

# Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland

by K. BIRKENMAJER, Kraków, Poland

(A review of latest researches)

(Plate I, fig. 1—5)

## Contents

	Seite
Zusammenfassung, Abstract .....	1
Introduction .....	2
I. Klippen Series and Klippen Mantle .....	4
II. History of the Klippen Series geosyncline .....	7
II a. Primary substratum .....	7
II b. Triassic shelf deposits and early-Cimmerian synorogenic movements ..	8
II c. Early stages of the Jurassic transgression .....	9
II d. Aalenian transformations of the geosynclinal trough and the evidence of the Central Cordillera .....	10
II e. Influence of the northern coast of the geosynclinal trough on the sedi- mentation in the Bajocian and Bathonian .....	11
II f. Bathyal and abyssal deposits in the Dogger and in the Malm.....	12
II g. Upper Malm—Lower Neocomian sedimentation and the neo-Cimmerian synorogenic movements .....	13
II h. Influence of the Upper Neocomian synorogenic movements on the sedimentation of the Klippen Series .....	15
II i. Pelagic facies of the Middle Cretaceous and pre-orogenic flysch facies	16
II j. Orogenic movements of the sub-Hercynian phase and the nappe formation of the Pienids .....	18
III. Stratigraphy of the Exotic Massif situated between the Pienids and the Tatrids	19
IV. History of the Klippen Mantle geosyncline .....	20
IV a. Pre-Laramide Mantle .....	20
IV b. Orogenic movements of the Laramide phase .....	22
IV c. Post-Laramide Mantle .....	23
IV d. Orogenic movements of the Savian phase.....	27
V. Volcanic activity in the Lower Miocene.....	29
VI. Post-Savian denudation, sedimentation and tectonic movements .....	29
Acknowledgments .....	31
References.....	31

## Zusammenfassung.

Die Klippenzone der Pieninen stellt ein zirka 550 km langes, aber auch ziemlich schmales (einige hundert Meter bis 20 Kilometer) Anticlinorium dar, das einen stellenweise horstähnlichen, stellenweise einen Diapir-ähnlichen Bau zeigt. Sie erstreckt sich vom Wiener Becken bis in die Pieninen und trennt zwei große Flyschbereiche: im Norden den Magura-Flysch von dem Innerkarpathischen Palaeogen oder anderen tektonischen Einheiten der Zentralen Karpathen im Süden (D. ANDRUSOV, 1938).

In der östlichen Slowakei und in der Transkarpathischen Ukraine sind die Pieninischen Klippen nur lückenhaft bekannt und moderne tektonische Untersuchungen fehlen teilweise.

Vor dem Palaeogen gehörten die Pieninen dem Sedimentationsbereich der Inneren Karpathen an. Im Palaeogen gehörte der Klippengürtel W von Ujak zum größten Teil dem Bereich der Äußeren Karpathen an.

S der Klippenzone spielen sich die hauptsächlichsten orogenetischen Bewegungen im Zeitbereich der Laramischen und post-Palaeogenen Phasen ab. Die Deckenbildung ist vor dem Mittleren Eozän beendet.

N der Klippenzone liegen die hauptsächlichsten orogenetischen Bewegungen im post-Palaeogen.

Die Klippenzone selbst wurde gefaltet: nach dem Palaeogen (Savische Phase), im Grenzbereich Kreide-Palaeogen (Laramische Phase) und auch im tieferen Teil der Oberkreide (Subherzynische Phase).

Von diesem Gebiet wird auf Grund der jüngeren Untersuchungen des polnischen Sektors der Pieninen eine Übersicht vorgelegt, und zwar: die Geschichte der Klippenserien im Geosynklinalbereich von der Trias bis ins tiefere Coniac; die Geschichte der Klippenmantelserien im Geosynklinalbereich vom Obersanton bis ins Oligozän; die subherzynischen, laramischen und savischen Bewegungen und die von ihnen erzeugten tektonischen Strukturen in den Klippen; ferner der post-savische Vulkanismus, die Neogen- und Quartärgeschichte des Gebietes; und schließlich die Stratigraphie der Exotischen Massive, welche die Sedimentation der Klippengesteine und Klippenmantelgesteine beeinflusste.

#### Abstract

A review of recent geological investigations of the Polish sector of the Pieniny (Internal) Klippen Belt, Carpathians, is presented. Described are: history of the Klippen Series (Triassic to Lower Coniacian) geosyncline, history of the Klippen Mantle (Upper Santonian to Oligocene) geosyncline, sub-Hercynian, Laramide and Savian movements and their rôle in the formation of the tectonic structure of the Klippen Belt, post-Savian volcanic activity, Neogene and Quaternary history of the area and stratigraphy of exotic massifs which influenced the sedimentation of the Klippen Series and of the Klippen Mantle.

#### Introduction

The Pieniny Klippen Belt<sup>1)</sup> is an anticlinorium of a partly horst-like, partly diapiric structure, very long (c. 550 km), and very narrow (a few hundred metres to twenty kilometres)<sup>2)</sup>. It runs from the Vienna Basin to the Pieniny Mts. separating two great flysch regions: the Magura Flysch to the north and the Inner Carpathian Palaeogene (or other tectonic units of the Central Carpathians) to the south (D. ANDRUSOV 1938).

Further east in Eastern Slovakia and Transcarpathian Ukraine the relation of the Pieniny Klippen Belt to the External Carpathian Flysch is but partly known and modern tectonic investigations of many sectors are still lacking<sup>3)</sup>.

Before Palaeogene the Pieniny Klippen Belt belonged to the sedimentary region of the Inner Carpathians. In the Palaeogene the Klippen

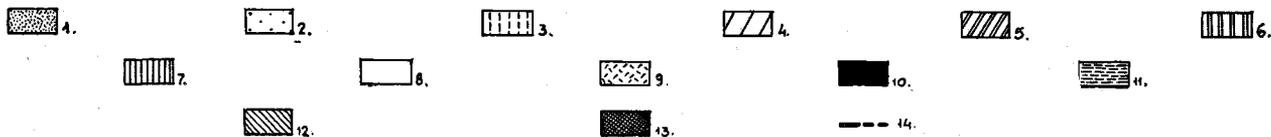
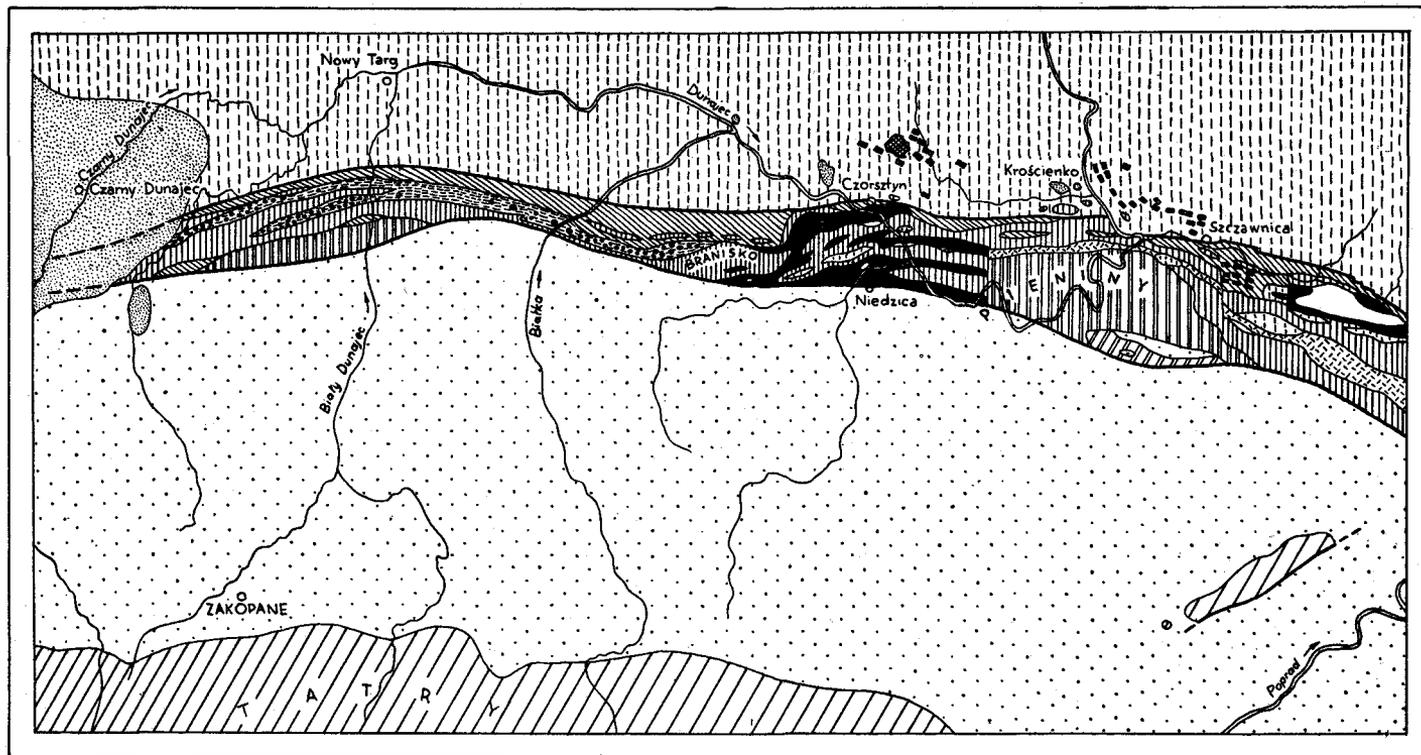
<sup>1)</sup> Known also under the name of the Internal Klippen Zone.

<sup>2)</sup> cf. K. BIRKENMAJER (1958 d, 1959 d).

<sup>3)</sup> The results of the geological investigations of the Ujak (Údol) region in Eastern Slovakia recently made by Prof. Dr. H. ŚWIDZIŃSKI in order to elucidate the relation of the Inner Carpathian Palaeogene and of the Magura Flysch to the Klippen Belt, have not been published so far.

---

Fig. 1: Schematic tectonic map of the Pieniny Klippen Belt in Poland (after K. BIRKENMAJER, 1959 c): 1 = Fresh-water Neogene, 2 = Podhale Palaeogene, 3 = Magura Palaeogene, 4 = Tectonic units of the Tatra Mts., 5 = Haligowce Series, 6 = Pieniny Series, 7 = Branisko Series, 8 = Niedzica Series, 9 = Czertezik Series, 10 = Czorsztyn Series, 11 = Pre-Laramide Mantle: Púchov Marls and Variegated Beds, 12 = Pre-Laramide Mantle: Úpohlav Beds, Jarmuta Beds, Variegated Beds, 13 = Andesitic intrusions, 14 = Main Tertiary dislocations.



Belt west of Ujak belonged in its main part to the sedimentary region of the External Carpathians.

To the south of the Klippen Belt main orogenic movements belonged to the Laramide and post-Palaeogene phases. The nappe folding occurred there before the Middle Eocene.

To the north of the Klippen Belt main orogenic movements were post-Palaeogene. The Klippen Belt itself was folded after the Palaeogene (Savian phase), at the boundary of the Cretaceous and Palaeogene (Laramide phase) and in the lowermost part of the Upper Cretaceous (sub-Hercynian phase)<sup>1</sup>).

### I. Klippen Series and Klippen Mantle

The sequence of beds in the Pieniny Klippen Belt may be subdivided into the Klippen Series and the Klippen Mantle. These terms have been introduced more than fifty years ago. Since this time their meaning has changed several times<sup>2</sup>).

V. UHLIG (1890, 1903) distinguished the "Klippengesteine" formed by the Triassic, Jurassic and Neocomian, and the "Klippenhülle" formed by the Upper Cretaceous and the Eocene.

Within the "Klippengesteine" the Haligowce Facies (Triassic and Liassic), the "Hornsteinkalkfacies" (Dogger, Malm and Neocomian) and the "Versteinerungsreiche Facies" (Aalenian to Tithonian) have been distinguished by UHLIG.

After the discovery of nappes in the Carpathians by M. LUGEON (1902, 1903)<sup>3</sup> the "Hornsteinkalkfacies" was renamed (V. UHLIG 1907) "Pieninische Decke" and the "Versteinerungsreiche Facies" — "Subpieninische Decke" ("Czorsztyńska Decke" of the Polish authors).

After the first World War geologists investigating the Pieniny Klippen Belt modified UHLIG's views on the tectonic rôle and stratigraphical composition of the "Klippengesteine" and of the "Klippenhülle". L. HORWITZ and F. RABOWSKI (1929) considered that the Klippen Series consisted of members from the Triassic to the Lower Palaeogene inclusively (Haligowce Nappe), from the Liassic to the Lower Palaeogene (Pieniny Nappe) or from the Aalenian to the Lower Palaeogene (Czorsztyńska Nappe). Thus the "Klippenhülle" has been included in the Klippen Series.

Later on L. HORWITZ (1933, 1935, 1938) modified once more his views and restituted the Klippen Mantle. According to his latest opinion there existed in the Pieniny Klippen Belt the Klippen Series formed by members from the Liassic to the Neocomian (Pieniny Nappe) and by members from the Aalenian to the Tithonian (Czorsztyńska Nappe). The Haligowce Series has been included, after J. NOWAK (1916, 1927), in the "Hochtatische Decke". The Klippen Mantle consisted, according to L. HORWITZ (o. c.) of the Cenomanian and of the higher Senonian.

<sup>1</sup>) Therefore, as it was pointed out by H. STILLE (1953, p. 136) the determination of the age of the orogenic movements in the Pieniny Klippen Belt is extremely important for the understanding of the tectogenesis of both the Internal and External Carpathians.

<sup>2</sup>) The history of investigation of the Klippen Series and of the Klippen Mantle has been discussed in papers by D. ANDRUSOV (1938) and by the present author (1953 a, 1957 a, 1958 d, 1959 c).

<sup>3</sup>) cf. S. SOKOŁOWSKI (1954 a).

An unusual view on the development of the Klippen Series has been expressed by J. OPPENHEIMER (1926, 1927), who believed that the members of the "Subpieninische Decke" and of the "Pieninische Decke" (*sensu* UHLIG) belonged to one stratigraphical series divided tectonically into klippes. Furthermore, Oppenheimer considered the Albian as the possible uppermost member of the Klippen Series, and not as an element of the Klippen Mantle.

The views of J. OPPENHEIMER have not been accepted by D. ANDRUSOV (1927), who, at the same time, subdivided the Klippen into the Pieniny Series, the Pieniny Transitional Series and the Sub-Pieniny Series. Three types of facial development i. e. the Kýsuca facial type, the Podbiel facial type and the Pruské facial type have been distinguished within the Pieniny Transitional Series.

According to D. ANDRUSOV (1927, 1938), the Sub-Pieniny Series consisted of the members from the Aalenian to the Tithonian<sup>1)</sup>, the Keuper, Jurassic and Neocomian have been distinguished in the Pieniny Transitional Series. Finally, the Pieniny Series consisted of the members from the Liassic to the Lower Neocomian.

These series, according to D. ANDRUSOV have been folded during the uppermost Neocomian and lowermost Middle Cretaceous (the limit of the Aptian and Albian) in an orogenetic phase called by him "the Pieniny Phase". The Pieniny Nappe (with two digitations formed by the Pieniny Series and by the Pieniny Transitional Series) has been thrust over the Sub-Pieniny Nappe. These nappes formed a tectonic group called by A. MATĚJKA and D. ANDRUSOV (1931) the Pienids.

In his last synthetic papers D. ANDRUSOV (1945, 1953) reduced, however, the Pieniny Transitional Series to the facial types of the Pieniny Series. Thus he returned in some respects to the old views of V. UHLIG.

The Manín Series (Liassic to Neocomian) distinguished by D. ANDRUSOV (*o. c.*) has been considered as connected with the high-Tatra Series. He thought that it was thrust over the Pieniny Nappe during the "Pieniny Phase" (upper Aptian-lowermost Albian), and was subsequently covered by the Klippen Mantle common with the mantle which covered the Pieniny Nappe and the Sub-Pieniny Nappe. The Kostelec Series (Triassic and Liassic) distinguished by D. ANDRUSOV in the Klippen Belt of Western Slovakia has been considered by him as connected with the uppermost unit (Stražov Nappe) of the Sub-Tatra nappes, thrust over the Klippen Mantle during the Laramide folding of the Internal Carpathians.

The Klippen Mantle has been subdivided by D. ANDRUSOV (*o. c.*) into the Older Mantle and the Younger Mantle. The Older Mantle consisted of the Albian Sphaerosideritic Marls and of the Cenomanian Orlové Sandstones rich in *Exogyra columba silicea* (LAM.).

The Younger Mantle consisted of the Úpohlav Beds (Upper Santonian) with *Hippurites* and of the Púchov Marls (Campanian? and Maestrichtian), separated from the Palaeogene by a marl-breccia of a supposedly Danian age. The Palaeogene of the Magura type has been considered to be the youngest mantle of the Klippen Belt in its central and northern parts, and the Palaeogene of the Sulov-Podhale type to be the mantle of the southernmost part of the Klippen Belt.

<sup>1)</sup> The Neocomian members lacking due to regression.

New views on the relation of the Klippen Mantle to the Klippen Series have been presented after the World War II. It was S. SOKOŁOWSKI (1954 b) who observed transitions between the Neocomian of the "Pieniny Series" and the "Lower and Middle Cenomanian" of the "Klippen Mantle" distinguished by L. HORWITZ in his unpublished map in 1:10,000 scale. The present author (K. BIRKENMAJER 1953 b, 1954 a) found the Neocomian members in the Czorsztyn (Sub-Pieniny) Series and transitions between the Neocomian and the Middle Cretaceous in all the Klippen Series. This implied the absence of the "Pieniny Phase" (Upper Aptian-lowermost Albian) distinguished by D. ANDRUSOV. Therefore the "Older Mantle" of D. ANDRUSOV has been included into the Klippen Series.

The Spherosideritic Marls (Albian) and the Orlové Sandstones (Cenomanian) of the Middle Váh valley considered by D. ANDRUSOV (1938, 1945, 1953) as a typical member of the "Older Mantle" of the Pieniny Klippen Belt, were included by the present author (K. BIRKENMAJER 1953 a, 1957 a, 1958 d) into the Manín (high-Tatra) Series.

The following Klippen Series have been distinguished by the present author: the Czorsztyn Series, the Niedzica Series, the Branisko Series and the Pieniny Series (K. BIRKENMAJER 1953 b, 1957 a, 1958 d). The Czorsztyn Series is identical with the Sub-Pieniny Series of D. ANDRUSOV<sup>1)</sup>. The Niedzica Series of the present author comprises, among others, some klippes of the Pruská type (klippe in Podhradský Stream, Western Slovakia) and of the Kýsuca type (klippe of Oravský Zamok, Western Slovakia) described by D. ANDRUSOV (1931, 1938, 1945, 1953; A. MATĚJKA, D. ANDRUSOV 1931)<sup>2)</sup>. The Branisko Series of the present author is an equivalent to the major part of the "Kýsuca Series" of D. ANDRUSOV, taking in mind the reservations presented above.

Finally, the Pieniny Series of the present author is identical with the typical Pieniny Series of D. ANDRUSOV (*o. c.*).

Further field investigations of the present author allowed him to state that the Haligowce Series belonged not to a high-Tatra unit but was a Klippen Series (K. BIRKENMAJER 1959 a). Later on a new (sixth) Klippen Series named the Czertezik Series has been distinguished (K. BIRKENMAJER 1959 b)<sup>3)</sup>.

1) "Versteinerungsreiche Facies" of V. UHLIG consists of elements both of the Czorsztyn Series and of the Niedzica Series in the present author's meaning. The "Czorsztyn Series" of L. HORWITZ consists of the members belonging to the Czorsztyn Series, to the Niedzica Series and to the Branisko Series of the present author.

2) Therefore the "Kýsuca Series" and the "Pruské Series" distinguished by D. ANDRUSOV in his earlier papers (before 1945) are not independent stratigraphical, facial, and tectonic units. Some klippes ascribed by D. ANDRUSOV to one of these series should be considered on his own definitions as belonging to the other one. Thus the "Kýsuca Series" and the "Pruské Series" are heterogeneous, and cannot be traced over longer distance, for example within the Polish sector of the Klippen Belt. The "Podbiel Series" distinguished before 1945 by D. ANDRUSOV, and considered at first by the present author (1953 b, 1957 a) as connected with the Niedzica Series is, according to field observations of the present author in Slovakia in 1956 related to, but not identical with, the Niedzica Series.

3) Particular stratigraphical members of this series have been referred by V. UHLIG either to the "Versteinerungsreiche Facies" or to the "Hornsteinkalkfacies", and by L. HORWITZ to the Czorsztyn Series and to the Pieniny Series.

New investigations on the stratigraphy of the Klippen Series (K. BIRKENMAJER 1952, 1953 b, 1954 a, 1957 a, d, 1958 b, d, 1959 a; B. KOKOSZYŃSKA and K. BIRKENMAJER 1956; K. BIRKENMAJER and B. KOKOSZYŃSKA 1958; K. BIRKENMAJER and J. ZNOSKO 1955; S. M. GAŚSIOROWSKI 1956; M. KSIĄŻKIEWICZ 1958) indicate that the Klippen Series consist of the Triassic, Jurassic, Neocomian, Middle Cretaceous (Albian to Turonian) and probably Lower Coniacian members. These members have been deposited in the Pieniny Klippen geosynclinal trough before the first folding of the Belt, which occurred between the Lower Coniacian and Upper Santonian. The sequence of the beds and differences of facies, especially in the late Dogger and in the Malm, when the Klippen geosyncline reached its maximum depth, are the criteria of particular Klippen Series.

A number of papers published after the II-nd World War in Poland pertained to the stratigraphy of the Klippen Mantle (K. BIRKENMAJER 1954 b, 1956 a, b, 1957 a, d, e, 1958 c, d, 1959 d, e; K. BIRKENMAJER, T. WIESER 1956) and its fauna (S. GEROCH 1957; K. BIRKENMAJER, S. M. GAŚSIOROWSKI 1959). The beds of the Klippen Mantle have been divided by the present author into two groups. The older group named the "Pre-Laramide Mantle" consisted of the Upper Santonian, Campanian, Maestrichtian and probably Danian. This group is separated from the Klippen Series by an orogenic phase, equivalent to the sub-Hercynian folding sensu H. STILLE (1924) which took place in Upper Coniacian and Lower Santonian. The younger group, named the "Post-Laramide Mantle", consisted of the Upper Paleocene, Eocene and ? Oligocene of the Magura Flysch type (in the northern and central part of the Klippen Belt) and of the Middle Eocene, Upper Eocene and ? Oligocene of the Internal Carpathians type (Sulov Palaeogene and Podhale Flysch) in the southernmost part of the Klippen Belt in the Pieniny sector. The "Post-Laramide Mantle" was separated from the older members by the Laramide folding probably in connection with a sedimentary gap in the Lower Paleocene.

In the northern part of the Belt the Post-Laramide Mantle deposits covered the Laramide tectonic structure and commenced with the Upper Paleocene. On the other hand, in the southern part of the Belt the Post-Laramide Mantle deposits covered the Sub-Hercynian tectonic structure not submerged during the Upper Cretaceous and commenced with the Lower Eocene or, still more southward, with the Middle Eocene.

## II. History of the Klippen Series geosyncline \*)

### II a. Primary substratum

Members older than the Triassic have not been found within the Klippen Belt. According to D. ANDRUSOV (1938) the Klippen nappes have been torn off their basement during the first folding of the Belt. Nevertheless, the character of the primary substratum can be determined indirectly on clastics (and heavy minerals)<sup>1)</sup> in the Jurassic and Cretaceous members

\*) See Plate 1: Stratigraphy of the Klippen Series in Poland.

<sup>1)</sup> Heavy minerals from the Jurassic and Cretaceous clastic deposits in the Klippen Belt have been investigated by J. ŁOZIŃSKI (1956, 1957, 1959).

of the Klippen Series. Some clastics have been supplied to the geosynclinal trough from the north (K. BIRKENMAJER 1958 d; K. BIRKENMAJER, S. M. GAŚIOROWSKI and T. WIESER 1960), other from the south (K. BIRKENMAJER 1958 d) and, finally, a part of the clastics is of an intra-geosynclinal origin (K. BIRKENMAJER 1957 b, c).

These clastics imply that the primary substratum of the Klippen Belt consisted of a crystalline (probably Hercynian) basement covered by chiefly marine deposits of the Werfenian and of the Middle Triassic and of lagoonal (or lacustrine) deposits of the Keuper. The last two members have been found in some parts of the Klippen Belt in the Klippen Series (V. UHLIG 1890; L. HORWITZ, F. RABOWSKI 1929; D. ANDRUSOV 1931, 1938, 1950).

It was D. ANDRUSOV who considered that the exotic fragments investigated by himself (A. MATĚJKA, D. ANDRUSOV 1931; D. ANDRUSOV 1938, 1945, 1953) and by V. ZOUBEK (1931) abundant in the Klippen Mantle, derived from the primary substratum (exotic massif) of the Pieniny Nappe subjected to the erosion in the Upper Cretaceous. This massif, according to D. ANDRUSOV, was situated to the south of the Klippen Belt.

ANDRUSOV's supposition that the exotic fragments in question derived from the older members of the Pieniny Nappe (Series) has been refuted by the present author (K. BIRKENMAJER 1958 d), who found similar exotic fragments in the Turonian clastic deposits of the Klippen Series indicating that the erosion of the exotic massif in question commenced before the first folding and overthrusting in the Klippen Belt. The exotic massif in question supplied clastics both to the north, i. e. to the Turonian deposits of the Klippen Belt geosyncline, and to the south, where the Cenomanian Orlové Beds of the Manín Series have been deposited, as it was proved by sedimentological studies (K. BIRKENMAJER 1958 a). Thus the exotic massif in question is considered by the present author to be situated between the Pieniny Klippen Belt geosyncline and the sedimentary basin of the High-Tatra Series, the Manín Series included.

The petrographic character, direction of transport, and probable age of the magmatic and metamorphic exotic fragments in question described by T. WIESER (1958) and of the sedimentary exotic fragments described preliminarily by the present author (*o. c.*) from the Polish sector of the Klippen Belt, allowed him to presume that they derived neither from Pienids, nor from Tatrids (*sensu* A. MATĚJKA and D. ANDRUSOV 1931), but from an independent series called the Exotic Series (see below).

## II b. Triassic shelf deposits and early-Cimmerian synorogenic movements

The Triassic deposits are extremely rare within the Pieniny Klippen Belt. They have been found only in the Haligowce Series (Pieniny Mts.), where Middle and Upper Triassic members probably occur, in the Sub-Pieniny (Czorsztyń) Series of the Váh River valley, where D. ANDRUSOV (1950) has found Middle Triassic dolomites, and in the "Kýsuca Series" (in this case equivalent to the Branisko Series of the present author) in the western part of the Klippen Belt of Slovakia (Drietoma and Zablätie) where sandstones, quartzites and variegated shales with gypsum and dolomite intercalations of the Upper Triassic (Keuper) age occurred (D. ANDRUSOV 1931, 1938).

The Werfenian deposits have not been found within the Klippen Belt. Nevertheless, it is probable that some clastic Werfenian deposits existed. This supposition is based on the investigation of clastics in the Liassic and Dogger deposits of the Klippen Belt, supplied to the geosynclinal basin from the north and from the inner part of the trough, and on the investigation of exotic fragments found in the Middle and Upper Cretaceous deposits supplied from the south.

The Middle Triassic sea deposited dolomites and dolomitic limestones of a type similar to that common in the Internal Carpathians and in the Eastern Alps.

At the close of the Triassic a regression occurred and gypsiferous variegated deposits of the Keuper, as well as cavernous limestones (Rauhacken) have been formed. The presence of the Keuper facies depended on the early-Cimmerian synorogenic movements, which are distinguishable in the Inner Carpathians, especially within the High-Tatra Series sedimentary basin.

### II c. Early stages of the Jurassic transgression

The Lower Jurassic<sup>1)</sup> deposits have been found only in the Haligowce Series, in the Pieniny Series and in the Branisko Series of the Pieniny sector of the Klippen Belt, and in the Pieniny Series, in the "Kýsuca Series" and "Podbiel Series" in Western Slovakia. In many localities particular members of the Lias (especially of its lowest part) are lacking due to the tectonic causes. There are, however, data indicating that only the southern and deeper part of the Klippen Series geosyncline was submerged by the Lower Jurassic sea. The northern part of the basin, the Niedzica Series, the Czertezik Series and the Czorsztyń Series included, was emerged till the Aalenian.

