsrippchen auf der Schalenoberfläche von jeder weiteren Betrachtung ausschließen, ebenso erging es Chiloquembelina, Bifarina und Woodringina ihrer glatten Schalenoberfläche und ihres primär monolamellaren Gehäusewandbaues wegen. — Nur so kann es geschehen, daß etwa J. F. LONGORIA & M. A. GAMPER, 1974, die Klassifikation und Evolution der Kreideplanktonforaminiferen zu ergründen suchen, dabei in vorgefaßt selektiver Art mit den trochospiral gewundenen Formen beginnen und die Mündungssituationen für die Grundlage ihres angeblich natürlichen Systems erklären können. - Nur so ist es denkbar, daß etwa R. G. DOUGLAS, in seinen Kreisen als "Spezialist für mesozoische Planktonforaminiferen" unangefochten, während der 3. Planktonkonferenz in Kiel (1974) gleich zu Beginn seines Vortrages unwidersprochen alle Berichte über Schwebeforaminiferen vor dem Apt rundweg als uninteressant und bedeutungslos zur Seite schieben durfte.

Diese vier Beispiele aus allerletzter Vergangenheit mögen der Veranschaulichung einer bedenklichen Strömung innerhalb der Foraminiferenforschung dienen. Hier werden nämlich Gesetzmäßigkeiten in selbstsicherer Manier der Natur aufgezwungen, anstatt ihr die wunderbare Ordnung in zähem, aber immer ihrer unerreichbaren Größe bedachtem Forschen abzuringen. Viel zu minder wird heute angesichts des erdrückenden Angebotes fortlaufend neuer, gedanklich kaum noch richtig verarbeiteter Details die Morphologie des Organismus eingeschätzt, die doch — in den treffenden Worten von L. HOTTINGER (1967) formuliert — "... Ausdruck des biologischen Gleichgewichtes zwischen dem Erbgut, das die Morphogenese des Organismus bestimmt und lenkt, und den Umweltfaktoren des Lebensraumes" ist. Verhilft doch gerade sie bei genügendem Überblick und gewahrter fachlicher Distanz allen modischen Tendenzen gegenüber, die Spuren natürlicher verwandtschaftlicher Beziehungen zu entdecken, und berechtigt damit zur Ableitung echter Phylogenesen. Dabei will der Verfasser dieses Beitrages den Begriff Morphologie soweit wie möglich gefaßt wissen, vom äußeren Erscheinungsbild bis hin zu den Ultrastrukturen, vom Weichkörper des lebenden Tieres mit all seinen biologischen Fragestellungen bis hin zur Mikrostruktur der fossilen Gehäusewand. Ist man dann noch der Tatsache eingedenk, daß jenes Gleichgewicht wohl "horizontal", also gewissermaßen in einer geologischen Momentaufnahme gesehen, genetisch stabil sein und von Umwelteinflüssen unberührt bleiben kann, daß sich aber diese Harmonie in "vertikaler" Sicht nicht als starres Element, sondern als gleitendes Instrument für die beste Adaption an die jeweiligen ökologischen Umstände in der für menschliches Ermessen ungeheuerlichen Folge geologischer Zeitläufe erweist, dann — so meint es wenigstens der Autor — hat man eine reife Grundhaltung zu entwicklungsgeschichtlichen Prozessen gewonnen.

Nur solch eine Einstellung hat es dem Schreiber ermöglicht, die eindrucksvolle Abwicklung der Entstehung und Entfaltung des Foraminiferenplanktons von den paläozoischen benthonisch lebenden Ahnen über ganz wesentliche bisher stets als Schranken statt als Bindeglieder benützte stammesgeschichtliche Etappen mineralogischer, mikrostruktureller, morphologischer und habitueller Art bis hinauf zu den differenziertesten kretazischen Vertretern durchzustehen und richtungweisende, bislang ungeahnte Verwandtschaftsverhältnisse zu entdecken. Dagegen hätte jede voreingenommene Auswahl und Abgrenzung in jedwede Richtung zu Beginn der Untersuchungen das verhindert. Vom Verfasser sind die entgegentretenden Schwierigkeiten und Probleme, von anderen als willkommene Einfriedungen ihres geistigen Horizontes vorgeschoben, als Herausforderung aufgefaßt und in den Abschnitten des Kapitels 2 zu überwinden versucht worden. Das aber hatte nicht nur neue Lösungen, Ideen und Denkanstöße zur Folge, sondern kann wohl in berechtigter Weise als erstmalig erfolgversprechende Eröffnung eines Weges auf eine natürliche Klassifikation der Foraminiferen hin beurteilt werden.

In letzter Zeit wird freilich immer öfter der völlig gekünstelte Aufbau der Klassifikationsschemata beklagt, daß darin alles klar — zu klar — abgegrenzt wäre und kein Raum für etwaige Übergänge nicht einmal "... at basic levels" (B. McGowran, 1971) bestünde, doch die Aktivitäten der Klageführenden erschöpfen sich im Bedauern, wollen selbst keine Initiativen ergreifen. Trotzdem ist allein schon das offensichtlich auch von anderen Seiten empfundene Mißbehagen all den bestehenden Gliederungen gegenüber wertvoll und ermutigend, bestätigt es doch dem Verfasser die Notwendigkeit seiner hier gewiß hart, aber offen und tunlichst objektiv geführten Auseinandersetzung. Um nun verständnisvoll die "Krise der Klassifikation" überbrücken zu helfen und dafür sinnvoll die Vielfalt der heute zu Gebote stehenden Mittel einsetzen zu können, erscheint ein kurzer Rückblick auf die Geschichte der Foraminiferensystematik durchaus nützlich und angebracht.

3.1. Die Klassifikationen der Vergangenheit

Sie sind, sobald einmal die Foraminiferen als selbständige Organismengruppe erkannt worden waren (A. D. ORBIGNY, 1826), durch ihre große Einfachheit gekennzeichnet. Vornehmlichste Gliederungsprinzipien waren die Morphologie im engsten Sinne, wie Ein- oder Mehrkammerigkeit und Kammeranordnung des Gehäuses, sowie das Vorhandensein oder Fehlen von Perforation. Dessenungeachtet geht die heute noch gültige Grobeinteilung der Foraminiferen in solche mit agglutinierenden oder porzellanartigen oder glasig-perforierten Schalen unter Berücksichtigung von stofflicher Zusammensetzung und gewisser Wandstrukturelemente bereits auf die klassischen Arbeiten von W. B. CARPENTER, W. K. PARKER & T. R. JONES, 1862, besonders aber von A. E. REUSS, 1862, zurück. Dabei war damals die Einstellung zur Klassifikation von zwei divergierenden Meinungen geprägt. Einerseits übte jene von der Biologie getragene und gegenwärtig von ihr immer noch nicht revidierte Ansicht über die Foraminiferen als primitive Einzeller ohne Anzeichen von Evolution oder Spezifikation namentlich im angelsächsischen Raum großen Einfluß aus, wo man sich ja sehr eingehend mit rezenten Vertretern beschäftigte. Andererseits waren die auf dem Kontinent tätigen Forscher, die sich hauptsächlich fossilem Fundgut widmeten, sehr bald des entwicklungsgeschichtlichen Wandels innerhalb dieser Tiergruppe im geologischen Zeitablauf gewahr geworden. Bevor jedoch Ansätze zu naturnaher Systematik in Kontinentaleuropa in Erscheinung treten konnten, überschwemmte der nach 1917 erdölwirtschaftlich orientiert ausgelöste "Foraminiferenboom" von Amerika aus die Fachwelt, worauf fast jedes evolutiv tendierende Forschen in der Folge jahrzehntelang unterblieb. Erst nach dem Zweiten Weltkrieg erfolgte eine gewisse, indes nicht unbedingt positive Änderung der Situation.

3.2. Die Klassifikationen der Gegenwart

Für die Abfassung neuer, den natürlichen Verwandtschaftsverhältnissen eher entsprechender Gliederungen hätte die verstärkte Aufmerksamkeit für Phänomene des phylogenetisch bedingten und durch biometrisch-statistische Methoden der Populationsanalyse besonders augenfällig gemachten Artenwandels (seit C. A. WICHER, 1938 unveröffentlicht, von H. HILTERMANN, W. KOCH und vor allem von F. BETTENSTÄDT mit seinem Schülerkreis äußerst erfolgreich für Fragen der Evolution und Stratigraphie angewandt), des weiteren für Erscheinungen der Schalenwandmikrostruktur (seit A. WOOD, 1949) und Kammerinternstrukturen (J. HOFKER sen., 1951) die entscheidende Wendung bedeuten können. Letztere Merkmale sind übrigens solche, deren Kenntnis schon den Klassikern der Foraminiferenlehre zu danken ist, die aber während der zuvor erwähnten, rein wirtschaftlichem Denken unterworfenen Forschungsphase der Zwischenkriegszeit in Vergessenheit geraten war. Erst nach dem Zweiten Weltkrieg entdeckte man sie wieder und erkannte jetzt zusätzlich ihren hohen und zuverläßlichen taxonomischen Wert. Ein vierter diesbezüglich wichtiger, bei aller nahezu vorbehaltlosen Anerkennung dennoch viel zu wenig beachteter und befolgter Beitrag hätte die verantwortungsvoll durchdachte Merkmalshierarchie für die Klassifikation von H. Bolli, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1957: 21, sein können, wollte man ihrer ausschließlich "horizontalen" Sicht nur etwas "vertikales" Wagnis beimischen, wie das der Verfasser in einem der einleitenden Absätze dieses Kapitels schon zum Ausdruck gebracht hat. Trotz der anscheinend günstigen Voraussetzungen blieb indessen auch diesmal die Entwicklung eines natürlichen Systems der Foraminiferen im Keime stecken. Nur war die Ursache nicht wie ehedem der Informationsverlust, sondern gerade im Gegenteil der ungeheuer anschwellende, dabei aber zumeist noch unbewältigte Informationszuwachs. In nicht unbeachtlichen Teilen wenigstens auf Ergebnisse aus der Pionierzeit der Foraminiferenforschung zurückgreifend, erbrachten neben den schon aufgezählten Fakten noch folgende Untersuchungsmethoden wesentliche Kenntniserweiterungen auch von stammesgeschichtlichem Interesse: Mineralogische und chemische Analysen der Schalenwandkomposition, Feststellung der Zusammensetzung der Aminosäuren organischer Substanzen aus dem Skelett rezenter Formen, Entdeckung der Bedeutung des lamellaren Charakters von Gehäusewand und Septen, Beobachtung von Lebenszyklen und Beachtung der Zytologie lebender Arten und die neue Welt vorher kaum erahnbarer Fülle an Einzelheiten, die sich dem Beschauer durch die Anwendung der Rasterelektronenmikroskope erschlossen hat. Eine objektive Prüfung all dieser und noch in Zukunft sich dazugesellender Details läßt bald einsehen, daß für die Phylogenie nur deren uneingeschränkte und voraussetzungslose Gesamtbetrachtung (eben die Morphologie im Sinne des Verfassers) verläßliche und zielführende Angaben gestattet. Jede einseitige und durch nichts motivierbare Überbewertung eines Phänomens oder einer kleinen ausgewählten Merkmalsgruppe als absolute Grundlage von Gliederungsschemata führt unweigerlich zu künstlichen "horizontalen" Klassifikationen. Und gerade diese subjektive Handhabung ansonsten einzigartiger Möglichkeiten kennzeichnet fast alle Foraminiferensysteme der Gegenwart.

Ein eklatantes Beispiel derartiger Fehlhaltungen ist wohl die taxonomisch übertrieben hohe Bewertung der primären Lamination. Der Erscheinung der Bilamellität hatte schon A. H. SMOUT, 1954, bei seiner Bearbeitung kalkschalig rotaliider Foraminiferen Einfluß auf die Systematik zugestanden, es war aber erst Z. REISS, der ab 1957 dieses Phänomen zu einer fast nur allein davon bestimmten Klassifikation aller kalkigperforierten Vertreter erweiterte und ausbaute. Obwohl von ihm gleich zu Beginn als lediglich "horizontales" Gliederungsschema apostrophiert, hatte es doch in der Folgezeit verhängnisvolle Auswirkungen auf die Foraminiferensystematik. Es soll in diesem Zusammenhang nur an die Ausschließung der Gattungen Chiloquembelina, Bifarina und Woodringina aus dem Kreis der Schwebeforaminiferen wegen ihres angeblich monolamellaren Schalenwandbaues Bezug genommen werden. Taktisch geschickt und von reichen eindrucksvollen Bilddokumenten unterstützt, gelang es Z. REISS und seinen Mitarbeitern durch einige Jahre, den größeren Teil der Fachwelt für sich zu gewinnen, was unter anderem auch in der kleinen Revision zum Treatise durch A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 b, bedauerlicher Weise Einlaß gefunden hat. Während also seine Gegner (vor allem J. HOFKER sen., ab 1967, und W. H. BLOW, 1969), die offensichtlich eine scharfe Trennung zwischen mono- und bilamellar gehäusewandbildenden kalkschaligen Foraminiferen nicht einmal an rezentem Material ziehen konnten, zunächst chancenlos schienen, ist es doch der Hartnäckigkeit der wissenschaftlich völlig ichbezogenen Persönlichkeit J. HOFKERS zu danken, daß dieses taxonomische Kriterium neuerlichen kritischen Untersuchungen unterworfen worden ist. Denn wollte man nicht die eine oder andere Seite der Kontrahenten bewußter Täuschung mit retuschierten Photos verdächtigen, war es dem unvoreingenommenen Beobachter des in sämtlichen renommierten internationalen Fachzeitschriften intensiv ausgetragenen Streites ziemlich bald einsichtig, daß hier keinesfalls ein mit der für systematische Gültigkeit notwendigen Klarheit ausgebildetes Merkmal vorliegt. Das hat dann auch K. M. TOWE, 1971, schließlich recht einleuchtend artikuliert. Ein Jahr später haben H. J. HANSEN & Z. REISS (1972 b) in anerkennenswerter Weise die taxonomische Bedeutungslosigkeit der Primärlamination eingesehen und eingestanden. Wenn man nun den Verlauf und Ausgang der Auseinandersetzung bedenkt und sich noch einmal in Erinnerung ruft, daß das Phänomen der Bilamellität selbst an rezenten Gehäusen niemals allseitig eindeutig festzustellen war, dann kann man den jüngst von T. N. GORBATCHIK & M. MOULLADE, 1973, vorgestellten Versuch, mit Hilfe dieses Charakteristikums das Foraminiferenplankton der mittleren Kreide ordnen zu wollen, kaum ernsthaft in Erwägung ziehen.