The Jurassic transgression in the Klippen Series trough advanced eastward. Therefore the Rhaetian dark shales and limestones with pelecypods and brachiopods of the Swabian type have been deposited only in the western part of the Belt near Trenčín, Slovakia (D. ANDRUSOV 1931, 1938). The Hettangian marine deposits are to be found also in more eastern regions, especially in the Orava River valley and in the Pieniny Mts.

The Lower Liassic sea (Hettangian, Lower Sinemurian) deposited mainly clastic sediments (Gresten Facies) of a shallow neritic type, composed of sandstones, conglomerates and shales with ammonites and brachiopods.

During the higher part of the Lias (Upper Sinemurian, Pliensbachian and Toarcian) the sea deepened and dark spotted limestones and marls with thin-shelled pelecypods and cephalopods, as well as green limestones and marls with belemnites and, locally, red crinoidal limestones<sup>2)</sup> have been deposited.

<sup>1)</sup> The stratigraphic subdivision of the Jurassic used in the present paper is based on ARKELL's (1956) scheme, which differs from that used by D. ANDRUSOV (1945, 1953) and by the present author in his previous papers (1953 b, 1957 a, 1958 d). However in the present paper the Aalenian (= Lower Bajocian of W. J. ARKELL) is treated as a separate period.

<sup>2)</sup> In the western part of the geosynclinal trough (cf. D. ANDRUSOV, 1931, 1938).

The development of the Lias in the Haligowce Series is different from that in the remaining Klippen Series. The lower part of this period is, according to L. HORWITZ and F. RABOWSKI (1929), represented by crinoidal limestones and oolitic limestones, while the upper part is represented by quartzitic sandstones, red shales and arenaceous limestones. This development resembles that in some varieties of the Manín (High-Tatra) Series in the Váh River valley, especially near Trenčianské Teplice (see M. MAHEL 1950 a, b; K. BIRKENMAJER 1959 a), visited by the present author in 1956. These resemblances indicate the possibility of transitions between the Haligowce Series on one side and the Exotic Series and the Manín (High-Tatra) Series on the other.

#### II d. Aalenian transformations of the geosynclinal trough and the evidence of the Central Cordillera

In the Aalenian nearly the whole geosynclinal trough of the Klippen Series has been covered by the sea. The lowermost Aalenian deposits known consist of dark shales with concretions of siderites, pyrites and dolomites and with traces of copper (K. BIRKENMAJER, W. ŽABIŇSKI 1957, K. BIRKENMAJER, W. NARĘBSKI 1958) with rare *Posidonomya alpina* (GRAS.). They have been called the Sub-Flysch Beds as they underlie a complex of clastic deposits called the Flysch Aalenian.

The flysch complex belongs to the Lower Aalenian. It consists of light and dark sandstones alternating with shales abundant in mica, with rare intercalations of redeposited (graded) crinoidal limestones in its lower part, and with thin allochthonous coal seams in its upper part. The sedimentological investigations carried out by the present author (K. BIRKENMAJER 1957 b, c) indicated that the clastic components of the flysch beds in question came from the inner part of the geosynclinal trough, where an intrageosynclinal cordillera emerged. This cordillera, called the Central Cordillera, separated the geosynclinal trough into two basins: the northern one with the Czorsztyn Series, the Czertezik Series and the Niedzica Series included, and the southern basin with the Branisko Series, the Pieniny Series and the Haligowce Series.

The flysch beds of the Lower Aalenian (pre-*opalinum*) age are developed best in the Branisko Series, to the south of the Central Cordillera, where they are nearly 200 m. thick. More southward they disappear and are replaced by dark *Posidonomya* Shales in the Pieniny Series and by dark crinoidal limestones with cherts in the Haligowce Series.

To the north of the Central Cordillera the flysch member of the Lower Aalenian occurs in the Niedzica Series where it is 20—30 m. thick (tectonic reduction?), in the Czertezik Series, where it is only 5 m. (?) thick (tectonically reduced?), and, finally, in the Czorsztyn Series has been found in one profile (near the Czorsztyn Castle) a thin layer 0.5 m. thick of similar deposits in a rather ambiguous tectonic position<sup>1)</sup>.

During the Middle Aalenian the Central Cordillera was submerged in its greater part, and grey spotted *Opalinus* Marls have been deposited to

<sup>1)</sup> It is possible that the Flysch Aalenian found in contact with the Czorsztyn Series near the Czorsztyn Castle belongs to the Branisko Series, and that no flysch deposits of the Lower Aalenian age occurred in the Czorsztyn Series.

the north, and dark *Posidonomya* Shales — to the south of the Cordillera. The spotted *Opalinus* Marls are to be found south of Cordillera, only in a northern variety of the Branisko Series. In the southernmost part of the geosynclinal basin the crinoidal dark cherty limestones continued in the Haligowce Series till the Callovian.

The only clear evidence of the Central Cordillera as the source of clastic sediments during this time is the presence of sideritic sandstones intercalated with shales and limestone-siderite lumachelles with *Liogryphaea*, deposited in the northernmost part of the Branisko Series. The silt components of the *Posidonomya* Shales and of the *Opalinus* Marls are, with a high probability, of the same provenance.

A slight positive movement of the sea bottom occurred in the Upper Aalenian. Two geosynclinal basins separated by the almost entirely submerged Cordillera have been but poorly aerated and black *Murchisonae* Clays and Shales with carbonate concretions have been formed. The petrochemical investigations of these so-called "Shales with Sphaerosiderites" carried out by W. NARĘBSKI (cf. K. BIRKENMAJER, W. NARĘBSKI 1958) indicated that in the northernmost part of the geosyncline where the Czorsztyn Series has been formed, the carbonate concretions are of a sideroplesitic character, those from the Niedzica Series are calcite-pistomesitic, and those from the Branisko Series are sideroplesite-calcite-colophanitic.

The fauna of the Upper Aalenian is commonly pyritized and consists of ammonites, belemnites and pelecypods, as well as of scarce foraminifers and ostracods.

## II e. The influence of the northern coast of the geosynclinal trough on the sedimentation in the Bajocian and Bathonian

The last evidence of the Central Cordillera active in the Jurassic is the presence of a small amount of quartz grains found in the Bajocian spotted limestones of the northernmost variety of the Branisko Series. Nevertheless the sedimentation in the Bajocian and the Bathonian is chiefly controlled by other factors. In the southern regions of the geosyncline poorly aerated sediments i. e. dark spotted limestones and marls (*Supra-Posidonomya* Beds) with ammonites, belemnites and pelecypods are found in the Branisko and in the Pieniny Series, and dark crinoidal limestones with cherts in the Haligowce Series.

The facies in the northern parts of the geosynclinal trough indicated fairly good aeration. White crinoidal limestones developed in the Bajocian of the Czorsztyn Series (150 to 100 m. thick), of the Czertezik Series (c. 50 m. thick) and of the Niedzica Series (3 to 5 m. thick). They are followed by red crinoidal limestone in the Czorsztyn Series representing the Bathonian, by grey or red crinoidal limestone of a similar age in the Czertezik Series, and by red crinoidal limestone (Bajocian) and red nodular limestone (Bathonian-Callovian) in the Niedzica Series. The last development indicates bathyal conditions of sedimentation; the fauna of the Lower Nodular Limestone of the Niedzica Series consists of ammonites, belemnites, pelecypods, brachiopods etc. (K. BIRKENMAJER, J. ZNOSKO 1955) and of various *Aptychi* and *Rhyncholithes* (personal communication of S. M. GAŚSIOROWSKI).

The influence of the northern coast of the geosynclinal trough on the sedimentation of the Bajocian and Bathonian is visible especially in crinoidal

limestones where an admixture of quartz grains and fragments of the Middle Triassic limestones and dolomites and of red shales (Keuper?) occur. The diameter of the clastic components in these limestones increases northwards thus indicating the source.

Furthermore, exotic fragments of muscovite gneisses, biotite augen-gneisses, biotite gneissoid-granites, biotite-muscovite gneissoid granites, aplites, felsophyres, porphyric tuffs, microgranitic and micropegmatitic quartz porphyries, granophyres and limestone with algae have been found in pelagic deposits (Lower Nodular Limestone) of the Bathonian of the Niedzica Series (K. BIRKENMAJER, S. M. GĄSIOROWSKI and T. WIESER 1960). These fragments have been transported to the geosyncline probably by a floating island of tangled growth or by driftwood. The composition of these exotic fragments indicated that they derived from an area north of the Klippen Series geosyncline. From the exotic fragments in question and from the clastic fragments in the crinoidal limestones the geology of the land of their provenance may be tentatively reconstructed. In this land could have been present pre-Upper Carboniferous (gneisses, gneissoid granites etc.) basement rocks intruded with Upper Carboniferous aplites and with Lower Permian microgranitic and micropegmatitic quartz porphyries and granophyres. To the Lower Permian most probably belonged the extrusions of felsophyres and porphyric tuffs, to the Werfenian — the quartzitic deposits, to the Middle Triassic — limestones with calcareous algae and dolomites, and to the Keuper (?) — red shales.

The land these exotic fragments came from, separated the Pieniny Klippen Series geosynclinal trough from the troughs developed in the External Carpathians, for example from the Bachowice trough submerged by the Aalenian and Bathonian sea (*cf.* M. KSIĄŻKIEWICZ 1954, 1956). This land, in its greater part has not been submerged after the early-Cimmerian synorogenic movements, probably till the Tithonian or Neocomian.

#### II f. Bathyal and abyssal deposits in the Dogger and in the Malm

In the uppermost Dogger (Callovian) and in the Lower Malm (Oxfordian and Kimeridgian) the Klippen Series geosyncline reached its maximal depth. Bathyal red nodular limestones with fairly well preserved ammonites, belemnites, gastropods, pelecypods, brachiopods etc. described by many older authors, among others by V. UHLIG, are most conspicuous in the northern part of the geosynclinal trough (*cf.* Pl. I). It is only in the Czorsztyn Series that the nodular limestone (Callovian to Kimeridgian in this series) is not associated with the radiolarites, the deepest facies within the Klippen Series sequence. In other series nodular (or pseudo-nodular) limestones occur immediately above the radiolarites and are of the Kimeridgian age (Czertezik Series, Branisko Series, Haligowce Series and some varieties of the Niedzica Series and of the Pieniny Series) or of the Kimeridgian-Valanginian age (a variety of the Niedzica Series).

There are also nodular (or pseudo-nodular) limestones underlying the radiolarites in the Niedzica Series (Bathonian-Callovian) and in the Haligowce Series (Callovian or Lower Oxfordian).

The presence of radiolarites is the most characteristic feature of the Oxfordian and partly also of the Callovian and Kimeridgian in the Klippen Series other than the Czorsztyn Series. No Jurassic series in the Carpathians,

the Sub-Tatra Series excepted, contains a radiolarite complex developed in such thickness and variability as that of the Klippen Belt. Stages of deepening of the geosyncline are especially well observable in the Niedzica Series, where above the lower nodular limestone (Bathonian-Callovian) lie (from bottom to top): lower red radiolarites (Lower Oxfordian), green radiolarites (*transversarium* zone *s. l.*), upper red radiolarites (*bimammatum* zone *s. l.*) and upper nodular limestone (Kimeridgian or Kimeridgian to Valanginian).

This sequence implies that the green radiolarites have been formed when the geosyncline reached its maximum depth.

The conditions of the oxydation of the geosynclinal sediments, which led to the formation of the red crinoidal limestones, of the red nodular limestones and of the red radiolarites rich in Fe<sup>++</sup>, were worse when the green radiolarites with Fe<sup>++</sup> have been deposited. This suggests that the southern part of the Klippen Series geosyncline where the dark manganese radiolarites (Callovian? — Lower Oxfordian) of the Branisko Series and of the Pieniny Series, and the green radiolarites of the Branisko Series (*transversarium* zone *s. l.*), of the Pieniny Series (Upper Oxfordian and Lower Kimeridgian) and of the Haligowce Series (? Oxfordian) have been deposited, was aerated worse than the northern part of the geosyncline. Furthermore it could indicate that the southern part of the geosyncline in the Lower Malm was deeper than the northern part.

The macrofauna of the radiolarites and some nodular limestones consists mainly of numerous *Aptychi* and *Rhyncholithes* (S. M. GAŚIOROWSKI 1958, 1960). The former, according to S. M. GAŚIOROWSKI (personal communication) allow a fairly exact determination of the age of particular members of radiolarites and nodular limestones.

## II g. Upper Malm-Lower Neocomian sedimentation and the neo-Cimmerian synorogenic movements

The positive movement of the sea bottom commenced in the upper part of the Lower Malm (nodular or pseudo-nodular limestones of the Kimeridgian) and reached its maximum in the Tithonian. It is in the Czorsztyn Series that the influence on sedimentation of the neo-Cimmerian synorogenic movements (equivalent to the Osterwald phase *sensu* STILLE 1924) is most clearly visible. In this series breaks in sedimentation occurred, caused by submarine erosion of the deposits uplifted to the wave-base (K. BIRKENMAJER 1958 b)<sup>1</sup>).

<sup>1</sup>) Late Jurassic synorogenic movements extended over a wide area of the Tethys between the Western Alps and Central Carpathians. A discontinuity (gap) of faunal sequence between the Lower Tithonian *Subplanites* fauna and the Upper Tithonian *Berriasella* assemblage of Chomérac and Neuburg (Bayern) was reported by G. MAZENOT (1939). Evidences of the Tithonian synorogenesis in form of false-breccias are widely distributed in the Western Alps and in the adjacent areas, as for example near Sisteron and Col de Lauzon between Briançon and Château Queyras. The turbidity currents action is clearly visible in the Morcles Nappe (A. CARROZZI, 1955, 1957). According to W. J. ARKELL (1956, p. 155) "the most remarkable of all the evidences for geanticlines active during the Jurassic are contained in the Breccia Nappe of the Prealps. The breccias are built up of a series of superimposed submarine slides, which travelled a maximum distance of 5 km. and seem to have slid off the rear of a rising geanticline" (cf. Ph. H. KUENEN, A. CARROZZI, 1953). A part of these breccias (Upper Breccia) represent the Upper Jurassic and Lower Cretaceous.

It is also to be noted that the Tithonian-Berriasian organogenic deposits of the Czorsztyn Series are more variable than anywhere in this time in the Internal Carpathians.

The Lower Tithonian members of the Czorsztyn Series consist of red (lower) and white (upper) subpelitic *Calpionella* limestones with abundant tintinnids and calcareous pelagic algae (*Globochaete alpina* LOMB.). In some types of the Czorsztyn Series red *Calpionella* limestones are replaced by pink and white *Globochaete* limestones.

The general positive movement transforming the Czorsztyn Series into a geanticlinal zone became differential during the Middle Tithonian.

In some parts of the Czorsztyn Series sedimentary area no beds of presumably Middle Tithonian age are visible. It is quite probable that the sea bottom reached the wave-base, and the bottom currents swept off the organic remains (shells of brachiopods, segments of crinoids, shells of ammonites etc.) to the adjacent deeper zones. There have been formed brachiopodal limestones, crinoidal limestones, limestones with crinoids and brachiopods, and white *Calpionella* limestones. The lumachelle of Rogoźnik with a well known Middle Tithonian fauna with *Semiformiceras semiforme* described by K. ZITTEL, M. NEUMAYR, V. UHLIG, and by others, is partly contemporaneous with the brachiopodal limestones. The great number of ammonites, brachiopods, gastropods, belemnites, crinoids etc., gathered in the lumachelle, commonly not filled with sediment, and feebly joined together with secondary calcite, can be explained by the action of the submarine bottom currents.

At the beginning of the Upper Tithonian, the positive movement of the sea bottom reached its maximum. There is, however, no evidence of emergence. In one profile of the Czorsztyn Series a small-scale fissure formed probably by an earthquake, transversing both the Lower Tithonian and Kimeridgian limestones and filled with the Upper Tithonian or Berriasian sediments is visible. The Lower Tithonian white *Calpionella* limestones from some parts of the sea bottom fragmentated by wave action and probably by shaking up by earthquakes, have been transported by bottom currents to the deeper parts of the basin and formed thin intercalations of detrital limestones within the Upper Tithonian deposits <sup>1)</sup>. These limestones show no graded bedding and cannot be explained by turbidity currents <sup>2)</sup>.

The higher part of the Upper Tithonian and probably a part of the Berriasian is represented by limestones with crinoids and brachiopods and with *Aptychi*.

A new tendency to the negative bottom movement occurred in the Upper Tithonian-Berriasian. It is marked by the appearance of a red crinoidal limestone with rare tintinnids and calcareous algae, with *Lamellaptychus angulocostatus* (PET.) var. div. and with other *Aptychi* (S. M. GĄSIOROWSKI 1956; K. BIRKENMAJER o. c.). In some profiles in the lower part of the limestone in question a hard-ground surface has been observed.

<sup>1)</sup> Similar detrital limestones have been found by D. ANDRUSOV (1953, p. 361, 388) in a Pieniny Transitional Series in Western Slovakia.

<sup>2)</sup> In some instances the Upper Tithonian limestones show false-brecciation. It can be explained by the action of earthquakes on partly diagenized bottom lime deposits (K. BIRKENMAJER, 1958 b).

Sedimentary gaps in some northern varieties of the Czorsztyn Series correspond to the Middle Tithonian. In the central part of the area of the Czorsztyn Series between the Czorsztyn Castle and the Biatka River sedimentary gaps correspond to the upper part of the Lower Tithonian, to the Middle and Upper Tithonian and to the Berriasian. Finally, in some southern varieties of the Czorsztyn Series, the sedimentary gaps were found in the Upper Tithonian, Berriasian and Valanginian.

During the Valanginian the greater part of the sedimentary region of the Czorsztyn Series was covered with thin variegated limestones and marls rich in globigerinids. They pass upwards into marly limestones with cherts overlain by marly limestones and marls, with globigerinids and radiolarians considered to represent the horizons from the Valanginian to the Albian inclusively.

A sedimentary gap corresponding to the Middle (?) and Upper Tithonian, as well as the Berriasian and Valanginian probably exists in the Czertezik Series (K. BIRKENMAJER 1959 b) and in a variety of the Niedzica Series, where the Lower (and Middle ?) Tithonian *Calpionella* limestones are surmounted immediately with the supposedly Hauterivian-Barremian cherty or pseudo-cherty limestones.

Cherty limestones (Hornsteinkalk) of a biancone type are developed well in the southern part of the Klippen Series geosyncline where they are up to 150 m. thick (in the Pieniny Series). The cherty limestones within the Klippen Series appeared first in the Pieniny Series where they commenced in the Kimeridgian. The Tithonian-Berriasian and Valanginian cherty limestones of the Branisko Series, of the Pieniny Series and of the Haligowce Series contain tintinnids and pelagic calcareous algae (*Globochaete alpina* LOMB.). These fossils are absent in the Hauterivian and Barremian part of these limestones. Calcified radiolarians and *Nannoconus* (found by M. MIŠÍK 1958) are abundant in the whole profile of the cherty limestone complex.

#### II h. Influence of the Upper Neocomian synorogenic movements on the sedimentation of the Klippen Series

At the end of the Neocomian the sedimentation became uniform (K. BIRKENMAJER 1957 c) in the Klippen Series, the Haligowce Series excepted. Black, green and spotted thin-bedded limestones, marly shales and marls, usually without cherts, with a high amount of globigerinids and radiolarians are deposited. Intercalations of siltstones have been found within these deposits in the Branisko Series and in the Niedzica Series. As these siltstones probably do not occur in more northern Klippen Series (i. e. the Czertezik Series and the Czorsztyn Series) and in more southern series (i. e. the Pieniny Series and the Haligowce Series) it can be assumed that the elastic components of the siltstones came from the inner part of the geosyncline, i. e. from the Central Cordillera activated by an "austrische Synorogenese" <sup>1)</sup> *sensu* H. STILLE (K. BIRKENMAJER 1958 d). However, no elastic fragments beside the quartz grains occur in the siltstones. If these grains really

<sup>1)</sup> The "austrische Synorogenese" is visible also in the High-Tatra Series (E. PASSENDORFER, 1930, 1951) in the Tatra Mts. and in the Manín Series of the Váh River valley (cf. D. ANDRUSOV, 1938, 1945, 1953; V. KANTOROVÁ, D. ANDRUSOV, 1958) where the Albian rests in penaccordance on the Urgonian limestones.

derived from the Central Cordillera, it might be supposed that a part of the Cordillera though submerged between the Bajocian and the Lower Neocomian inclusively, was not covered by sediments and formed a submarine ridge elevated above the wave-base <sup>1</sup>).

The development of the Upper Neocomian (Barremian and Aptian) in the Haligowce Series differs from that in the remaining Klippen Series, and resembles some members of this age in the High-Tatra Series. The present author (1959 a) has found in the Haligowce Series some organogenic somewhat bituminous dark (in the lower part) and light (in the higher part), often detrital limestones rich in organic fragments. They resemble the Urgonian facies, especially of the Manín Series near Trenčianské Teplice in Western Slovakia.

### III. Pelagic facies of the Middle Cretaceous and pre-orogenic flysch facies

During the Middle Cretaceous similar deposits have been formed within all the Klippen Series. There are slow transitions between the Upper Neocomian beds with globigerinids and radiolarians and the Middle Cretaceous beds. The Albian deposits similar to those of the uppermost Neocomian, i. e. black, green and spotted marls and shales, and marly limestones, contain in the western part of the Pieniny Mts. a poor fauna of *Hamites* aff. *attenuatus* (Sow.), *H.* aff. *flexuosus* (d'ORB.), *Neohibolites minimus* (LIST.), *Aucella* aff. *gryphaeoides* Sow. and *Thalmaninella ticinensis* (GAND.) (K. BIRKENMAJER 1957 a; B. KOKOSZYŃSKA, K. BIRKENMAJER 1956) <sup>2</sup>).

The Albian deposits are followed by green, spotted black marls of the Cenomanian age with *Neohibolites ultimus* (d'ORB.) and *Aucellina gryphaeoides* Sow. (L. HORWITZ 1938) and with an abundant microfauna consisting of: *Rotalipora apenninica* (RENZ) <sup>3</sup>), *R. apenninica reicheli* KSIĄŻK., *R. reicheli* MORNOD, *R. globotruncanoides* SIGAL, *R. turonica* BROTZ., *R. montsalvensis* MORNOD, *R. cushmani* (MORROW), *R. evoluta* CARBONNIER, *Globotruncana stephani* GAND., *G. stephani turbinata* REICHEL, *G. helvetica* BOLLI, recently described by M. KSIĄŻKIEWICZ (1958).

The upper part of the Cenomanian consists of variegated marls with *Neohibolites ultimus* (d'ORB.) <sup>4</sup>) and with abundant microfauna consisting

<sup>1</sup>) Microscopic quartz grains found by D. ANDRUSOV (1953, p. 335) in light *Calpionella* limestones of the Sub-Pieniny (Czorsztyn) Series of the Western Slovakia might have derived from this Cordillera activated during the neo-Cimmerian synorogenic movements.

<sup>2</sup>) Similar beds have been found recently in the "Kýsuca type" of the Pieniny Series (s. l.) of the Klippen Belt of the Western Slovakia by E. SCHEIBNER (1958), where they yielded a fauna consisting of: *Globigerina infracretacea* GLAESSN., *G. cretacea* d'ORB., *Ticinella roberti* (GAND.), *Thalmaninella ticinensis* (GAND.), *Nannoconus* sp. V. KANTOROVÁ and D. ANDRUSOV (1958) found recently in the Klippen Belt in Western Slovakia an Albian microfauna within the Sub-Pieniny (Czorsztyn) Series: *Thalmaninella ticinensis* (GAND.), *Ticinella roberti* (GAND.), within the "Podbiel Series": *Rotalipora reicheli* MORNOD, *Ticinella* sp., *Glomospira gordialis* (J. et P.), within the Pieniny Series: *Clavulina gaultina* MOROS., *Marssonella trochus* (d'ORB.), *Lenticulina dunkeri* (REUSS.), *L. rotulata* LAM., *Globigerina infracretacea* GLAESSN., *Ticinella roberti* (GAND.), *T. gaultina* MOROS.

<sup>3</sup>) Reported first by M. KSIĄŻKIEWICZ (1950, p. 351, footnote) from the Czorsztyn Series and, subsequently found by the present author (1953 b, 1954 a, 1957 a, 1958 d, 1959 a, b) in the remaining Klippen Series.

<sup>4</sup>) Determined by B. KOKOSZYŃSKA (in preparation for printing).

of: *Rotalipora apenninica reicheli* KSIĄŻK., *R. reicheli* MORNOD, *R. globotruncanoides* SIGAL, *R. turonica* BROTZ., *R. turonica expansa* CARBONNIER, *Globotruncana stephani* GAND., *G. helvetica* BOLLI, *G. sigali* REICHEL, *G. imbricata* MORNOD, *G. lapparenti lapparenti* BROTZ., *G. lapparenti coronata* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* (QUER.), *G. lapparenti angusticarinata* GAND., determined by M. KSIĄŻKIEWICZ (o. c.).

The variegated marls transist upwards to the red *Globotruncana* marls with numerous foraminifers from the *Globotruncana lapparenti* group. These marls have been included in the Cenomanian by L. HORWITZ (1938)<sup>1)</sup> and in 1954<sup>2)</sup> in the Turonian by the present author (B. KOKOSZYŃSKA, K. BIRKENMAJER 1956; K. BIRKENMAJER, B. KOKOSZYŃSKA 1958; K. BIRKENMAJER 1957 a, 1958 d). The Turonian age of the red *Globotruncana* marls in the Pieniny Klippen Belt of Poland has also been accepted by M. KSIĄŻKIEWICZ (1956 a). The microfauna of the red marls in question described by M. KSIĄŻKIEWICZ (1958) consists of: *Rotalipora apenninica reicheli* KSIĄŻK., *Globotruncana stephani* GAND., *G. helvetica* BOLLI, *G. sigali* REICHEL, *G. renzi* GAND., *G. lapparenti lapparenti* BROTZ., *G. lapparenti coronata* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* (QUER.), *G. lapparenti angusticarinata* GAND., *G. concavata* (BROTZ.), *G. fornicata* PLUMMER.

Gradual transition can be observed between the red *Globotruncana* marls and the flysch member of the Sromowce Beds<sup>3)</sup> which form the youngest member of the Klippen Series. The Sromowce Beds consist of calcareous sandstones rich in organogenic hieroglyphs (*Palaeodictyon*, *Palaeobullia*) alternating with arenaceous marls (in the lower part) and with marly shales and shales (in the upper part). The flysch member in question, a typical sediment formed by turbidity currents, is c. 100 m. thick, graded, with flute casts (Strömungs-Marken) indicating the supply of the clastics from the south. This direction of transportation may be verified by the investigation of conglomerate intercalations in the Sromowce Beds, which contain exotic fragments closely similar to those in the Upper Cretaceous Mantle, and which originated due to submarine slumping of the coarser loose material from the coastal fringe.

The macrofauna of the Sromowce Beds is very poor, redeposited (occurs at the bottom of graded sandstone layers) and consists of fossils of a Middle and Upper Cretaceous character (K. BIRKENMAJER, B. KOKOSZYŃSKA 1958):

- Exogyra columba* (LAM.): Cenomanian-Turonian
- Alectryonia diluviana* (L): Aptian-Senonian
- Alectryonia semiplana* (Sow.): Senonian
- Neithea* aff. *quadricostata* (d'ORB.): Senonian
- Crania ignabergensis* RETZ.: Senonian

A poor assemblage of foraminifers described by M. KSIĄŻKIEWICZ (1958) consisting of: *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* (QUER.), *G. lapparenti angusticarinata* GAND., *G. fornicata* PLUMMER,

<sup>1)</sup> And also in an unpublished map in 1:10,000 scale of the Pieniny Mts. by L. HORWITZ.

<sup>2)</sup> Published in 1958 (K. BIRKENMAJER, 1958 d).

<sup>3)</sup> Name introduced by the present author (1959 b).

*G. ventricosa* (WHITE), *G. cf. spinea* KIKOINE and *Stensioina prae-exculpta* (KELLER) is suggestive of the Upper Turonian or Coniacian <sup>1)</sup>.

On both the micro- and macrofauna the present author is inclined to attribute the Sromowce Beds to the Upper Turonian and Lower Coniacian.

The flysch facies (Sromowce Beds) preceded the first orogenic movements in the Klippen Belt (pre-orogenic flysch facies). The development of the flysch facies was controlled by tectonic instability of the southern border area of the Klippen geosyncline, where the Exotic Massif emerged and supplied clastics to the south, to the so-called "Orlové Beds" (Albian and Cenomanian) <sup>2)</sup> of the Manín Series, and subsequently, became the source of clastics for the Upper Turonian-Lower Coniacian Sromowce Beds of the Klippen Series geosyncline.

## II j. Orogenic movements of the sub-Hercynian phase and the nappe formation of the Pienids

The first orogenic movements in the Pieniny Klippen Belt occurred after the deposition of the flysch (Sromowce Beds — Upper Turonian to Lower Coniacian) and before the deposition of the Úpohlav Beds (Upper Santonian). This indicates that these orogenic movements correspond to the sub-Hercynian phase *sensu* H. STILLE (1924).

The direction of the orogenic stress was from the south to the north. The Klippen Series geosyncline was compressed between two mobile border areas i. e. between the more active southern border area formed by the Exotic Massif (which emerged in the Albian) and the more passive northern border area formed by a prolongation of the crystalline-sedimentary substratum of the Czorsztyn Series <sup>3)</sup>.

During the sub-Hercynian orogenic movements the Czorsztyn Series and (probably) a northern part of the Czertezik Series were autochthonous. They were tectonically overlain by the Branisko Nappe overthrust from the south. A tectonic megabreccia was formed at the contact of the Branisko Nappe with the Autochthone which consisted of scales of the Niedzica Series and of a part of the Czertezik Series.

The Branisko Nappe, the greatest nappe within the Klippen Belt, was only in part covered tectonically by the Pieniny Nappe (present only in the Pieniny Mts., in an area west of Nowy Targ and in the Orava River valley), which in its turn was overthrust by the Haligowce Nappe (present only in the Pieniny Mts.). A part of the Autochthone formed by the northern

<sup>1)</sup> Cenomanian and Turonian microfaunas from the *Globotruncana* marls of the Klippen Belt in Western Slovakia have been recently described by V. KANTOROVÁ and D. ANDRUSOV (1958), by E. SCHEIBNER and V. SCHEIBNEROVÁ (1958) and V. SCHEIBNEROVÁ (1958).

<sup>2)</sup> The "Orlové Sandstones" yielded a fauna of *Exogyra columba silicea* (LAM.), and orbitolines which according to D. ANDRUSOV (1945, 1953) indicated their Cenomanian age. New investigations of V. KANTOROVÁ and D. ANDRUSOV (1958) and V. SCHEIBNEROVÁ (fide V. KANTOROVÁ and D. ANDRUSOV, 1958) indicated that a part of these sandstones belonged to the Albian, and that the main part of the so-called "Orlové Beds" belonged to the Úpohlav Beds (Upper Cretaceous Mantle) of the Santonian age and to the Turonian of the Klippen Series.

<sup>3)</sup> The northern border area was the source of the clastics for the Bajocian and the Bathonian of the Klippen Series geosyncline (see above), and possibly formed the substratum of the main part of the Magura Palaeogene flysch unit.

varieties of the Czorsztyn Series remained uncovered tectonically until the Senonian.

The tectonic units mentioned above formed probably the oldest alpine tectonic units within the Carpathians. The name "Pienids" as used to denote these units by the present author (1957 a, f, 1958 d) is the same as that used by A. MATĚJKA and D. ANDRUSOV (1931) and by D. ANDRUSOV (1938), but the meaning is different. According to these authors the first nappe folding of the Klippen Belt occurred in the "Pieniny phase" (uppermost Aptian-lowermost Albian), which, according to the present author (see above) did not exist in the Pieniny Klippen Belt.

South of the tectonic belt of the Pienids units of the High-Tatra Series and the Sub-Tatra Series emerged after the Cenomanian or Turonian<sup>1</sup>). According to the present author (1958 d) the Manín Series was autochthonous during the sub-Hercynian movements in the Carpathians, a view different from that of D. ANDRUSOV (1938), who considered that this Series was thrust over the Pieniny Nappe during the "Pieniny phase". The first orogenic movements which affected the Sub-Tatra Series and the High-Tatra Series, and which led to the formation of the nappes in the Internal Carpathians were post-Senonian (Laramide phase)<sup>2</sup>).

### III. Stratigraphy of the Exotic Massif situated between the Pienids and the Tatrids

The exotic massif situated to the south of the Klippen Series sedimentary region influenced the sedimentation of the Sromowce Beds (Upper Turonian-Lower Coniacian) of the Úpohlav Beds (Upper Santonian), of the Jarmuta Beds (Campanian-Maestrichtian), of the Szczawnica Beds (Upper Paleocene — Middle Eocene) and, partly, of the Variegated Beds (Danian?).

The first data on the position of this Exotic Massif (crête exotique) south of Pienids have been established by A. MATĚJKA and D. ANDRUSOV (1931) and D. ANDRUSOV (1938, 1945, 1953). The sedimentological investigations of the present author (1956) confirmed the opinion of these authors, as they showed that the trend of transportation within the Jarmuta Beds and within the Szczawnica Beds was from the south to the north.

The stratigraphy of the Exotic Massif in question based on the investigations of exotic pebbles by V. ZOUBEK (1931) and D. ANDRUSOV (1938, 1945, 1953) was reconstructed by D. ANDRUSOV (*o. c.*). According to D. ANDRUSOV this massif formed the primary substratum of the Pieniny Nappe. This view was not, however, accepted by the present author (1958 d) who found that some Jurassic and Neocomian exotic rocks were completely different from those of the Pienids and of the Tatrids.

Basing on the investigations of the metamorphic and magmatic rocks by T. WIESER (1958) and on the investigations of the sedimentary exotic

<sup>1</sup>) The lack of the Cenomanian deposits within the High-Tatra and the Sub-Tatra units of the Tatra Mts. is, according to the present author, due to the erosion which acted in the Senonian. The presence of the Cenomanian and Lower Turonian deposits in the Manín Series and of the Cenomanian deposits in the Sub-Tatra Series in Western Slovakia (D. ANDRUSOV, 1938, 1945, 1953; M. MAHEL, 1950 a, b; V. KANTOROVÁ, D. ANDRUSOV, 1958) agrees with this supposition.

<sup>2</sup>) The Laramide age of the Sub-Tatra nappes was accepted already by A. MATĚJKA and D. ANDRUSOV (1931) and D. ANDRUSOV (1938).

rocks by the present author (1958 d) the following stratigraphy of the Exotic Massif is proposed:

Middle Cretaceous:	probably lacking due to regression.
Barremian-Aptian:	typical Urgonian limestones rich in orbitolines and miliolids.
Lower Neocomian:	unknown?
Malm:	pink oolitic limestones with <i>Globochaete alpina</i> LOMB.
Dogger:	unknown?
Upper Liassic (?):	brown crystalline limestones with spicules of sponges, with bluish cherts.
Middle Liassic (?):	light-grey limestones with black spots.
Lower Liassic (?):	fine-grained conglomerates composed of fragments of the Triassic dolomites cemented with calcareous-arenaceous matrix. black coral limestones.
Rhaetian (?):	red argillaceous shales without mica.
Upper Triassic:	to the Anisian may belong dark-grey limestones with calcareous algae. To the Ladinian may belong grey, fine-crystalline limestones and grey dolomites.
Middle Triassic:	pink, grey and white quartzites, quartz-feldspar sandstones and conglomerates, and micaceous-argillaceous green and red shales.
Werfenian:	To the Werfenian with a high probability also belong extrusive rocks of melaphyric porphyrites, green spilites, propilites etc., and intrusive keratophyres (albitophyres).
Younger Palaeozoic:	there is a probability that to the Permian may belong some intrusive and extrusive porphyries described by V. ZOUBEK (1931). To the Carboniferous may belong some dark feldspar-bearing coarse-grained sandstones and grey and pink limestones (?) mentioned by D. ANDRUSOV (o. c.), and black graphitoid quartzites.
Pre-Upper Carboniferous intrusive rocks:	microgranites, aplogranites, bi-mica granites etc. mainly greenish.
Pre-Carboniferous rocks:	orthoigneisses rich in Na, and K, and phyllites.

#### IV. History of the Klippen Mantle geosyncline

##### IV a. Pre-Laramide Mantle

The tectonic units formed during the sub-Hercynian phase in the Klippen Belt, emerged from the sea and were subjected to the erosion before the transgression of the Pre-Laramide Mantle. The products of weathering and erosion have been carried by rivers probably to the north.

The transgression of the Mantle sea commenced in the Upper Santonian in the western part of the Klippen Belt and afterwards advanced eastward. The Úpohlav Beds, the oldest member of the Pre-Laramide Mantle, are developed best in the areas of the rivers Váh and Orava in Western Slovakia (D. ANDRUSOV 1938, 1945, 1953)<sup>1</sup>). In Poland, the Úpohlav Beds occur only at Stare Bystre west of Nowy Targ, where they consist of conglomerates with *Hippurites* and with calcareous algae known already to V. UHLIG (1890), but considered by him to be the Eocene. The pebbles of the conglomerates consist mainly of exotic material like granites, aplogranites, spilites, propilites, albitophyres, keratophyres, Werfenian

<sup>1</sup>) According to the previous papers by D. ANDRUSOV (1938, 1945, 1953) the Úpohlav Beds are Upper Santonian. New micropalaeontological investigations of V. KANTOROVÁ and D. ANDRUSOV (1958) indicate, however, the Upper Santonian-Campanian age of these beds.

quartzites, dolomitic limestones of the Middle Triassic etc. (K. BIRKENMAJER 1958 d, T. WIESER 1958). The frequency of the pebbles of the Klippen Belt provenance averages only a few per-cent of the total number of the pebbles. These are fragments of the Neocomian and of the Middle Cretaceous rocks of the Branisko Series.

The transgression of the Pre-Laramide Mantle expanded eastward in the Campanian and in the Maestrichtian, and the whole northern and central parts of the Pienids were covered by the sea. It was only the southernmost part of the Pienids range which remained not submerged till the Eocene and formed the southern coast of the Mantle sea.

Age		S	N
Danian		Variegated Beds 30m. - 180m. c.10m.	
Senonian	Maestrichtian	Jarmuta Beds	Púchov Marls
	Campanian	50m. - 450m.	c.50m.
	Upper Santonian	—	Úpohlav Beds c.50m. ?

Fig. 2: Stratigraphy of the Pre-Laramide Mantle in Poland.

During the Campanian and Maestrichtian clastic deposits called the Jarmuta Beds have been formed in the southern part of the submerged area. It was mainly on the Branisko Nappe <sup>1)</sup> that supra-littoral gravels and cliff breccias have been formed. Towards the north cliff deposits transitioned into conglomerates and sandstones, which transitioned northward into flysch deposits composed of sandstones alternating with shales and with subordinate conglomerate intercalations.

The fauna of the Jarmuta Beds consists of *Lepidorbitoides socialis* LEYM., *Siderolites vidali* DOUV. and *Orbitoides* cf. *media* d'ARCH. F. BIEDA (1935, 1946) who determined this fauna considered it to be Maestrichtian. Nevertheless, the first two foraminifers mentioned above were found by A. PAPP (1954) also in the Campanian. Fragments of *Inoceramus* and *Ostreidae* are common organic remains within the Jarmuta Beds (K. BIRKENMAJER 1954 b, 1958 d).

The sedimentological investigations carried out by the present author (1956, b, 1957 c) indicated that the clastic material was supplied to the Jarmuta Beds from the south <sup>2)</sup>, from the same exotic massif, which yielded the clastics to the Sromowce Beds (Upper Turonian-Lower Coniacian) of the Klippen Series.

<sup>1)</sup> A part of the Pieniny Nappe and of the Niedzica and the Czertezik units as well as a part of the Czorsztyń Autochthone have also been covered by the Jarmuta Beds.

<sup>2)</sup> It coincided with the direction of the transportation accepted by D. ANDRUSOV (1938) for the Úpohlav Beds.

The pebbles of the conglomerates within the Jarmuta Beds consist in a great part of the exotic material similar to that found in the Sromowce Beds and in the Úpohlav Beds. The local material, however, occurs in abundance and fragments of nearly all members of the Branisko Series and of the Czorsztyn Series have been found in the conglomerates of the Jarmuta Beds (K. BIRKENMAJER 1958 d) as well as secondarily deposited Jurassic, Neocomian and Middle Cretaceous macrofossils (K. BIRKENMAJER, S. M. GAŚIÓROWSKI 1959) and microfossils.

To the north of the area covered by the Jarmuta Beds, pelagic Globotruncana marls (Púchov Marls) have been deposited on a substratum formed by the Czorsztyn Autochthone. The Púchov Marls *s. s.* in Poland are mainly red and contain *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.), *G. stuarti* (LAPP.) etc., and thin-shelled *Inoceramus* fragments. The Púchov Marls in question contain no clastic intercalations. Transitions between the Jarmuta Beds and the Púchov Marls are not visible in Poland probably because of a great overthrust during the Laramide orogeny. However, the Púchov Marls complex with intercalations of sandstones in the Orava and Váh river valleys, described by D. ANDRUSOV (1938, 1945, 1953) and by V. KANTOROVÁ and D. ANDRUSOV (1958) with a Campanian-Maestrichtian microfauna could be considered as the transitional zone<sup>1</sup>).

Both on the Púchov Marls in the north and on the Jarmuta Beds in the south the so-called Variegated Beds have been deposited. The Variegated Beds<sup>2</sup>) surmounting the Púchov Marls consist of red shales with a poor agglutinated microfauna (without *Globotruncanae*) determined by S. GEROCH (see K. BIRKENMAJER 1958 d): *Uvigerinammina jankóii* MAJZON, *Glomospira charoides* (J. et P.), *Ammodiscus ex gr. incertus* REUSS etc.

The member of the Variegated Beds which covers the Jarmuta Beds consists of red, green and variegated shales intercalated with thin hieroglyphic sandstones with problematic organogenic casts *Fucusopsis angulatus* PALIB. (K. BIRKENMAJER 1954 b, 1958 d, 1959 e) and with biotite-feldspar tuffites (K. BIRKENMAJER, T. WIESER 1956). The microfauna determined by S. GEROCH (see K. BIRKENMAJER 1954 b) consists of: *Uvigerinammina jankóii* MAJZON, *Thalmannammina subturbinata* (GRZYB.), *Glomospira charoides* (J. et P.), *Haplophragmoides walteri* (GRZYB.), *Ammodiscus incertus* (REUSS) etc. This fauna consists almost entirely of agglutinated foraminifers of little stratigraphical value. It is probable that the Variegated Beds in question belong to the Danian as they are older than the pre-Upper Palaeocene folding of the Laramide phase.

#### IV b. Orogenic movements of the Laramide phase

After the deposition of the Variegated Beds overthrusting occurred (Laramide phase). The Branisko Nappe with its pre-Laramide Mantle was thrust over the Czorsztyn Autochthone and its shaly and marly mantle, in the form of probably horizontal nappe (K. BIRKENMAJER 1958 d, 1959 d). Several tectonic sheets built up of the Branisko Series and its Pre-Laramide Mantle (i. e. Jarmuta Beds and Variegated Beds) thrust one over another

<sup>1</sup>) According to the investigations of V. KANTOROVÁ and D. ANDRUSOV (1958) the name "Púchov Marls" is not correct, because in the vicinity of Púchov on Váh the Senonian *Globotruncana* marls do not occur.

<sup>2</sup>) These beds have been described by L. HORWITZ (1938) as Púchov Marls.

were formed. This overthrusting took place below the sea level, and was caused probably by submarine large-scale gliding. The tectonic units thus formed were covered with the Palaeogene marine deposits.

The youngest members of the Pre-Laramide Mantle are probably of Danian age. The oldest members of the Post-Laramide Mantle contain a fauna of the Upper Paleocene. Thus the Laramide orogenic movements in the Polish sector of the Klippen Belt took place in the Lower Paleocene or in the Upper Danian-Lower Paleocene.

During the Laramide folding of the Klippen Belt the Exotic Massif (situated between the Pienids and the Tatrids) was probably covered in its greater part by tectonic units of a High-Tatra Series (Tatrids). The Inner Carpathian Laramide nappes, especially the Sub-Tatra Nappes were, with a high probability, thrust over the tectonic structure of the Klippen Belt, as it was assumed by D. ANDRUSOV (1938) in the western sector of the Belt.

#### IV c. Post-Laramide Mantle

After the Laramide structure of the Klippen Belt was formed, the sea transgressed southwards. The southern part of the Klippen Belt in Poland built up of the Branisko Nappe and of the Pieniny Nappe was submerged in the Lower Eocene and the southernmost area built up of the Haligowce Nappe was covered by the sea in the Middle Eocene. The tectonic units of the Inner Carpathians, as the Sub-Tatra Nappes (Granids) and the High-Tatra Nappes (Tatrids) formed during the Laramide orogeny were submerged in the Middle and Upper Eocene.

		Podhale Palaeogene		Magura Palaeogene					
		S	N	S	Eastern Sector	N	S	Western Sector	N
Eocene	Upper	Podhale Flysch. c. 3000m	Ostrysz Beds Chochołów Beds Zakopane Beds Alveolina and Coral Limestones 5m.		Magura Sandstone over 1000m.			Magura Sandstone over 1000m.	
	Middle	Variegated Sh. with <i>C. complanatus</i>	Sulov Conglomerates c. 200m.		Sub-Magura Beds 20-50m.		Sub-Magura Beds 100m	Łącka Marls 40-50m. Belovesza Beds 120m.	250m.
	Lower	—	—	southern facies (Zeatin Beds) 40m	Variegated Shales 10m	Łącka Marls 40-50m	Variegated Shales 5m	Southern facies (Zeatin Beds) 20-50m. Frydman Beds 400m.	Szczawnica Beds
	Upper Paleocene	—	—	—	Szczawnica Beds	northern facies (Kluzkowce Beds) 300-500m.	—	—	northern facies (Kluzkowce Beds) 50-100m.

Fig. 3: Stratigraphy of the Post-Laramide Mantle in Poland.

During the Upper Eocene and Oligocene the tectonic structure of the Klippen Belt was entirely covered by the sea. Only in the Lower Eocene a poor association of exotic fragments resembling those present in the Middle and Upper Cretaceous of the Klippen Belt, has been found. It must have derived from the Exotic Massif south of Pienids.

The fragments of the Klippen Belt rocks may be found only in the Middle Eocene of the Inner Carpathians close to the Klippen Belt. They

completely disappear in the Upper Eocene-Oligocene flysch members of the Inner Carpathians. Fragments of the pre-Palaeogene rocks found in the flysch complexes of the Upper Eocene-Oligocene resemble the rocks common in the Sub-Tatra units.

In the western part of the Klippen Belt from the Vienna Basin to the Pieniny Mts., the Post-Laramide Mantle belongs to the Magura Group Flysch (D. ANDRUSOV 1938, K. BIRKENMAJER 1954 b, 1958 d). The sub-Hercynian and Laramide structures of the Klippen Belt are (probably) here the root-zone of a part of the Magura Nappe formed during the Savian phase.

East of the Pieniny Mts. in the southern part of the Klippen Belt the Post-Laramide Mantle seems to belong to the Inner Carpathian Palaeogene. This may be seen in Haligowce (Pieniny Mts.) where the Middle Eocene of an Inner Carpathian type (Sulov Conglomerates, coral limestones, *Alveolina* limestones) rests immediately on the Haligowce Nappe (cf. V. UHLIG 1890, L. HORWITZ, F. RABOWSKI 1929, F. BIEDA 1929, 1946, K. BIRKENMAJER 1959 a) and in the vicinity of Údol (Ujak), where Prof. Dr. H. SWIDZIŃSKI<sup>1)</sup> found the Inner Carpathian Palaeogene forming the mantle of the Klippen Belt.

Transitions between the Magura Flysch and the Inner Carpathian Palaeogene have not yet been found. It seems very probable that these transitions could be found in the eastern part of the Klippen Belt of Slovakia.

In the Magura Flysch in the Klippen Belt of Poland several stratigraphic members can be distinguished. The oldest member is called the Szczawnica Beds (K. BIRKENMAJER 1956 c, 1957 e). The Szczawnica Beds are developed in two facies. The northern facies (called the Kluszkowce Beds — K. BIRKENMAJER 1958 d) consists of calcareous dark sandstones intercalated with dark shales, a few hundred metres thick. Coarse-grained intercalations within these sandstones yielded a fauna of the Upper Palaeocene-Lower Eocene age determined by F. BIEDA: *Nummulites* cf. *fraasi* de LA HARPE, *Operculina* ex gr. *granulosa* LEYM. (cf. *O. couizaensis* DONC.), *O. ex gr. ammonica* LEYM. (cf. *O. libyca* SCHW.) (F. BIEDA 1929, 1935), *N. exilis* DOUV., *N. subplanulatus* HANTK. & MADAR, *N. praelucasi* DOUV., *N. solitarius* DE LA HARPE, *N. pernotus* SCHAUB, *Operculina couizaensis* DONC., etc. (see K. BIRKENMAJER 1958 d, p. 93).

The southern facies of the Szczawnica Beds (called the Zlatne Beds — K. BIRKENMAJER 1954 b, 1958 d, K. BIRKENMAJER, T. WIESER 1956) consists of medium-grained and coarse-grained calcareous sandstones and fine-grained conglomerates only 20—30 m. thick. They yielded a Lower Eocene fauna determined by F. BIEDA (1929, 1935, 1946): *Operculina ammonica* LEYM., *Nummulites planulatus* LAMK., *N. irregularis* de LA HARPE, *N. nitida* DE LA HARPE, *Assilina granulosa* d'ARCH. These beds are often surmounted by a thin horizon of variegated shales.

The sedimentological investigations of the present author indicated that the clastic material of the Szczawnica Beds came from the south, and, therefore, probably from the same Exotic Massif which supplied the clastics for the Sromowce Beds, for the Úpohlav Beds and for the Jarmuta Beds. Rare exotic fragments found within the Szczawnica Beds consist of the Middle Triassic dolomites, oolitic limestones (Malm ?), rhyolite

<sup>1)</sup> Lecture delivered to the Geological Society of Poland, Cracow, 1957.

porphyries, spilites and crystalline schists (K. BIRKENMAJER 1958 d, T. WIESER 1958). Besides in the southern facies of the Szczawnica Beds (i. e. in the Zlatne Beds) which rests immediately upon the Branisko Series, fragments of radiolarites and of biancone limestones of the Klippen Series occur.

A somewhat different development of the Lower Eocene called the Frydman Beds <sup>1)</sup> is visible between Czorsztyn and Frydman, west of the Pieniny Mts. The Frydman Beds consist of feebly calcareous sandstones alternating with shales (K. BIRKENMAJER 1954 b, 1958 d) which yielded a fauna determined by F. BIEDA (see K. BIRKENMAJER 1954 b): *Nummulites pernotus paraburdigalensis* SCHAUB, *Operculina couzaensis* DONC., *Discocyclusina* sp. ind. etc. In this region thin variegated shales overlying the Frydman Beds and underlying thin Beloveza Beds (Middle Eocene ?) which are surmounted by the Łącko Marls (Middle Eocene ?) occur.

Transitions of the Szczawnica Beds to the Sub-Magura Beds (Middle Eocene) are visible in most profiles, especially to the north of the Klippen Belt. The Łącko Marls (Lower and Middle Eocene) are present as intercalations in this transitional zone.

The Sub-Magura Beds <sup>2)</sup> (Middle Eocene) with *Nummulites laevigatus* BRUG. determined by F. BŘEDA (1946) which overlie the Szczawnica Beds consist of greenish sandstones alternating with shales. They are developed best to the west of Szczawnica and disappear to the east of Szczawnica, where the Szczawnica Beds transit immediately to the Magura Sandstone <sup>3)</sup>. The Magura Sandstone consists of a very thick (probably over 1000 m.) complex of non-calcareous thick-bedded sandstones, devoid of shale intercalations or intercalated with thin shales only in its lowermost part. No fossils have been found in the Magura Sandstone. Its age can be tentatively determined as the Upper Eocene-Oligocene.

The sedimentological investigations of the present author indicated that the direction of the supply of elastics to the Sub-Magura Beds and to the Magura Sandstone in the vicinity of the Klippen Belt was from the N. or NE., i. e. it was opposite to that found in the Szczawnica Beds.

The contact of the Inner Carpathian Palaeogene with the Klippen Belt is, over a great distance exclusively tectonic. In no place within the Polish sector of the Klippen Belt <sup>4)</sup> the flysch members of the Podhale Palaeogene rest stratigraphically on the Klippen Series or on the Pre-Laramide Mantle. The stratigraphic contact of the Inner Carpathian Palaeogene with the Klippen Belt is visible in Haligovce, in the southern part of the Pieniny Mts., Czechoslovakia. The lowermost member of this Palaeogene — the Sulov Conglomerates — rests here immediately upon the Haligovce Nappe.

The Sulov Conglomerates in Haligovce consist of fragments of the Middle Triassic dolomites supplied from the south, from the Sub-Tatra Nappes eroded in the Middle Eocene, and of fragments of the Haligovce Series.

<sup>1)</sup> These beds have been called also "Hieroglyphic Beds" (K. BIRKENMAJER, 1958 d).

<sup>2)</sup> Called also the "Hieroglyphic Beds" (K. BIRKENMAJER, 1954 b, 1958 d, K. BIRKENMAJER, T. WIESER, 1956).

<sup>3)</sup> In the zone of transition intercalations of the Łącko Marls occur.

<sup>4)</sup> The supposition of J. GOŁĄB (1954) that the Podhale Flysch is folded with the Klippen Series and the Klippen Mantle is based on not sufficiently exact observations, because a part of the so-called "Maruszyna Beds" (= a facies of the Zakopane Beds sensu Gołab) distinguished by him west of Nowy Targ belongs not to the Podhale Flysch but to the Sromowce Beds (Upper Turonian-Lower Coniacian) of the Pieniny Series.

The fauna of the Sulov Conglomerates in Haligowce determined by F. BIEDA (F. BIEDA, L. HORWITZ 1931) consists of *Nummulites perforatus* DEN. DE MONTF. and *N. millicaput* BOUB. and is of the Middle Eocene age.

The conglomerates are surmounted with thin coral limestones and *Alveolina* limestones which yielded a fauna with *Nummulites ramondiiformis* DE LA HARPE (= *N. incrassatus* DE LA HARPE) indicating their Upper Eocene age (F. BIEDA 1929).

Variiegated shales with *Cyclammia amplexens* (GRZYB.), indicating their Middle Eocene age have been found at the contact of the Podhale Flysch with the Haligowce Series in the vicinity of Haligowce (K. BIRKENMAJER 1959 a). It is possible that these shales represent a member transitional to the Podhale Flysch.

The Podhale Flysch in Poland is developed to the south of the Klippen Belt. It is subdivided by J. GOŁĄB (1947, 1952, 1954) into three members. The lower member called the Zakopane Beds consists of a thick series of dark shales alternating with sandstones and intercalated with conglomerates and ferruginous dolomites. The fauna determined by F. BIEDA (1946, 1949) consisting of *Nummulites variolarius* LAMK., *N. semicostatus* KAUFM. sp., *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. chavannesi* DE LA HARPE, *N. bouillei* DE LA HARPE, *N. striatus* BRUG., *N. discorbinus* SCHLOTH., *N. latispira* MENEGH., *N. millicaput* BOUB., *N. perforatus* DEN. DE MONTF., *N. puschi* d'ARCH., *N.* from the group *gallensis* HEIM, *N. fabianii* PREV., *Assilina exponens* SOW., *Discocyclina aspera* GUEMB., *D. nummulitica* GUEMB., *D. pratti* MICH., *Asterocyclina stella* GUEMB., *Grzybowskia multifida* BIEDA, indicates the Upper Eocene (Lower Bartonian) age<sup>1</sup>.

The middle member of the Podhale Flysch called the Chochołów Beds consists of thick-bedded sandstones intercalated subordinately with shales and with exotic-bearing clays. It is possible that this member, which yielded no determinable fauna, belongs to the uppermost Eocene.

Finally the upper member of the Podhale Flysch called the Ostrysz Beds (Oligocene?) consists of shales alternated with subordinate sandstones.

The sedimentological investigations of the Podhale Flysch carried out by S. DŻUŁYŃSKI and A. RADOMSKI (1955, 1957) and A. RADOMSKI (1957, 1958) indicate the transportation of the clastics mainly from the west and subordinately from the south. Nevertheless the investigations of K. GRZYBEK and B. HALICKI (1958) suggest also the transportation from the east in the oldest member (Zakopane Beds) of the Podhale Flysch.