Ein weiteres Exempel taxonomisch folgenschwer überbewerteter Einzelmerkmale sind Situation und Charakter der Mundöffnung. J. HOFKER gründete auf nur zum Teil genetisch richtige und vertretbare Abfolgen und Deutungen von Proto- und Deuteroforamen eine Klassifikation. An diesem System läßt sich aber immerhin noch schöpferisches Nachdenken und phylogenetisches Empfinden ablesen. - Demgegenüber erscheinen dem Autor die Arbeiten von J. F. LONGORIA neuesten Datums viel weniger tiefschürfend. Auch er hat die Aperturregion zu der Basis seines klassifikatorischen Systems planktonischer Kreideforaminiferen erkoren. Dabei werden kleinsten Abweichungen in der Detailfülle der Mundöffnungsmorphologie systematische Auswirkungen zugesprochen, die bis hinauf zur Ebene der Familien gravierend Einfluß nehmen. Aus engster stratigraphischer Erfahrung heraus und unbeschwert von umfassenderen Kenntnissen selbst des amerikanischen Schrifttums wird hier eine Ordnung auf Grund eines bei den meist schon entwicklungsgeschichtlichen Endstadien der Oberkreide zugegebenermaßen auffälligen, durch die Möglichkeiten des Rastermikroskopes exzessiv darstellbaren Merkmales erstellt, ohne dessen evolutive Herkunft, Bedeutung und taxonomischen Rang überhaupt abschätzen zu können, auch wenn diese Publikationen ein "phylogenetisches Mäntelchen" umgehängt bekommen. Bei gleichzeitig verlustig gegangenem Verständnis für die nomenklatorische Hierarchie wird in wenig verantwortungsbewußter Weise aufgegliedert und auseinandergerissen, was nicht einmal

Diese Beispiele extrem falscher Einstellung phylogenetischer Forschung gegenüber entsprechen dem heutigen Trend in der Foraminiferologie zum zeitlich und systematisch eingeengten Spezialisten hin, weshalb sie sich auch so leicht durchsetzen und in Schulen weiterverbreitet werden können. Sie aber verursachten teilweise, daß wertvolle Beiträge zu möglicher Klärung entwicklungsgeschichtlicher Ereignisse verdrängt, nicht berücksichtigt oder in der Folge sinnverzerrt worden sind. Drei Beispiele mögen dafür einstehen. Die großartigen phylogenetischen Untersuchungen der deutschen Forscher seit C. A. WICHER mit ihren eindrucksvollen Ergebnissen in Stratigraphie und Evolution und ihrem Verdienst, die schwierige Terminologie biogenetischer Literatur dem Mikropaläontologen verständlich gemacht zu haben, blieben in zeitlich beschränkten Einzeluntersuchungen stecken und sind außerhalb des deutschen Sprachraumes trotz ihrer weltweiten Kenntnisnahme nicht zur Basis davon ausgehender Evolutionsforschung größeren Maßstabes herangezogen worden.- Die verständnislose Haltung, die man den Ansichten J. HOFKERS über Orthogenesen (1959 b) entgegenbringt, ist dem Autor eher erklärbar. Nimmt man sich aber die Mühe, diese Veröffentlichung aufmerksam durchzulesen und den eigentlichen Kern mitten aus dem echt HOFKERschen Gemisch von Eigenbrötelei, Mißverständnis und Genialität herauszuschälen, bestätigen seine Arbeiten betreffs der Artentstehung über sein "gens" bei aller Eigenwilligkeit doch die Resultate der deutschen Wissenschaftler. - Interessant ist der Versuch von J. SIGAL, offensichtlich stammesgeschichtlichen Übergängen durch Einführung von "morphogenre" und "morphospectre" in der sonst artifiziellen Systematik gerecht zu werden. Dazu gehört indessen ein umfassender stratigraphischer Überblick, der jedoch schon seinen Schülern mangelt, sodaß viel zu großzügig abgegrenzte Zusammenfassungen morphologischer Variationen bei gleichzeitig engster zeitlicher Betrachtungsspanne jede genetische Schlußfolgerung ad absurdum führen (vgl. F. MAGNIEZ-JANNIN, 1971).

3.3. Die Klassifikation der Zukunft

Auf dem Vorangegangenen — Positivem wie Negativem — auf bauend, sollten die folgenden Sätze gleichsam als Präambel der künftigen natürlichen Foraminiferensystematik vorangestellt werden: "Nur umfassendes stratigraphisches und systematisches Wissen und an entsprechenden Materialien auch persönlich erworbene Erfahrungen lenken allmählich zwanglos zu wirklich evolutivem Studium, das somit Grundlage einer echten, auf Verwandtschaftsbasis gegründeten Klassifikation der Foraminiferen werden könnte. Eine in solchem Zusammenhang zunächst allen Merkmalen der Morphologie im Sinne des Schreibers (siehe Kapitel 3.2.) voraussetzungslos und uneingeschränkt gleichwertig entgegengebrachte Beachtung zeigt in der Folge spontan die stammesgeschichtlich bedingte hierarchische Ordnung der taxonomisch bedeutsamen Kriterien auf. Hiebei wird es dann auch klar, daß diese Kennzeichen zwar in "horizontaler" Sicht für mehr oder minder breite Ausschnitte der geologischen Geschichte genetisch stabil und von Umwelteinflüssen unabhängig erscheinen können, daß sie jedoch in vertikaler' Schau keineswegs unveränderlich sind, sondern gleichfalls über viele unzählbare Generationen hinweg stetem Wandel und fortschreitender Entwicklung unterworfen sind. Dadurch werden sie dem Forscher zu willkommenen Zeugen des Evolutionsgeschehens."

Das oben Gesagte, vormals von einigen wenigen Mikropaläontologen großen Formates theoretisch erahnt, ist nun in ansehnlichen Teilen praktisches Erfahrungsgut der Arbeiten des Verfassers. Der von H. BOLLI, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1957: 21, gründlich durchdachten Merkmalshierarchie braucht dabei bloß das ausschließlich horizontalstabil-übergangslose Moment entzogen und durch einen vertikal-fließend-verbindenden Gesichtspunkt ersetzt zu werden. Denn auch in Hinkunft wird das Gehäuse der Foraminiferen wichtigstes Objekt ihrer Klassifikation bleiben. Das kann ohne Nachteil für eine natürliche Abfolge eines derartigen Systems geschehen, weil in jedem Fall die Schale zumindest teilweise (als Zement) Produkt zytoplasmatischer Sekretion und somit deren Material gänzlich oder wenigstens in Form des Bindemittels endogenen Ursprunges ist (vgl. Z. REISS, 1963). Einzig wesentliche Änderung innerhalb der Rangordnung der Kriterien stellt der nun notwendige Ausschluß der Primärlamination vor, nachdem sich ihre taxonomische Irrelevanz bei den kalkig-perforierten Foraminiferen erwiesen hat. Demgegenüber sollte mehr auf das phylogenetisch bezeichnende Phänomen der Sekundärlamination aufmerksam gemacht werden. Denn in dieser Art des Gehäusebaues unterscheiden sich im Schliff etwa eine permische, eine liassische und eine oberkretazische Nodosaria ganz augenfällig. Der Autor glaubt jedoch nicht, daß es vorteilhaft wäre, dem auf Gattungs- oder Untergattungsniveau Rechnung zu tragen. Vermißt wird vom Schreiber im Treatise die taxonomische Einheit der Untergattung, welche evolutiv über längere Zeit in Fluß befindliche labile Gattungsmerkmale klassifikatorisch einwandfreier zu erfassen hilft. So erwecken die vielfach auf tertiären bis rezenten, da bereits evolutiv konsolidierten Populationen begründeten Genera um den Kreis von Lenticulina beispielsweise im Treatise den falschen Eindruck abgeklärter Abgrenzungen, was aber namentlich in der höheren Trias bis tief in den Jura, ja sogar bis in die Unterkreide den Tatsachen nicht gerecht wird.

"The very existence of an imperfect taxonomic system imposes a framework which tends to restrict the types of morphological observations that are made and transmitted, and thus to inhibit innovative improvements of the system" (W. R. RIEDEL, 1973: 253). Eine natürliche entwicklungsgeschichtlich belegte Klassifikation der Foraminiferen in der Zukunft wird deshalb vieles allzu Vertrautes radikal über Bord werfen müssen, um tatsächlich wirksam werden zu können. Eine künftig einheitliche, die stammesgeschichtliche Herkunft und Rangordnung berücksichtigende Wertskala der taxonomisch wichtigen Kriterien wird dann nämlich zeigen, daß heute noch für gleich Gehaltenes – phylogenetisch betrachtet — morgen einander fremd, Verschiedenes dagegen mehr oder minder eng zusammengehörig sein kann (vgl. Abschnitt 2.5.). Damit erscheint jetzt der einst provokativ empfundene Satz von J. HOFKER (1967) in neuem Licht: "Die Entdeckung, daß verwandte Gruppen von Foraminiferen dieselbe Feinstruktur der Schale aufweisen, darf nicht, wie dies durch LOEBLICH & TAPPAN geschehen ist, umgekehrt werden. Gruppen mit verschiedener Wandstruktur können durchaus miteinander verwandt sein". Das bedeutet im vorliegenden konkreten Fall, daß beispielsweise eine rezente Globigerina engere verwandtschaftliche Bindungen zur längst ausgestorbenen vorwiegend paläozoischen Gattung Tetrataxis hat als zu einer gleichzeitig lebenden und gleich gebauten Nodosaria. Dieses Beispiel deutet wohl zur Genüge die heraufdämmernden Schwierigkeiten einer durchstehbaren natürlichen Systematik an. Das aber hat schon A. WOOD (1949) in weiser Voraussicht mit den folgenden Worten umrissen: "If classifications of the future are to be ,natural', reflecting the evolutionary history of the group, they will be not less but more complicated than those at present in favour."

Bei einer abrundenden Gesamtschau der Foraminiferen kann sich der Verfasser auf Grund der mit dieser Arbeit erzielten Erkenntnisfortschritte nicht des Eindruckes erwehren, daß die Stellung dieser Tiergruppe nicht nur innerhalb der Protista, sondern im Rahmen des ganzen zoologischen Systems neuerlich überdacht gehörte. Der Autor vertritt nämlich die Ansicht, daß die Foraminiferen keinesfalls primitive Organismen sind. Im Gegensatz zu allen anderen Einzellern mit ihrer stets gleichbleibenden mineralogischen Skelettzusammensetzung sieht der Schreiber in der grandiosen Weiterentwicklung ihrer stofflichen Gehäusekomposition von einfachen, aus organischen Substanzen gebildeten Schalen bis hin zu verschiedenen in mehrfacher Hinsicht höchst komplizierten und chemisch differenzierten Bauplänen einen Vorgang, wie er in seiner Bedeutung nur etwa noch in dem allmählichen Progreß des Skelettes bei den Wirbeltieren erreicht wird. Eine spätere Aufwertung der Ordnung Foraminiferida zur Unterklasse (wie das schon D. M. RAUZER-CHERNOUSOVA & A. V. FURSENKO, 1959, allerdings mit völlig anderer Motivierung getan haben) könnte dem vielleicht besser Ausdruck verleihen.

4. Zur Evolution im besonderen

Dieser Abschnitt erläutert das auf Abbildung 3 in groben Zügen, auf Tafel 1 dagegen detailliert wiedergegebene Schema des entwicklungsgeschichtlichen Verlaufes der Herkunft und Differenzierung des Foraminiferenplanktons und dazu verwandter Formen. Dabei wird versucht, die phylogenetisch-,,vertikalen" Resultate des Verfassers dem im einzelnen streng "horizontal" angeordneten Gliederungsprinzip des Treatise von A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 a, einzufügen. Es soll aber betont werden, daß das von seiten des Schreibers nur als behelfsmäßiges Unterfangen betrachtet wird. Denn sein Konzept stellt vorläufig wohl einen sehr zaghaften und isolierten, dessenungeachtet jedoch immerhin einen ersten Schritt dar in Richtung auf eine Klassifikation der Foraminiferen, deren Grundlage echte verwandtschaftliche Beziehungen sein sollten. Die sinnvolle Loslösung eines danach orientierten Systems von den herkömmlichen kann und soll indes erst vorgenommen werden, wenn die hier vorgebrachten Daten Bestätigung und Vervollständigung gefunden haben und auch andere wichtige Gruppen, nach derartigen Gesichtspunkten untersucht, in ihrem Evolutionsgeschehen abgeklärt vorliegen werden.

Basis des nachfolgend beibehaltenen systematischen Rahmens bildet also das von A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 a, verfaßte Foraminiferenhandbuch. Es werden daher nur jene Veränderungen des Wissensstandes vermerkt, die seither Definition, Emendation und Klassifikation des Formenkreises direkt berühren und dem Schreiber bekannt geworden sind.

4.1. Unterordnung Fusulinina WEDEKIND, 1937

4.1.1. Überfamilie Endothyracea BRADY, 1884, emend.

Emendation: Gehäuse röhrenförmig, häufig mit trochospiralem oder unregelmäßig gewundenem Initialteil, trochospiral, zwei- und einzeilig; Inneres kann in Kämmerchen unterteilt sein, aber nicht labyrinthisch; Schalenwand kalkig, faserig oder granular, in primitiven Formen mag auch etwas Fremdmaterial eingebaut werden, meist zweischichtig, höher entwickelte Repräsentanten tendieren auch zur Einschichtigkeit, fein perforiert; eine bis mehrere Aperturen, basal oder terminal, in fortgeschrittenen Vertretern zum Teil Ausbildung von Foramina, die sich durch Resorption über der Primärapertur am proximalen Rand des distalen Arcus öffnen. Untersilur bis Trias (Rhät).

Familie Variostomatidae KRISTAN-TOLLMANN, 1963

(nom. correct. LOEBLICH & TAPPAN, 1964 b, pro Variostomidae KRISTAN-TOLLMANN, 1963)

Typusgattung: Variostoma KRISTAN-TOLLMANN, 1960.

Synonym: Duostominidae BROTZEN, 1963 (siehe auch Kapitel 2.1.).

Emendation: Da die Einzelbearbeitungen noch nicht abgeschlossen sind, soll sie einer künftigen selbständigen Publikation vorbehalten bleiben.

Beziehungen: Tetrataxis EHRENBERG, 1854, innerhalb der Tetrataxidae GALLOWAY, 1933, ist der Ursprung des Formenkreises (vgl. Abschnitt 2.1.).

Vorkommen: Im gesamten alpinen Tethysbereich Eurasiens vorwiegend aus Schliffen bekannt.

Reichweite: Trias (Anis bis Rhät).





Gattung Diplotremina KRISTAN TOLLMANN, 1960, emend.

Typusart: Diplotremina astrofimbriata KRISTAN-TOLLMANN, 1960.

Emendation: Gehäuse frei, trochospiral, achsiale untiefe Zentralhöhle eröffnet sich in tief gebuchteten Nabel; Kammergröße nimmt allmählich zu; Schalenwand kalkig mikrogranular mit organischer Matrix, mit sporadischen sehr feinen Poren und nichtlamellar; Primärapertur rund bis oval, ventralseitig an der Basis des zentralen Lappens gelegen, die beidseitig davon befindlichen Dellen (früher fälschlich für die Mundöffnungen gehalten) sind im Kammerinneren Bögen, deren Tiefgang in stratigraphisch jüngeren Vertretern zusehends abnimmt, Apertur durch sekundäre Ausfüllung des Zentralhohlraumes mit Calcit oder Sediment fast immer der direkten Beobachtung entzogen, beim Anbau der nächsten Kammer öffnet sich durch Resorption am proximalen Rand des distalen Arcus ein Foramen, primäre und sekundäre Mundöffnungen verbleiben offen (vgl. Kapitel 2.1.).

Beziehungen: Die obercordevolische Diplotremina multifimbriata FUCHS, 1967, bildet den Ausgangspunkt der hier abgehandelten phylogenetischen Betrachtung.

Bemerkungen: Der zentrale Lappen leitet sich stammesgeschichtlich vom zentralen Kammervorsprung bei *Tetrataxis* ab, ebenso ist die achsiale Zentralhöhle der Variostomatidae vom selben vorwiegend paläozoischen Genus ererbt (vgl. H. NESTLER, 1972, und Abschnitt 2.1.).

Vorkommen: Im alpinen Tethysbereich Eurasiens vielfach und besonders aus Gesteinsdünnschliffen gemeldet.

Reichweite: Trias (Anis bis Rhät).

4.2. Unterordnung Rotaliina DELAGE & HEROUARD, 1896, emend.

Emendation: Schalenwand kalkig, fein perforiert bis deutlich perforiert. Perm bis rezent.

4.2.1. Überfamilie Oberhauserellacea nov. superfam.

Definition: Gehäuse trochospiral, Ventralseiten der Kammern in Primitivformen durch zwei Bögen gegliedert, davon der distale rasch, der proximale dagegen einerseits im Laufe der Evolution langsam abgebaut, andererseits zur Zahnplatte der Ceratobuliminidae verändert wird; Schalenwand sporadisch fein perforiert, kalkig mikrogranular (? pseudoradialfaserig) bis aragonitisch radialfaserig; runde Primärapertur ventralseitig an der Basis des zentralen bzw. später distalen Lappens, bei höher entwickelten Formen Ausbildung einfacher umbilikaler Mundöffnungen durch Unterdrückung des Bogens bzw. von Modifikationen des fortschreitend mehr verengten Arcus im ventralen Sutur- und Peripheriebereich, Sekundäraperturen in jedem Septum über dem Arcus bzw. über dem Anfangsstadium einer Zahnplatte, Primär- und Sekundäraperturen bleiben offen. Trias (Obercordevol) bis Jura (Oxfordien).

Familie Oberhauserellidae FUCHS, 1970

Typusgattung: Oberhauserella FUCHS, 1967.

Beziehungen: Ihre Entstehung konnte in geschlossenen morphologischen Reihen auf *Diplotremina* zurückgeführt werden, was Untersuchungen an Gehäuse- und Schalenwandmerkmalen durch interessante Übergänge erhärten. Die anfänglich geringen Populationszahlen, das Ergreifen der planktonischen Lebensweise (siehe Kapitel 2.4.) und der dadurch reduzierte innerartliche Konkurrenzkampf förderten eine unglaublich rasche und vielseitig evolutive Entwicklung. So konnte durch den Formenkreis nicht nur die Herkunft allen Foraminiferenplanktons aufgeklärt, sondern auch nebenbei die einstmals enge verwandtschaftliche Bindung der Globigerinacea zu den Robertinacea entdeckt werden.

Bemerkungen: Über die Gründe der hier vorgenommenen Aufwertung der Oberhauserellidae zur neuen Überfamilie Oberhauserellacea informiert Abschnitt 2.5. Vorkommen: Bisher in Österreich, Südtirol, Süddeutschland, Polen und Rußland festgestellt.

Reichweite: Trias (Obercordevol) bis Jura (Oxfordien).

Gattung Kollmannita FUCHS, 1967, emend.

Typusart: Globigerina ladinica OBERHAUSER, 1960.

Emendation: Gehäuse frei, flach trochospiral, achsiale untiefe Zentralhöhle eröffnet sich in zunehmend weniger bis kaum gegliederten Nabel; allmähliche Kammergrößenzunahme; Schalenwand kalkig mikrogranular (? pseudoradialfaserig) bis aragonitisch radialfaserig, sporadisch fein perforiert und nichtlamellar; Primärapertur rund bis oval, ventralseitig an der Basis des zentralen Lappens, distaler Arcus wird langsam abgebaut, beim Anfügen einer neuen Kammer öffnet sich durch Resorption eine Sekundärapertur, die als Septalforamen bestehen bleibt.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Diplotremina und ist Muttergattung für Schmidita und Oberhauserella.

Bemerkungen: Über den Verlauf und die Bedeutung des Wechsels des Schalenwandaufbaues gibt Kapitel 2.2. Auskunft.

Vorkommen: Südtirol, Österreich.

Reichweite: Trias (Obercordevol bis Unterkarn).

Gattung Schmidita FUCHS, 1967, emend.

Typusart: Schmidita hedbergelloides FUCHS, 1967.

Emendation: Gehäuse frei, flach trochospiral, achsiale untiefe Zentralhöhle eröffnet sich in kaum gegliederten Nabel; Kammern werden langsam größer; Schalenwand aragonitisch radialfaserig, sporadisch fein perforiert, nichtlamellar; Primärapertur rund bis oval, ventralseitig an der Basis des "zentralen" Lappens, distaler Arcus bereits verschwunden, der proximale wird langsamer unterdrückt, bis auch er abgelegt ist, beim Anfügen einer neuen Kammer öffnet sich durch Resorption eine Sekundärapertur, die als Septalforamen bestehen bleibt.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Kollmannita und ist Muttergattung für Mariannenina, dem Ursprung der Hedbergellidae.

Bemerkungen: Den schalenmineralogischen Wechsel von Aragonit zu Calcit, der die Konsequenz einer solchen stammesgeschichtlichen Abwicklung ist, behandelt Punkt 2.6.

Vorkommen: Südtirol, Österreich.

Reichweite: Trias (Obercordevol bis Rhät).

Gattung Oberhauserella FUCHS, 1967, emend.

Typusart: Globigerina mesotriassica OBERHAUSER, 1960.

Emendation: Gehäuse frei, flach trochospiral, achsiale untiefe Zentralhöhle eröffnet sich in wenig gegliederten Nabel; Kammergrößenzuwachs allmählich; Schalenwand aragonitisch radialfaserig, sporadisch fein perforiert, nichtlamellar bis vermutlich mesolamellar (vgl. Abschnitt 2.9.), Primärapertur rund bis oval, ventralseitig an der Basis des distalen Lappens, distaler Arcus verschwunden, der proximale wird einerseits langsam vollkommen unterdrückt, andererseits durch ständiges Verengen zur Loslösung distalseitig gebracht, sodaß er frei, aber gewölbt als Zahnplatte in das Kammerinnere hängt, beim Anfügen einer neuen Kammer öffnet sich durch Resorption eine Sekundärapertur, die als Septalforamen bestehen bleibt.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Kollmannita und ist Muttergattung für Schlagerina, Praegubkinella und die Genera der Ceratobulimininae.

Bemerkungen: Abschnitt 2.7. beschäftigt sich mit dem phylogenetischen Übergang zu den Ceratobulimininae. Vorkommen: Südtirol, Österreich, Süddeutschland und Polen. Reichweite: Trias (Obercordevol) bis Jura (Oxfordien).

Gattung Schlagerina FUCHS, 1967, emend.

Typusart: Schlagerina angustiumbilicata FUCHS, 1967.

Emendation: Gehäuse frei, flach trochospiral, achsiale untiefe Zentralhöhle wird schrittweise, aber ziemlich schnell, von kalkigem kallusartigem Material geschlossen; Zunahme der Kammergrößen mäßig; Schalenwand aragonitisch radialfaserig, sporadisch fein perforiert, nichtlamellar bis vermutlich mesolamellar (2.9.); Primärapertur bei Frühformen rund bis oval, an der Basis des Lappens, bei fortgeschrittenen Vertretern wird der Arcus zunehmend verengt, wobei er in suturale und periphere Bereiche der Ventralwand abgedrängt wird infolge der gleichzeitig sich vollziehenden Schließung der Zentralhöhle durch kalkiges kallusartiges Schalenmaterial, diese Primäraperturen sind dann mehr oder minder schlitzförmig in der distalen Seite des Arcus zu finden, der überdies durch seine weitgehende Verengung langsam die Verbindung mit der distalen Kammerwand verliert, "abreißt" und gewölbt als Zahnplatte in das Kammerinnere hängt, beim Anfügen einer neuen Kammer öffnet sich durch Resorption eine Sekundärapertur, die als Septalforamen bestehen bleibt.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Oberhauserella und ist Muttergattung für die Genera der Epistominiae, wie Epistomina, Garantella und Reinholdella.

Bemerkungen: Die Bedeutung von *Schlagerina* für die Epistomininae geht aus Abschnitt 2.7. hervor.

Vorkommen: Österreich.

Reichweite: Trias (höheres Rhät) bis Jura (Sinémurien).

Gattung Praegubkinella FUCHS, 1967, emend.

Typusart: Praegubkinella kryptumbilicata FUCHS, 1967.

Emendation: Gehäuse frei, trochospiral, achsiale Zentralhöhle eröffnet sich in kaum gegeliederten Nabel; langsame Zunahme der Kammergrößen; Schalenwand aragonitisch radialfaserig, sporadisch fein perforiert, nichtlamellar; Primärapertur rund bis oval, an der Basis des wenig bis kaum mehr entwickelten Lappens, wobei gleichzeitig der verbliebene proximale Arcus verschwindet, beim Anfügen einer neuen Kammer öffnet sich durch Resorption eine Sekundärapertur, die als Septalforamen bestehen bleibt.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Oberhauserella und ist Muttergattung für Conoglobigerina, Polskanella, Tectoglobigerina und Woletzina.

Bemerkungen: Discorbis? buliminoides GERKE, 1961, häufig aus dem Mittellias Zentralsibiriens gemeldet, erscheint dem Verfasser mit großer Wahrscheinlichkeit identisch mit seiner Praegubkinella turgescens zu sein (vgl. Abb. 1). Bei Vorliegen unbeschädigter Exemplare und davon ventralseitig richtig interpretierter Zeichnungen glaubt der Schreiber, daß seine Art ein jüngeres spezifisches Synonym der russischen Form vorstellt.

Vorkommen: Österreich, Rußland.

Reichweite: Trias (hohes Rhät) bis Jura (Toarcien).

4.2.2. Überfamilie Globigerinacea CARPENTER, PARKER & JONES, 1862, emend.

Emendation: Gehäuse verschieden serial, planispiral oder trochospiral oder Modifikationen dazu; Kammern meist kugelig, später Ausbildung von abgeflachten oder verschieden geformten Kammern; Schalenwand calcitisch radialfaserig, feinbis deutlich perforiert, in Frühformen mesolamellare sekundäre Lamination, ansonsten vollkommen lamellar (die Primärlamination ist taxonomisch bedeutungslos, vgl. 2.9.); meist einfache, seltener mehrfache Primäraperturen, interiomarginal, bei höher entwickelten Vertretern areale oder terminale Abänderungen davon, fallweises Auftreten von Nebenöffnungen und von die Mundöffnungen teilweise oder gänzlich bedeckenden Lippen. Jura (Charmouthien) bis rezent.

Bemerkungen: Die Ableitung der Globigerinacea von den Oberhauserellacea hat schalenmineralogisch den Wechsel von Aragonit zu Calcit zur Folge, dessen mögliche Erklärung sich in Kapitel 2.6. findet. Die straffe Gliederung der Planktonforaminiferen durch A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 a, war der damaligen Kenntnis angepaßt und zweckentsprechend. Die vom Autor dieses Beitrages in der Zwischenzeit zusammengetragenen Ergebnisse, die auf tatsächlich entwicklungsgeschichtlichen Beziehungen von der Wurzel hinauf zu den vielfach verzweigten Ästen des Stammbaumes begründet sind (vgl. Tafel 1), machen im Gegensatz dazu jetzt eine flexiblere und weitere Ordnung der Schwebeforaminiferen insgesamt den natürlichen Gegebenheiten naheliegender (W. FUCHS, 1971: 33; hier Kapitel 2.10.). Deshalb sind seither publizierte Klassifikationsschemata, wie von Z. R. NAGGAR, 1971, und von J. F. LONGORIA & M. A. GAMPER, 1974, nur wieder weitere Beispiele künstlich-horizontaler Systeme, weil sie sich ohne viel wirkliches Wissen um älteres Material und um darüber bereits bestehende Literatur einzig und allein auf die beschränkte Sicht gesammelter Erfahrungen im Bereich Alttertiär bis maximal höhere Unterkreide berufen können.

Familie Hedbergellidae LOEBLICH & TAPPAN, 1961, emend. FUCHS, 1971, emend.

(nom. transl. FUCHS, 1971, pro Unterfamilie Hedbergellinae LOEBLICH & TAPPAN, 1961)

Typusgattung: Hedbergella Brönnimann & Brown, 1958.

Emendation: Kammerfolge trochospiral bis planispiral; Schalenwand calcitisch radialfaserig, fein bis deutlich perforiert, Primärlamination taxonomisch bedeutungslos (2.9.), sekundäre Lamination in frühen Formen vermutlich mesolamellar, sonst lamellar; Apertur einfach, schlitzförmig, interiomarginal bis äquatorial oder symmetrisch paarweise, Auftauchen von Nebenöffnungen in Form teilweise offen gebliebener Primäraperturen älterer Kammern oder von Öffnungen in den nabelseitigen Suturbereichen, Ausbildung von Lippen, wobei solche von früheren Kammern als Vorsprünge in den Nabel bestehen bleiben können; Tendenz zu radialer Verlängerung und Umgestaltung der Kammern; beim Anfügen einer neuen Kammer öffnet sich keine Sekundärapertur durch Resorption, es gibt daher hier auch keine Septalforamina mehr.

Beziehungen: Die Entwicklung führt von Schmidita über Mariannenina zu Hedbergella, davon dann im höheren Hauterive oder tieferen Barrême die Radiation der bekannten kretazischen Planktongenera einsetzt (2.10.).

Bemerkungen: Die Aufwertung der Unterfamilie Hedbergellinae zur Familie Hedbergellidae war 1971 vom Schreiber angesichts seiner phylogenetisch bedeutsamen Entdeckungen betreffs der generischen Ausstrahlungskraft von *Hedbergella* im Mittelbarrême vorgenommen worden. Die meisten der kretazischen Gattungen des Foraminiferenplanktons haben sich nämlich als mehr oder minder direkte Abkömmlinge von *Hedbergella* erwiesen, sodaß in den Augen des Verfassers ihre bisher übliche systematische Einteilung in Familien die engen verwandtschaftlichen Bande eher verschleierte. Außerdem sollte doch weiters gerade in den höheren Rängen der Klassifikationshierarchie viel mehr das Einigende und Zusammenfassende zum Ausdruck kommen, was gerade in jüngster Zeit durch die "unbewältigte" Fülle an Einzelheiten, die die nun möglichen Ultrastrukturuntersuchungen erbringen, scheinbar ganz außer acht gelassen wird. Die neuerliche Verbesserung der Familiendefinition durch den Autor war durch den Umstand notwendig geworden, als sich während der Arbeiten an den Jura-"Globigerinen" (W. FUCHS, 1973) doch die Selbständigkeit der Heterohelicinae von den Hedbergellidae herausgestellt hatte. Die 1968 und 1971 erstmals aufgefundenen und bisher ältesten trochospiral beginnenden und glattschaligen Repräsentanten von *Heterohelix* entstammen nicht *Hedbergella* oder *Mariannenina*, sondern *Eoheterohelix*, einer zu den Guembelitriinae zählenden Gattung (siehe Tafel 1).

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Jura (Bajocien) bis Alttertiär (Dan).

Unterfamilie Hedbergellinae LOEBLICH & TAPPAN, 1961, emend. FUCHS, 1971

Gattung Mariannenina FUCHS, 1973

Typusart: Mariannenina pulchra FUCHS, 1973.

Definitionsergänzung: In analogiam Schalenwand calcitisch radialfaserig, fein perforiert, vermutlich meso- bis gänzlich lamellar.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Schmidita und ist Muttergattung für Hedbergella und Jurassorotalia.

Bemerkungen: In Dünnschliffen und Abbildungen von Jura-"Globigerinen" waren dem Autor wiederholt Schnittbilder *Hedbergella*-artiger Natur begegnet, was dann 1973 durch körperlich erhaltene Exemplare bestätigt werden konnte.

Vorkommen: Polen, Österreich (?).

Reichweite: Jura (Obercallovien bis Unteroxfordien).

Gattung Jurassorotalia FUCHS, 1973

Typusart: Jurassorotalia grandis FUCHS, 1973.

Definitionsergänzung: In analogiam Schalenwand calcitisch radialfaserig, fein perforiert, vermutlich meso- bis gänzlich lamellar.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Mariannenina.

Bemerkungen: Derartige Formen waren erstmalig schon von russischen Forschern aus dem Mitteljura bekannt gemacht worden.

Vorkommen: Rußland, Polen, Österreich (?).

Reichweite: Jura (Oberbajocien bis Unteroxfordien).

Gattung Hedbergella BRÖNNIMANN & BROWN, 1958

Typusart: Anomalina lorneiana trocoidea GANDOLFI, 1942.

Synonyme: Loeblichella PESSAGNO, 1967.

Whiteinella PESSAGNO, 1967.

Favusella MICHAEL, 1972.

Clavihedbergella (Praehedbergella) GORBATCHIK & MOULLADE, 1973.

Beziehungen: Kann auf die jurassische Gattung Mariannenina zurückgeführt werden. Hedbergella selbst ist Ausgangspunkt eines Großteiles des bekannten Foraminiferenplanktons der Kreide (2.10. und Tafel 1).