Fragments of exotic rocks found within the Podhale Flysch (J. GOŁĄB 1954, A. RADOMSKI 1958, K. GRZYBEK, B. HALICKI 1958) have not been petrographically described. Nevertheless lithological descriptions of the granites, amphibolites, gneisses, chlorite schists, phyllites, quartzites, dolomites, limestones etc. given by the authors mentioned allow to state that the exotic fragments in the Podhale Flysch are different from those characteristic for the Sromowce Beds, for the Úpohlav Beds, for the Jarmuta Beds and for the Szczawnica Beds. It is, therefore, possible, that the exotic fragments of the Podhale Flysch have been supplied by a massif different from the Exotic Massif which influenced the sedimentation of the

<sup>1</sup>) The fauna mentioned was collected in Szaflary near the contact of the Podhale Flysch with the Klippen Belt.

Pre-Laramide Mantle, of the lowermost members of the Post-Laramide Mantle, and of the youngest member of the Klippen Series of the Klippen Belt.

#### IVd. Orogenic movements of the Savian phase

After the deposition of the Post-Laramide Mantle, at the beginning of the Neogene (? Oligocene-Aquitainian), a new orogenic movement, the Savian phase (D. ANDRUSOV 1938), occurred. The Klippen Belt was compressed between the northern and southern crystalline and sedimentary basements of the Palaeogene Flysch series. In this way the horst structure of the Belt was formed.

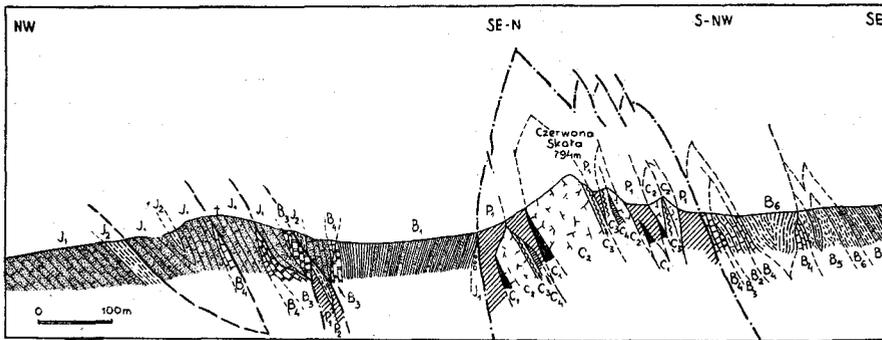


Fig. 4: Cross section through the diapiric chain in the vicinity of Dursztyn, west of the Branisko Mountain (after K. BIRKENMAJER, 1959 d, modified). The Czorsztyn Series:  $C_1$  = marls and shales of the Middle and Upper Aalenian,  $C_2$  = white and red crinoidal limestone (Bajocian-Bathonian),  $C_3$  = nodular limestone (Callovian-Kimeridgian),  $C_4$  = light Tithonian limestones. The Pre-Laramide Mantle of the Czorsztyn Series:  $P_1$  = Púchov Marls (Campanian-Maestrichtian),  $P_2$  = Variegated Beds (? Danian). The Branisko Series:  $B_1$  = Flysch Aalenian (Lower Aalenian),  $B_2$  = Suprapositionomya Beds (Bajocian-Bathonian, partly Callovian),  $B_3$  = Green and Red Radiolarites (Oxfordian),  $B_4$  = Cherty limestone (Tithonian-Barremian),  $B_5$  = Beds with globigerinids and radiolarians (Barremian-Albian),  $B_6$  = Green, variegated and red Globotruncana Marls (Cenomanian-Lower Turonian),  $B_7$  = Sromowce Beds (Upper Turonian-Lower Coniacian?). The Pre-Laramide Mantle of the Branisko Series:  $J_1$  = Jarmuta Beds (Campanian-Maestrichtian),  $J_3$  = Variegated Beds (Danian?).

Thick lines denote main tectonic contacts. Diapire bordered with thick dashes and points.

The Czorsztyn Series (till then autochthonous) was torn off from its basement, cracked and faulted, its competent rocks being squeezed up into Upper Cretaceous marls, forming a mega-breccia diapiric chain zone (K. BIRKENMAJER 1958 d, 1959 d).

A great compressional fault developed between the Klippen Belt and the Podhale Flysch. This dislocation can be traced over a great distance: from the Western Slovakia to the Pieniny Mts. (D. ANDRUSOV 1938, K. BIRKENMAJER 1958 d).

As an effect of the Savian orogenic movements the Klippen Belt was elevated in the form of a horst above the adjacent synclinories of the Palaeogene Flysch series, i. e. above the Magura Nappe and above the Podhale Flysch. This horst reveals a very complicated structure, the result of the three orogenic phases which acted during the history of the Belt.

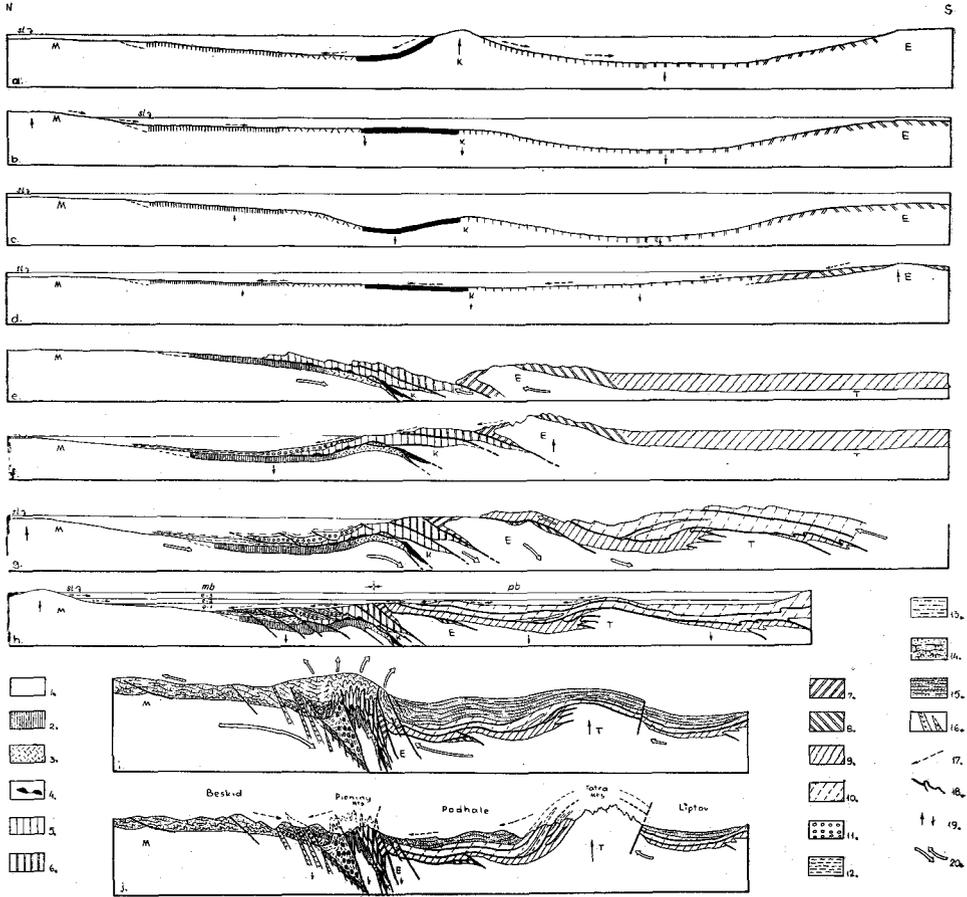


Fig. 5: Origin of the Pieniny Klippen Belt (after K. BIRKENMAJER, 1958 d, modified). Schematic presentation for the Pieniny Mts. sector. Vertical scale exaggerated. 1 = Pre-Jurassic basement rocks (in the region of the High-Tatra Series — Pre-Triassic basement rocks), 2 = Czorsztyn Series, 3 = Czertezik Series, 4 = Niedzica Series, 5 = Branisko Series, 6 = Pieniny Series, 7 = Haligowce Series, 8 = Exotic Series, 9 = High-Tatra Series (*sensu lato*), 10 = Sub-Tatra tectonic units, 11 = Jarmuta Beds (Campanian-Maestrichtian) of the Pre-Laramide Mantle, 12 = Púchov Marls (Campanian-Maestrichtian) of the Pre-Laramide Mantle, 13 = Variegated Beds (? Danian) of the Pre-Laramide Mantle, 14 = Magura Palaeogene (Post-Laramide Mantle), 15 = Podhale Palaeogene (Post-Laramide Mantle), 16 = Andesitic intrusions, 17 = direction of supply of elastics to sedimentary basins, 18 = Main tectonic contacts (overthrusts, faults), 19 = direction of the vertical movements, 20 = direction of the orogenic movements. M = Cristalline and sedimentary (Pre-Cretaceous) basement complex of the Magura Series, K = Central Cordillera in the Klippen Series basin, E = Exotic Massif (Cristalline basement and Triassic covering), T = Cristalline basement complex of the High-Tatra Series (*sensu lato*), mb = sedimentary basin of the Magura Palaeogene (e-1 = Upper Paleocene and Lower Eocene, e-2 = Middle Eocene, e-3 = Upper Eocene and Oligocene), pb = sedimentary basin of the Podhale Palaeogene, sl = sea level, a = Lower Aalenian stage, b = Bajocian stage, c = Oxfordian stage, d = Upper Turonian stage, e = Sub-Hercynian phase (Upper Coniacian-Lower Santonian) stage, f = Campanian-Maestrichtian stage, g = Early stage of the Laramide phase (Lower Paleocene), h = Upper Paleocene-Oligocene stage, i = Savian phase (Oligocene-Aquitania) stage, j = Upper Miocene-Pliocene stage.

## V. Volcanic activity in the Lower Miocene

The volcanic rocks exposed in the Pieniny Klippen Belt of Poland occur near the northern border of the Belt, between Czorsztyn and Biała Woda. They form small dikes or sills (in some cases resembling harpoliths) intruded in the Jurassic, Cretaceous and Palaeogene rocks. Most of them are andesites, two types of which have been distinguished by S. MAŁKOWSKI (1922, 1924, 1928, 1958), i. e. the amphibole andesites and amphibole-augite andesites. The only non-andesitic intrusion in the Klippen Belt of Poland (in Biała Woda) consists of olivine basalt (M. KAMIENSKI 1931<sup>1</sup>).

It was S. MAŁKOWSKI (*o. c.*) who discovered that the amphibole andesites are older than the amphibole-augite andesites. According to the present author (1958 c) the amphibole andesites could be regarded as contemporaneous with the tension existing at the close of the Savian phase (i. e. the lowermost Miocene or uppermost Oligocene). The age of the amphibole-augite andesites and of the basalt cannot be exactly determined. It can be assumed that they also belong to the Lower Miocene.

The source of the andesite and basalt magmas was, probably the northern exotic massif now underlying the Magura Flysch.

## VI. Post-Savian denudation, sedimentation and tectonic movements

The Savian Klippen Belt orogene emerged from the sea and was subjected to erosion in the Lower Miocene. The erosion advanced so far that the transgression of the Burdigalian and Helvetian sea in the Klippen Belt of the Váh river valley in Western Slovakia (D. ANDRUSOV 1938) covered the Jurassic and Cretaceous cores of the Belt exposed from under the denuded Palaeogene (Post-Laramide) Mantle.

The deposits of the Burdigalian and Helvetian in the western part of the Klippen Belt of Slovakia have been subjected to feeble tectonic movements, equivalent to the "altsteirische Phase" of H. STILLE (1924, 1952), as it was found by D. ANDRUSOV (*o. c.*). The existence of these movements has not been ascertained in the Klippen Belt of Poland. It is possible, however, that slide-mirrors covering some joint planes within some Pieniny andesites have been formed in the "steirische Phase" (K. BIRKENMAJER 1958 c, d).

The marine Miocene deposits do not occur within the Polish sector of the Klippen Belt<sup>2</sup>). There are, however, lacustrine and fluviatile deposits of the Miocene developed in the western part of Podhale, and, especially in the Orawa basin. The Miocene deposits rest there in a distinct angular discordance on the Podhale Flysch, on the Jurassic and Cretaceous

<sup>1</sup>) New data on the petrology and mineralogy of the Pieniny andesites and associated rocks are contributed by J. WOJCIECHOWSKI (1950, 1955), I. KARDYMOWICZ (1952), S. MAŁKOWSKI (1958), A. MICHALIK (see K. BIRKENMAJER, 1958 d, Pt. III, pp. 14—20), E. GAJDA (1958 a, b), and Z. SKRZATÓWNA (1959). Geological investigations of the andesites have been carried out by the present author (1956 a, 1957 e, 1958 c), magnetic investigations—by S. MAŁOSZEWSKI (1956, 1957, 1958) and, finally, the technical properties of the andesites have been studied by S. KOZŁOWSKI (1958).

<sup>2</sup>) The marine deposits in Szafary near Nowy Targ attributed by W. FRIEDBERG (1906) to the Miocene, have been investigated by the present author (1952) who found that they belong not to the Miocene, but to the Aalenian.

members of the Klippen Belt and on the Palaeogene of the Magura Nappe, indicating thus an advanced erosion in the Lower Miocene.

The Miocene deposits consist of gravel and conglomerates alternating with sand, clay, clay-shale and lignite seams. The coarse material prevails in the SE. part of the Podhale-Orawa Neogene basin, while in the NW. and W. parts of this basin lignite clays are the characteristic sediment (K. BIRKENMAJER 1954 c, 1958 d).

The thickness of the Miocene in question reaches over 200 m. The Miocene represents an intra-mountaineous fresh-water molasse deposited in an erosional trough. The sedimentation of this molasse was controlled by the negative movements of the basin bottom and by the positive movements of the basin borders <sup>1</sup>).

The fauna of the Orawa Miocene consists of fresh-water snails and pelecypods (K. BIRKENMAJER 1954 c). The flora of these deposits determined by M. RACIBORSKI (1892) and W. SZAFER (1950) consists of *Sequoia*, *Taxodium*, *Magnolia*, *Ilex*, *Carpinus*, *Tetrastigma*, *Vitis teutonica*, *Diclidocarya menzeli*, *Decodon globosus*. It indicates with a high probability the Tortonian age (Middle and Upper Tortonian?) of the Orawa Neogene. Nevertheless, the youngest members of these deposits with a flora not yet described could belong to the Sarmatian <sup>2</sup>).

In the Lower Pliocene (Meotian and Pontian) the general land uplift and bottom and lateral erosion of the rivers valleys occurred. Thus the Pliocene fresh-water sediments found in the vicinities of Czorsztyn and Krościenko to the north of the Pieniny Mts. (M. KLIMASZEWSKI 1946, K. BIRKENMAJER 1951, 1954 c) belong to another, and younger, cycle of the intra-Carpathian non-marine Neogene. They rest immediately upon the Palaeogene members of the Magura Nappe.

The flora of these sediments described by W. SZAFER (1946, 1947, 1950, 1954) is extremely rich and consists among others of: *Podostemonites corollatus* SZAFER, *Ranunculus reidi* SZAFER, *Staphylea pliocaenica* KINK., *Proserpinaca reticulata* REID, *Picea omoricoides* WEB., *Corylopsis urselensis* MÄDLER, *Carex flagellata* REID, *Magnolia cor* LUDWIG, *Fagus decurrens* REID, *Sinomoenium dielsi* SZAFER, *Vitis ludwigi* A. BRAUN, *Liquidambar europaea* A. BRAUN, *Tsuga europaea* (MENZEL), *Scirpus pliocaenicus* SZAFER etc.

The fresh-water deposits of the Pliocene represent, with a high probability, its middle (Piacentian) and upper (Astian) divisions.

According to W. SZAFER (1954) the Pliocene deposits transist to the Pleistocene fresh-water, non-glacial sediments with flora (equivalents to the Günz glacial and to the Tegelen interstadial).

During the Pleistocene the Klippen Belt in Poland has not been covered by glaciers. Three glaciations of the Tatra Mts. (B. HALICKI 1930, M.

<sup>1</sup>) The evidence of the positive movements of the basin border areas is especially well seen in the southern part of the basin, where the fresh-water deposits are dipping NE., N., NW. at angles up to 25—30 degrees. These positive movements were probably connected with the raising of the Tatra Mts. and of the adjoining Podhale Flysch.

<sup>2</sup>) W. SZAFER (1950) supposed that the youngest members of the Neogene sequence in the vicinity of Czarny Dunajec (DOMAŃSKI WIERCH) belonged to the Pliocene, and that there was a transition between the Miocene and Pliocene deposits in this area. These views, however, are not supported by an index flora (K. BIRKENMAJER, 1958 d).

KLIMASZEWSKI 1948) corresponding to the Mindel, Riss and Würm glaciations, and two interstadial periods corresponding to the Mindel/Riss and to the Riss/Würm (Eemian) are traceable in the Pleistocene deposits of the Klippen Belt. Intense erosion in the interglacial periods and accumulation of thick fluvio-glacial gravels washed out from the moraines of the Tatra glaciers, and also solifluction (congelifluction) and accumulation of intra-mountainous loesses in cold periods have influenced the landscape forming of the Klippen Belt.

The Holocene period in the Klippen Belt of Poland began with the sweeping off a great part of the fluvio-glacial gravels of the last glacial period, and with the erosion of their basement. A new gravel terrace has been formed in the river valleys during the climatic optimum in the Middle Holocene. This terrace is now being eroded by rivers, and the erosion is now the main factor of the landscape forming (K. BIRKENMAJER 1958 d).

### Acknowledgments

The present author is deeply indebted to the Geologische Bundesanstalt in Wien and to its Director, Professor Dr. Heinrich KÜPPER, who had the extreme kindness to undertake to publish this paper.

The author has discussed the text of the present paper with his friend Mr. S. M. GAŚIOROWSKI, and is deeply indebted to him for valuable criticism.

### References

1. ANDRUSOV, D., 1927: Compte rendu préliminaire sur les recherches géologiques exécutées dans la zone des Klippes internes de la Slovaquie (1925—1926). *Věstn. St. Geol. Úst. ČSR*, vol. 3, Praha.
2. ANDRUSOV, D., 1931: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales. I: Introduction, II: Stratigraphie (Trias et Lias). *Rozpr. St. Geol. Úst. Nr. 6*, Praha.
3. ANDRUSOV, D., 1938: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales. III: Tectonique. *Ibidem*, No. 9.
4. ANDRUSOV, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v západných Karpatoch. Č. IV a, V: Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. *Práce Št. Geol. Úst. ČSR*, vol. 13, Bratislava.
5. ANDRUSOV, D., 1950: La zone des Klippes entre la Vlára et Žilina. *Geol. Sborn Slov. Akad. Vied*, vol. 1, No. 2—4, Bratislava.
6. ANDRUSOV, D., 1953: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Karpates Occidentales. IV et V: Stratigraphie du Dogger du Malm et du Crétacé. *Geol. Práce Slov. Akad. Vied a Úm.*, vol. 34, Bratislava.
7. ARKELL, W. J., 1956: *Jurassic geology of the world*. Oliver & Boyd, Edinburgh-London.
8. BIEDA, F., 1929: Nummulites dans le Tertiaire de la Zone Piénine des Klippes. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, vol. 6, Kraków.
9. BIEDA, F., 1935: Compte rendu des recherches sur les Foraminifères du Flysch de la Zone Piénine des Klippes. *CR. Serv. Géol., Polon.*, No. 42, Warszawa.
10. BIEDA, F., 1946: La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, vol. 16, Kraków.
11. BIEDA, F., 1949: Sur quelques foraminifères nouveaux ou petit connues de flysch des Karpates polonaises. *Ibidem*, vol. 18.
12. BIEDA, F., HORWITZ, L., 1931: Essai de stratigraphie du Flysch de Podhale (Karpates polonaises). *Bull. Serv. Géol. Polon.*, vol. 6, No. 4, Warszawa.

13. BIRKENMAJER, K., 1951: Remarks concerning Pliocene formations in the vicinity of Krościenko on the Dunajec River (Southern Poland). *Ann. Soc. Géol. Pologne*, vol. 20, No. 4, Kraków.
14. BIRKENMAJER, K., 1952: La question du Miocène marin de Podhale (Carpathes Centrales). *Ibidem*, vol. 21.
15. BIRKENMAJER, K., 1953 a: Tectonics of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians (in Polish). *Regionalna Geol. Polski*, vol. 1, f. 2 (Tectonics of the Carpathians). *Soc. Géol. Pol.*, Kraków.
16. BIRKENMAJER, K., 1953 b: Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt Series in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III*, vol. 1, No. 6, Varsovie.
17. BIRKENMAJER, K., 1954 a: Geological researches in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). *Inst. Geol. Biul. No. 86*, Warszawa.
18. BIRKENMAJER, K., 1954 b: On the age of the so-called "Púchov Marls" in the Pieniny (Central Carpathians) and stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt Mantle. *Ibidem*, No. 88.
19. BIRKENMAJER, K., 1954 c: Geological investigations of the Podhale Neogene (Central Carpathians). *Ibidem*, No. 86, Warszawa.
20. BIRKENMAJER, K., 1956 a: Geological researches of andesites in the vicinity of Szczawnica, Pieniny Klippen Belt (in Polish). *Przeł. Geol.*, No. 2, Warszawa.
21. BIRKENMAJER, K., 1956 b: Sedimentary characteristics of the Jarmuta Beds (Maestrichtian) of the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). *Bull. Acad. Polon. Sci., Cl. III*, vol. IV, No. 10, Varsovie.
22. BIRKENMAJER, K., 1956 c: Geological conditions of the mineral waters in Szczawnica, Carpathians (in Polish). *Przeł. Geol.*, No. 11, Warszawa.
23. BIRKENMAJER, K., 1957 a: Neue Forschungen über die Stratigraphie der pieninischen Klippenzone in Polen. *Sborn. Slov. Akad. Vied.*, vol. 8, No. 1, Bratislava.
24. BIRKENMAJER, K., 1957 b: Sedimentary characteristics of the Flysch Aalenian in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III*, vol. V, No. 4, Varsovie.
25. BIRKENMAJER, K., 1957 c: Remarks on the sedimentation of the Aalenian Flysch and the Jarmuta Beds (Senonian) of the Pieniny Klippen Belt. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. 26, f. 2, Kraków.
26. BIRKENMAJER, K., 1957 d: Monuments of inanimate nature in the Pieniny Klippen Belt. Pt. I: The gorge of the Dunajec valley between the castles of Czorsztyn and Niedzica. *Ochrona Przyr. Roczn.*, vol. 24, Kraków.
27. BIRKENMAJER, K., 1957 e: Andesite dykes of the Bryjarka Mt. in Szczawnica, Pieniny Klippen Belt (in Polish). *Przeł. Geol.*, No. 2, Warszawa.
28. BIRKENMAJER, K., 1957 f: Remarks on the terminology of some tectonic units in the Carpathians (in Polish). *Ibidem*, No. 11, Warszawa.
29. BIRKENMAJER, K., 1958 a: Oriented flowage casts and marks in the Carpathian Flysch and their relation to flute and groove casts. *Acta Geol. Polon.*, vol. 8, Warszawa.
30. BIRKENMAJER, K., 1958 b: Submarine erosional breaks and late Jurassic synorogenic movements in the Pieniny Klippen Belt geosyncline. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr.*, vol. VI, No. 8, Varsovie.
31. BIRKENMAJER, K., 1958 c: New contributions to the geology of magmatic rocks of the Szczawnica area within the Pieniny Klippen Belt. *Prace Muz. Ziemi*, vol. 1, Warszawa.
32. BIRKENMAJER, K., 1958 d: Przewodnik geologiczny po pienięskim pasie skalowym. Cz. I—IV (Pieniny Klippen Belt of Poland, Geological guide — in Polish), Pts. I—IV, 350 pages. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
33. BIRKENMAJER, K., 1959 a: Significance of the Haligovce Klippe for the geology of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Ann. Soc. Géol. Pologne*, vol. 29, f. 1, Kraków.
34. BIRKENMAJER, K., 1959 b: A new Klippen Series in the Pieniny Mts., Carpathians: the Czertezik Series. *Acta Geol. Polon.*, vol. 9, No. 4, Warszawa.
35. BIRKENMAJER, K., 1959 c: Geological cross-section through the Pieniny Klippen Belt of Poland (in Polish). *Wyd. Geol.*, Warszawa.
36. BIRKENMAJER, K., 1959 d: Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr.*, vol. VII, No. 2, Varsovie.
37. BIRKENMAJER, K., 1959 e: *Fucusopsis angulatus* PALIBIN (Problematica) from the Variegated Beds (Danian-Paleocene?) of the Pieniny Klippen Belt Mantle (Carpathians). *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. XXIX, f. 2, Kraków.

38. BIRKENMAJER, K., GAŚSIOROWSKI, S. M., 1959: Les *Aptychus tithoniques* et néocomiens comme dépôts secondaires dans le Sénonien de la Zone des Klippes de Pologne. Ibidem, vol. 28, f. 3, Kraków.
39. BIRKENMAJER, K., GAŚSIOROWSKI, S. M., WIESER, T., 1959: Fragments of exotic rocks in the pelagic deposits of the Bathonian of the Niedzica Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). Ibidem, vol. 30, No. 1.
40. BIRKENMAJER, K., KOKOSZYŃSKA, B., 1958: Revision of the Cretaceous fauna collected by L. HORWITZ in the Pieniny Klippen Belt of Poland. Part I: Fauna of the so-called "Santonian" in the Dunajec River gorge near Czorsztyn. Inst. Geol. Bull. No. 135, Warszawa.
41. BIRKENMAJER, K., NARĘBSKI, W., 1958: Carbonate concretions of the Aalenian shales of the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). Ann. Soc. Géol. Pol., vol. 27, Kraków.
42. BIRKENMAJER, K., WIESER, T., 1956: Tuffites from the Variegated Beds of the Pieniny Klippen Belt Mantle (Central Carpathians). Acta Geol. Polon., vol. 6, Warszawa.
43. BIRKENMAJER, K., ZNOSKO, J., 1955: Contribution to the stratigraphy of the Dogger and Malm in the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). Ann. Soc. Géol. Pol., vol. 23, Kraków.
44. BIRKENMAJER, K., ZABIŃSKI, W., 1957: Traces of copper in the Aalenian of the Pieniny Klippen Belt (Central Carpathians). Acta Geol. Polon., vol. 7, Warszawa.
45. CAROZZI, A., 1955: Nouvelles observations microscopiques sur les dépôts de courants de turbidité du Malm de la nappe de Morcles en Haute Savoie. Bull. Inst. Nat. Genève, vol. 57, Genève.
46. CAROZZI, A., 1957: Tracing turbidity current deposits down the slope of an Alpine Basin. Jour. Sedim. Petrol., vol. 27, No. 3.
47. DŻUŁYŃSKI, S., RADOMSKI, A., 1955: Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis. Acta Geol. Polon., vol. 5, Warszawa.
48. DŻUŁYŃSKI, S., 1957: Clastic dikes in the Carpathian Flysch. Ann. Soc. Géol. Pol., vol. 26, f. 3, Kraków.
49. FRIEDBERG, W., 1906: Das Miozän der Niederung von Nowy Targ (Neumarkt) in Galizien. Sitzber. d. k. k. Akad. d. Wiss. in Wien, mat.-naturw. Kl., Bd. 115, Abt. 1, Wien.
50. GAJDA, E., 1958 a: Hydrothermal processes in andesites of the Pieniny Range area. Prace Muz. Ziemi, vol. 1, Warszawa.
51. GAJDA, E., 1958 b: Chabasite in andesite from the Pieniny Mts. area. Ibidem.
52. GAŚSIOROWSKI, S. M., 1956: Fauna of *Aptychi* from the crinoidal limestone of the Tithonian-Berriasian near Czorsztyn (Pieniny Klippen Belt). Acta Geol. Polon., vol. 6, Warszawa.
53. GAŚSIOROWSKI, S. M., 1958: Sur les *Rhyncholithes* dans la Zone Piénine des Klippes. Ann. Soc. Géol. Pol., vol. 28, f. 2, Kraków.
54. GAŚSIOROWSKI, S. M., 1960: Remarques sur les *Laevaptychi*. Ibidem, vol. 30, No. 1.
55. GEROCH, S., 1957: *Uvigerinamina jankóii* MAJZON (*Foraminifera*) in the Carpathian Flysch. Ibidem, vol. 25, f. 3.
56. GOŁĄB, J., 1947: Hydrogeological characteristics of the Gubałówka Range near Zakopane. Bull. Serv. Géol. Pol., vol. 32, Warszawa.
57. GOŁĄB, J., 1952: Structural geology of the Podhale (in Polish). Geol. Biul. Inf. Państw. Inst. Geol., z. 1, Warszawa.
58. GOŁĄB, J., 1954: Rockslides and flows and their meaning for the tectonics of the Flysch of the Podhale. Bull. Soc. Sci., Lettr. de Łódź, Cl. III, vol. 5, No. 1, Łódź.
59. GRZYBEK, K., HALICKI, B., 1958: Submarine slides in the Podhale Flysch (Carpathians). Acta Geol. Polon., vol. 8, Warszawa.
60. HALICKI, B., 1930: La glaciation quaternaire du versant Nord de la Tatra. Bull. Serv. Géol. Pol., vol. 5, f. 3—4, Warszawa.
61. HORWITZ, L., 1933: Compte rendu des recherches géologiques faites en 1932 pour la révision des feuilles Nowy Targ et Szczawnica, Carpathes. C=R. Séanc. Serv. Géol. Pol., No. 35, Warszawa.
62. HORWITZ, L., 1935: Nouvelle coupe schématique de la Zone Piénine des Klippes, Karpates Polonaises. Bull. Serv. Géol. Pol., vol. 8, f. 3, Warszawa.