Bemerkungen: Die in der Synonymieliste angeführten, seit 1964 neu aufgestellten und dem Verfasser bekannt gewordenen Genera weisen gegenüber *Hedbergella* nur Unterschiede auf, denen höchstens spezifischer Rang gebührt.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Hauterive bis Maastricht).

Gattung Globigerinelloides CUSHMAN & DAM, 1948

Typusart: Globigerinelloides algeriana Cushman & Dam, 1948.

Synonym: Blowiella KRETCHMAR & GORBATCHIK, 1971.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Hedbergella und ist Muttergattung für Hastigerinoides, Planomalina und Eohastigerinella.

Bemerkungen: Da nun die Primärlamination als taxonomisch völlig irrelevant erkannt ist (2.9.), muß im Falle *Globigerinelloides* — *Blowiella*, wo sie einziges Kriterium ist, letztere Gattung wieder eingezogen werden.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Barrême bis Maastricht).

Gattung Hastigerinoides BRÖNNIMANN, 1952

Typusart: Hastigerinella alexanderi CUSHMAN, 1931.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Globigerinelloides.

Bemerkungen: Auf Grund der Kammergestaltung erachtet der Autor Eohastigerinella Morozowa als gültige und selbständige Gattung.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Apt bis Turon).

Gattung Planomalina LOEBLICH & TAPPAN, 1946

Typusart: Planomalina apsidostroba LOEBLICH & TAPPAN, 1946, = Planulina buxtorfi GANDOLFI, 1942.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Globigerinelloides.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (höheres Alb bis tieferes Cenoman).

Gattung Eohastigerinella MOROZOWA, 1957

Typusart: Hastigerinella watersi Cushman, 1931.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Globigerinelloides.

Bemerkungen: Die keulenartige Form der letzten Kammern sondert diese Gattung deutlich von *Hastigerinoides*, weshalb sie vom Verfasser für gültig angesehen wird.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Turon).

Gattung Schackoina THALMANN, 1932, emend. FUCHS, 1971

Typusart: Siderolina cenomana SCHACKO, 1897.

Synonym: Hedbergella (Asterohedbergella) HAMAOUI, 1965.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Hedbergella und ist Muttergattung für Leupoldina.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Barrême bis Maastricht).

Gattung Leupoldina Bolli, 1958

Typusart: Leupoldina protuberans Bolli, 1958. Beziehungen: Entspringt dem Genus Schackoina. Vorkommen: Karibischer Raum, Europa. Reichweite: Kreide (tieferes Apt).

Gattung Biglobigerinella LALICKER, 1948

Typusart: Biglobigerinella multispina LALICKER, 1948.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Hedbergella.

Bemerkungen: Die Beobachtung, daß in der hohen Oberkreide entwicklungsgeschichtliche Endstadien von *Globigerinelloides* ähnliche oder identische Merkmale der Endkammer und der Mündungssituationen, wie bei *Biglobigerinella* seit Anbeginn vorhanden, ausbilden, ist ein Beispiel von Homomorphie, ohne daß deshalb die Eigenständigkeit von *Biglobigerinella* anzuzweifeln wäre.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Apt) bis Alttertiär (Dan).

Gattung Clavihedbergella BANNER & BLOW, 1959

Typusart: Hastigerinella subcretacea TAPPAN, 1943. Beziehungen: Entspringt dem Genus Hedbergella.

bezienungen. Entspringt dem Genus neuverg

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Barrême bis Turon).

Gattung Praeglobotruncana BERMUDEZ, 1952

Typusart: Globorotalia delrioensis Plummer, 1931.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Hedbergella.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Alb bis Cenoman).

Unterfamilie Rotaliporinae SIGAL, 1958

Gattung Ticinella REICHEL, 1950

Typusart: Anomalina roberti GANDOLFI, 1942.

Synonyme: Ticinella (Biticinella) SIGAL, 1966. Claviticinella NAGGAR, 1971.

Anaticinella EICHER, 1972.

Pseudoticinella Longoria, 1973.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Hedbergella und ist Muttergattung für Rotalipora.

Bemerkungen: Das Auftreten von Mundöffnungen dorsalseitig ist ein Phänomen, das auch bei anderen Planktongattungen während des Albs zu beobachten ist (vgl. M.CARON, 1969). Diese Zeitspanne ist durch generische Instabilität gekennzeichnet, wie sie etwa bei den Nodosariidae in viel längerem Ausmaße, nämlich während des größten Teiles des Mesozoikums, schon lange bekannt ist. Hier scheint eine gattungsmäßige Abtrennung bei solch labiler Merkmalsverteilung nicht angebracht (*Biticinella*, *Claviticinella*). Andererseits erlaubt teilweise geographische Isolation und scheinbar zeitlich verschobenes Auftreten ebenfalls nicht das Aufstellen neuer Gattungen, was durch offensichtlich geringe Literaturkenntnisse noch eher vermieden werden sollte (*Anaticinella*.).

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Barrême bis Turon).

Gattung Rotalipora BROTZEN, 1942

Typusart: Rotalipora turonica BROTZEN, 1942, = Globorotalia cushmani MORROW, 1934.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Ticinella.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (? Apt, Alb bis Turon).

Unterfamilie Globotruncaninae BROTZEN, 1942

Gattung Rugoglobigerina BRÖNNIMANN, 1952

Typusart: Globigerina rugosa PLUMMER, 1927.

Synonym: Archaeoglobigerina PESSAGNO, 1967.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Hedbergella und ist Muttergattung für Plummerita, Trinitella und Globotruncana.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Turon bis Maastricht).

Gattung Plummerita BRÖNNIMANN, 1952

Typusart: Rugoglobigerina (Plummerella) hantkeninoides hantkeninoides BRÖNNI-MANN, 1952.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Rugoglobigerina.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Maastricht).

Gattung Trinitella BRÖNNIMANN, 1952

Typusart: Trinitella scotti BRÖNNIMANN, 1952. Beziehungen: Entspringt dem Genus Rugoglobigerina. Vorkommen: Nordamerika. Reichweite: Kreide (Maastricht).

Gattung Globotruncana CUSIIMAN, 1927

Typusart: Pulvinulina area Cushman, 1926.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Rugoglobigerina und ist Muttergattung für Abathomphalus.

Bemerkungen: Der Autor ist der Tatsache völlig einsichtig, daß diese Gattung viele Formen beinhaltet, die sogar generisch abzutrennen wären. Er kann sich jedoch keiner der durchwegs "horizontal" erarbeiteten Gliederungen anschließen, obwohl diese mit großer Detailfülle ausgestattet und in einseitiger Sicht mit Akribie ausgeführt worden sind. Es sind das aber insgesamt Betrachtungen ohne echten stammesgeschichtlichen Bezug. Sich bloß auf enge stratigraphische Abschnitte persönlich errungener Erfahrungen abstützend und unbeschwert von allzuviel Literaturübersicht, werden willkürlich einzelne Merkmalskriterien ausgewählt und für besonders tragend erklärt, ohne des tatsächlichen evolutiven Ablaufes zu gedenken oder dessen überhaupt bewußt zu sein, auch wenn sich alle diese Arbeiten sehr "phylogenetisch" gehaben. Die wahre Situation und Komplexität des Genus *Globotruncana* innerhalb des hier vorgestellten "Stammbaumes" werden deshalb in Zukunft Gegenstand von Untersuchungen durch den Schreiber werden.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Turon bis Maastricht).

Gattung Abathomphalus Bolli, LOEBLICH & TAPPAN, 1957 Typusart: Globotruncana mayaroensis Bolli, 1951.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Globotruncana.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Maastricht).

Familie Guembelitriidae MONTANARO-GALLITELLI, 1957, emend. FUCHS, 1971, emend.

(nom. transl. NAGGAR, 1971, pro Unterfamilie Guembelitriinae Montanaro-Gallitelli, 1957) Typusgattung: *Guembelitria* Cushman, 1933.

Emendation: Frühe Formen und oft auch Anfangsstadien trochospiral, später oder sonst tri- bis quadriserial, bzw. plani- und bzw. nur biserial, bei höher entwickelten Vertretern abschließende Kammerzahlvermehrung oder seriale Reduktionen; Schalenwand calcitisch radialfaserig, fein bis deutlich perforiert, Primärlamination taxonomisch bedeutungslos (2.9.), sekundäre Lamination in frühen Formen vermutlich mesolamellar, sonst lamellar, Schalenoberfläche glatt, später bei einem Teil mit mehr oder minder ausgeprägten Längsrippen; einfache Mundöffnung, interiomarginal, bei uniserialen Gattungen terminal, Auftreten von Nebenöffnungen.

Beziehungen: Von Praegubkinella ausgehend, führt die Evolution einerseits zu den Jura-"Globigerinen" und den kretazischen Guembelitriinae, andererseits spaltet sich im hohen Jura dann von Eoheterohelix der Formenkreis der Heterohelicinae ab.

Bemerkungen: Die neuerliche klassifikatorische Umgestaltung und Emendation der Familie machen neueste Ergebnisse des Verfassers notwendig (vgl. Kapitel 2.10.). Der Austausch der Familienbezeichnung gegenüber A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 a, erscheint durch die phylogenetische Ausgangsposition der Guembelitriinae hinreichend begründet.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Jura (Charmouthien) bis Alttertiär (Oligozän) ? bis rezent.

Unterfamilie Guembelitriinae MONTANARO-GALLITELLI, 1957, emend. FUCHS, 1971 Bemerkungen: Auf Grund der taxonomischen Bedeutungslosigkeit der Primärlamination (2.9.) wird *Woodringina* in dieser Unterfamilie belassen.

Gattung Conoglobigerina MOROZOVA, 1961, emend. FUCHS, 1973

Typusart: Globigerina (Conoglobigerina) dagestanica MOROZOVA, 1961.

Definitionsergänzung: Schalenwand calcitisch radialfaserig, vermutlich mesobis gänzlich lamellar.

Synonym: Caucasella Longoria, 1973, partim.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Praegubkinella und ist Muttergattung für Gubkinella und Guembelitria.

Vorkommen: Rußland, Polen, Bulgarien.

Reichweite: Jura (Charmouthien bis Tithon).

Gattung Gubkinella SULEYMANOV, 1955

Typusart: Gubkinella asiatica SULEYMANOV, 1955.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Conoglobigerina.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Barrême bis Campan).

Gattung Guembelitria CUSHMAN, 1933

Typusart: Guembelitria cretacea Cushman, 1933.

Synonym: Caucasella Longoria, 1973, partim.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Conoglobigerina und ist Muttergattung für Guembelitriella und Woodringina.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Barrême) bis Alttertiär (Eozän) ? bis rezent.

Gattung Guembelitriella TAPPAN, 1940

Typusart: Guembelitriella graysonensis TAPPAN, 1940.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Guembelitria.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Alb bis Cenoman).

Gattung Woodringina LOEBLICH & TAPPAN, 1957 Typusart: Woodringina claytonensis LOEBLICH & TAPPAN, 1957. Beziehungen: Entspringt dem Genus Guembelitria. Vorkommen: Nördliche Hemisphäre. Reichweite: Alttertiär (Dan bis tieferes Paleozän).

Gattung Polskanella FUCHS, 1973

Typusart: Globigerina oxfordiana GRIGELIS, 1958.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Praegubkinella und ist Muttergattung für Iuliusina.

Vorkommen: Rußland, Polen, Österreich (?).

Reichweite: Jura (Oberbajocien bis Obercallovien).

Gattung Iuliusina FUCHS, 1971

Typusart: Iuliusina grata FUCHS, 1971. Beziehungen: Entspringt dem Genus Polskanella. Vorkommen: Österreich. Reichweite: Kreide (Barrême).

Gattung Tectoglobigerina FUCHS, 1973

Typusart: Tectoglobigerina calloviana FUCHS, 1973.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Praegubkinella.

Vorkommen: Polen, Italien.

Reichweite: Jura (Oberbajocien bis Obercallovien).

Gattung Woletzina FUCHS, 1973

Typusart: Globigerina jurassica HOFMAN, 1958. Beziehungen: Entspringt dem Genus Praegubkinella. Vorkommen: Rußland, Polen, Österreich (?). Reichweite: Jura (Oberbajocien bis Unteroxfordien).

Gattung Eoheterohelix FUCHS, 1973

Typusart: Eoheterohelix prima FUCHS, 1973. Beziehungen: Entspringt dem Genus Woletzina und ist Quelle der Heterohelicinae. Vorkommen: Polen. Reichweite: Jura (Unteroxfordien).

Unterfamilie Heterohelicinae CUSHMAN, 1927, emend. FUCHS, 1971

Bemerkungen: Die taxonomische Überschätzung der Bedeutung der Primärlamination hatte in völlig naturwidriger Weise die Loslösung der Gattungen *Bifarina* und *Chiloguembelina* von den Heterohelicinae erzwungen (vgl. Z. REISS, 1963; A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1964 b; N. K. BROWN, 1969; Z. R. NAGGAR, 1971), was jeden halbwegs phylogenetisch empfindsamen Forscher stören mußte. Sie wird hiemit auf Grund der im Abschnitt 2.9. angeführten Daten rückgängig gemacht.

Gattung Heterohelix EHRENBERG, 1843, emend. FUCHS, 1971

Typusart: Spiroplecta americana EHRENBERG, 1844.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Eoheterohelix und ist Muttergattung für Bifarina, Lunatriella, Gublerina und Pseudotextularia.

Bemerkungen: Im Dan vom Haidhof in Niederösterreich hatte M. E. SCHMID, 1962, seltene Exemplare von *Heterohelix* feststellen können, wovon sich der Verfasser überzeugen konnte.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Barrême) bis Alttertiär (Dan).

Gattung Bifarina PARKER & JONES, 1872

Typusart: Dimorphina saxipara EHRENBERG, 1854.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Heterohelix.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (höheres Alb) bis Alttertiär (Paleozän).

Gattung Lunatriella EICHER & WORSTELL, 1970

Typusart: Lunatriella spinifera EICHER & WORSTELL, 1970, = Heterohelix digitata MASELLA, 1959.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Heterohelix.

Bemerkungen: Die erstmals von Sizilien gemeldete Form war einem olisthostromartigen Sediment entnommen worden, worauf sich wohl die irrtümliche Altersangabe Campan-Maastricht zurückführen läßt.

Vorkommen: Sizilien, USA.

Reichweite: Kreide (Cenoman bis tieferes Turon).

Gattung Gublerina KIKOINE, 1948

Typusart: Gublerina cuvillieri KIKOINE, 1948.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Heterohelix, indem sich schon im höheren Turon bei Guembelina (= Heterohelix) moremani CUSHMAN die Neigung zur Kammervermehrung abzeichnet.

Bemerkungen: Ein Teil der unter Sigalia laufenden Formen ist diesem Genus, ein anderer der Gattung Planoglobulina zu unterstellen.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Turon bis Maastricht).

Gattung Pseudotextularia RZEHAK, 1891

Typusart: Cuneolina elegans RZEHAK, 1891.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Heterohelix und ist Muttergattung für Planoglobulina, Pseudoguembelina und Racemiguembelina.

Bemerkungen: Als abgeklärt können wohl heute die zeitliche, nämlich ausschließlich oberkretazische Verbreitung dieser Gattung und ihrer Nachkommenschaft (*Planoglobulina* und *Racemiguembelina*) und die stratigraphischen Verhältnisse ihrer Typuslokalität (K. GOHRBANDT, 1962 und 1967; H. PRIEWALDER, 1973) angesehen werden. Die systematischen Unklarheiten, die *Pseudotextularia* schon seit ihrer verwirrenden Art der Einführung in die Literatur durch den Entdecker A. RZEHAK anhaften, scheinen hingegen nach wie vor noch nicht völlig befriedigend überwunden worden zu sein, obgleich sich seither viele Forscher um ihre Korrektur bemüht haben. Die vermutlich deshalb 1971 von Z. R. NAGGAR vollzogene Vereinigung aller fraglichen Genera in die Synonymieliste von *Heterohelix* kann bestenfalls als alexandrinische, nicht aber wissenschaftlich akzeptable Lösung des "Gordischen Knotens" erachtet werden. Die anderen bislang vorliegenden Revisionsbeiträge ließen indes stetseiniges an Problematischem offen oder schufen selbst nicht unbeachtliche frische Konfusionen. Darum möchte der Verfasser daraus all das besonders hervorheben und betonen, was seiner Meinung nach genügend beweiskräftig untermauert erscheint, und es mit seinen eigenen Ansichten und

Ergebnissen zusammenstellen. Als zufriedenstellend abgesichert kann die Gattungsdiagnose für Pseudotextularia durch A. RZEHAK (1886, 1888, 1891 und 1895) gelten, bezeichnet er doch damit primär Individuen, die im Gegensatz zu Heterohelix (= bei ihm Textularia) senkrecht zur Symmetrieebene zusammengedrückt sind (vgl. auch M. F. GLÄSSNER, 1936: 96–98), Da A. RZEHAK (1886 und 1891) die zweizeiligen Textularien morphologisch vergleichbar findet und er überdies 1895: 217 ausdrücklich betont, daß die auf Tafel 7, Fig. 1 dargestellte Form (eine einfach biseriale Repräsentantin) seiner Cuneolina elegans von 1891 entspräche, ist somit auch der Artname elegans in bezug auf Pseudotextularia gültig (vgl. wieder M. F. GLÄSSNER, 1936: 101). Ihr seltenes Auftreten unter der Vielzahl "monströser" Varietäten (nämlich multiserial plattgedrückten und traubenförmig rundlichen Exemplaren, worunter der Verfasser dieses Beitrages heute zwei Gattungen, nämlich Planoglobulina und Racemiguembelina, zu erkennen gewiß ist) veranlaßten ihn, die Art auf varians umzubenennen, eine modernen Nomenklaturregeln zuwiderlaufende Handlung. M. F. GLÄSSNER glaubte 1936: 101 den Artnamen varians für die monströsen Individuen korrekterweise retten zu können, weil jene Artbezeichnung durch Merkmale charakterisiert worden wäre, die auf Cuneolina elegans nicht zuträfen. Mit der hier zum Ausdruck gebrachten berechtigten Annahme des Autors, daß sich in den vielkammerigen Exemplaren A. RZEHAKS von 1895 zwei Genera verbergen (siehe unmittelbar zuvor), muß aber jetzt doch der Artname varians eingezogen werden, wobei damit zwar in der Form, nicht aber dem Inhalt nach dem Vorschlag von E. MONTANARO-GALLITELLI, 1957, entsprochen worden ist (varians ist kein jüngeres Synonym von elegans!). Der fließende morphologische Übergang von der einfach zweizeiligen, in der Aperturebene komprimierten Pseudotextularia zu multiserialen, im adulten Zustand in der Symmetrieebene des Guembelina-(= Initial-) Stadiums mehr oder minder plattgedrückten Nachfahren einerseits und zu traubenförmig rundlichen Abkömmlingen andererseits war schon A. RZEHAK (1895) bekannt und von J. A. CUSHMAN als von Heterohelix ausgehende stammesgeschichtliche Entwicklung gedeutet worden. Weil die Gehäusemorphologie nach Überzeugung des Schreibers ein wichtiges Gattungskriterium vorstellt, sind somit beide phylogenetischen Trends als sich manifestierende Gattungen zu beachten und folglich zu recht einerseits als Planoglobulina CUSHMAN, 1927 (mit der Typusart Gümbelina acervulinoides Egger. 1899) und andererseits als Racemiquembelina MONTANARO-GALLITELLI, 1957 (mit der Typusart Gümbelina fructicosa EGGER, 1899) gesondert worden. Pseudotextularia elegans RZEHAK tritt mit dem Coniac/Santon erstmals auf, zunächst mit zarteren, dann im Laufe der Zeit allmählich stärker werdenden Längsrippen. Eine weitere spezifische Unterscheidung, die sich vornehmlich auf dieses Phänomen gründet, scheint, vom Standpunkt des praktischen Mikropaläontologen beurteilt, wenig zweckentsprechend und zielführend. Deshalb kann keinesfalls der von N. K. BROWN, 1969, vorgeschlagenen und darauf basierenden Entwicklungsreihe gefolgt werden, wobei er, die Verwirrung noch vergrößernd, verschiedene gültige Gattungen in seine Pseudotextularia vermengte: Pseudotextularia plummerae (LÖTTERLE) und Pseudotextularia cushmani BROWN sind nichts anderes als Pseudotextularia elegans RZEHAK (vgl. auch C. C. SMITH & A. E. PESSAGNO, 1973), Pseudotextularia carseyae (PLUMMER) ist eine Planoglobulina und schließlich muß BROWNS Pseudotextularia elegans richtig Racemiguembelina fructicosa (EGGER) benannt werden. — Viel mehr Beachtung im Schrifttum verdiente Pseudotextularia intermedia KLASZ, die mit ihrem Erscheinen das Untermaastricht ausgezeichnet markiert und die sich, obwohl sie die genetische Transformation von Pseudotextularia nach Racemiquembelina einleitet, spezifisch festigt und bis ans Ende der Kreide fortexistiert.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Coniac/Santon bis Maastricht).

Gattung Chiloguembelina LOEBLICH & TAPPAN, 1956 Typusart: Gümbelina midwayensis Cushman, 1940. Beziehungen: Entspringt dem Genus Heterohelix.

Bemerkungen: Tendenzen zur Ausbildung der Gattungsmerkmale lassen sich schon vereinzelt bei Vertretern von *Heterohelix* im höchsten Obermaastricht beobachten. Das verstärkt sich dann bei *Heterohelix* im Dan vom Haidhof noch mehr durch den betonteren einseitigen Ausbau der Aperturumrahmung und durch beginnendes Drehen der biserial angeordneten Kammern um die Gehäuseachse, was der Verfasser im Material von M. E. SCHMID feststellen konnte.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Alttertiär (? Dan, Paleozän bis Oligozän).

Gattung Planoglobulina CUSHMAN, 1927

Typusart: Gümbelina acervulinoides Eggen, 1899.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Pseudotextularia.

Bemerkungen: Die Unterscheidung dieser Gattung von Pseudotextularia und Racemiquembelina ist noch ebenso umstritten wie die Einreihung von Ventilabrella in ihre Synonymie. In den Bemerkungen zu Pseudotextularia hat der Autor klar dazu Stellung bezogen, Über einem Guembelina- und 1. Pseudotextularia-Stadium (das gelegentlich bereits unterdrückt werden kann, was sich aber als Merkmal noch nicht hinreichend manifestiert hat) folgt ein mehr oder minder entwickelter multiserialer, in der Ebene des Guembelina-Stadiums mehr oder minder flachgedrückter Gehäuseabschnitt mit mehrfachen an den Kammerserienenden liegenden Aperturen. Mit dieser Definition sind die Grenzen deutlich genug zu Pseudotextularia und Racemiguembelina gezogen. Demgegenüber wird offenkundig, daß Ventilabrella nur als jüngeres Synonym aufgefaßt werden darf. Denn zum ersten ist die ausschließliche Gattungsbeurteilung nach dem Vorhandensein oder Fehlen eines 1. Pseudotextularia-Stadiums, wie das U. WILLE-JANOSCHEK, 1966, getan hat, bei der schon erwähnten Labilität des Kriteriums nicht bezeichnend, wovon sich der Schreiber an Hand ausgezeichnet überlieferten Materials aus der Waschbergzone überzeugen konnte. (Demzufolge ist also Gümbelina acervulinoides EGGER keine Pseudotextularia und Ventilabrella als gültiges Genus nicht erwiesen.) Zum zweiten sind die von S. E. MARTIN, 1972, bei der jüngst durchgeführten Revision von Planoglobulina und Ventilabrella aufgezählten "gattungsbestimmenden" Differenzen (lateral flacher zusammengedrücktes Gehäuse, mehr Kammern im multiserialen Abschnitt und zartere bzw. andersartige Ornamentation) bestenfalls von spezifischem Rang. Damit wäre endlich die Gültigkeit des Genus Ventilabrella CUSHMAN, 1928, zu löschen. — Des weiteren gehört zu Planoglobulina ein gewisser Teil der unter Sigalia laufenden Arten.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (? Santon, Campan bis Maastricht).

Gattung Pseudoguembelina BRÖNNIMANN & BROWN, 1953

Typusart: Gümbelina excolata Cushman, 1926.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Pseudotextularia.

Vorkommen: Westliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Obercampan bis Maastricht).

Gattung Racemiquembelina MONTANARO-GALLITELLI, 1957

Typusart: Gümbelina fructicosa Egger, 1899.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Pseudotextularia.

Bemerkungen: Siehe dazu die Bemerkungen zu *Pseudotextularia* bzw. *Planoglobulina*. Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (oberes Unter- bis Obermaastricht).

4.2.3. Überfamilie Robertinacea REUSS, 1850, emend.

Emendation: Gehäuse trochospiral, Kammerinneres unterteilt, was bei höher entwickelten Vertretern zunehmend kompliziert wird; Schalenwand aragonitisch radialfaserig, fein perforiert, in Frühformen mesolamellar, ansonsten vollkommen lamellar (Primärlamination taxonomisch irrelevant, vgl. 2.9.); einfache schlitzförmige Primärapertur, mit einer Sekundärapertur in jedem Septum über der Internstruktur. Jura bis rezent.

Bemerkungen: Über den evolutiven Verlauf von den Oberhauserellacea zu den Robertinacea gibt Kapitel 2.7. Auskunft.

Familie Ceratobuliminidae Cushman, 1927

Typusgattung: Ceratobulimina TOULA, 1915.

Bemerkungen: Berücksichtigung fanden hier vorwiegend nur jene Gattungen, deren aragonitische Schalenkonsistenz und entsprechender Internbau feststehen.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Jura (Sinémurien) bis rezent.

Unterfamilie Ceratobulimininae CUSHMAN, 1927

Beziehungen: Für die Angehörigen dieser Unterfamilie repräsentiert Oberhauserella den entwicklungsgeschichtlichen Ausgangspunkt.

Gattung Eoceratobulimina FUCHS, 1973

Typusart: Eoceratobulimina iucunda FUCHS, 1973.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Oberhauserella und ist Muttergattung für Ceratobulimina.

Vorkommen: Polen.

Reichweite: Jura (Obercallovien).

Gattung Ceratobulimina TOULA, 1915

Typusart: Rotalina contraria REUSS, 1851.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Eoceratobulimina.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Kreide (Alb) bis rezent.

Gattung Conorboides HOFKER, 1952

Typusart: Conorbis mitra HOFKER, 1951.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Oberhauserella und ist Muttergattung für Colomia.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Jura (Lias) bis Kreide (Alb).

Gattung Colomia Cushman & BERMUDEZ, 1948

Typusart: Colomia cretacea Cushman & BERMUDEZ, 1948.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Conorboides.

Bemerkungen: Hier stimmt der Verfasser der Ansicht von J. HOFKER (1958) zu, daß sich diese Gattung durch Überspitzung der Spirale aus Conorboides mitra (HOFKER) entwickelt hätte. Die außen im adulten Gehäuse fast uniserial anmutende Kammerfolge kann aber durch die Lage der Zahnplatten als Trochospirale mit nahezu nur einer Kammer pro Windung erkannt werden. Die einfache Form der Internstruktur, das Fehlen weiterer kammerinterner Komplikationen sowie das zeitliche Erstauftreten (hohe Oberkreide) sprechen jedoch eher für eine systematische Stellung innerhalb der Ceratobuliminidae als innerhalb der Robertinidae.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Maastricht) bis Alttertiär (Unterlutet).

Gattung Globuligerina BIGNOT & GUYADER, 1971

Typusart: Globuligerina frequens FUCHS, 1973.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Oberhauserella.

Bemerkungen: Schalenkonsistenz und Internbau bedürfen noch der Bestätigung. Einziger Vertreter der Ceratobuliminidae mit offensichtlich noch beibehaltener planktonischer Lebensweise (siehe Kapitel 2.7.).

Vorkommen: Nordwestfrankreich, Polen, Österreich (?).

Reichweite: Jura (Obercallovien bis Oxfordien).

Gattung Oberhauserina FUCHS, 1967

Typusart: Oberhauserina morator FUCHS, 1967.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Oberhauserella.

Bemerkungen: Schalenkonsistenz muß noch überprüft werden.

Vorkommen: Österreich, Holland, Ostdeutschland.

Reichweite: Kreide (Barrême bis Campan).

Gattung Ceratolamarckina TRÖLSEN, 1954

Typusart: Ceratobulimina tuberculata BROTZEN, 1948.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Oberhauserella und ist Muttergattung für Lamarckina.

Vorkommen: Nördliche Hemisphäre.

Reichweite: Kreide (Barrême) bis Alttertiär (Paleozän).

Gattung Lamarckina BERTHELIN, 1881

Typusart: Pulvinulina erinacea KARRER, 1868.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Ceratolamarckina.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Oberkreide bis rezent.

Unterfamilie Epistomininae WEDEKIND, 1937

Beziehungen: Aus der Gattung *Schlagerina* entwickelten sich die Genera dieser Unterfamilie.

Gattung Epistomina TERQUEM, 1883

Typusart: Epistomina regularis TERQUEM, 1883.

Synonym: Hoeglundina BROTZEN, 1948.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Schlagerina.

Bemerkungen: Die größere Kammerinternstruktur bei Hoeglundina allein genügt nicht für eine generische Trennung von Epistomina. Deshalb stimmt der Verfasser mit J. C. TRÖLSEN, 1954, und U. OHM, 1967, überein, Hoeglundina als jüngeres Synonym von Epistomina zu betrachten.

Vorkommen: Kosmopolitisch.

Reichweite: Jura (Bajocien) bis rezent.

Gattung Garantella KAPTARENKO-CHERNOUSOVA, 1956

Typusart: Garantella rudia KAPTARENKO-CHERNOUSOVA, 1956.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Schlagerina.

Vorkommen: Europa.

Reichweite: Jura (Bajocien bis Callovien).

Gattung Reinholdella BROTZEN, 1948

Typusart: Discorbis dreheri BARTENSTEIN, 1937.

Beziehungen: Entspringt dem Genus Schlagerina.

Bemerkungen: In jüngster Zeit mehren sich die Meldungen von Reinholdellen in der Unterkreide (Kanada, Australien, USA) mit angeblich sekundär in Calcit umgewandelter Schale (!) (vgl. V. SCHEIBNEROVA, 1974, u. a.). Die Abbildungen sind aber keineswegs überzeugend für diese Gattung. Das Vorkommen von sekundärem Calcit nach Aragonit bei Foraminiferen wäre überdies eine Neuentdeckung. Hier ist vorläufig noch Vorsicht geboten.

Vorkommen: Europa.

Reichweite: Jura (Charmouthien bis Oxfordien).