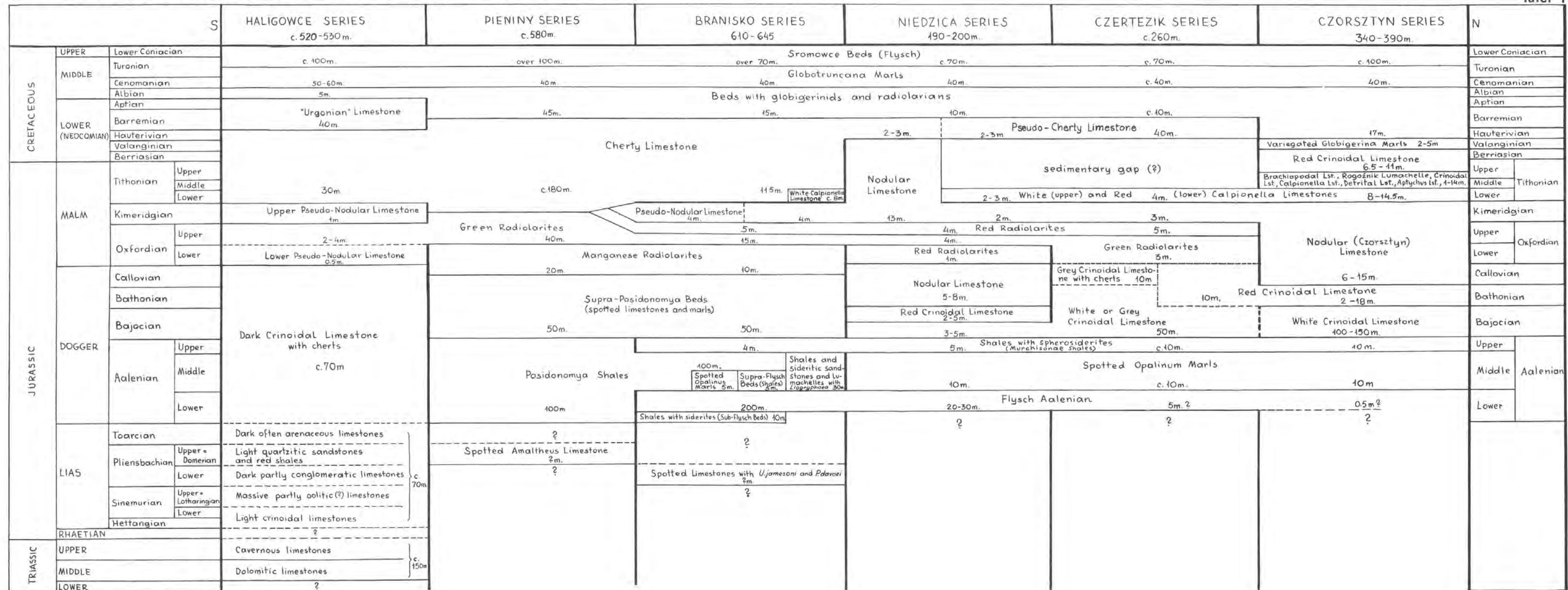
63. HORWITZ, L., 1938: Études stratigraphiques sur la couverture des Klippes Piénines (Karpates Polonaises). I-ère partie: Aperçu sur la subdivision de la couverture des Klippes. *Ibidem*, vol. 9, f. 2.
64. HORWITZ, L., RABOWSKI, F., 1929: Excursion dans les Piénines de la Société Géologique de Pologne, 18—21. V. 1929. Guide. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. 6, Kraków.
65. KAMIŃSKI, M., 1931: Nouvelles contributions à la connaissance des roches éruptives de Piénines. *Ibidem*, vol. 7.
66. KANTOROVÁ, V., ANDRUSOV, D., 1958: Études microbiostratigraphiques du Crétacé moyen et supérieur de la vallée du Váh et de l'Orava. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, vol. 9, No. 2, Bratislava.
67. KARDYMOWICZ, I., 1952: Inclusions in the andesites of the Pieniny neighbourhood. *Acta Geol. Polon.*, vol. 2, No. 4, Warszawa.
68. KLIMASZEWSKI, M., 1946: Geological construction of the Pliocene sediments in the neighbourhood of Krościenko. *Acad. Pol. Sci., Lettr., Cl. Sci. Mat.-nat.*, Nr. 1/10, Cracovie.
69. KLIMASZEWSKI, M., 1948: Polish Western Carpathians during the Pleistocene epoch (in Polish). *Prace Wrocl. Tow. Nauk. Ser. B*, No. 7, Wroclaw.
70. KOKOSZYŃSKA, B., BIRKENMAJER, K., 1956: Albian fauna of the Niedzica Series from the Klippen Belt of the Pieniny Mts. *Acta Geol. Polon.*, vol. 6, Warszawa.
71. KOZŁOWSKI, S., 1958: Technical properties of the Pieniny andesites. *Prace Muz. Ziemi*, vol. 1, Warszawa.
72. KSIĄŻKIEWICZ, M., 1950: On the age of variegated marls in the Flysch of the Western Carpathians. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. 19, f. 2, Kraków.
73. KSIĄŻKIEWICZ, M., 1954: Evolution of the Carpathian Flysch geosyncline. C=R. XIX-me Sess. Congr. Géol. Int. Alger, 1952, Sect. XIII, II-me partie, f. XIV, Alger.
74. KSIĄŻKIEWICZ, M., 1956 a: Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rdsch.*, Bd. 45, H. 2, Stuttgart.
75. KSIĄŻKIEWICZ, M., 1956 b: The Jurassic and Cretaceous of Bachowice. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. 24, f. 3—4, Kraków.
76. KSIĄŻKIEWICZ, M., 1958: On the Turonian in the Pieniny Klippes Belt. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim., Géol., Géogr.*, vol. 6, No. 8, Varsovie.
77. KUENEN, Ph. H., CAROZZI, A., 1953: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. *Jour. Geol.*, vol. 61, No. 4, Chicago.
78. LUGEON, M., 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C=R. *Acad. Sci.*, Paris.
79. LUGEON, M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. vaud. des Sci. nat.*, Bull. No. 4, Lausanne.
80. ŁOZIŃSKI, J., 1956: Heavy minerals in the Flysch Aalenian sandstones from the Pieniny Klippen Belt. *Acta Geol. Pol.*, vol. 6, Warszawa.
81. ŁOZIŃSKI, J., 1957: Comparison of the assemblage of heavy minerals of the Podhale Flysch and of the Flysch Aalenian in the Pieniny Klippen Belt with the Jurassic from Bachowice. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. 26, f. 2, Kraków.
82. ŁOZIŃSKI, J., 1959: Les minéraux lourds des grès du Crétacé inférieur et moyen dans les Klippes de Piéniny. *Ibidem*, vol. 29, f. 1.
83. MAHEL, M., 1950 a: La couverture sédimentaire du Massif de l'Inovec. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, vol. 1, No. 1, Bratislava.
84. MAHEL, M., 1950 b: La géologie des environs de Trenčianské Teplíce et l'origin des eaux thermales. *Ibidem*, vol. 1, No. 2—4.
85. MAŁKOWSKI, S., 1922: Les andésites des environs des Piénines. *Trav. Serv. Géol. Pol.*, vol. 1, No. 1, Warszawa.
86. MAŁKOWSKI, S., 1924: Sur la relation entre les filons d'andésite et la structure géologique des environs des Piénines. *Bull. Serv. Géol. Pol.*, vol. 2, Warszawa.
87. MAŁKOWSKI, S., 1928: Sur la relation entre les filons d'andésite et la structure géologique des environs des Piénines. II-me partie. C=R. *Serv. Géol. Pol.*, No. 21, Warszawa.
88. MAŁKOWSKI, S., 1958: Volcanic processes in the geologic history of the Pieniny Mts. area. *Prace Muz. Ziemi*, vol. 1, Warszawa.
89. MAŁOSZEWSKI, S., 1956: Magnetic researches in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians (in Polish). *Przepl. Geol.*, No. 2, Warszawa.

90. MAŁOSZEWSKI, S., 1957: Andesites in the vicinity of Szczawnica (Carpathians) on the ground of magnetic investigations. *Ibidem*, No. 9, Warszawa.
91. MAŁOSZEWSKI, S., 1958: Magnetic anomalies in the Pieniny Mts. area. *Prace Muz. Ziemi*, vol. 1, Warszawa.
92. MATĚJKA, A., ANDRUSOV, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et les régions avoisinantes. *Knih. St. Géol. Úst. ČSR*, vol. 13, Praha.
93. MAZENOT, G., 1939: Les *Palaeohoplitidae* tithoniques et herriasiens du sud-est de la France. *Mém. Soc. Géol. France*, N. S., *Mém.* No. 41, Paris.
94. MIŠŤK, M., 1958: Vorkommen der Gattung *Nannoconus* KAMPFNER in den Westkarpaten. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, vol. 9, No. 2, Bratislava.
95. NOWAK, J., 1916: Geologische Karte des vordiluvialen Untergrundes von Polen mit den angrenzenden Ländern. *Mitt. Geol. Gesell.*, vol. 9, Wien.
96. NOWAK, J., 1927: Esquisse de la tectonique de la Pologne. II. Réunion. *Géogr. et Ethnogr. Slaves*, Kraków.
97. OPPENHEIMER, J., 1926: Zur Geologie der inneren Klippenzone der Karpathen. *Verh. naturforsch. Ver. in Brünn*, vol. 60, Brno.
98. OPPENHEIMER, J., 1927: Einige Bemerkungen zur Geologie der Klippenzone der nördlichen Orava. *Věstn. St. Geol. Úst. ČSR*, vol. 3, Praha.
99. PAPP, A., 1954: Über die Entwicklung von *Pseudorbitoides* und *Lepidorbitoides* in Europa. *Verh. geol. Bundesanst.*, H. 3, Wien.
100. PASSENDORFER, A., 1930: Étude stratigraphique et paléontologique du Crétacé de la série hauttatrique dans les Tatras. *Trav. Serv. Géol. Pol.*, vol. 2, f. 4, Warszawa.
101. PASSENDORFER, A., 1951: Cretaceous of the Tatra Mts. (in Polish). *Reg. Geol. Polski (Regional Geology of Poland)*, vol. 1, f. 1 (Stratigraphy of the Carpathians). *Soc. Géol. Pol. Kraków*.
102. RACIBORSKI, M., 1892: Palaeobotanical notices (in Polish). *Kosmos*, No. 17, p. 526, Lwów.
103. RADOMSKI, A., 1957: Remarks on the sedimentation of the Podhale Flysch. *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. 26, f. 2, Kraków.
104. RADOMSKI, A., 1958: Sedimentological character of the Podhale Flysch. *Acta Geol. Pol.*, vol. 8, Warszawa.
105. SCHEIBNER, E., 1958: On the occurrence of the so-called „Beds with globigerinids and radiolarians“ in the Kýsuca type of the Pieniny Series in the Internal Klippen Belt, Western Carpathians. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied*, vol. 9, No. 2, Bratislava.
106. SCHEIBNER, E., SCHEIBNEROVÁ, V., 1958: Kýsuca and Snežnica Beds — new members of the Kýsuca type of the Pieniny Series. *Ibidem*.
107. SCHEIBNEROVÁ, V., 1958: *Globotruncana helvetica* BOLLI in the Kýsuca type of the Pieniny Series in the Internal Klippen Belt, Western Carpathians. *Ibidem*.
108. SKRZATÓWNA, Z., 1959: Investigations of the feldspars of the Pieniny andesites etc. *Kwartalnik Geologiczny Inst. Geol.*, vol. 3, No. 1, Warszawa.
109. SOKOŁOWSKI, S., 1954 a: Cinquantenaire d'une théorie sur la genèse de la Tatra et des Piénines. *Inst. Geol. Biul.*, No. 86, Warszawa.
110. SOKOŁOWSKI, S., 1954 b: Quelques nouvelles observations sur la géologie de la Zone des Klippes Piénines. *Ibidem*.
111. STILLE, H., 1924: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. *Borntraeger Verh.*, Berlin.
112. STILLE, H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Beih. z. Geol. Jahrb.*, H. 8, Hannover.
113. SZAFER, W., 1946: The Pliocene flora of Krościenko in Poland. I.: General part. *Acad. Pol. Sci., Lettr., Cl. Sci., Mat.-nat. Trav.*, vol. 72, pt. B. 1946 (Ser. III, t. 32), No. 1, Kraków.
114. SZAFER, W., 1947: The Pliocene flora of Krościenko in Poland. II.: Descriptive part. *Ibidem*, No. 2.
115. SZAFER, W., 1950: Guide de l'excursion en Podhale de la XXII Réunion de la Soc. Géol. de Pologne en 1949 (en polonais). *Ann. Soc. Géol. Pol.*, vol. 19, Kraków.
116. SZAFER, W., 1954: Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyn (West Carpathians) and its relationship to the Pleistocene. *Trav. Serv. Géol. Pol.*, vol. 11, Warszawa.

117. UHLIG, V., 1890: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II. Th. Der pieninische Klippenzug. Jb. geol. R.-A., Bd. 40, H. 3—4, Wien.
118. UHLIG, V., 1903: Pieninische Klippenzone und Tatragebirge. III c: Führer. Excurs. in Österreich. IX. Int. Geol. Kongreß, Wien.
119. UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzber. Akad. Wiss. in Wien, Bd. CXVI, Wien.
120. WIESEK, T., 1958: Magmatic and metamorphic exotic rocks from the Cretaceous and Palaeogene of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Inst. Geol. Biul., No. 135, Warszawa.
121. WOJCIECHOWSKI, J., 1950: Native gold and associated ore minerals of the mineral vein near Szczawnica. Acta Geol. Polon., vol. 1, No. 2, Warszawa.
122. WOJCIECHOWSKI, J., 1955: Ore veins near Szczawnica (Pieniny Mts., Western Carpathians). Inst. Geol. Biul., No. 101, Warszawa.
123. ZOUBEK, V., 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophylliennes et éruptives des galéts exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes des Carpathes occidentales. Knih. St. Geol. Úst. ČSR., vol. 13, Praha.

**BIRKENMAJER: GEOLOGY OF THE PIENINY KLIPPEN BELT OF POLAND**

Tafel I



Jb. Geol. B. A.	Bd. 103	S. 37—131	Wien, Sept. 1960
-----------------	---------	-----------	------------------

# Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen

VON ALEXANDER TOLLMANN \*)

Mit Tafel II—V und 4 Textabbildungen

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung .....	38
Einleitung und Problemstellung .....	40
Kartengrundlagen .....	41
Stratigraphie:	
1. Totengebirgs-Decke .....	41
2. Untere Hallstätter Decke (Zlambachdecke) .....	59
3. Obere Hallstätter Decke .....	68
4. Dachstein-Decke .....	81
Fazies:	
1. Kurzer historischer Überblick .....	84
2. Faziesänderungen innerhalb der tektonischen Einheiten .....	85
3. Die Hauptfaziesbezirke, ihre Eigenheiten und Gemeinsamkeiten .....	87
Tektonik:	
1. Die Tektonik des untersuchten Gebietes .....	92
a) Deckenbau .....	92
b) Sekundäre Einengung .....	97
c) Hauptbruchlinien .....	98
d) Querbrüche .....	100
2. Tektonische Probleme des östlichen Salzkammergutes im Hinblick auf den untersuchten Abschnitt .....	100
Regionale Beschreibung:	
1. Totengebirgs-Südrand östlich vom Grundlsee .....	104
2. Die Berge zwischen Grundlsee und Weißenbachtal .....	104
3. Lawenstein-Tauplitzalm .....	106
4. Röthelstein-Kampgruppe .....	108
5. Rabenkogel und Krahstein .....	109
6. Das Mitterndorfer Becken .....	110
7. Der Nordfuß von Kammergebirge und Grimming .....	110
8. Der Rettenstein bei Filzmoos in Salzburg .....	111
Morphologie .....	122
Literatur .....	125
Erläuterung zu den Tafeln .....	130

\*) Adresse des Verfassers: Wien I, Universität, Geologisches Institut.

## Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit bringt die Ergebnisse der geologischen Kartierung der Hallstätter Zone und ihres Rahmens im steirischen Salzkammergut. Es wurde die Selbständigkeit von zwei faziell stark unterschiedenen Hallstätter Decken erwiesen. Die Untere Hallstätter Decke (Zlambachdecke) beinhaltet hier die vollständigste bisher bekannt gewordene Serie vom Werfener Schiefer bis zum Liasfleckenmergel. Die Schichtreihe der Oberen Hallstätter Decke ist durch eine kalkreichere Fazies gekennzeichnet.

An stratigraphischen Ergebnissen ist hervorzuheben: Die Entdeckung von Kössener Schichten, fossilreichen *Acanthicus*linsen und Gschei-grabenschichten im Tirolikum, der Nachweis einer kompletten Triasserie ab Campil in der Unteren Hallstätter Decke mit mächtigem „voralpinem“ Karn, die gesicherte Gliederung der reich entfalteten Mitteltrias, ferner die Entdeckung von norischem Korallenriffkalk, verschiedenartigem, fossilreichem tieferem Malm und 400 m mächtigem tithonem Plassenkalk in der Oberen Hallstätter Decke, der Nachweis ansehnlicher Liasfleckenmergel auch in der Dachsteindecke. Die Verbreitung der Gosau erweist sich gegenüber älteren Darstellungen als weniger ausgedehnt.

Ergiebige Fossilfundstellen wurden im Werfener Schiefer der Hallstätter Decken, im Liasfleckenmergel des Tirolikums, im Hierlatzkalk der Totengebirgs- und Dachsteindecke, in den Oberalmer Schichten der Hallstätter Decke und in den *Acanthicus*linsen des Tirolikums und der Hallstätter Decke entdeckt. Eine besonders reiche unter- bis mittelliasische Ammonitenfauna wurde vom Rettenstein bei Filzmoos beschrieben. Aus Halobien-schiefern, Zlambachmergeln, Kössener Schichten, Liasfleckenmergeln und Mergeln der Unteren Gosau stammen schöne Mikrofaunen. Anisische Conodonten konnten durch Schlämmen gewonnen werden.

An faziellen Eigenheiten verdient die seit dem Rhät im Tirolikum vorhandene, gleichbleibende Gliederung in Mulden und Hochzonen mit verschiedener fazieller Entwicklung hervorgehoben zu werden. Der von GEYER beschriebene Faziesübergang zwischen Hauptdolomit des Toten Gebirges und Pedataschichten der Zlambachfazies existiert nicht. Unmittelbare fazielle Zusammenhänge der auf verschiedene Decken aufgeteilten Faziesgebiete sind nicht vorhanden.

In tektonischer Hinsicht liegt eine klare Gliederung in Totengebirgs-Decke, Untere und Obere Hallstätter Decke und Dachstein-Decke vor. Deckenbau ist evident. Die Untere Hallstätter Decke reicht bis ins Mitterndorfer Becken, kann also nicht N vom Lawenstein wurzeln, und besitzt Ausmaß und Selbständigkeit einer Decke. Die Dachstein-Decke ist ebenfalls eine selbständige Einheit und taucht im Mitterndorfer Becken mit klar entwickelter Stirn unter die Schollen der Oberen Hallstätter Decke, sogar noch unter den Lias des Tirolikums. Am Ostrand der Dachstein-Decke überlagert die Obere Hallstätter Decke (Wandlkogel), weiter im W unterlagert sie — ein Hinweis für sekundäre Einengungstektonik, die sich auch noch in der prächtigen Lawensteinstirn im Tirolikum, auch in den Stirnbildungen der Hallstätter Decken äußert. Die Gipslagerstätte Grundlsee liegt in Stirnposition der Oberen Hallstätter Decke. Über weite Strecken konnten ferner Bruchsysteme verfolgt werden, an die z. T. hydrothermale Vererzungen gebunden sind.

Die endgültige Entscheidung über die Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Decken, primär unter oder über der Dachstein-Decke, also im Sinne von L. KOBER oder E. SPENGLER, ist nicht aus einem solch beschränkten Abschnitt, sondern nur auf Grund detaillierter Neukartierung des Gesamt-raumes um die Dachstein-Decke zu fällen. Die hier beobachteten Fakten sprechen, trotz Grimming und Plassen, die beide eine sekundäre Einengungs-tektonik zeigen, auf Grund der Faziesverhältnisse der Unteren Hallstätter Decke, deren Verbreitung noch ins Mitterndorfer Becken reicht, der faziellen Bindung der beiden Hallstätter Decken und der tektonischen Verhältnisse im Gesamt-raum der Dachstein-Decke für die Deutung im Sinne von L. KOBER.

### Summary

Results of geological mapping are submitted which cover the so called Hallstatt-Zone in the Salzkammergut of Styria. Two well developed nappes are established, characterized by their differing facies. The Lower Hallstatt-Decke (Zlambach-Decke) is built up by the most complete sedimentary sequence so far encountered from the Werfenian up to Liassic (Liasflecken-mergel); in the Upper Hallstatt-Decke more limely development prevails.

Numerous new fossil localities contribute to an extension of our insight into stratigraphy: as f. i. in the tirolic units Kössener Schichten, Acanthicus-beds and Gscheigraben-beds; in the Lower Hallstatt-Decke a remarkable complete triassic section; in the Upper Hallstatt-Decke noric reef-limestones and a variety of upper jurassic rocks; finally in the Dachstein-Decke an extensive development of liassic marls were thus established.

As to facies, it seems worth while to note, that in the tirolic units facies conditions seem to be governed by seemingly persistent high-areas and depression-zones; that the transition between Hauptdolomite (Totes Gebirge) and Pedata-beds (Zlambachfacies) could not be confirmed; which holds good too for closer connections between facies conditions of various tectonic units.

The dominant feature of the tectonics is a subdivision into well defined nappes viz. Totengebirgs-Decke, Lower and Upper Hallstatt-Decke and Dachstein-Decke.

The Lower Hallstatt-Decke could be followed eastward until the basin of Mitterndorf; therefore it cannot have its roots N of the Lawinenstein. The Dachstein-Decke plunges with well developed frontal folds under the Upper Hallstatt-Decke, even partly under the units of the Tirolicum, but only in the east, which shows, that the situation there is caused by secondary compression. Over long distances fault systems could be followed, connected with hydrothermal ore generation.

A final decision as to the primary position of the Hallstatt-nappes, either below (according to L. KOBER) or above (according to E. SPENGLER) the Dachstein-nappe would warrant mapping of much larger areas than those described; the facts however observed here seem to be in favour of the interpretation by L. KOBER.

## Einleitung und Problemstellung

Die in den Jahren 1955—1958 durchgeführte geologische Untersuchung der Hallstätter Zone des östlichen Salzkammergutes und ihres Rahmens erstreckte sich auf das Bereich zwischen Aussee (W) und Tauplitz (E), zwischen Grundlsee (N) und Grimming (S), also einen stratigraphisch wie tektonisch vielversprechenden Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen.

Seit über 100 Jahren steht die Hallstätterzone des Salzkammergutes im Brennpunkt kalkalpiner Geologie. Die stratigraphisch wie faziell reiche Entwicklung der Serien mit ihrem enormen Fossilreichtum hat seit jeher die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich gelenkt und hatte Hoffnung auf die Gliederung der noch so lange umstrittenen alpinen Trias geweckt. Äußerst schwierig aber war die Situation durch die erst heute überschaubaren tektonischen Komplikationen, die der Deckenbau, aber auch die Salztektunik mit sich brachte. Die ersten entscheidenden Erfolge in der stratigraphischen Gliederung erzielte F. HAUER 1846. Seit 1852 setzte dann hier die systematische, kontinuierliche geologische Forschung mit den Aufnahmen von M. LIPOLD, H. PRINZINGER und D. STUR ein. In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts schließt eine Epoche der intensiven stratigraphischen und faziellen Forschung an, wobei gerade im Salzkammergut entscheidende Erfolge auf dem Gebiet der Kalkalpenstratigraphie in wahrhaftem Ringen mit den Problemen erzielt worden waren. Klangvolle Namen wie F. HAUER, E. MOJSISOVICS, E. SUESS, A. BITTNER, E. KITTL, G. ARTHABER, C. DIENER u. a. sind mit den Großtaten stratigraphischer Grundlagenforschung im Salzkammergut verknüpft. Die paläontologischen Ergebnisse erlangten Weltgeltung.

Noch war dieser erste Abschnitt der Erforschung des Salzkammergutes nicht beendet, noch die Stratigraphie erst in ihren Grundzügen geklärt, da tauchte bereits ein neues, fundamentales Problem auf: es betrifft den nach der Jahrhundertwende in den Ostalpen erkannten Deckenbau. Durch E. HAUG (1904, 1906) wurde für das Salzkammergut die erste Deckengliederung aufgestellt. Vieles wurde nun im Lichte der Deckenlehre klar, manche unverständlichen Faziesgegensätze auf engstem Raum wurden durch die Deckentektonik verständlich. Das von HAUG gegebene erste Konzept der Deckengliederung blieb nicht unwidersprochen. J. NOWAK, F. HAHN, E. SPENGLER brachten eine andersartige Meinung über die Art und Entstehung des Deckenbaues vor. Die Richtung HAUGS wurde weiterhin durch L. KOBER und seine Schule vertreten. Diese Phase des Widerstreites der Meinungen ist auch heute noch nicht überwunden. Wohl ist das Wissen um die Existenz der Fernüberschiebungen, des Deckenbaues, der etwa noch zur Zeit der entscheidenden Kartierung unseres Gebietes durch G. GEYER (1915) negiert worden war, heute Allgemeingut. Das Ziel aber, die Einzelheiten dieses prächtigen Baues möglichst exakt zu erfassen, bleibt weiterhin Triebfeder des Forschens.

Damit stehen wir bereits mitten in den Problemen der gegenwärtigen geologischen Forschung im Salzkammergut. Vor allem sind es drei Fragenkreise, die unsere Aufmerksamkeit beanspruchen. Zunächst ist die tektonische Deutung, im Sinne von KOBER oder SPENGLER, noch immer nicht entschieden, die Frage also nach der primären tektonischen Abfolge der Decken, besonders der Hallstätter Decken. Untrennbar verbunden mit dieser tek-

tonischen Fragestellung ist aber auch jene nach den ursprünglichen faziellen Zusammenhängen und man erkennt in allen modernen tektonischen Deutungsversuchen auch das Bestreben, die dafürsprechenden faziellen Anknüpfungspunkte aufzudecken. Unerläßliche Voraussetzung für beide Fragenkreise aber bleibt eine solide stratigraphische Grundlage und deren Anwendung bei der Feldkartierung. Nicht nur die noch immer nicht geklärte Stratigraphie des Nor und Rhät steht zur Debatte, es eröffnet sich zugleich eine neue Phase in der Methodik der stratigraphischen Forschung durch neue, zusätzliche Methoden, wie Mikropaläontologie, Mikrofazieskunde und Sedimentpetrographie.

An dieser Stelle sei es mir auch gestattet, für die Hilfsbereitschaft zu danken, die mir die Herren Prof. E. CLAR und Prof. O. KÜHN in zahlreichen liebenswürdigen fachlichen Aussprachen entgegenbrachten. Sehr verbunden, vor allem für die Bestimmung von umfangreichem Fossilmaterial, bin ich auch den Herren Prof. F. TRAUTH und Prof. H. ZAPPE. Ebenso gilt mein Dank all den anderen, im folgenden Text genannten Herren, die mich bei meiner Arbeit unterstützten.

### Kartengrundlagen

Als topographische Grundlage für die Aufnahme war zunächst nur die recht unzureichende alte Landesaufnahme 1 : 25.000 vorhanden, die stellenweise durch arge topographische Mängel (Abweichungen bis zu 450 m) das Eintragen der geologischen Grenzen erschwerte. Erst nach weit fortgeschrittener Aufnahme standen Luftbilder für einen Teil des Gebietes zur Verfügung, die präzises Arbeiten gewährleisteten. Aber auch die Übertragung vom Luftbild auf die Karte brachte manche Schwierigkeit mit sich.

An bisherigen kartenmäßigen Darstellungen der Geologie des Gebietes existieren: die handkolorierte Karte 1 : 25.000 des Blattes Mitterndorf von E. v. MOJSISOVICS als Teil der von ihm durchgeführten Neuaufnahme des Blattes Liezen (1883—1886), eine geologische Skizze des Salzkammergutes 1 : 200.000 von E. KITTL aus dem Jahre 1903 und als einzige ausgegebene detaillierte geologische Karte des Gesamtgebietes das von G. GEYER 1911—1913 im Kalkalpenabschnitt behandelte Blatt Liezen im Maßstab 1 : 75.000. Praktisch nur eine Vergrößerung ohne nennenswerte Abweichungen in diesem Abschnitt stellt die Karte 1 : 50.000 von H. HÄUSLER (1943) dar. Außerdem ist einem an der Geologischen Bundesanstalt in Wien aufbewahrten Bericht eine handkolorierte, sehr kursorisch gehaltene Karte 1 : 10.000 des Röthelstein-Kampstockes von J. WIEBOLS aus dem Jahre 1944 beigegeben.

### Stratigraphie

#### 1. Totengebirgs-Decke

Die Totengebirgs-Decke bildet den nördlichen Rahmen und den Untergrund der Hallstätter Decken. Im Norden des untersuchten Gebietes taucht das geschlossene Massiv des Toten Gebirges mit den jüngeren Schichtgliedern gegen S ab. Weiter im S kommen als Sockel der Hallstätter Deckenreste Ausläufer der südlichen Teildecke der hier zweigeteilten Totengebirgs-Decke empor: die Aufwölbungszone Lawinenstein-Weißenbachkogel, der

Sockel des Krahstein, der Kulm, Schollen W Mitterndorf und die Basis des Kamp-Röthelsteinmassivs. Die genannten Regionen stehen in unmittelbarem Zusammenhang. Ältere Schichtglieder als Hauptdolomit kommen, abgesehen vom fraglichen Ramsaudolomit der Kochalm in der Totengebirgs-Decke, im untersuchten Abschnitt nirgends an die Oberfläche. Sie erscheinen erst am Nordrand des Toten Gebirges (Weißeneckgraben) und in seinen Vorlagen. Der Vollständigkeit halber wird der ältere Teil der Schichtfolge für Vergleichszwecke kurz angeführt. Er setzt sich nach G. GEYER (Jb. 1915) aus folgenden Gliedern zusammen: Haselgebirge mit Bändergips, roten Werfener Schiefnern, schwarzem, dünnschichtigem Gutensteiner Kalk und Dolomit, Reiflinger Kalk (weiter im N), mächtigem Wetterstein-(Ramsau-) Dolomit, schwächtigen Lunzer Schichten aus schwarzen Schiefnern, rostrot verwitterndem Lunzer Sandstein und Oolithkalk.

#### Ramsaudolomit (Ladin)

Die eben angeführte Entwicklung der mittleren Trias ist aber nur für den Nordrand des Toten Gebirges charakteristisch. Gegen S hin stellt sich, wie man an der SE-Ecke des Gebirgsstockes erkennen kann, unter dem Dachsteinriffkalk ohne Zwischenschaltung der Lunzer Schichten unmittelbar Ramsaudolomit ein. Im untersuchten Abschnitt weist der helle Dolomit im Liegenden des Riffkalkes am rechten Talhang N der Kochalm, der als Kern der Aufwölbung des Türkenkogels bis zu 300 m über den Talboden aufragt, durch seine ungeschichtete, feinkristalline, etwas löcherig-drusige Struktur und durch den kleingrusigen Zerfall das Aussehen des Ramsaudolomites auf. Auf paläontologischer Grundlage war sein Alter nicht nachweisbar. Da aber in der östlichen Fortsetzung dieses Zuges im faziell allerdings mehrfach abweichenden und durch eine Querstörung getrennten Lawenstein Hauptdolomit im Liegenden der gebankten Dachsteinkalke auftritt, muß auch eine Zuordnung des Dolomits der Kochalm zum Hauptdolomit in Erwägung gezogen werden.

#### Hauptdolomit (tieferes Nor)

Mit dem Einsetzen des Hauptdolomites bzw. Dachsteinriffkalkes macht sich ein beträchtlicher Faziesgegensatz innerhalb der Totengebirgs-Decke geltend. Die Grenze wird durch die „Salzsteiglinie“ (G. GEYER, Jb. 1915, S. 231) markiert. Im N herrscht mächtig der Dachsteinriffkalk und im Hangenden der geschichtete Dachsteinkalk, im S erscheint — u. zw. nicht allein durch die tektonische Aufwölbung bedingt — im Lawenstein-Tauplitz Gebiet in beträchtlichem Ausmaß Hauptdolomit, der gegen oben in geschichteten Dachsteinkalk übergeht. Die Abgrenzung gegen den Dachsteinkalk hin ist nicht scharf, vom gebankten Hauptdolomit leiten rhythmisch feingebänderte Typen mit mm-starken Kalk- und Dolomitlagen zum fast stets etwas dolomitischen, gebankten Dachsteinkalk über (Lawenstein). Der Hauptdolomit ist meist gebankt, durch Tongehalt mehr-weniger verunreinigt und erreicht einige 100 m Mächtigkeit.

Dolomitpartien geringeren Ausmaßes (etliche Meter bis Zehnermeter) stellen sich auch im Weißenbachkogel—Türkenkogelzug an der Grenze vom Dachsteinriffkalk und geschichteten Dachsteinkalk ein (NE Zlaimalm, N Weißenbachalm).

### Dachsteinriffkalk (Nor)

Der Dachsteinriffkalk scheint zum guten Teil eine fazielle Vertretung des Hauptdolomites darzustellen. Er tritt namentlich dort im Liegenden des gebankten Dachsteinkalkes hervor, wo der Hauptdolomit aussetzt. Andererseits wird in der mächtigen Riffkalkentwicklung N der Salzsteiglinie (im Traweng 650 m mächtig aufgeschlossen) auch bereits die Vertretung geschichteten Dachsteinkalkes vorliegen. Auffällig ist der Gegensatz beiderseits des Salzaquertales N der Kochalm. Im E fehlt Riffkalk im Lawenstein, über Hauptdolomit folgt geschichteter Dachsteinkalk. W davon bildet in der ganzen Längserstreckung des Türkenkogel—Weißbachkogelzuges Riffkalk die Basis des Dachsteinkalkes, in einer Mächtigkeit von mehr als 200 m.

In zusammenhängender Front begrenzt der Dachsteinriffkalk, der den südlichen Rahmen des Totengebirgsstockes E vom Grundlsee bildet, den Nordrand des untersuchten Gebietes auf den Hochflächen N vom Salzalängstal. Tandlkogel, Zwickerkogel, Lerchkogel, Plankeraurücken, Traweng und Westteil des Sturzhahns sind die kennzeichnendsten Berge aus dieser Reihe der Riffkalkstöcke. Auch innerhalb des Riffkalkes erscheinen gebankte Partien, z. B. am Westfuß des Zwickerkogels. Sowohl in diesen als auch im Riffkalk sind Korallenstöcke in gesteinsbildender Menge vorhanden. Eine reiche Korallenfauna enthalten die Riffkalke des S- und SSE-Fußes des Zwickerkogels, mit *Thecosmilia clathrata* EMMR. und *Thamnastraea rectilamellosa* WINKL. als auffälligste Formen.

Eine Reihe von Riffkalkschollen ist N jenseits der Salzsteiglinie in den tieferen Partien der Nordgehänge des Lawensteinzuges erhalten (Taf. IV, Fig. 13). Der Fels NE der Bauernalm führt außer Korallen auch Megalodonten, ebenso auch der etwas dolomitische Dachsteinkalk der Höhe 1651 SW der Bauernalm.

### Dachsteinkalk (Nor-Rhät)

Der gebankte Dachsteinkalk entwickelt sich durch allmählichen Übergang aus dem Hauptdolomit (Lawenstein) oder aus dem unterlagernden Riffkalk (Türkenkogel). Er erreicht nicht mehr jene enorme Mächtigkeit wie im Stock des Toten Gebirges, wo 1000 m überschritten werden. Mächtigkeitswerte von 300 m aber sind nicht selten. Die Bankung ist in der Natur und auf den Luftbildern prächtig zu sehen, sodaß die Stirnstrukturen im Lawenstein—Türkenkogelzug unmittelbar abgelesen werden können. Die Bänke sind meist mehrere Meter stark, auch zehn Meter mächtig. Auf der Nordseite des Türkenkogels führt der Dachsteinkalk stellenweise reichlich Megalodonten. Eine dünnbankig-schichtige Abart bildet den NW-Teil des Niederen Zlaimkogels, wo damit wechsellagernd, ungebankter, hellgrauer, von braunen Adern eng durchzogener Dachsteinkalk auftritt. Gut gebankte Dachsteinkalke im Verband der Totengebirgs-Decke erscheinen wieder weiter im S in einzelnen, die Überlagerung durchragenden Schollen, so im Steinwandwald, hier korallenreich, beim Steinwandler, in den Höhen W Mitterndorf und E vom Radlingpaß.

### Kössener Schichten (Rhät)

Als neues Schichtglied wurde am Südrand des Toten Gebirges unerwartet Kössener Mergel angetroffen. Unerwartet deshalb, da ja hier im Gebiet

der „Dachsteinkalkfazies“ (SPENGLER 1951) das Rhät allgemein in Form von Dachsteinkalken vorliegt. Der Faziesübergang von der nördlichen Fazies mit Kössener Schichten in die Dachsteinkalkfazies vollzieht sich bereits im Gebiet der Hohen Schrott, im Toten Gebirge waren Kössener Schichten unbekannt, wie z. B. G. GEYER vom Ostabschnitt betonte (Erl. 1916, S. 37).

Die Rhätmergel ziehen in der Rinne SW unterhalb der Plankeraueralm im Brandwald nördlich des Salzalängstales hin (Taf. IV, Fig. 1). Sie wurden an einem SW—NE streichenden Bruch emporgetragen. Unterhalb der Liaskalke erscheint eine 25 m mächtig aufgeschlossene Serie von dunkelgrauen bis schwarzen Mergeln, die in Abständen von durchschnittlich einem Meter von etwa dm-mächtigen, mittelgraubraunen, feinkörnigen, manchmal Lumachelle und Korallen führenden Kalklagen durchsetzt sind. Die Mergel enthalten größere und kleinere Fukoiden. Aus den Kalken stammt eine Fauna mit:

*Procycolites triadicus* FRECH

*Stylophylloopsis polyactis* FRECH (det. H. ZAPFE)

*Cyrtina* cf. *koessenensis* ZUGM. (det. H. ZAPFE)

*Halorella* sp.

*Pteria contorta* (PORTL.)

*Pecten* sp.

*Alectryonia haidingeriana* (EMMR.)

*Isocrinus bavaricus* WINKL.

Seeigelstachel, 45 mm lang

Zahn von *Birgeria acuminata* AG. (det. R. SIEBER).

Die Mergel führen eine reiche Mikrofauna. Die Zusammensetzung der Fauna ändert sich im gesamten, 25 m mächtig erschlossenen Profil kaum nennenswert, wie eine Reihe von elf profilmäßig entnommenen Proben zeigte. Die bestens erhaltene reiche Mikrofauna wird gesondert beschrieben werden. Es sind Arten der Gattungen *Reophax*, *Ammobaculites*, *Glomospira*, *Spirillina* (z. B. *Sp. infima* [STRICKL.]), *Involutina* (z. B. *I. liassica* [JONES]), *Tetrataxis* (z. B. *T. humilis* KRISTAN), *Cornuspira*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Vaginulina*, *Fronicularia*, *Lingulina*, *Lagena*, *Rämulina* und *Eoguttulina* vorhanden, ferner ist *Variostoma cochlea* KRISTAN (det. E. TOLLMANN), eine Rotaliideen-Art, zahlreich vertreten. Auch die häufige Durchläuferform *Annulina metensis* TERQ. fehlt nicht.

#### Lichter Liaskalk

Im Bereich der kalkigen Fazies des Lias des Totengebirgs-Stockes tritt im relativ reich entwickelten Profil des Brandwaldes als unmittelbar Hangendes im SW der Kössener Schichten lichter Liaskalk in etwa 20 m Mächtigkeit auf. Es ist die einzige Stelle des untersuchten Abschnittes, wo dieser Kalktypus zwischen Rhätmergel und Lias-Crinoidenkalk erscheint. Weiter im W, im Gebiet Ischl—Hohe Schrott erblickte E. v. MOJSISOVICS (1905, S. 38) in einem solchen Kalk die gesamte Vertretung des Lias. Die treffliche Beschreibung von MOJSISOVICS läßt den Liaskalk leicht wiedererkennen. Die Kalke weisen schmutzigweißes bis hellbraunes, feinkristallines, in den tiefsten Lagen auch hellrötliches, dichtes Aussehen auf und sind zutiefst dünnplattig, gegen Hangend dickplattiger bis massig entwickelt.

Darüber folgen einige Meter von hellgelbem Crinoidenkalk, dann reiht sich in größerer Mächtigkeit massiger, auch knolliger, roter Adneter Kalk mit Brachiopoden, Kleingastropoden und Crinoiden an.

### Hierlatzkalk

Zwei Fazies heben sich innerhalb des Lias im untersuchten Abschnitt der Totengebirgs-Decke prägnant ab. Über dem mächtigen Dachsteinkalkstock im N fehlt Fleckenmergel, Hierlatzkalk setzt fast überall unmittelbar über Dachstein(riff)kalk ein. In bestimmten Zonen hingegen herrscht in wesentlich größerer Mächtigkeit weithin fast ausschließlich Liasfleckenmergel. Dort kommt Hierlatzkalk nur selten als geringmächtige Einschaltung im Fleckenmergel vor. Der Hierlatzkalk wurde als Sediment des seichteren Meeres über den als Untiefen aufragenden Kalkmassen abgesetzt, Fleckenmergel mit seinem oft reichen Spongiennadelgehalt weist auf etwas tiefere Meereszonen hin. Schon oft wurde die Auflagerung des Liaskalkes, von dem hier der Anteil des Lias  $\alpha$  fehlt, über einem verkarsteten Relief aus Dachsteinkalk beschrieben, wobei die Karstformen dann durch Hierlatzkalk ausgefüllt worden waren (G. GEYER Jb. 1884, 342; Jb. 1886, 245; Jb. 1915, 220; Erl. 1916, 37; E. v. MOJSISOVICS Erl. 1905, 37; L. WAAGEN Vh. 1924, 54; O. GANSS, Jb. 1937, 334 usw.).

Auch im untersuchten Gebiet erscheint der Hierlatzkalk z. T. schon über dem Dachsteinriffkalk, der primär noch von geschichtetem Dachsteinkalk überlagert war, aber vor Ablagerung des Hierlatzkalkes wieder freigelegt worden sein muß (Lärchkogel E der Zlaimalpe).

Innerhalb der Totengebirgs-Decke tritt hier ein zweimaliger Fazieswechsel quer zum Streichen ein. Der Hierlatzkalk ist das Charaktergestein des Lias im Totengebirgsstock bis zu einer Linie ESE vom Grundlsee, die von den Gößlerwiesen über Tandlkogel, Zwickerkogel, Salzaalm (Biermoosalm) und Salzatal zum Südrand des Brandwaldes verläuft. Im Streifen S davon überwiegt weitaus Fleckenmergel, in den sich nur selten Hierlatzkalkpartien einschalten. Die Zone verläuft vom Südfuß des Tandlkogels übers „Bergl“, den Schneckenwald und die Gehänge S vom Salzalängstal (Ödertal) und hebt SSE der Ödernalm W vom Traweng mit einer Fleckenmergelserie und eingeschaltetem Hierlatzkalk steil gegen oben aus. Auch N der Bauernalpe erscheint Hierlatzkalk in Fleckenmergel eingelagert. Daß in der Kulminationszone S davon (Zlaimkogel—Weißenbachkogel—Türkenkogel) Hierlatzkalkfazies herrschte, erweisen die geringen Erosionsreste von Crinoidenkalk, die nahe dem Sattel E der Zlaimalpe im Dachsteinriffkalk stecken. Die Nordgrenze des einheitlichen, ausgedehnten Fleckenmergelgebietes S davon wird durch die Fleckenmergelvorkommen E der Eisenteltschenalm, N der Pichlmaieralm und am Südfuß des Freuberges am NW-Rand der Tauplitzer Niederung markiert. Im W, gegen den Radlingpaß hin, erhält daneben auch Hierlatzkalk gleiche Bedeutung.

Die Ausbildung des Lias in den auch heute noch als Hochzonen fungierenden Gebieten in Form von Hierlatzkalken und als Fleckenmergel in den ebenfalls jetzt noch oft als Mulden vorhandenen Zonen weist auf eine ganz überraschende Konstanz des Geschehens. Hoch-Tief-Gegensätze sind seit der verschiedenartigen Entwicklung im Nor in Form der Riffkalke, des Dachsteinkalkes und des Hauptdolomites vorhanden und wirken

fort. Sie bleiben sogar bis zur jüngsten tektonischen Ausgestaltung wirksam, trotz der gewaltigen Umgestaltung durch die Fernüberschiebung.

Die Liaskalke liegen in verschiedener Ausbildung vor, meist in Form von lichten bis dunkelroten oder gelblichen, auch weißen, fossilreichen Crinoidenkalken (Hierlitzkalk). Im Totengebirgs-Stock trifft man als weiteren Typus glattbrüchige, dichte, sehr reine rote Kalke mit oder ohne Crinoidenspreu und oft reicher Fossilführung an (Brandwald-S).

Besonders durch G. GEYER wurden zahlreiche Stellen vom Südrand des Toten Gebirges bekannt, wo der Hierlitzkalk reiche Faunen lieferte. Am verbreitetsten in den Kalkalpen sind die Hierlitzkalke aus dem oberen Unterlias (Lias  $\beta$ ), nicht selten sind auch solche des Mittellias. Reiche Faunen aus rotem und weißem Hierlitzkalk vom Südrand des Toten Gebirges, die sämtliche unterliasisches Alter aufweisen, führte G. GEYER von folgenden Punkten an: Weg ober der Gösslwand (Jb. 1915, 220), Elmmooskögel ENE Toplitzsee (Jb. 1915, 221), Moserkogel (Jb. 1915, 221 und Erl. 1916, 38), Fuß des Odersteins (Kote 1722) N der Ödernalm (Jb. 1915, 221) und Wände S darunter zum Öderntal (Jb. 1915, 222).

An zwei weiteren Stellen des genannten Abschnittes wurden fossilreiche Partien des Liaskalkes entdeckt. Im Ostteil des Brandwaldes, 400 m NW Kote 1123 im Salzatal führt der relativ dichte, dunkelrote Liaskalk eine Fauna des Unterlias mit

*Pecten rollei* STOL.

*Rhynchonella variabilis* SCHLOTH.

SW vom Plankerauer Jagdhaus an der Plateaukante im Brandwald W oberhalb der Rinne in den Kössener Schichten ist der weiße Hierlitzkalk stellenweise äußerst fossilreich. Die Fauna weist auf Lias  $\beta$ . Neben Brachiopoden sind besonders Gastropoden arten- und individuenreich vertreten. Die Fauna wurde z. T. von Prof. H. ZAPFE, teils selbst bestimmt. Sie enthielt:

*Rhynchonella greppini* OPP. 7 Ex.

*Rhynchonella plicatissima* QU. 25 Ex.

*Rhynchonella retusifrons* OPP. 5 Ex.

*Rhynchonella variabilis* SCHL. 4 Ex.

*Spiriferina angulata* OPP. 5 Ex.

*Spiriferina brevirostris* OPP. 20 Ex.

*Spiriferina haueri* SUESS 2 Ex.

*Terebratulina punctata* SOW. 30 Ex.

*Waldheimia ewaldi* OPP. 11 Ex.

*Lima* cf. *chofati* DI STEF. 2 Ex.

*Lima densicosta* QU. 2 Ex.

*Anomia numismalis* QU. 1 Ex.

*Modiola* sp. 1 Ex.

*Arca aviculina* SCHAFH. 1 Ex.

*Arca* sp. 1 Ex.

*Cypricardia partschi* STOL. 3 Ex.

*Discohelix orbis* RSS. 2 Ex.

*Trochus* sp. 3 Ex.

*Neritopsis elegantissima* HÖRN. 8 Ex.

*Rotella macrostoma* STOL. 11 Ex.

*Rhacophyllites (Meneghiniceras) lariense* MENEGH. 2 Ex.

### Liasfleckenmergel

Die Fleckenmergel ordnen sich in den beiden oben erwähnten, W—E streichenden Zonen als Vertretung des Hierlatzkalkes an, also in der Zone S vom Grundsee (W Ressenhorn, NE Grasberg), die über den Berglsattel ins Salzalängstal führt und in der breiten südlichen Zone des Mitterndorfer Beckens. Dort sind namentlich im E die reinen, crinoidenkalkfreien Mergel in großer primärer Mächtigkeit vorhanden und außerdem, z. B. im Krahsteinsockel und Kulm tektonisch weiter angeschoppt. Am Kulmkogel und Passeggerkogel, aber auch SW Mitterndorf reicht die Fleckenmergelentwicklung im Bereich der Totengebirgs-Decke auch noch über die Mitterndorfer Talung gegen S. Gegen W hin schalten sich vom Westrand des Steinwandwaldes an, NNW Obersdorf beginnend, stellenweise graue oder rote Hierlatzkalke im Mergel ein, denen NW Äußere Kainisch bereits gleiches Gewicht wie den Mergeln zukommt.

Die weithin gleichförmige Ausbildung in Form gut geschichteter, dunkelgrauer, ziemlich kalkiger, muschelrig brechender Mergel, die manchmal auch Einschaltungen von Crinoidenkalklagen führen, unterscheidet die Liasmergel auch petrographisch von den Zlambachmergeln und Kössener Schichten. Manchmal tritt Kieselgehalt in dunklen, diffus begrenzten Hornsteinpartien in Erscheinung. Die Kieselsubstanz stammt von den in Schlammproben häufig angetroffenen Radiolarien und Schwammnadeln. Entlang des Baches NW vom „Bergl“ sind die Mergel stellenweise reich an makroskopisch sichtbaren Spongiennadeln, liegen also in einer Fazies vor, die häufig als Liasspongienermergel-Fazies bezeichnet wird.

Weite Teile der Liasfleckenmergel sind einförmig und sehr fossilarm. In der Masse des Krahstein-Südsockels, des Kulm, auch des Kamp-Südsockels findet man nur sehr spärlich Belemniten, Inoceramen (Krahstein—S) und Pentacriniten (NE Obersdorf). Im stellenweise verkieselten Liasmergelkalk am Kriebach NE Obersdorf fand sich ein Lamnidenzahn, der nach der Bestimmung von Prof. R. SIEBER der Gattung *Orthacodus* angehört.

An wenigen Stellen, dann aber in größerer Anzahl, birgt auch der Liasfleckenmergel Ammoniten. Bisher waren im Liasmergel des untersuchten Gebietes keine Fossilien gefunden worden. Hingegen beschrieb D. STUR (1871, 469) aus dem Fleckenmergel des im SE anschließenden Abschnittes, vom Schachnergut in Zlem NE Klachau eine Fauna, durch welche er auf mittel- bis oberliassisches Alter der Mergel schloß. Er führte an:

- Microderoceras brevispinum* (HAUER)
- Lytoceras fimbriatum* (SOW.)
- Grammoceras radians* (REYN.)
- Inoceramus ventricosus* SOW.
- Belemnites* sp.

Im gleichen Gebiet zwischen Klachau und Zlem fand G. GEYER (Erl. 1916, 39) eine Fauna des Lias  $\beta$  folgender Zusammensetzung:

- Vermiceras bavaricum* (BÖSE)
- Ophioceras raricostatum* (ZIET.)
- Inoceramus* sp.

Bei der Anlage der Schisprungschanze am Nordfuß des Kulm wurde nun der Fleckenmergel erschlossen. Hier fand sich

*Arietites (Ophioceras) raricostatus* ZIET.,

also eine Leitform für Lias  $\beta$ . Es konnte somit die Gleichaltrigkeit der Fleckenmergel des Kulm und jener von Klachau erwiesen werden.

Außerdem konnte an der obersten Grenze der Fleckenmergel am Krahnstein-Südsockel eine kleine Fauna entdeckt werden. Die Stelle liegt am blau markierten Weg von Tauplitz zur Bergeralm, 20 m NW vom Bildstock in 1300 m Höhe, wo der Weg um den SW-Kamm des Krahnsteinstockes biegt. 20 m N vom Fossilfundpunkt im typischen, fleckigen, stark kalkigen Liasmergel stehen bereits hornsteinführende plattige Oberalmer Kalke an. Die Fauna des Fleckenmergels, die ebenso wie der Arietit vom Kulm von Prof. F. TRAUTH in liebenswürdiger Weise bestimmt worden ist, gehört dem Lias  $\beta$  an. Sie umfaßt:

*Avicula sinemuriensis* (D'ORB.) 4 Ex.  
*Vermiceras schlumbergeri* REYN. 10 Ex.  
*Vermiceras retrocostatum* TRAUTH 1 Ex.  
*Vermiceras* sp. 2 Fragm.  
*Oxymoticeras drieri* DUMORT. 2 Ex.  
*Hildoceras* sp. 1 Fragm.  
*Ectocentrites* cf. *altiformis* BON. 1 Fragm.  
*Phylloceras* sp. 1 Fragm.

Im Tirolikum konnte nun auch der tiefste Lias in Fleckenmergelfazies durch Fossilbelege erwiesen werden. Allerdings stammen die aufgesammelten Psiloceraten aus Blöcken neben der Salzatalstraße am Nordfuß des Lawinenstein, etwa 500 m W Kote 1123. Da aber dort ausschließlich Fleckenmergel als Hangschutt herrscht und dieser knapp oberhalb ansteht, ist an der Herkunft aus dem Untergrund nicht zu zweifeln. Prof. H. ZAPFE bestimmte die zehn vorgefundenen Exemplare aus dem hellgrauen, gelblichbraun verwitterten Kalkmergel als Jugendformen von *Psiloceras rahana* WÄHNER. Sie gleichen vollkommen jenen, die WÄHNER aus dem Gr. Zlambachgraben bestimmt hatte. Es handelt sich auch hier um untersten Lias  $\alpha$ . Wiederum fällt der Umstand auf, daß in der seit dem Rhät vorhandenen Muldenzone die Mergelsedimentation an der Rhät-Liasgrenze ununterbrochen anhält, während im Gebiet der Hochzonen erst Lias  $\beta$  nach primärer Schichtlücke transgrediert.

Aus eben diesen Mergeln des Lias  $\alpha$  stammt ferner eine an Lageniden außerordentlich reiche Mikrofauna, die neben Seeigelstacheln und anderen Echinodermenresten reichlich Ostracoden und Foraminiferen der Gattungen *Involutina*, *Cornuspira*, *Lenticulina*, *Nodosaria*, *Dentalina*, *Lingulina*, *Frondicularia* und *Eoguttulina* enthält. Im allgemeinen sind die Mikrofaunen der Liasfleckenmergel des untersuchten Gebietes sehr arm, nur an wenigen Stellen konnten reiche, auch großwüchsige Mikrofaunen angetroffen werden. Gegenüber den rhätischen Faunen sind Spongiennadeln und Radiolarien häufiger vertreten. Durchläufer wie *Cornuspira*, *Involutina liassica* (JONES) und *Annulina metensis* TERQ. sind fast stets anzutreffen. *Involutina liassica* dominiert z. B. weitaus im Faunenbild der Mergel im Graben 400 m

SW des Kulmsattels SW Klachau. Die reicheren Lias-Mikrofaunen werden gesondert beschrieben werden.