5. Zur Klassifikation im besonderen

Der Stammbaum auf Tafel 1 ist nicht Ergebnis von Spekulationen, sondern zum überwiegenden Teil anschauliche Zusammenfassung erarbeiteter Tatsachen. Erstmals kann so in überzeugender Art der fließende Übergang und somit das nahe Verwandtschaftsverhältnis ganz heterogen erachteter Foraminiferengruppen offenbar gemacht werden. Mineralogische, mikrostrukturelle, morphologische und habituelle Unterschiede sind keine unüberbrückbaren Schranken, sondern im Gegenteil wertvolle, die genetischen Verbindungen beweisende Glieder stammesgeschichtlicher Entwicklung. Die Fülle benützbarer Kriterien, zunächst voraussetzungslos und uneingeschränkt für die Gliederung herangezogen, erwies sich in der Folge bei objektiv kritischer Musterung und Prüfung spontan als einer natürlichen hierarchischen Ordnung unterworfen. Die von außen unbeeinflußte, in sich gegebene Verschiedenwertigkeit der Merkmalsreihung wird damit zu einem wichtigen, aber nicht alleinigen Instrument echten Suchens nach wahren phylogenetischen Zusammenhängen. Für die Zukunft sollte dann eine solche auf weitgespannte und praktisch dokumentierte Überlegungen beruhende Rangstufung taxonomischer Charakteristika durchaus stets frisch erwachsenden ernsthaften Verbesserungen offenstehen, sie sollte indessen nicht mehr von kleinlichen und engstirnigen Spezialisten stratigraphisch engster Teilbereiche mit ihrem winzigen Erkenntnisausschnitt gestört werden. In der von H. Bolli, A. R. LOEBLICH & H. TAPPAN, 1957: 21, prinzipiell erarbeiteten, später von den beiden amerikanischen Autoren im Foraminiferentreatise auf breitester Basis angewandten Merkmalshierarchie liegt ein zwar streng "horizontal" aufgefaßter, aber sehr brauchbarer Entwurf vor, dem nur eine "vertikale" Sicht im Sinne des Schreibers beigefügt zu werden braucht (siehe Kapitel 3.3.), um den Erfahrungen des Verfassers und damit den Tatsachen der Evolution nachkommen zu können (Abb. 4).

Die Merkmalshierarchie

Unterordnung: Erste grobe Orientierung über stoffliche Komposition des Gehäuses (organisch, agglutinierend, kalkig-mikrogranular, kalkig-porzellanschalig und kalkigperforiert) unter Berücksichtigung evolutiver Übergänge (siehe Abb. 4).

Überfamilie: Mineralogische Zusammensetzung der Schalenwand (unter den Sandschalern wäre diesbezüglich für die Systematik verstärkt die Art des Zementes heranzuziehen, der ja vom Tier einstens sekretiert worden ist, vgl. J. W. MURRAY, 1973), Schalenwandmikrostrukturen und eventuelle Internstrukturen, wieder unter Berücksichtigung evolutiver Übergänge (beispielsweise Kapitel 4.2.1.). Primärlamination bei den kalkig-perforierten Vertretern taxonomisch bedeutungslos!



Abb. 4: Schema der Entwicklung der Ordnung Foraminiferida auf Unterordnungsebene, wie es allseits anerkannt ist, und das es nun gilt, tatsächlich entwicklungsgeschichtlich, d. h. bis hinunter zu den niedrigsten hierarchischen Rangstufen des Systems, nachzuweisen. Familie: Allgemeine Form der Kammeranordnung, Grundposition und Aussehen der Primärapertur, Auftreten echter Sekundäraperturen (die später als Septalforamina offen bleiben können), Variation der Internstrukturen (wie Arcus, Zahnplatte etc.), Perforation; unter Berücksichtigung evolutiver Übergänge!

Unterfamilie: Gehäuse frei oder festgewachsen, Vorhandensein oder Fehlen von Modifikationen der Primärapertur, Auftreten von Nebenaperturen (vielfach fälschlich auch als Sekundäraperturen bezeichnet), Änderungen im Kammerarrangement, Vorhandensein oder Fehlen von Kammermodifikationen; unter Berücksichtigung evolutiver Übergänge!

Gattung: Allgemeine und besondere Morphologie des Gehäuses; Lage, Gestalt und Art der Primär- und Nebenaperturen (= Mundöffnungsregion); verschiedene Kammerformtypen; immer sollte der entwicklungsgeschichtliche Stand der Sekundärlamination Erwähnung finden, ohne klassifikatorisch tragend zu werden; evolutive Übergänge sind hier allgemein bekannt und können durch sinnvolle Beibehaltung des Taxons der Untergattung systematisch leichter erfaßt werden.

Art: Größe und relative Abmessungen von Gehäuse, Kammern und Aperturen (s. l.); Oberflächenornamentation; evolutive Übergänge sind hier allgemein bekannt und können durch sinnvolle Beibehaltung des Taxons der Unterart systematisch leichter erfaßt werden.

Jede Taxonomie, auch diese hiemit vorgelegte, welche sich besonders bemüht hat, das Phänomen Evolution stets im Auge zu behalten und ihm möglichst nahe zu kommen, stellt einen "horizontalen" Eingriff in ein "vertikal" mehr oder minder deutlich fließendes Geschehen dar. Wie daher einmal das natürliche System der Foraminiferen, losgelöst von den bisher tradierten Klassifikationen, aussehen wird, weiß heute der Verfasser noch nicht zu sagen. Auf jeden Fall scheint aber mit dem Beitrag hier ein erster konkreter Schritt in Richtung auf dieses Ziel hin getan worden zu sein.

Literatur

- ANDALIB, F.: Erhaltung von Aragonit-Schalen im Dogger alpha (Unteres Aalenium) SW-Deutschlands. — Geol. Rdschau, 62, H. 2, S. 506, Stuttgart 1973.
- BALAKHMATOVA, V. T.: O srednejurskich Globigerinidae i Globorotaliidae. Paleontologija i stratigrafija, Tr. Vsesojuzn. n.-i. geol. in-ta, S. 86, Moskau 1953.
- BANDY, O. L.: Aragonite tests among the foraminifera. J. Sedim. Petrolog., 24, H. 1. S. 60, Tulsa 1954.
- -: Cretaceous planktonic foraminiferal zonation. -- Micropaleontology, 13, H. 1, S. 1, New York 1967.
- BANNER, F. T. & BLOW, W. H.: The classification and stratigraphical distribution of the Globigerinacea. — Palaeontology, 2, H. 1, S. 1, London 1959.
- BARS, H. & OHM, U.: Der Dogger des Profils Rocchetta, Prov. Trient, Italien ("Globigerina spuriensis" n. sp.). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 10, S. 577, Stuttgart 1968.
- BARTENSTEIN, H. & BRAND, E.: Mikropaläontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des NWdeutschen Lias und Doggers. — Abh. senckenb.naturf. Ges., 439, S. 1, Frankfurt/Main 1937.
- BAUD, A., ZANINETTI, L. & BRÖNNIMANN, P.: Les foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes médianes rigides (Préalpes Romandes, Suisse, et Préalpes du Chablais, France). — Arch. Sciences, 24, H. 1, S. 73, Genf 1971.
- BEAUDOUIN, B.: A propos de la répartition des Globigérines au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur. C. R. Acad. Sc. Paris, 264, S. 446, Paris 1967.
- BELLIER, J.-P. & SALAJ, J.: Observations sur deux espèces du genre Rotundina SUBBOTINA 1953, emend. SALAJ 1962. — Rev. Micropaléont., 16, H. 1, S. 7, Paris 1973.
- BETTENSTÄDT, F.: Phylogenetische Beobachtungen in der Mikropaläontologie. Paläont. Z., 32, H. 3-4, S. 115, Stuttgart 1958.
- —: Evolutionsvorgänge bei fossilen Foraminiferen. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 31, S. 385, Hamburg 1962.
- --: Wechselbeziehungen zwischen angewandter Mikropaläontologie und Evolutionsforschung. -- Beih. Ber. Naturh. Ges., 5, S. 337, Hannover 1968.

- BIGNOT, G. & GUYADER, J.: Découverte de Foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre (Seine-Maritime). Rev. Micropaléont., 9, H. 2, S. 104, Paris 1966.
- ---: Observations nouvelles sur *Globigerina oxfordiana* GRIGELIS. --- Proc. 2nd Plankt. Conf. Rome 1970, 1, S. 79, Rom 1971.
- BLACKMON, P. D. & TODD, R.: Mineralogy of some foraminifera as related to their classification and ecology. — J. Paleont., 33, H. 1, S. 1, Tulsa 1959.
- BOLLI, H. M.: The genera Praeglobotruncana, Rotalipora, Globotruncana, and Abathomphalus in the Upper Cretaceous of Trinidad, B. W. I. — U. S. Nat. Mus. Bull. 215, S. 51, Washington 1957.
- ---: The forminiferal genera Schackoina THALMANN, emended and Leupoldina, n. gen. in the Cretaceous of Trinidad, B. W. I. --- Eclogae geol. Helv., 50, H. 2, S. 271, Basel 1957.
- —: Planktonic foraminifera as index fossils in Trinidad, West Indies and theit value for worldwide stratigraphic correlation. Eclogae geol. Helv., 52, H. 2, S. 627, Basel 1959.
- —: Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. Bol. inform. Asoc. Venezolana geol., min., petr., 9, H. 1, S. 3, Caracas 1966.
- -: The direction of coiling in planktonic foraminifera. -- Micropaleontology of Oceans, S. 639, Cambridge University Press, Cambridge 1971.
- BOLLI, H. M., LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H.: Planktonic foraminiferal families Hantkenidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. — U. S. Nat. Mus. Bull. 215, S. 3, Washington 1957.
- BELLONI, S.: La seria retica del Monte Rena (Prealpi Bergemasche). Riv. Ital. Paleont., 66, H. 2, S. 155, Mailand 1960.
- BRÖNNIMANN, P. & BROWN, N. K.: Observations on some planktonic Heterohelicidae from the Uppe Cretaceous of Cuba. — Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 4, H. 4, S. 150, Washington 1953.
- -: Taxonomy of the Globotruncanidae. -- Eclogae geol. Helv., 48, H. 2, S. 503, Basel 1956.
- -: "Taxonomy of the Globotruncanidae" Remarks. Micropaleontology, 4, H. 2, S. 201, New York 1958.
- BRÖNNIMANN, P. & WERNLI, R.: Les "Globigérines" du Dogger du Jura méridional. Proc. 2nd Plankt. Conf. Rome 1970, 1, S. 117, Rom 1971.
- BRÖNNIMANN, P. & ZANINETTI, L.: Foraminiferida from the basal upper Muschelkalk at Hyères, western Basse-Provence, southern France. — Riv. Ital. Paleont., 78, H. 1, S. 31, Mailand 1972.
- BROTZEN, F.: Die Foraminiferengattung *Gavelinella* nov. gen. und die Systematik der Rotaliformes. — Sveriges geol. Undersökning, 36, H. 8, S. 1, Stockholm 1942.
- —: Evolutionary trends in certain calcareous foraminifera on the Paleozoic-Mesozoic boundary. Evolutionary trends in foraminifera, S. 66, Elsevier-Verlag, Amsterdam 1963.
- BROWN, N. K.: Heterohelicidae CUSHMAN, 1927, emended, a Cretaceous planktonic foraminiferal family. Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 21, Leiden 1969.
- CARON, M.: Quelques cas d'instabilité des caractères génériques chez les foraminifères planctoniques de l'Albien. — Proc. 2nd Plankt. Conf. Rome 1970, 1, S. 145, Rom 1971.
- CARON, M. & LUTERBACHER, H. P.: On some type specimens of Cretaceous planktonic foraminifera. Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 20, H. 1, S. 23, Ithaca 1969.
- CHAVE, K. E.: Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms. -- J. Geol., 62, S. 266, Chicago 1954.
- CIFELLI, R.: On the temperature relationships of planktonic foraminifera. J. Foram. Res., 1, H. 4, S. 170, Bridgewater 1971.
- CITA-SIRONI, M. B.: Tendances évolutives des foraminifères planctiques (Globotruncanae) du Crétacé supérieur. — Evolutionary trends in foraminifera, S. 112, Elsevier-Verlag, Amsterdam 1963.
- CORDEY, W. G.: The genera Brotzenia and Voorthuysenia (foraminifera) and HOFKER's classification of the Epistomariidae. — Palaeontology, 6, H. 4, S. 653, London 1963.
- CUMMINGS, R. H.: Revision of the Upper Palaeozoic textulariid foraminifera. Micropaleontology, 2, H. 3, S. 201, New York 1956.
- CUSHMAN, J. A.: Cretaceous species of *Guembelina* and related genera. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., 14, H. 1, S. 2, Sharon 1938.
- —: The species of *Globigerina* described between 1839 and 1850. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., 22, H. 1, S. 15, Sharon 1946.
- CUSHMAN, J. A. & DAM, A.: Globigerinelloides, a new genus of the Globigerinidae. Contr. Cushm. Lab. Foram. Res., 24, H. 2, S. 42, Sharon 1948.
- DAM, A.: Le dévelopement des genres de foraminifères Ceratobulimina et Lamarckina. Bull. Socgéol. France, (5), 16, S. 11, Paris 1946.
- --: A new species of Asterigerina from the Upper Liassic of England. -- J. Paleont., 21, H. 4, S. 396, Tulsa 1947.

- --: Les genres de foraminifères Höglundina BROTZEN 1948 et Epistomina TERQUEM 1883. C. R. S. Séance Soc. géol. France, H. 11, S. 226, Paris 1948.
- DELEAU, P. & MARIE, P.: Les fusulinidés du Westphalien C du Bassin d'Abadla et quelques autres foraminifères du Carbonifère algérien (région de Colomb-Béchar). — Bull. Service Carte Géol. Algeria, n. s., 25, S. 43, Algier 1959.
- DONZE, P., PORTHAULT, B. et al.: Le Sénonien inférieur de Puget-Théniers (Alpes-Maritimes) et sa microfaune. --- Geobios, 3, H. 2, S. 41, Lyon 1970.
- EGGER, J. G.; Foraminiferen und Ostrakoden aus den Kreidemergeln der oberbayrischen Alpen. Abh. Akad. Wiss., II. Cl., 21, 1. Abt., Jg. 1899, S. 1, München 1902.
- EICHER, D. L.: Phylogeny of the late Cenomanian planktonic foraminifera Anaticinella multiloculata (MORBOW). J. Foram. Res., 2, H. 4, S. 184, Lawrence 1972.
- EICHER, D. L. & WORSTELL, P.: Lunatriella, a Cretaceous heterohelicid from the western interior of the United States. Micropaleontology, 16, H. 1, S. 117, New York 1970.
- ELLIS, B. & MESSINA, A.: Catalogue of foraminifera. New York 1940 ff.
- EMILIANI, C.: Mineralogical and chemical composition of the tests of certain pelagic foraminifera. Micropaleontology, 1, H. 4, S. 377, New York 1955.
- ESPITALIE, J. & SIGAL, J.: Epistominidae du Lias supérieur et du Bajocien du Bassin de Majunga (Madagascar). Les genres Lamarckella et Garantella KAPT.-TCHERN. et Rheinholdella BROTZEN. — Rev. Micropaléont., 6, H. 2, S. 109, Paris 1963.
- FABRICIUS, F.: Die stratigraphische Stellung der Rät-Fazies. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 87, Wien 1974.
- FABRICIUS, F., FRIEDRICHSEN, H. & JACOBSHAGEN, V.: Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen. — Geol. Rdschau, 59, H. 2, S. 805, Stuttgart 1970.
- FRERICHS, W. E.: Evolution of planktonic foraminifera and paleotemperatures. J. Paleont., 45, H. 6, S. 963, Menasha 1971.
- FRITZ, P.: 0¹⁸/0¹⁶-Isotopenanalysen und Paleotemperaturbestimmungen an Belemniten aus dem Schwäb. Jura. — Geol. Rdschau, 54, H. 1, S. 261, Stuttgart 1965.
- FUCHS, W.: Über Ursprung und Phylogenie der Trias-"Globigerinen" und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. — Verh. Geol. B.-A., H. 1—2, S. 135, Wien 1967.
- --: Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den konglomeratreichen Oberen Roßfeldschichten von Grabenwald (Salzburg). -- Verh. Geol. B.-A., H. 1-2, S. 87, Wien 1968.
- --: Zur Kenntnis des Schalenbaues der zu den Trias-"Globigerinen" zählenden Foraminiferengattung Praegubkinella. -- Verh. Geol. B.-A., H. 1-2, S. 158, Wien 1969.
- --: Eine alpine, tiefliassische Foraminiferenfauna von Hernstein in Niederösterreich. -- Verh. Geol. B.-A., H. 1, S. 66, Wien 1970.
- --: Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barrême aus den Drusbergschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg (Österreich). -- Abh. Geol. B.-A., 27, 49 S., 11 Taf., Wien 1971.
- --: Ein Beitrag zur Kenntnis der Jura-"Globigerinen" und verwandter Formen an Hand polnischen Materials des Callovien und Oxfordien. --- Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 445, Wien 1973.
- --: A contribution to the phylogeny of the Mesozoic planktonic foraminifera. --- Symp. 6th African Micropaleont. Colloqu. in Tunis 1974, in Druck.
- FUCHS, W. & STRADNER, H.: Die Foraminiferenfauna und Nannoflora eines Bohrkernes aus dem höheren Mittel-Alb der Tiefbohrung Delft 2 (NAM), Niederlande. — Jb. Geol. B.-A., 110, H. 2, S. 245, Wien 1967.
- GANDOLFI, R.: Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna (Canton Ticino). Riv. Ital. Paleont., Mem. 20, Mailand 1942.
- GERKE, A. A.: Un nouveau genre de foraminifères nodosariiformes du Permien ainsi que des precisions apportées à la diagnose du genre *Nodosaria.* — NIIGA, Sb. Stat. po Pal. iBiostrat., 17, S. 41, Leningrad 1959.
- -:: Foraminifera of the Permian, Triassic and Liassic deposits in the north oil-bearing regions of the Central-Sibiria. Sc. Res. Inst. Arctic Geol., 120, 518 S., 122 Taf., Leningrad 1961.
- GLÄSSNER, M. F.: Die Foraminiferengatungen Pseudotextularia und Amphimorphina. Probl. Paleontol., Moscow Univ. Lab. Paleontol., 1, S. 95, Moskau 1936.
- -: Principles of micropalaeontology. Melbourne Univ. Press, 296 S., 14 Taf., Carlton 1945.
- -: New aspects of foraminiferal morphology and taxonomy. -- Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 5, H. 1, S. 21, Washington 1954.
- -: Major trends in the evolution of the foraminifera. Evolutionary trends in foraminifera, S. 9, Verlag Elsevier, Amsterdam 1963.
- GOHRBANDT, K.: Die Kleinforaminiferenfauna des obereozänen Anteiles der Reingruber Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, S. 55, Wien 1962.