#### Klauskalk (Dogger)

Das Hauptgestein des Dogger stellt im untersuchten Gebiet der Kieselskalk und Kieselschiefer dar. Spärlich hingegen sind die Klauskalke vertreten, die das Liegende der Kieselschiefer bilden. Klauskalk begegnet man in erster Linie über den Dachsteinkalkstöcken. In den Zonen der Liasfleckenmergel setzen ohne Klauskalk unmittelbar Kieselschiefer auf. Im Toten Gebirge hingegen setzt der rotbraune, manganhaltige, flaserig-knollige Klauskalk oder der Doggercrinoidenkalk über Hierlatzkalk, oft auch unmittelbar über Dachsteinkalk an (G. GEYER, Erl. 1916, 40). Wie zu Beginn des Lias tritt auch an der Basis des Dogger im Gebiet des Totengebirgsstockes eine Schichtlücke auf. Wiederum wurde ein Auftauchen der Stöcke über die Meeresoberfläche und Verkarstung vermutet (L. WAAGEN, 1924, 56).

Der dickbankige, meist rote Klauskalk tritt auch in den Schwellengebieten S vom Toten Gebirge unmittelbar über Dachsteinkalk auf, aber nur an wenigen Stellen. Im Steinwandwald N Obersdorf lagert auf Dachsteinkalk die über 20 m mächtige Doggerkalk-Serie. Sie enthält außer den roten Klauskalcken noch andere, im folgenden zu besprechende Typen und geht gegen oben in den roten, plattigen Radiolarit über. In der östlichen Fortsetzung liegt der Radiolarit am ganzen Südrand vom Steinwandwald unmittelbar über dem Dachsteinkalk. G. GEYER erwähnte (Erl. 1916, 41) *Posidonomya* sp. vom Klauskalk dieser Lokalität. Auch der dickgebankte Klauskalk N vom Radlingpaß folgt unmittelbar über Dachsteinkalk und wird ebenfalls von roten, plattigen Radiolariten überlagert, die nördlich davon im Bach aufgeschlossen sind.

Die Klauskalke am Pötschenstein SW Mitterndorf, die aber nicht mehr auffindbar waren, hatte E. v. MOJSISOVICS entdeckt und daraus folgende Fauna beschrieben:

*Phylloceras mediterraneum* NEUM.

*Reineckia* cf. *greppini* OPP.

*Perisphinctes* cf. *subpunctatum* NEUM.

MOJSISOVICS hatte die Kalke noch für Acanthicusschichten gehalten, GEYER hatte sie als Klauskalk erkannt. *Reineckia* weist auf Callovien.

#### Crinoidenkalke der Klausschichten

Rote Dogger-Crinoidenkalke erscheinen im Verband mit Klauskalcken, mit diesen wechsellagernd. Zur Erörterung ihres Auftretens sei ein Detailprofil durch die 50° S fallende Doggerkalkfolge am SW-Rand des Steinwandwaldes am Waldrand 1 km N Obersdorf gegeben:

Hangend: Dogger-Kieselschiefer

3 m rotbr. Klauskalk

1 m roter Crinoidenkalk

8 m hellgrauer bis hellbr., undeutlich dickbankiger Klauskalk

1 m rotbrauner Klauskalk

2 m roter Crinoidenkalk mit 1—2 cm großen, dicht gelagerten Manganerzknollen

- 1 m rotbrauner knolliger Klauskalk; die bis kopfgroßen Knollen sind mit Manganerzrinden überkrustet
- 5 m hellgrauer Doggerkalk
- einige Meter dunkelgrauer, gegen oben brauner, verunreinigter Kalk;

Liegend: Dachsteinkalk.

Ganz im Sinne von F. TRAUTH (1922, 207) können hier die Crinoidenkalke nicht als Vilser Kalke bezeichnet werden, sondern sind untrennbar mit den Klauskalken verknüpft. Wie TRAUTH von der Typlokalität, dem Klausloch bei der Klausalpe nächst Hallstatt berichtete, weisen die mit den Klauskalken wechsellagernden Crinoidenkalke ein viel dunkleres Rot als die Vilser Kalke auf und enthalten ebenfalls von Manganerzen umkrustete Knollen. Ganz der gleiche Crinoidenkalktypus erscheint auch hier.

#### Lichter Doggerkalk?

Im Salzatal, im tieferen Teil des Lawinenstein-Nordhanges schaltet sich zwischen Hierlatzkalk und Doggerradiolarit ein lichter, Hornsteinknollen führender Kalk ein. E. MOJSISOVICs beschrieb (Erl. 1905, 39) einen ähnlichen Kalk als Einschaltung im Doggerkieselschiefer der Umgebung von Hallstatt.

#### Doggerkieselschiefer

Im Hangenden der Klauskalke, oder, wo diese fehlen, unmittelbar über dem Liasfleckenmergel folgen gut geschichtete Radiolarite, sehr hornsteinreiche Kalke oder Mergel. Durch den vollkommenen Mangel an Makrofossilien ist ihre genaue Einstufung unmöglich. Ursprünglich wurde diese unter der Bezeichnung „Doggerkieselschiefer“ zusammengefaßte Serie in den Dogger gestellt, später vermutete man darin Untermalm. G. GEYER schrieb 1916 (S. 43), daß sie „ihrer Lagerung über Klauskalk entsprechend bereits dem oberen Jura angehören müssen“. Diese Begründung ist nicht stichhältig. Hingegen beschrieb E. SUSS und E. v. MOJSISOVICs 1868 (Jb., S. 183) aus Kalken in den dem Kieselschiefer eingelagerten Konglomeraten der Osterhorngruppe eine Ammonitenfauna aus Dogger  $\gamma$ . W. LEISCHNER hatte 1958 im geschlossenen Profil des Tirolikums E Ischl auch noch Ammoniten führende Doggerkalke im Hangenden der Kieselschiefer gefunden — ebenfalls ein Hinweis auf das mitteljurassische Alter der Kieselschiefer.

Im N, im Bereich des Totengebirgs-Stockes erreicht der Doggerkieselschiefer keine bedeutende Mächtigkeit (im Brandwald etliche 10 m). Die über den Klauskalken folgenden Radiolarite sind meist rot, auch grün gefärbt (Totes Gebirge, Steinwandwald, Radlingpaß). Die Radiolarite in den Fleckenmergelzonen weisen hingegen meist einförmige graue Töne auf. Die Mächtigkeitsbeträge sind dort relativ hoch. Wiederum erfolgte also der Absatz der mächtigen Doggerkieselschiefer in den gleichen Muldenzonen, in denen seit Rhät nachweislich die stärkere Senkungstendenz bestand. Kartierungsmäßig wurden auch die an Radiolarit überreichen Mergel in dieser Zone vom Liasfleckenmergel abgetrennt und als Doggerkieselschiefer eingetragen. In der nördlichen Zone, in der bei früheren Arbeiten etliche Vorkommen von Doggerkieselschiefer und -brekzien mit Gosau verwechselt worden waren, ziehen diese Radiolarite vom SW des

Ressenhorn über das Lackenkogel-Gebiet NE vom Grasberg und das Hügel-land N und E der „Bergwiesen“ bis zum Abschnitt NE der Langerwiese im Salzatal.

Weiter im S bilden Doggeradiolarite die Unterlage der Hallstätter Scholle des Kamp, im S bis 150 m mächtig, ziehen N und S vom Steinwandwald weiter und begegnen uns weiter im E an der SW- und SE-Seite des Krahstein. Ferner sind sie im Hügelgebiet SW Mitterndorf vorhanden.

In den Hangendpartien der hellen bis dunkelgrauen Kieselkalke im Westsockel des Röthelsteins tritt im Bacheinschnitt E ober Straußenthal ein in diese Schichtgruppe gehöriges Konglomerat auf. In dunkelgrauer, kalkiger, stark verkieselter Grundmasse sind schlecht gerundete, nußgroße graue Kalkkomponenten eingebettet. Ansonsten sind solche Konglomerate aus den tieferen Lagen der Kieselkalke bekannt. In der Osterhorngruppe enthielten solche Konglomerate, wie erwähnt, eine Ammonitenfauna der Zone des *Sphaeroceras sauzei*. Brekzien des Doggerkieselschiefers wurden ferner am Lackenkogel NE vom Grasberg beobachtet.

#### Oberalmerschichten (Malm)

Recht verschiedene Ausbildung zeigen die Oberalmerschichten, die am mächtigsten am Südrand der Totengebirgs-Masse (Brandwald), im SE-Teil des Krahsteinmassivs und bei der Höhe 948 SW von Mitterndorf über dem Doggerkieselschiefer auftreten. Die mächtigen, fossilarmen Oberalmerschichten im Ostteil des Brandwaldes sind dünn-schichtige, grau bis gelblich-grau gefärbte, hornsteinreiche Kalke. Weiter im W gehen sie allmählich in den feinstbrekziösen, unreinen, gesprenkelten Tressensteinkalk über. An der Basis dieser Kalke ist in einem Profil 80 m über dem Salzatal W der Plankerauer Rinne eine 20 m mächtige Serie aufgeschlossen, in der bis 5 m starke kieselige Mergel- und Fleckenmergellagen mit schmäleren Tressensteinkalkpaketen wechsellagern. Auch G. GEYER beschrieb (Jb. 1915, 216) solche mergelige Lagen im Liegenden der Oberalmerschichten, aber über dem Radiolarit vom Toten Gebirge. Die Gesamtmächtigkeit der Oberalmer-Tressensteinkalk-Serie im Brandwald beträgt etwa 200 m, im Toten Gebirge erreicht sie etliche hundert Meter.

Das gesamte Gipfelmassiv des Ostteiles des Krahstein-Stockes E ober der Bergeralm wird von Oberjurakalken eingenommen. Und zwar erscheinen über dem Doggerkieselschiefer, auf der SW-Seite noch mit ihm verschuppt, dünn-schichtige Oberalmer Kalke, z. T. von unreinem, feinstbrekziösem Habitus, dem Tressensteinkalk ähnlich, aber gut geschichtet. Gerade aber durch solche feinstbrekziöse, crinoidenreiche, gelblichweiße Einschaltungen vom Typus Tressensteinkalk sind die sonst dichten, gut geschichteten, hellbraunen, hornsteinreichen Kalke mit Sicherheit vom Reiflinger Kalk zu trennen, mit dem sie bei den früheren Kartierungen (G. GEYER, H. HÄUSLER) verwechselt worden waren. An der Oberkante der Steilhänge zum Plateau hin schaltet sich O der Bergeralm eine lange Linse von knolligen, hellbraunen Acanthicusschichten ein, die aber nur eine unbestimmbare Terebratelart geliefert haben. Die Hauptmasse des Krahsteinplateaus wird von einem dick gebankten, als Oberalmerschichten nicht sogleich erkennbaren Kalk eingenommen, der bisher mit Hallstätter Kalk verwechselt worden war. Die Mächtigkeit überschreitet 200 m, wie die E- und S-Abstürze des Gipfelplateaus zeigen. Es folgen also hier zwei verschiedene Ausbildungen

der Oberalmer Schichten, die man im übrigen Gebiet getrennt findet, profilmäßig übereinander: Die dünnen, gut geschichteten Kalke bilden den tieferen, die dickbankigen bis undeutlich gebankten Kalke den höheren Teil der Oberalmer-Schichtgruppe.

In der dickbankigen Fazies sind die Oberalmer Schichten SW Mitterndorf, auf der Höhe SW Gschöl bei Kote 948 entwickelt. Sie sind frei von Hornstein und sehen dem Dachsteinkalk ähnlich. Ihre Position über dem Doggeradiolarit und die Einschaltung roter, knolliger Acanthicuskalke ermöglicht ihre Einstufung. G. GEYER (1916, 43) hatte aus dem oberen Stockwerk der Oberalmer Schichten des Toten Gebirges einen „Brekzienkalk mit Einschlüssen von dunkleren Kalk- und Mergelbrocken der tieferen Lagen“ beschrieben. Eine ganz gleichartige Kalkbrekzie ist auch in Verbindung mit den eben beschriebenen Oberalmer Schichten SW Mitterndorf auf der Höhe S der Kote 948 vorhanden. Die dunklen, eckigen Komponenten erreichen im Durchschnitt ein Ausmaß von 1—2 cm.

#### Tressensteinkalk (Malm)

Als fazielle Vertretung der Oberalmer Schichten erscheint in deren Hangendpartien Tressensteinkalk in allmählichem Übergang oder mit etwas deutlicher ausgeprägter Grenze. Der Tressensteinkalk, der von E. SPENGLER als Riffkalk aufgefaßt wird, ist ungebankt und durch die feinbrekziöse Struktur immer leicht kenntlich. Die Kalkfeinbrekzie enthält auch dunkle Bestandteile, tonige Verunreinigungen und reichlich Crinoidenstielglieder. Als Riffkalk sollte dieses meist fein brekziöse Gestein aus Kalkdetritus nicht bezeichnet werden. Am Südrand des Toten Gebirges trifft man Tressensteinkalk im untersuchten Abschnitt zwischen Arzbergwald und Brandwald.

#### Acanthicusschichten (Malm)

Rote, knollige, meist fossilreiche Kalke der Acanthicusschichten wurden an sieben Stellen als nicht niveaubeständige Einschaltungen in den Oberalmer Schichten entdeckt. Äußerst reich an allerdings meist schlecht erhaltenen Fossilien, besonders Ammoniten, sind die fünf Linsen im Schneckenwald. Die Bestimmung eines Teiles der Fauna verdanke ich Herrn Prof. H. ZAPFE.

Die eine, sehr fossilreiche, zwei Meter mächtige Lage von rotem Knollenkalk ist in einem Profil an der NE-Ecke der „Bergwiesen“ (Weg Grundlsee—Salzatal) knapp vor dem Untertauchen des Tirolikums unter die im Fels anstehenden Gipse der Hallstätter Decke aufgeschlossen. Dort folgen über Dogger-Radiolarit und Hornsteinmergel brauner Malm-Crinoidenkalk, darüber die ammonitenreichen Acanthicusschichten und im Hangenden wieder Tressensteinkalk. Die Fauna der Acanthicusschichten beinhaltet wenige Belemniten, wenige Lamellaptychen sowie

*Phylloceras* sp.

*Oppelia* (*Taramelliceras*) *trachynota* OPP.

*Oppelia* (*Taramelliceras*) cf. *flexuosa* BUCH

*Haploceras* aff. *tenuifalcatum* NEUM.

*Perisphinctes* sp.

*Simoceras contortum* NEUM.

*Aspidoceras* sp.

Eine weitere Ammonitenfundstelle liegt SE davon in halber Höhe des Schneckenwaldes W gegenüber der Langerwiese. Im dickbankigen, knolligen, hellgraubraunen bis hellrotbraunen, muschelrig brechenden, dichten, auch hornsteinführenden Kalk fanden sich neben Belemniten und Crinoiden

*Ptychophylloceras ptychoicum* QUENST.

*Phylloceras* sp.

Zwei ammonitenreiche Linsen roter Acanthicusschichten des Kimmeridge sind in den Oberalmer Kalken S der Salzaalm (Biermoosalm) W des Saubaches eingelagert. Prof. H. ZAPFE bestimmte daraus:

*Aspidoceras (Physodoceras)* cf. *longispinum* SOW.

*Aspidoceras (Physodoceras)* sp.

*Oppelia (Taramelliceras)* cf. *trachynota* OFF.

*Oppelia* sp.

*Perisphinctes* cf. *acer* NEUM.

*Perisphinctes* sp.

*Phylloceras* sp.

Am Fuß des Tandlkogels, 400 m SSE vom Gipfel, stehen ebenfalls, hier in Zusammenhang mit Tressensteinkalken, rote, knollige Acanthicusschichten an. Sie enthalten neben Belemniten und Crinoiden Ammoniten in größerer Zahl.

Etwas weniger typisch, doch auch rotbraun verfärbt und knollig sind die Acanthiusschichten, die als Bänke in den dickgebankten Oberalmer Schichten auftreten. Sie wurden auf der Westkante des Krahsteinplateaus E der Bergeralm entdeckt, wo sie bisher zu den Hallstätter Kalken gezählt worden waren, ferner auf der Südseite und auf der Hochfläche des Höhenzuges N vom Alpgraben SW Mitterndorf. Abgesehen von unbestimmbaren Terebrateln, die spärlich im erstgenannten Vorkommen auftreten, konnten in diesen Schichten keine Fossilien gefunden werden.

Acanthicusschichten waren bisher im untersuchten Raum unbekannt — mit Ausnahme eines von E. MOJSISOVIC 1886 erwähnten Vorkommens im Salzatal, das aber nicht genauer lokalisiert worden war und in Vergessenheit geriet. Die nächsten bekannten Vorkommen liegen im Toten Gebirge N vom Grundlsee, sie hatten aber keine bestimmbar Fauna geliefert.

#### Mühlbergkalk (Malmerinoidenkalk)

Rotbraune Crinoidenkalken kommen in 2—3 m schmalen Linsen und Lagen in Verbindung mit den Acanthicusschichten vor. Das linsenförmige An- und Abschwellen der Crinoidenkalken ist in den Acanthicusschichten 400 m SSE vom Tandlkogel-Gipfel gut zu sehen. Ferner gehören auch die 15 m mächtigen grauen Crinoidenkalken, die man im Liegenden der Acanthicusschichten an der NE-Ecke der „Bergwiesen“ antrifft, in den Malm. Crinoidenkalken des Malm sind in den Alpen nicht häufig (F. TRAUTH, 1948, 206).

#### Gscheigrabenschichten (Tithon-Unterneokom)

Aus den obersten Lagen der Oberalmer-Tressensteinkalk-Serie entwickelt sich mit allmählichem Übergang am Westrand des Brandwaldes, N vom Salzaknie, eine wechselvolle Serie aus brekziösem Kalk, sandig-

tonigen Schichten und groben Konglomeraten. Der einzige gute Aufschluß liegt vor dem Ausgang des Grabens, der den SW-Teil des Brandwaldes zum Saubach hin entwässert. Die Serie enthält eine Abfolge von Bänken aus dunkelgrauen, z. T. stark verkieselten Kalkmergeln, Lagen von schmutziggelben, gesprenkelten, feinkörnigen, an Tressensteinkalke erinnernden Kalken, flieschähnlichen Sandsteinlagen und der charakteristischen Brekzie mit schwach gerundeten, schlecht klassierten, bis dm-großen Komponenten aus hellbraunen bis dunkelgrauen, oft verkieselten Kalken. Die Brekzie läßt sich noch etwa 200 m gegen SE entlang des rot markierten Weges verfolgen.

Makrofossilien konnten, von einem Belemnit abgesehen, nicht gefunden werden. Die Mikrofauna ist ärmlich und stratigraphisch nichtssagend. Radiolarien, *Annulina metensis* TERQ. und eine Nodosarienart sind individuenreich, *Cornuspira*, *Lenticulina* und *Trocholina* cf. *conica* SCHLUMB. spärlich vertreten.

Die Serie entwickelt sich durch allmählichen Übergang unmittelbar aus dem Tressensteinkalk. Demnach wäre an eine altersmäßige Einstufung ins Tithon-Neokom zu denken. Durch die Verbindung mit dem Tressensteinkalk und das Fehlen von Schrambachschichten und tieferen Roßfeldschichten ist die Brekzienserie nicht mit der von E. WEBER (N. Jb. Beil. 1942, 263), W. MEDWENITSCH (1949, 146) und B. PLÖCHINGER (1955, 107) beschriebenen Brekzie der Oberen Roßfeldschichten zu identifizieren, obgleich der petrographische Habitus sehr daran gemahnt. Hingegen sind seit langem Malm- und tieferneokome Brekzien und Konglomerate in den Nördlichen Kalkalpen bekannt und fossilbelegt. F. TRAUTH bezeichnete die als Malm gesicherten Brekzien-Serien als „Hinterriß-Schichten“ (1948, 192), während für die der tithon-neokomen Zeitspanne angehörenden konglomeratischen Schichten der Name „Gscheigrabenschichten“ zu verwenden ist.

Oberjura-Unterneokom-Brekzien waren in den Kalkalpen E der Salzach bisher nur in geringem Ausmaß bekannt. In neuester Zeit wurden durch die Untersuchungen von W. LEISCHNER (1959) im Raum von Ischl sowohl in der Hallstätter Zone als auch im Tirolikum Brekzien im unmittelbaren Hangenden des Plassenkalkes bekannt. Während die Brekzie der Hallstätter Zone SW Ischl noch in den Malm gestellt wird, gehört jene aus dem Tirolikum E von Ischl in das Grenzgebiet Tithon-Neokom. In der Grundmasse dieser bisher für Gosau gehaltenen Brekzien wurden durch LEISCHNER Tintinniden nachgewiesen. E Ischl läßt sich die über dem Oberjurakalk ansetzende Malm-Unterneokom-Brekzie von der über den Schrambach- und Unteren Roßfeldschichten folgenden hochneokomen Brekzie trennen. Unsere Brekzie aus dem Brandwald wäre demnach mit der im Tirolikum an der Untergrenze des Neokoms auftretenden Brekzie zu identifizieren.

#### Gosau

Die Neukartierung des Gebietes ergab, daß nur im Ausseer Weißenbachtal und in der westlichen Fortsetzung dieser Zone Gosauschichten zusammenhängend erhalten geblieben sind. Sämtliche anderen, von G. GEYER als Gosau kartierten und beschriebenen Vorkommen (SW Ressenhorn, S Biermoosalm, Schneckenwald, Eisentelschengraben, Sattel S Kulmkogel, Brenntenmöseralm) erwiesen sich als andersaltrige, meist durch Fossilfunde

einstufbare Serien oder als Moränen. Die Gosaukonglomeratmassen beiderseits des unteren Eisenteltschengrabens und Zlaimbachgrabens sind an keiner Stelle anstehend zu beobachten, sondern nur in Form von riesigem Moränenschutt vorhanden. Hier allerdings kann das Anstehende im Untergrund vermutet werden. Die Gosau-Gerölle und -Fossilien wurden glazial, später durch den Rödschitzbach und Kriebach weit abwärts, bis Rödschitz und N Obersdorf verfrachtet. So wird eine weite Verbreitung der Gosau vorgetäuscht. Im Zlaimbach, der weiter abwärts als Rödschitzbach bezeichnet wird, sind abgerollte Hippuriten, Glauconien und Actaeonellen häufig, Nerineen und Korallen selten. Aus dem Bachgeschiebe wurde aufgesammelt:

*Nerinea (Simploptyxis) buchi* KEFERST.

*Glauconia coquandana* ZEK.

*Actaeonella gigantea* D'ORB.

*Actaeonella renauzana* D'ORB.

*Radiolites angeoides* (LAPEIROUSE).

Der lang hinziehende, im W z. T. durch Schutt verdeckte Gosau-Streifen zwischen Anger (W) und Zlaimalpe (E), dem also im wesentlichen das Weißenbachtal folgt, ist seit C. PETERS genauer untersucht und gegliedert. PETERS gab bereits 1852 (S. 2—6) eine ausführliche Beschreibung der Gosauschichtfolge des Weißenbachtals, die in ihren wesentlichen Zügen auch von späteren Autoren (z. B. D. STUR 1871, 498, 505) übernommen worden war. Nach C. PETERS lautete die Schichtfolge:

#### Hangend

Oberes Konglomerat ... „teils in großen Blöcken, teils unverlässlich anstehend“ (S. 4)

Versteinerungsloser Sandstein mit Kohleteilchen

Mergel-Kalk-Sandstein-Komplex mit Hippuriten und Actaeonellen

Unteres Konglomerat

#### Liegend

A. E. REUSS verglich die stratigraphische Entwicklung der Weißenbach-Gosau mit der des Gosaubeckens und gab 1854, S. 61 folgende Schichtserie an:

#### Hangend

Conglomerate am Teltchenberg

Bläulichgraue fossilführende Mergel (Fauna S. 61) in Wechsellagerung mit festen, grauen Mergelkalken, bräunlichem, glimmerigem Sandstein und Kalkschichten mit *Hippurites cornu vaccinum* und *Actaeonella gigantea*

Rote Konglomerate

#### Liegend

Das Vorkommen der Oberen Konglomerate wurde bereits von REUSS in Frage gestellt. Tatsächlich reicht der fossilere Hangendsandstein bis zum Südrand des Gosaubeckens, das Obere Konglomerat fehlt.

1. Das Basiskonglomerat, das bedeutende Mächtigkeit erreicht, enthält ausschließlich gut gerundete, meist bis faustgroße, seltener kopfgroße kalkalpine Gerölle. Das Konglomerat ist ungebant, die Lagerung aber dennoch an der Regelung der Gerölle zu erkennen. Den Hauptteil

der Komponenten machen heller Dachsteinkalk und verschiedene dunkle Kalke aus, hinzu kommen Liasfleckenmergel und reichlich Hornsteine, die auch meist schlechter gerundet sind. Die Mächtigkeit des Konglomerates überschreitet 50 m, ist aber durch mangelnde Bankung kaum abschätzbar.

2. Der auflagernde graue Kalkmergel ist meist undeutlich geschichtet, hier im allgemeinen makrofossilarm, nur stellenweise fossilführend. Unmittelbar über der Basis fand ich im anstehenden Mergel im Weißenbachbett ESE der Weißenbachalm nahe ober der Stelle, wo der Bach die Mergelzone verläßt und in die Konglomerate übertritt, neben Glauconien einen Abdruck von *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER), der auf Ober-Coniac weist. Die ergiebige Fossilfundstelle liegt bei der ersten größeren Hangrutschung, die durch den Anschnitt an der linken Seite des Weißenbaches entstand, 150 m WNW von der NW-Ecke des Paßmoores der Zlaimalpe, noch vor Einmündung des ersten linken Seitengrabens. Aus dem hier von Kalklagen durchsetzten Mergel konnte folgende Fauna gesammelt werden:

- Cyclolithes* sp. sp.
- Lima marticensis* MATH.
- Neithea* cf. *quinquecostata* (Sow.)
- Ostrea* sp.
- Cucullaea crassitesta* ZITT.
- Cerithium pustulosum* Sow.
- Ampullina* (*Pseudamaura*) *bulbiformis* (Sow.)
- Kingena caroli-magni* (BITTNER)

Bisher war aus den nicht sehr fossilreichen Mergeln der Gosau des Ausseer Weißenbachtals durch A. E. REUSS (1854, 61) und D. STUR (1871, 506) eine kleine Fauna bekannt:

- Cerithium reticosum* Sow.
- Siliqua petersi* RSS.
- Corbula angustata* Sow.
- Rotalina stelligera* Rss.
- Placosmilia cuneiformis* M. E. & H.
- Aplophyllia crassa* Rss.
- Latomaeandra astraeoides* Rss.

Im Bachgeschiebe des Weißenbachtals, etwas weiter abwärts, aber noch oberhalb der Weißenbachalm fand sich neben Korallenstöcken:

- Nerinea* (*Simploptyxis*) *buchi* KEFERST.
- Radiolites angeoides* (LAPEIR.)
- Radiolites styriacus* ZITT.
- Plagioptychus aguilloni* (D'ORB.)

Für die altersmäßige Einordnung der Mergel sind mehrere Hinweise gegeben. Allerdings ist durch den Einschnitt des Weißenbaches, der in seinem oberen, in die Mergel gegrabenen Abschnitt, ziemlich genau im Schichtstreichen verläuft, nur die Basis der Mergelzone durch größere Rutschungen erschlossen, Aufschlüsse quer dazu, also profilmäßig verlaufende Gräben fehlen. Die stratigraphisch bedeutsamen, selbst aufgesammelten Fossilien von der aufgeschlossenen Basis der Mergelzone weisen auf das Oberconiac-Alter dieser Ablagerungen. Hierher gehören *Barroisi-*

*ceras haberfellneri* (HAUER) und *Radiolites styriacus* ZITT. *Texanites texanum* (HAUER), das von F. HAUER (1858) und A. REDTENBACHER (Abh. G. R. A. 5, 1873, 108) aus den Mergeln des Weißenbachtals angeführt wird, ist nach O. KÜHN (1947, 192) bereits für das Untersanton bezeichnend; es fehlt aber eine genaue Fundortsangabe. Das erwähnte Exemplar mag aus höheren Partien der Mergelserie stammen.