- GOHRBANDT, K. H. A.: The geologic age of the type locality of *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK). Micropaleontology, 13, H. 1, S. 68, New York 1967.
- GORBACHIK, T. N.: On early Cretaceous foraminifera of the Crimea. Vopr. Mikropaleont., 14, S. 125, Moskau 1971.
- GORBACHIK, T. N. & KRECHMAR, V.: Structure of the wall of some early Cretaceous planktonic foraminifera. — Vopr. Mikropaleont., 14, S. 17, Moskau 1971.
- GORBATCHIK, T. N. & MOULLADE, M.: Caractères microstructuraux de la paroi du test des foraminifères planctoniques du Crétacé inférieur et leur signification sur le plan taxinomique. — C. R. Acad. Sci. Paris, 227, sér. D, S. 2661, Paris 1973.
- GORDON, W. A.: Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. J. Geol., 81, H. 3, S. 269, Chicago 1973.
- GRABERT, B.: Phylogenetische Untersuchungen an Gaudryina und Spiroplectinata (Foram.) besonders aus dem NW-deutschen Apt und Alb. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 498, S. 1, Frankfurt/Main 1959.
- GRIGELIS, A. A.: Globigerina oxfordiana sp. n. nachodka globigerin v verchnejurskich otloschenjach Litvij. — Nautschnje Dokladj Vjsschei Schkolj, Geol. geogr. Nauki, H. 3, S. 109, Moskau 1958.
- GUILLAUME, S. & SIGAL, J.: Le stratotype du Barrêmien Les foraminifères. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., H. 34, S. 117, Paris 1965.
- HÄUSLER, R.: Monographie der Foraminiferenfauna der Schweizerischen Transversarius-Zone. Abh. schweiz. paläont. Ges., 17, S. 1, Zürich 1890.
- HAGN, H. & ZEIL, W.: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — Eclogae geol. Helv., 47, H. 1, S. 1, Basel 1954.
- HAMAOUI, M.: On a new subgenus of *Hedbergella* (Foraminiferida). Israel J. Earth-Sci., 13, H. 3-4, S. 133, Jerusalem 1965.
- HANSEN, H. J.: Electron-microscopical studies on the ultrastructures of some perforate calcitic radiate and granulate foraminifera. — Biologiske Skrifter Kong. Danske Videnskabernes Selskab, 17, H. 2, S. 1, Kopenhagen 1970.
- HANSEN, H. J. & REISS, Z.: Scanning electron microscopy of some Asterigerid foraminiferida. J. Foram. Res., 2, H. 4, S. 191, Lawrence 1972 a.
- -: Scanning electron microscopy of wall structures in some benthonic and planktonic foraminiferida. --Rev. Espan. Micropaleont., 4, H. 2, S. 169, Madrid 1972 b.
- HANSEN, H. J., REISS, Z. & SCHNEIDERMANN, N.: Ultramicrostructure of bilameller walls in foraminiferida. — Rev. Espan. Micropaleont., 1, H. 3, S. 293, Madrid 1969.
- HEINRICH, A.: Untersuchungen über die Mikrofauna des Hallstätter Kalkes. Verh. Geol. R.-A., H. 9, S. 225, Wien 1913.
- HEMLEBEN, C.: Ultramicroscopic shell and spine structure of some spinose planktonic foraminifera. Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 254, Leiden 1969.
- -: Zur Morphogenese planktonischer Foraminiferen. Zitteliana, 1, S. 91, München 1969.
- HILTERMANN, H.: Ökologie und Taxonomie der agglutinierenden Fonaminifere Trochammina globigeriniformis. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 11, S. 643, Stuttgart 1972.
- HINTE, J. E.: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). — Jb. Geol. B.-A., Sonderband 8, 147 S., 24 Taf., Wien 1963.
- HOFKER, J.: The Jurassic genus Reinholdella BROTZEN (1948) (Foram.). Paläont. Z., 26, H. 1—2, S. 15, Stuttgart 1952.
- The genus Epistomaria GALLOWAY, 1933 and the genus Epistomaroides UCHIO, 1952. Paläont.
 Z., 27, H. 3—4, S. 129, Stuttgart 1953.
- ---: Über die Familie Epistomariidae (Foram.). --- Palaeontographica, 105, H. 3---6, S. 166, Stuttgart 1954 a.
- --: The toothplate of Ceratobulimina. -- Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 5, H. 4, S. 147, Washington 1954 b.
- -: The structure of Globorotalia. Micropaleontology, 2, H. 4, S. 371, New York 1956 a.
- —: Die Globotruncanen von Nordwest-Deutschland und Holland. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 103, S. 312, Stuttgart 1956 b.
- —: Foraminiferen der Oberkreide von Nordwest-Deutschland und Holland. Beih. Geol. Jb., 27, 464 S., 495 Abb., Hannover 1957.
- —: The taxonomic position of the genus Colomia CUSHMAN & BERMUDEZ, 1948. Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 9, H. 2, S. 34, Bridgewater 1958.
- -: Die asterigeriniden Foraminiferen. Paläont. Z., 33, H. 4, S. 247, Stuttgart 1959 a.
- -: Orthogenesen von Foraminiferen. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 108, S. 239, Stuttgart 1959 b.

- $\mathbf{242}$
- -: The taxonomic status of *Praeglobotruncana*, *Planomalina*, *Globigerinella* and *Biglobigerinella*. --Micropaleontology, 6, H. 3, S. 315, New York 1960.
- --: Globotruncanidae BROTZEN 1942, as toothplate foraminifera. -- Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 12, H. 4, S. 123, Bridgewater 1961 a.
- --: The genus Globigerina cretacea in northwestern Europe. -- Micropaleontology, 7, H. 1, S. 95, New York 1961 b.
- ---: Studien an planktonischen Foraminiferen. --- N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 114, H. 1, S. 81, Stuttgart 1962.
- —: Mise au point concernant les genres Praeglobotruncana BERMUDEZ 1952, Abathomphalus BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN 1957, Rugoglobigerina BRÖNNIMANN 1952 et quelques espèces de Globorotalia. — Rev. Micropaléont., 5, H. 4, S. 280, Paris 1963.
- : Wall structure of Globotruncanidae, Globorotalia and Gavelinella. Micropaleontology, 10, H. 4, S. 453, New York 1965.
- —: Hat die Wandstruktur der Foraminiferen supragenerische Bedeutung ?— Paläont. Z., 41, H. 3—4, S. 194, Stuttgart 1967.
- —: Studies of foraminifera. Part 1 General Problems. Publ. Natuurh. Gen. Limburg, 18, H. 1—2, S. 1, Maastricht 1968.
- —: "Globigérines" du Jurassique supérieur. Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 287, Leiden 1969.
- --: Wall-structure of globigerine and globorotaliid foraminifera. -- Rev. Espan. Micropaleont., 3, H. 1, S. 35, Madrid 1971.
- -: Is the direction of coiling in the early stages of an evolution of planktonic foraminifera at random ? (50% right and 50% left). -- Rev. Espan. Micropaleont., 4, H. 1, S. 11, Madrid 1972.
- HOFMAN, E. A.: Novje nachodki jurskich Globigerin. Nautschnje Dokladj. Vjsschei Schkolj, Geol.geogr. Nauki, H. 2, S. 125, Moskau 1958.
- HOHENEGGER, J. & LOBITZER, H.: Die Foraminiferen-Verteilung in einem obertriadischen Karbonatplattform-Becken-Komplex der östlichen Nördlichen Kalkalpen (Dachsteinkalk — Aflenzer Kalk im südlichen Hochschwabgebiet, Stmk.). — Verh. Geol. B.-A., H. 3, S. 458, Wien 1971.
- HOTTINGER, L.: Mikropaläontologie. -- Verh. naturf. Ges. Basel, 78, H. 1, S. 55, Basel 1967.
- IOVCHEVA, P. & TRIFONOVA, E.: Tithonian Globigerina from north-west Bulgaria. Traveaux sur la géologie du Bulgarie, sér. paléont., 3, S. 343, Sofia 1961.
- ITZHAKI, J.: Séries de variabilité de *Pseudotextularia* (RZEHAK) d'après la forme du test et ses tendances évolutives. C. R. somm. Soc. géol. France, H. 10, S. 117, Paris 1952.
- KALTENEGGER, W., PREISINGER, A. & RÖGL, F.: Paläotemperaturbestimmungen an aragonitischen Mollusken aus dem alpinen Mesozoikum. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 10, S. 273, Amsterdam 1971.
- KENNEDY, W. J. & HALL, A.: The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils. Proc. geol. Soc. London, Nr. 1643, S. 253, London 1967.
- KIKOINE, J.: Les Heterohelicidae du Crétacé supérieur pyrénéen. Bull. Soc. gèol. France, sér. 5, 18, S. 15, Paris 1948.
- KING, K. & HARE, P. E.: Amino acid composition of the tests as a taxonomic character for living and fossil planktonic foraminifera. Micropaleontology, 18, H. 3, S. 285, New York 1972.
- KLASZ, I.: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — Geol. Bavarica, 17, S. 223, München 1953.
- -: On the foraminiferal genus Gublerina KIROINE. Geol. Bavarica, 17, S. 245, München 1953.
- --: Stratigraphie der helvetischen Zone (Helvetikum-Zone). -- ex O. GANSS: Geologie des Blattes Bergen, Geol. Bavarica, 26, H. 2, S. 42, München 1956.
- Köhn-ZANINETTI, L.: Les foraminifères du Trias de la région de l'Almtal (Haute-Autriche). Jb. Geol. B.-A., Sonderband 14, 155 S., 12 Taf., Wien 1969.
- KOLLMANN, H.: Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 13, Jg. 1962, S. 189, Wien 1963.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. Jb. Geol. B.-A., Sonderband 5, S. 47, Wien 1960.
- -: Entwicklungsreihen der Trias-Foraminiferen. -- Paläont. Z., 37, H. 1-2, S. 147, Stuttgart 1963.
- —: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee, Salzkammergut. — Jb. Geol. B.-A., Sonderband 10, 182 S., 39 Taf., Wien 1964.
- -: Zum Bau und zur Taxonomie der triadischen Foraminiferengattung Duostomina. -- Eclogae geol. Helv., 59, H. 1, S. 47, Basel 1966.

- KRYSTYN, L.: Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). — Verh. Geol. B.-A., H. 1, S. 113, Wien 1973.
- --: Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. -- Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 137, Wien 1974.
- KURESHY, A. A.: The paleoecology of foraminifera. Proc. Int. Paleont. Union, sect. 4, S. 257, Warschau 1972.
- LEISCHNER, W.: Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. Sitzungsber. Akad. Wiss., m. n. Kl., Abt. I, 168, S. 839, Wien 1959.
- --: Zur Kenntnis der Mikrofauna und -flora der Salzburger Kalkalpen. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 112, S. 1, Stuttgart 1961.
- LIPPS, J. H.: Wall structure, systematics, and phylogeny of Cenozoic planktonic foraminifera. J. Paleont., 40, H. 6, S. 1257, Tulsa 1966.
- LOEBLICH, A. R.: Coiling in the Heterohelicidae. Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 2, H. 3, S. 106, Bridgewater 1951.
- LOEBLICH, A. R. & TAPPAN, H.: Suprageneric classification of the Rhizopodea. J. Paleont., 35, H. 2, S. 245, Tulsa 1961.
- ---: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C --- Protista 2, 2 Bände. --- Ed. Moore, New York 1964 a.
- -: Foraminiferal classification and evolution. J. Geol. Soc. India, 5, S. 3, New Delhi 1964 b.
- -:: Foraminiferal facts, fallacies, and frontiers. Bull. Geol. Soc. America, 75, S. 367, Boulder/Colorado 1964 c.
- LONGORIA, J. F.: Pseudoticinella, a new genus of planktonic foraminifera from the early Turonian of Texas. Rev. Espan. Micropaleont., 5, H. 3, S. 417, Madrid 1973.
- LONGORIA, J. F. & GAMPER, M. A.: The classification and evolution of Cretaceous planktonic foraminifera. Part 1: The superfamily Hedbergelloidea. — Rev. Espan. Micropaleont., in Druck
- LUPERTO, E.: Foraminiferi del "Calcare di Abriola" (Potenza). Boll. Soc. Paleont. Ital., 4, H. 2, S. 161, Modena 1965.
- MAGNIEZ-JANNIN, F.: Les foraminifères de l'Albien de l'Aube: Paléontologie, stratigraphie, ecologie. Unveröffentl. Diss. Univ. Dijon, 4 Bände, Dijon 1971.
- MARKS, P.: Remarks on *Globotruncana calcarata* CUSHMAN. Proc. Konikl. Nederl. Akad. Wetensch., Ser. B. Palaeontolgy, 75, H. 5, S. 408, Amsterdam 1972.
- MARTIN, S. E.: Reexamination of the Upper Cretaceous planktonic foraminiferal genus *Planoglobulina* CUSHMAN and *Ventilabrella* CUSHMAN. — J. Foram. Res., 2, H. 2, S. 73, Lawrence 1972.
- MASELLA, L.: Una nuova specie di *Heterohelix* del Cretaceo della Sicilia. Riv. Min. Siciliana, 10, H. 55, S. 15, Palermo 1959.
- MASLAKOVA, N. I.: Structure de la paroi du test des Globotruncanidés. Vopr. Mikropaleont., 7, S. 138, Moskau 1963.
- McGowran, B.: Bilamellar walls and septal flaps in the Robertinacea. Micropaleontology, 12, H. 4, S. 477, New York 1966.
- —: Australian Paleocene Lamarckina and Ceratobulimina, with a discussion of Cerobertina, Pseudobulimina, and the family Robertinidae. — Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 17, H. 3, S. 77, Bridgewater 1966.
- -: On foraminiferal taxonomy. Proc. 2nd Plankt. Conf. Rome 1970, 2, S. 813, Rom 1971.
- MICHAEL, E.: Die Evolution der Gavelinelliden (Foram.) in der NW-deutschen Unterkreide. Senck. leth., 47, H. 5-6, S. 411, Frankfurt/Main 1966.
- MICHAEL, F. Y.: Planctonic foraminifera from the Comanchean series (Cretaceous) of Texas. J. Foram. Res., 2, H. 4, S. 200, Lawrence 1972.
- MONTANARO-GALLITELLI, E.: A revision of the foraminiferal family Heterohelicidae. U. S. Nat. Mus., Bull. 215, S. 133, Washington 1957.
- MOROZOVA, V. G.: La systématique et la morphologie des représentants Paléogènes de la super-famille des Globigerinidea. — Questions de micropaléont., 2, S. 27, Moskau 1958.
- MOROZOVA, V. G. & MOSKALENKO, T. A.: Planktonic foraminifera from the Bajocian-Bathonian boundary in central Dagestan (northeastern Caucacus). — Vopr. Mikropaleont., 5, S. 36, Moskau 1961.
- MOULLADE, M.: Pour une simplification de la taxinomie des foraminifères apportenant à la superfamille des Globigerinacea. C. R. somm. Soc. géol. France, H. 2, S. 58, Paris 1964.
- —: Étude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "Fosse Vocontienne". Doc. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon, 15, H. 1—3, S. 1, Lyon 1966.
- --: Sur l'importance des phénomènes de convergence morphologique chez les foraminifères planctoniques du Crétacé inférieur. -- Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 460, Leiden 1969.

- MURRAY, J. W.: Wall structure of some agglutinated foraminiferida. Palaeontology, 16, H. 4, S. 777, Oxford 1973.
- NAGGAR, Z. R.: On the classification, evolution and stratigraphical distribution of the Globigerinacea. Proc. 2nd Plankt. Conf. Rome 1970, 1, S. 421, Rom 1971.
- NEAGU, T.: Cenomanian planktonic foraminifera in the southern part of the eastern Carpathians. Ann. Soc. géol. Pologne, 39, H. 1—3, S. 133, Krakau 1969.
- NESTLER, H.: Die Gattung Tetrataxis EHRENBERG, 1854, im Dünnschliff (Foraminiferida). Geologie, 21, H. 7, S. 845, Berlin 1972.
- NORLING, E.: On the genus Ichtyolaria WEDEKIND 1937. Sveriges Geol. Undersökning, ser. C, Nr. 613, 60, H. 8, S. 3, Stockholm 1966.
- --: On Liassic nodosariid foraminifera and their wall structures. --- Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C, Nr. 623, 61, H. 8, S. 1, Stockholm 1968.
- OBERHAUSER, R.: Foraminiferen und Mikrofossilien "incertae sedis" der ladinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. — Jb. Geol. B.-A., Sonderband 5, S. 5, Wien 1960.
- --: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. --- Jb. Geol. B.-A., 106, H. 1, S. 1, Wien 1963.
- ÖSTERLE, H.: Foraminiferen der Typlokalität der Birmenstorfer-Schichten, unterer Malm (Teilrevision der Arbeiten von J. KÜBLER & H. ZWINGLI 1866-1870 und von R. HÄUSLER 1881-1893). Eclogae geol. Helv., 61, H. 2, S. 695, Basel 1968.
- —: À propos de "Globigerina" helveto-jurassica HÄUSLER, 1881. Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 492, Leiden 1969.
- OHM, U.: Zur Kenntnis der Gattungen Reinholdella, Garantella und Epistomina (Foramin.). Palaeontographica, 127, Abt. A, H. 3—6, S. 103, Stuttgart 1967.
- PAZDRO, O.: Middle Jurassic Epistominidae (foraminifera) of Poland. Studia Geologica Polonica, 27, 96 S., 15 Taf., Warschau 1969.
- PAZDROWA, O.: Bathonian *Globigerina* of Poland. Ann. Soc. géol. Pologne, 39, H. 1—3, S. 41, Krakau 1969.
- PEARSON, D. A. B.: Problems of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. — Quart. J. Geol. Soc. London, 126, H. 1—2, S. 125, London 1970.
- PESSAGNO, E. A.: Scanning electron microscope analyses of Globigerinacea wall structure. Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 505, Leiden 1969.
- PESSAGNO, E. A. & BROWN, W. R.: The microreticulation and sieve plates of *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER). Micropaleontology, 15, H. 1, S. 116, New York 1969.
- PESSAGNO, E. A. & MIYANO, K.: Notes on the wall structure of the Globigerinacea. Micropaleontology, 14, H. 1, S. 38, New York 1968.
- PETERS, K. F.: Über Foraminiferen im Dachsteinkalk. Jb. Geol. R.-A., 13, S. 293, Wien 1863.
- PITRAT, C. W.: Phytoplankton and the late Paleozoic wave of extinctions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 8, S. 49, Leiden 1970.
- PREMOLI-SILVA, I.: La struttura della parete di alcuni foraminiferi planetonici. Eclogae geol. Helv., 59, H. 1, S. 219, Basel 1966.
- --: Foraminiferi anisici della regione giudicariense (Trento). -- Riv. Ital. Paleont., 77, H. 3, S. 303, Mailand 1971.
- PRIEWALDER, H.: Die Coccolithophoridenflora des Locus typicus von Pseudotextularia elegans (RZEHAK), Reingruberhöhe, Niederösterreich; (Maastricht). — Jb. Geol. B.-A., 116, S. 3, Wien 1973.
- REISS, Z.: The Bilamellidae, nov. superfam., and remarks an Cretaceous Globorotaliids. Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 8, H. 4, S. 127, Ithaca 1957.
- -: Classification of lamellar foraminifera. Micropaleontology, 4, H. 1, S. 51, New York 1958.
- —: Reclassification of perforate foraminifera. Bull. Israel Geol. Survey, 35, 111 S., 8 Taf., Jerusalem 1963.
- —: Note sur la structure des foraminifères planctoniques. Rev. Micropaléont., 6, H. 3, S. 127, Paris 1963.
- -: Comments on wall structure of foraminifera. --- Micropaleontology, 9, H. 1, S. 50, New York 1963.
- —: Progress and problems of foraminiferal systematics. Micropalaeontology of Oceans, S. 633, Cambridge Univ. Press, Cambridge 1971.
- REISS, Z. & LUZ, B.: Test formation pattern in planktonic foraminiferids. Rev. Espan. Micropaleont., 2, H. 1, S. 85, Madrid 1970.
- REISS, Z. & SCHNEIDERMANN, N.: Ultramicrostructure of Hoeglundina. Micropaleontology, 15, H. 2, S. 135, New York 1969.

- RZEHAK, A.: Ohne Titel! Verh. Naturf. Ver. Brünn, 24, S. 8, Brünn 1886.
- —: Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich, mit Berücksichtigung der angeblichen Kreidevorkommen von Leitzersdorf. — Ann. Naturhist. Hofmus., 6, S. 1, Wien 1891.
- —: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. Ann. Naturhist. Hofmus., 10, H. 2, S. 213, Wien 1895.
- SAAVEDRA, J. L.: La evolución de los Globigerináceos. Bol. R. Soc. Espan. Hist. Nat. (Biol.), 63, H. 4, S. 317, Madrid 1965.
- SALAJ, J.: Mikrobiostratigraphische Studien der Kreide in der Kridjna- und Manin-Einheit. Geol. Práce, 62, S. 245, Preßburg 1962.
- SCHEIBNEROVA, V.: Foraminifera and their Mesozoic biogeoprovinces. 24th Int. Geol. Congr., sect. 7, S. 331, Montreal 1972.
- ---: The ecology of *Scutuloris* and other important genera from the early Cretaceous of the Great Artesian Basin (Australia) --- Rev. Espan. Micropaleont., 6, H. 2, S. 229, Madrid 1974.
- SCHMID, M. E.: Die Foraminiferenfauna des Bruderndorfer Feinsandes (Danien) von Haidhof bei Ernstbrunn, Niederösterreich. — Sitzungsber. Akad. Wiss., m. n. Kl., 171, H. 8—10, S. 315, Wien 1962.
- SCHUBERT, R. J.: Bemerkungen über einige Foraminiferen der ostgalizischen Oberkreide. Jb. Geol. R.-A., 50, H. 4, Jg. 1900, S. 649, Wien 1901.
- ----: Über die Foraminiferen-"Gattung" *Textularia* DEFR. und ihre Verwandtschaftsverhältnisse. --- Verh. Geol. R.-A., H. 3, S. 80, Wien 1902.
- SCHWARZBACH, M.: Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie. 3. Auflage, 380 S., 191 Abb., 41 Tab., Enke-Verlag, Stuttgart 1974.
- SEIBOLD, E. & I.: Foraminiferen der Bank- und Schwamm-Fazies im unteren Malm Süddeutschlands. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 109, H. 3, S. 309, Stuttgart 1960 a.
- —: Über Funde von Globigerinen an der Dogger/Malm-Grenze Süddeutschlands. Int. Geol. Congr. Rep. XXI. Ser. Norden, part VI, S. 64, Kopenhagen 1960 b.
- SELLIER, J. M. & DESSAUVAGIE, T. F. J.: Reclassification de quelques Nodosariidae, particulièrement du Permien au Lias. — Publ. Inst. Études et Rech. Min. Turquie, H. 124, 178 S., 25 Taf., Ankara 1965.
- SIGAL, J.: Apercu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. XIX. Congr. géol. intern. Monograph. region 1, 26, S. 1, Algier 1952.
- —: La classification actuelle des familles de foraminifères planctoniques du Crétacé. C. R. somm. Soc. géol. France, H. 11, S. 262, Paris 1958.
- --: Les genres Schackoina et Leupoldina dans la Gargasien Vocontien. Etude de morphogénèse. -- Rev. Micropaléont., 2, H. 2, S. 68, Paris 1959.
- —: Foraminifères du Trias. Essai sur l'état actuel des connaissances. Mém. B. R. G. M., 15, S. 543, Paris 1963.
- La qualification de l'orifice du test, sa signification taxionomique et son rang hierarchique dans les classifications naturelle ou pratique de foraminifères planctoniques.
 C. R. somm. Soc. géol. France, H. 8, S. 328, Paris 1964.
- —: État des connaissances sur les foraminifères du Crétacé inférieur. Mém. B. R. G. M., 24, S. 489, Paris 1965.
- Contribution à une monographie des Rosalines. 1. Le genre *Ticinella* REICHEL, souche des Rotalipores.
 Eclogae geol. Helv., 59, H. 1, S. 185, Basel 1966.
- Contribution à une monographie des Rosalines. 2. L'espèce Rotalipora appenninica (O. RENZ, 1936), origine phylétique et taxinomic. Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 622, Leiden 1969.
- SMITH, C. C. & PESSAGNO, E. A.: Planktonic foraminifera and stratigraphy of the Corsicana Formation (Maestrichtian), North-central Texas. — Spec. Public. Cushm. Found. Foram. Res., 12, 68 S., 27 Taf., Lawrence 1973.
- SMOUT, A. H.: Lower Tertiary foraminifera of the Qatar Peninsula. British Mus. Nat. Hist., 96 S., 15 Taf., London 1954.
- SPIEGLER, D.: Die Entwicklung von Ehrenbergina (Foram.) im höheren Tertiär NW-Deutschlands. Geol. Jb., A6, S. 3, Hannover 1973.
- STENESTAD, E.: The genus Heterohelix EHRENBERG, 1843 (foraminifera) from the Senonian of Denmark.— Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils Geneva 1967, 2, S. 644, Leiden 1969.

- SUBBOTINA, N. N.: Fossil foraminifera of the USSR, Globigerinidae, Hantkeninidae and Globorotaliidae. — Inst. Vingri (n. S.), H. 76, Moskau 1953.
- TAPPAN, H.: Foraminifera from the Grayson Formation of northern Texas (Albien). J. Paleont., 14, H. 2, S. 93, Tulsa 1940.
- -: Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere. -- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 4, S. 187, Amsterdam 1968.
- —: Phytoplankton abundance and late Paleozoic extinctions: a reply. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 8, S. 56, Leiden 1970.
- —: Microplankton, ecological succession and evolution. Proc. North American Paleont. Convention (1969), part H, S. 1058, Chicago 1971.
- TAPPAN, H. & LOEBLICH, A. R.: Geologic implications of fossil phytoplankton evolution and timespace distribution. — Symp. on Palynology of the late Cretaceous and early Tertiary — Geol. Soc. America, Spec. Paper 127, S. 247, sine loco 1971.
- —: Smaller Protistan evidence and explanation of the Permian-Triassic crisis. Bull. Canadian Petr. Geol., 19, H. 2, S. 313, Calgary 1971.
- -: Geologic history of oceanic plankton. Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., 55, S. 366, Tulsa 1971.
- —: Fluctuating rates of Protistan evolution, diversification and extinction. 24th Int. Geol. Congr. sect. 7, S. 205, Montreal 1972.
- -: Evolution of the oceanic plankton. Earth-Sci. Rev., 9, H. 3, S. 207, Amsterdam 1973.
- --: Smaller Protistan evidence and explanation of the Permian-Triassic crisis. -- Symp. on: The Permian and Triassic systems and their mutual boundary, S. 465, sine loco 1974.
- TERQUEM, O.: Cinquième mémoire sur les foraminifères du Système Oolithique; de la zone à Ammonites parkinsoni de Fontoy (Moselle). Mém. Acad. Impér. Metz, S. 239, Metz 1883.
- ---: Les foraminifères et les ostracodes du Fuller's -Earth des environs de Varsovie. ---Mém. Soc. géol. France, 3. sér., 4, S. 1, Paris 1886.
- TERQUEM, O. & BERTHELIN, G.: Étude microscopique des Marnes du Lias moyen d'Essey-lès-Nancy, zone inférieuse de l'assise à Ammonites margaritatus. — Mém. Soc. géol. France, 2. sér., 10, H. 3, S. 1, Paris 1875.
- TODD, R. & BLACKMON, P.: Calcite and aragonite in foraminifera. -- J. Paleont., 30, H. 1, S. 217, Tulsa 1956.
- Towe, K. M.: Lamellar wall construction in planktonic foraminifera. Proc. 2nd Plankt. Conf. Rome 1970, 2, S. 1213, Rom 1971.
- TOZER, E. T.: A standard for Triassic time. Bull. Geol. Survey Canada, 156, 103 S., 10 Taf., Ottawa 1967.
- —: Definitions and limits of Triassic stages and substages: Suggestions prompted by comparisons between North America and the Alpin-Mediterranean Region. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 195, Wien 1974.
- TRÖLSEN, J. C.: Studies on Ceratobuliminidae (foraminifera). Medd. Dansk Geol. Forening, 12, S. 448, Kopenhagen 1954.
- --: On the value of aragonite tests in the classification of the Rotallidea. -- Contr. Cushm. Found. Foram. Res., 6, H. 1, S. 50, Washington 1955.
- URLICHS, M.: Ostracoden aus den Kössener Schichten und ihre Abhängigkeit von der Ökologie. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, H. 2, S. 661, Wien—Innsbruck 1972.
- WHITE, M. P.: Some index foraminifera of the Tampico embayment area of Mexico. J. Paleont., 3, H. 1, S. 30, Tulsa 1929.
- WICHER, C. A.: Die mikropaläontologische Gliederung des nicht marinen Keuper. Erdöl und Kohle, 10, S. 3, Hamburg 1957.
- WIEDMANN, J.: Zum Problem der Definition und Abgrenzung von Obernor (Sevat) und Rhät. Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 2, S. 229, Wien 1974.
- WILLE-JANOSCHEK, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Jb. Geol. B.-A., 109, S. 91, Wien 1966.
- Wood, A.: The structure of the wall of the test in the foraminifera, its value in classification. Quart. J. Geol. Soc. London, 104, H. 2, S. 229, London 1949.
- ZIEGLER, J. H.: Beschreibung einer Foraminiferenfauna aus dem Rhät vom Großen Haßberg (Nordbayern). Bemerkungen zur Stratigraphie und Paläogeographie des Rhäts in Franken. — Geol. Bavarica, 53, S. 36, München 1964.