Die mikropaläontologische Untersuchung erbrachte eine reiche Mikrofauna aus den tiefsten, aufgeschlossenen Partien der Mergelzone zwischen der Weißenbachalm und dem Quellgebiet des Weißenbaches. Die Foraminiferenfauna rechtfertigt ebenfalls die Einreihung dieser Mergel ins Oberconiac. Die detaillierte Beschreibung dieser Fauna wird in einer gesonderten Arbeit, die in diesem Band erscheint, vorgenommen. Folgende Arten bzw. Unterarten konnten gefunden werden:

- Lagenammina pyriformis* TAPPAN
- Spirillina cretacea* (REUSS)
- Glomospira gordialis* (JONES & PARK.)
- Ammobaculites aequale* (ROEMER)
- Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX.
- Haplophragmoides latidorsatum* (BORN.)
- Ammomarginulina texana* (CUSH.)
- Lituola irregularis* (ROEMER)
- Lituola nautiloidea* LAM.
- Triplasia munchisoni* REUSS
- Triplasia beisseli* (MARIE)
- Spiroplectammina praelonga* (REUSS)
- Spiroplectammina baudouiniana* (D'ORB.)
- Bigenerina* sp.
- Verneuilina münsteri* REUSS
- Tritaxia tricarinata* (REUSS)
- Gaudryina pyramidata* CUSH.
- Gaudryina rugosa* D'ORB.
- Pseudogaudryinella* sp.
- Spiroplectinata* sp.
- Heterostomella leopolitana* OLSZEW.
- Arenobulimina d'orbigny* (REUSS)
- Marssonella oxycona* (REUSS)
- Textulariella humilis* n. sp.
- Dorothia conulus* (REUSS)
- Dorothia pupoides* (D'ORB.)
- Trochammina* sp.
- Quinqueloculina* spp.
- Spirophthalmidium cretaceum* (REUSS)
- Robulus orbiculus* (REUSS)
- Robulus subalatus* (REUSS)
- Robulus* cf. *truncatus* (REUSS)
- Lenticulina subangulata* (REUSS)
- Lenticulina ovalis* (REUSS)
- Lenticulina marcki* (REUSS)
- Vaginulina gosae* (REUSS)

- Vaginulina ensis* (REUSS)  
*Marginulina bullata* REUSS  
*Planularia complanata* (REUSS)  
*Planularia liebusi* BROTZEN  
*Astaculus crepidula* (FICHT. & MOLL)  
*Dentalina communis* D'ORB.  
*Dentalina oligostegia* REUSS  
*Nodosaria zippei* REUSS  
*Lingulina denticulocarinata* CHAPM.  
*Saracenaria tripleura* REUSS  
*Saracenaria jarvisi* BROTZEN  
*Saracenaria triangularis* (D'ORB.)  
*Saracenaria navicula* (D'ORB.)  
*Frondicularia turgida* REUSS  
*Frondicularia archiaciana* D'ORB.  
*Frondicularia bicornis marie* NOV. NOM.  
*Frondicularia inversa* REUSS  
*Frondicularia goldfussi* REUSS  
*Frondicularia lanceola bidentata* (CUSH.)  
*Frondicularia angusta* (NILSSON)  
*Frondicularia angustissima* REUSS  
*Frondicularia frankei* CUSH.  
*Frondicularia multilineata* REUSS  
*Neoflabellina suturalis* (CUSH.)  
*Neoflabellina laterecompressa* n. sp.  
*Lagena sulcata* WALK. & JACOB  
*Lagena acuticosta proboscidualis* BANDY  
*Lagena aspera apiculata* WHITE  
*Lagena apiculata* (REUSS)  
*Lagena apiculata globosa* CHAPM.  
*Rectoglandulina pygmaea* (REUSS)  
*Ramulina laevis* RUP. JONES  
*Ramulina aculeata* (D'ORB.)  
*Bullopورا laevis* (SOLLAS)  
*Bullopورا* sp.  
*Gümbelina striata* (EHRENBG.)  
*Bulimina ovulum* REUSS  
*Buliminella obtusa* (D'ORB.)  
*Entosolenia orbignyana* (SEGUENZA)  
*Conorboides squamiformis* (REUSS)  
*Conorboides* sp.  
*Valvulineria lenticula* (REUSS)  
*Gavelinella lorneiana* (D'ORB.)  
*Gavelinella stelligera* (MARIE)  
*Gavelinopsis* sp.  
*Gyroidinoides nitida* (REUSS)  
*Stensiöina exsculpta exsculpta* (REUSS)  
*Höglundina stelligera* (REUSS)  
*Höglundina ? colomi* (SIGAL)  
*Höglundina favosoides* (EGGER)

*Ceratobulimina woodi* KHAN  
*Allomorphina trochoides* (REUSS)  
*Quadriformina allomorphinoides* (REUSS)  
*Globigerina infracretacea* GLAESSNER  
*Globigerinella aequilateralis* (BRADY)  
*Globotruncana schneegansi* SIGAL  
*Globotruncana lapparenti angusticarinata* GANDOLFI  
*Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU)  
*Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI  
*Globotruncana marginata* (REUSS)  
*Globotruncana globigerinoides* BROTZEN  
*Globotruncana ventricosa ventricosa* WHITE  
*Globotruncana* aff. *spinea* KIKOINE  
*Globorotalites micheliniana* (D'ORB.)

3. Die Sandsteine bilden das hangendste Schichtglied der im allgemeinen gegen S einfallenden Gosauserie. Bedeutenderes Ausmaß erreichen sie im W, oberhalb von Anger. Dort fehlen tiefere Schichten der Gosau. Der Sandstein wird dort daher stellenweise vorwiegend aus dem Material der unmittelbar unterlagernden Werfener Schiefer zusammengesetzt und hat daher selbst rötliches, den Werfener Schiefen ähnliches Aussehen angenommen. Dennoch gestattet ein größerer Gehalt an Quarzsand und das Zurücktreten des Glimmers die Unterscheidung.

## 2. Untere Hallstätter Decke (Zlambachdecke)

Die Untere Hallstätter Decke (Zlambachdecke) umfaßt im untersuchten Raum die vollständigste, bisher bekannt gewordene Schichtfolge vom Werfener Schiefer bis zum Liasfleckenmergel. Sie ist fast zur Gänze auf den Streifen an der Nordseite und im Gebiet des Höhenzuges Zlaimkogel—Türkenkogel—Lawinenstein—Tauplitzalm beschränkt, nur um den Schädelkogel NW Mitterndorf nehmen Zlambachmergel der Unteren Hallstätter Decke auch noch südlich des genannten Höhenzuges ein größeres Areal ein. Die Untere Hallstätter Decke wird durch das Vorherrschen mergelreicher Sedimente im Karn, Nor, Rhät und Lias gekennzeichnet.

### Obere Werfener Schichten (Campil)

Sie treten nur am gegen E aushebenden Ende der Decke auf der Tauplitzalm auf und sind dort um den Großsee herum in verschiedener Entwicklung und gut fossilführend anzutreffen. Die Werfener Schichten stehen rings um den Großsee an, abgesehen von der NE-Ecke. An der Nord- und Südseite überwiegen die Sandsteine, die in der Mitte der Südseite *Myophoria costata* ZENK. lieferten. Im W reicht die schwach W fallende Serie noch bis 50 m über den Seespiegel am Osthang des Schneiderkogels empor und ist in einem Wasseranriß SW vom See gut aufgeschlossen. Von Liegend gegen Hangend wechselt die petrographische Ausbildung wie folgt. Zutiefst ist roter, rotbrauner, auch hellgrauer und graugrüner glimmerreicher Werfener Sandstein aufgeschlossen. An seiner Obergrenze erscheinen plattige, etliche cm bis dm dick geschichtete Kalkmergel mit zwischengeschalteten mikrofossilleren mergelig-tonigen Lagen. Zuoberst, bis über den Weg W

oberm Großsee, folgen, von Muschelpflaster stellenweise bedeckte, fossilreiche dunkelgraue bis bläulichgraue unregelmäßig plattige Kalke der Werfener Schichten. Die Kalkplatten sondern sich entlang der etwas mergeligeren, ebenfalls glimmerführenden Zwischenlagen ab, auf denen man oft in weiten Bogen geführte Kriechspuren erkennt. Das Muschelpflaster besteht aus:

*Hoernesia socialis* (SCHL.) hh

*Myophoria costata* ZENK. h

*Naticella costata* MSTR. s

Die gesamte Serie, vom Sandstein bis zum Kalk gehört also dem Ober-skyth (Campil) an. *Myophoria costata* ZENK. ist für höheres Campil bezeichnend. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt 50 m.

Ein kleiner Rest von allerdings nicht anstehendem Werfener Sandstein wurde noch 250 m S zu E von der Bergstation „Tauplitzalm“ über Hauptdolomit angetroffen. Auch in diesem Werfener Sandstein wurde *Myophoria costata* ZENK. gefunden.

#### Gutensteiner Kalk und Dolomit (Anis)

Über den fossilreichen Werfener Kalken W des Großsees folgt, den Sockel des Schneiderkogels aufbauend, eine Kalk-Dolomit-Serie, die in den unteren 50 m gut geschichtet ist und gegen oben hin in ungeschichteten Dolomit übergeht. Im tieferen Teil wechseln dünnere, dm-breite, graubraune Kalklagen mit dickeren, bis zu einem halben Meter mächtigen graubraunen Dolomitbänken. Auch die für die Gutensteiner Kalke typischen unterhydaspischen Wurstelkalkbänke sind W des Großsees vorhanden. Zumindest die tieferen Teile des Schneiderkogel-Dolomites repräsentieren also Gutensteiner Schichten. Gegen Hangend ist hier keine Grenze gegen wahrscheinlich vorhandenen ladinischen Ramsaudolomit zu ziehen. Der ungeschichtete, bis zum Gipfel noch in etwa 80 m Mächtigkeit erhaltene graue, glattbrüchige, etwas tonhältige Dolomit nimmt auch die wild zerrissenen Nordabstürze des Schneiderkogels ein. Der gleiche Dolomit ist ferner in der streichenden Fortsetzung nach W (Tischeben) und nach E über den Großsee hinaus zu verfolgen.

#### Ramsaudolomit (Ladin)

Im Abschnitt W des Salztales zwischen Schneckenalm und Färberkogel (N Weißenbachkogel) erscheint erst typischer Ramsaudolomit als tiefstes Schichtglied der Zlambachdecke. Der Hauptzug des Dolomites bildet eine Antiklinale, die von der Schneckenalm- zur Schlaipfenalm verfolgt werden kann. Er ist gänzlich ungeschichtet, hellgrau, wild zerrissen und bildet Felszähne, Türme und Schrofen. Er zerfällt kleingrusig. Typisch ist die löchrig-drusige Ausbildung, durch die alle diese sich nach W fortsetzenden Dolomitvorkommen gekennzeichnet sind. Im Abschnitt ober der Schneckenalm beträgt die einfache Mächtigkeit des zur Antiklinale senkrecht aufgebresten Ramsaudolomites etwa 100 m (vgl. Taf. IV, Fig. 8).

#### Halobien-schiefer (Unterkarn)

In keinem Profil ist die Abfolge der einzelnen Schichtglieder des Karn zusammenhängend erschlossen. Starke Verfaltungen erschweren die Aufstellung der primären Schichtfolge. Die reichhaltigsten Profile sind im Ge-

biet Tauplitz—Krallersee, Schneckenalm—Schneckengraben und beim Grasbergsattel zu beobachten. In nicht reduzierten Schichtfolgen erscheinen die Halobien-schiefer an der Basis des Karn. Es sind schwarze, braun oder schwärzlich verwitternde, oft etwas sandige Tonschiefer, die in den hangenden Partien Sandsteineinschaltungen führen und allmählich in Lunzer Sandstein übergehen. Die Mächtigkeit beträgt einige Dekameter. Die Schiefer sind im allgemeinen makro- und mikrofossilifer. D. STUR hatte in solchen sandigen „Reingrabener Schiefen“ des Seenplateaus der Tauplitz *Halobia haueri* STUR (= *Halobia rugosa* GÜMB.) gefunden (1871, 262). Von den Zlambachschichten lassen sich die Halobien-schiefer durch die enge Verbindung mit Sandsteinpartien unterscheiden.

Von den zahlreichen, auf Mikrofauna untersuchten Proben erwiesen sich die meisten als fossilifer. Nur von zwei Stellen kann eine kleine Fauna angeführt werden. Im gut aufgeschlossenen mächtigen Mergel in der Rinne N des Türkenkogels (Tafel IV, Fig. 4) waren kleinwüchsige Cornuspiren, Involutinen und Lenticulinen enthalten. Die einzige, etwas reichere Fauna lieferten Proben von der rechten Talseite des rechten Quellastes im Schnecken-graben. Die kleinwüchsige Fauna besteht aus zahlreichen Arten der Gattungen *Cornuspira*, *Lingulina*, *Vaginulina* und *Lagena*, ferner tritt die Rotaliideen-Art *Duostomina rotundata* KRISTAN (det. E. TOLLMANN) auf. Selten sind darin auch die von R. OBERHAUSER (1957) aus der von E. KRISTAN entdeckten unterkarnischen Fauna der Hohen Wand, NÖ., angeführten Arten *Trocholina multispira* OBERH. und *Pseudoglandulina* aff. *multicostata* (BORNEM.) vorhanden. Während die letztgenannte, aus dem Lias stammende Art stratigraphisch unbedeutend ist, ist die erwähnte Trocholine bisher nur im Karn vorgefunden worden.

#### Lunzer Sandstein (Unterkarn)

Der Lunzer Sandstein entwickelt sich, wie erwähnt, aus dem Halobien-schiefer, indem sich gegen das Hangende zunächst sandigere Partien einstellen, dann aber stellenweise die Sandsteinpakete durch eine größere Mächtigkeit Selbständigkeit gewinnen. Als Beispiele hierfür sind das Tälchen NW hinterm Haus „Wilhelm“ E vom Krallersee (Tauplitz), das Gebiet des oberen Schneckengrabens und der Schlaipfenalm und die Gehänge der Türkenlahn N des Türkenkogels anzuführen. Im oberen Schnecken-graben erreicht der Lunzer Sandstein 50 m und mehr an Mächtigkeit. Der graue, düsterbraun verwitternde, plattige Lunzer Sandstein weist meist Tongehalt in wechselndem Ausmaß auf. Die Schichtflächen zeigen manchmal Wülste und Runzeln. Selten sind kalkige Mergellagen zwischengeschaltet. Als einziges Fossil im Lunzer Sandstein wurde *Ostrea* sp. im oberen Schnecken-graben gefunden.

#### Opponitzer Dolomit (höheres Karn)

Im Hangenden der karnischen Schiefer und Sandsteine folgt eine vorwiegend kalkige Schichtserie, die auf Grund der zahlreich darin enthaltenen keulenförmigen *Cidaris*-Stacheln als „Cidariten-Schichten“ bezeichnet werden kann. Nur in den wenigen vollständigeren Profilen erkennt man Dolomite an der Basis oder in den tieferen Partien dieser Serie. Am besten werden die Lagerungsverhältnisse durch das Profil durch den rechten Hang des Schneckengrabens S der Schneckenalm wiedergegeben (Tafel IV, Fig. 5).

Hier erscheinen im Liegenden der oberkarnischen Cidariskalke etwa 20 m dünnplattige schwarze Kalke und Kalkschiefer, darunter ungefähr 30 m gelbbraun verwitternde, gebankte Dolomite, die vereinzelt Hornsteinknollen und Cidaris-Keulen führen. Erst darunter wären die unterkarnischen Tonschiefer und Sandsteine zu erwarten, die aber hier an der Überschiebungsfäche abgepreßt worden waren. Dem gleichen Dolomit-Typus begegnet man im Profil auf der rechten Seite der Hauptrinne N vom Türkenkogel wieder, hier in Wechsellagerung mit Cidariskalken. Auch in der Aufpressung des Karn NW vom Lawinenstein erscheint in gleicher Position, allerdings tektonisch äußerst gestört, der Dolomit an zwei Stellen in Verbindung mit Cidariskalk bzw. im Liegenden des oberkarnischen Riffkalkes (Tafel V, Fig. 1).

Der Dolomit ist feinkörnig, mittelgrau und verwittert in charakteristischer Weise gelbbraun. Er ist mehrere Dezimeter bis einen halben Meter dick gebankt, außerordentlich hart und führt gelegentlich auch Hornstein. Im Gegensatz zu den sonstigen Verhältnissen erscheint hier also der Dolomit mehr in den tieferen Partien der Opponitzer Schichten. Durch die gelbliche Verwitterung, die Härte und die gelegentliche Hornsteinführung kann der höherkarnische Dolomit gut von anderen triadischen Dolomiten unterschieden werden.

Cidariskalk (Cidaritenschichten, Opponitzer Kalk — höheres Karn)

Den Oberteil der karnischen Serie stellen braune, glatt oder muschelig brechende, selten einheitlich, meist fleckig-maserig-scheckige, gut geschichtete, plattige oder gebankte, sehr harte, oft lokal verkieselte, auch grob brekziöse und stellenweise feinoolithische Kalke dar, deren Reichtum an über cm-großen, keulenförmigen, stets vorhandenen Cidarisstacheln auffällt. Die Kalke erreichen maximal 50 m Mächtigkeit. In den Liegendpartien über oder zwischen dem dort auftretenden Opponitzer Dolomit macht sich ein starker Mergelgehalt geltend oder erscheinen dünnplattige Kalkschiefer. Der stellenweise wechselvolle Charakter der oberkarnischen Kalkserie ist z. B. gut am rechten Hang des S—N ziehenden Grabens N vom Türkenkogel aufgeschlossen. Die Serie fällt durchschnittlich  $45^\circ$  gegen N. Über den schwarzen unterkarnischen Tonschiefern im Liegenden (S) folgen in Mächtigkeiten von ungefähr je 10 m der typisch gelbbraun verwitternde, graue, sehr feste, dickschichtige bis gebankte karnische Dolomit, darüber mergelig-plattiger Kalk mit scheckigen, sehr festen, hornsteinführenden Kalkpartien, dann graubraune, unreine, feinstscheckige, dünnschichtige Kalke mit mergeligen Zwischenlagen, darüber nochmals gelbbraun verwitternder karnischer Dolomit.

Durch reiche Cidaris-Stachel-Führung zeichnen sich folgende Stellen des Cidariskalkes aus: Höhe E und SE Krallersee, Südhang des Schneckengrabens, Rinne N vom Ramsaudolomit des Hasenkogels oder der Schneckenalm, Gehänge N vom Türkenkogel, Gesteinsrippen im Grasbergsattel, Zugweg E vom Holzknechthaus SE des Auermahdsattels. Noch G. GEYER (1915; 1916) war sich über die Stellung dieser Kalke nicht im klaren. Er faßte jene E vom Krallersee als Carditaschichten, die W davon in der Bauernscharte als norische Schichten auf, kartierte die Opponitzer Kalke S vom Schneckengraben als Dachsteinkalk, vermutete in den Cidariskalken

N vom Hasenkogel Zlambachschiechten, hielt das Oberkarn des Grasbergsattels für Pedataschichten und stufte die Cidaritenkalke bei der Holzknöchthütte SE vom Auermahdsattel als Carditaoolithe ein.

Trotz des reichlichen Gehaltes an Fossilgrus sind bestimmbare Fossilien in den Cidariskalken selten. D. STUR (1871, 262) erwähnte vom Dolinengebiet der Tauplitzalm aus grauen, dem Sandstein eingelagerten Crinoidenkalken:

*Cidaris Braunii* DESH. (= *Cidaris waechteri* WISSM.)

*Terebratula indistincta* BEYR. (= *Terebratula cassiana* BITTN.).

Wenige der neu gefundenen Fossilien waren bestimmbar. Die Bestimmung der Crinoiden verdanke ich Frau Dr. H. SIEVERTS-DORECK. Es liegen vor:

*Terebratula woehrmanniana* BITTNER — Türkenlahn 350 m SW  
Kote 1193

*Heterocosmia* sp. — Zugweg 1200 m ESE Auermahdsattel

*Cidaris dorsata marginata* BATHER, zahlreiche Stachel — verschiedene  
Lokalitäten

*Cidaris waechteri* WISSM. — Weißenbachkogel-N

*Isocrinus* sp., subpentagonale Stielglieder — SW Schneckenalm

*Encrinus* cf. *granulosus* MSTR. — SW Schneckenalm

*Encrinus* cf. *cassianus* LAUBE — WNW Schneckenalm

*Encrinus cassianus* LAUBE — Rinne N Türkenkogel, NE Kote 1538

#### Oberkarnischer Riffkalk

Auf der Nordseite des Lawinensteins ist in der zum Bannwald gegen W hinabführenden Rinne, S vom megalodontenführenden tirolischen Dachsteinkalk der Höhe 1651, von einem Streif karnischen Mergels beiderseits begleitet, eine etwa 20 m mächtige, W—E streichende Felsrippe von weißem bis wachsgelbem oder hellbraunem Riffkalk vorhanden. Der Riffkalk steht an der Basis mit gelblich verwitterndem, hartem, dickbankigem, typischem Opponitzer Dolomit in Verbindung. An seinem Aufbau sind die gleichen wurmröhrenförmigen Organismenreste unklarer Herkunft wie im oberkarnischen Cidaritenkalk beteiligt. Stachel von *Cidaris dorsata* MSTR. sind selten, aber vorhanden. Dieser Riffkalk stellt also nur eine sehr reine, ungeschichtete Varietät des oberkarnischen Cidariskalkes dar.

Unweit NE davon, auf der rechten Seite im Quellgebiet des Bauerngrabens begegnet man dem oberkarnischen Riffkalk der Zlambachdecke wiederum, u. zw. in einer höheren Schuppe am Oberrand dieser Decke. Der helle, geäderte Riffkalk führt hier Hornsteinknollen in wechselndem Ausmaß.

Oberkarnische Riffkalke sind bereits durch E. SPENGLER aus der Hallstätter Decke von Hallstatt bekannt geworden. Nun konnten sie auch in der Zlambachdecke nachgewiesen werden.

#### Zlambachmergel und Pedataschichten (Nor und Rhät)

Noch immer nicht endgültig geklärt ist der genaue stratigraphische Umfang der Zlambachschiechten, Pedata- und Pötschenkalke. Seit E. MOJSISOVICS (1886) ist die Gleichaltrigkeit von Zlambachschiechten und norischem Hallstätterkalk bekannt. Später erkannte man auch den rhätischen Anteil der Zlambachmergel. Übersichten über die Untergliederung gaben E. KITTL

(1903, 16), E. MOJSISOVICS (1905), G. ARTHABER (1905), die bereits die wesentlichsten Gesichtspunkte beinhalten. Es kommt darin die Auffassung zum Ausdruck, daß die Zlambachmergel vom Obenor bis ins Rhät reichen. Die derzeit übliche Gliederung für die Zlambachmergel lautet nach G. ROSENBERG (1957): Cochlocerasmergel (Obenor), Choristocerasmergel (Rhät), Korallenmergel (höheres Rhät). Die Einreihung der Cochlocerasmergel ins Obenor war auf Grund der Einschaltung von Hallstätterkalk-Linsen (Stambachgraben, Roßmoos) mit einer untersevatischen Ammonitenfauna der Zone des *Pinacoceras metternichi* erfolgt. Die stratigraphische Wechsellagerung von Hallstätter Kalken mit Zlambachmergel ist auch noch gegenwärtig im Stambachgraben ausgezeichnet aufgeschlossen, wie Vergleichsbegehungen 1958 zeigten. In den Gräben zwischen Goisern und Pötschenpaß erscheinen immer wieder vereinzelt Kalklagen in den Zlambachmergeln, die in bestimmten Niveaus derart zunehmen, daß mergelige dm-stark geschichtete Kalke mit schmalen Mergelzwischenlagen die einheitlichen Mergel vertreten. In diesen Partien liegen die alten obenorischen Ammonitenfundstellen (E. KITTL 1903, 58) und konnten wiederum neue Ammonitenfunde gemacht werden. Die Kalke entsprechen durch ihren höheren Mergelgehalt nicht vollkommen dem üblichen Typus der Hallstätter Kalke, wohl aber berechtigt die in ihnen enthaltene Hallstätter Fauna von Hallstätterkalken zu sprechen. Der Umstand, daß diese Hallstätterkalke tatsächlich mit Zlambachmergeln stratigraphisch wechsellagern und nicht durch Verschuppung tektonisch eingeschaltet sind, konnte nun neuerdings überprüft werden. Er ist dies von eminenter Bedeutung, nicht nur für das Alter dieses Teiles der Zlambachmergel, sondern gibt erst das Recht, auch hier von einer „Hallstätter Fazies“ zu sprechen. Zugleich ist ein sicheres Bindeglied zwischen den beiden Hallstätter Faziesbereichen gegeben. Im untersuchten Abschnitt des Salzkammergutes fehlt nämlich die Fazies der Zlambachmergel in der oberen Hallstätter Decke vollkommen.

#### Norischer Zlambachmergel

In der gesamten Zone zwischen Grasbergsattel und Schneckenalm ist die Position der norischen Zlambachmergel in guten Profilen erschlossen. Die Mergelzone ist stets zwischen oberkarnischem Cidariskalk im stratigraphisch Liegenden und Pedataschichten im Hangenden eingeschaltet, teils in steiler aufrechter, teils in überkippter Lagerung. Die bis einige Zehnermeter mächtigen, geschichteten Mergel sind völlig fossilifer, von schwarzer, grauer, blaugrauer, düsterbrauner Farbe und weithin gleichförmigem Aussehen. Der wenig kalkhaltige Mergel verwittert zu griffelig-parallelepipedischem Schutt.

Am besten sind die Mergel beiderseits des Nordteils des Grasbergsattels erschlossen (Tafel IV, Fig. 3), ferner an den Wurzeln der Rutschungen im Ostteil der Türkenlahn (Tafel IV, Fig. 6), auch im Liegenden der Pedata-kalkmasse am NW-Fuß des Lawinensteins (Tafel IV, Fig. 11).

Fast stets ist der norische Zlambachmergel des Zuges N vom Weißenbachkamm-Türkenkogel frei von Mikrofauna. Die Untersuchung von profilmäßig entnommenen Probenserien, z. B. in der östlichen Türkenlahnrutschung blieb erfolglos. Im Abschnitt E des Grasbergsattels war eine nichtssagende Kümmerfauna vorhanden. Durch Fossilbelege war also eine Zuordnung dieser Mergel zum Nor nicht zu erbringen. Nach ihrem Auf-

treten im Liegenden der mächtigen Pedataschichten, deren fazielle Vertretung sie weiter im W darstellen, ist aber die Einreihung ins Nor gegeben, hier wäre unternorisches Alter zu erwarten.

#### Pedatakalk und -dolomit (Nor)

Im nördlichen Abschnitt des Gebietes übertreffen die Pedataschichten an Mächtigkeit weitaus die tieferen norischen Zlambachmergel. Die Pedataschichten erscheinen in geschlossenen Profilen stets in deren Hangendem. Sie sind von der Nordseite des Zlaimkogels über den Grasberg und die Türkenlahn bis über die Nordseite des Lawinensteins hinaus zu verfolgen. Vergleicht man die Mächtigkeitswerte mit jenen aus dem Gebiet Ischl—Aussee (nach W. MEDWENTITSCH 1957 Zlambachmergel 100—150 m, Pedataschichten 30—50 m), so erkennt man das Anschwellen der Pedataschichten in diesem Gebiet, das wohl auf Kosten der gleichaltrigen Zlambachmergel geht: Am Grasberg erreichen die Pedataschichten 200—300 m Mächtigkeit. Sie bestehen vorwiegend aus dünn-schichtigen, plattigen kakaobraunen Kalke, die gelegentlich ziemlich reichlich dunkle Hornsteinknollen führen. Die dichten Kalke weisen muscheligen Bruch auf und besitzen in den tieferen Partien relativ einheitliches Aussehen. Zwei mächtige Dolomitniveaus sind in den Pedataschichten in wechselnder Position eingeschaltet. Im Bauerngraben am Nordsockel des Lawinensteins haben die Dolomite, die sich allmählich aus dem Kalk entwickeln und zunächst ebenfalls Schichtung zeigen, in größeren Partien aber ungeschichteten Charakter annehmen, ebenfalls *Halorella pedata* BR. geliefert. Gegen das Hangende hin variiert das Aussehen der Pedatakalk stärker, schmale Mergellagen schalten sich ein. In solch höherer Position trifft man z. B. auf der Nordseite des Grasberges dunkelbraune fukoidenreiche Kalke, schwarzbraune bituminöse Kalke, aber auch wolzig gemaserte, knollige, helle, an Pötschenkalke erinnernde Kalkpartien. Die Hangendanteile sind fossilreicher, hier bildet *Halorella pedata* BR. Lumachellelagen, daneben sind Exemplare von *Halorella rectifrons* BITTNER und Seeigelstachel zu finden.

Graue, dendritenreiche Mergel in Flyschfazies und Fukoidenkalke mit Hornstein, beide in metermächtigen Partien, stellen sich innerhalb der Pedatakalk auf der Nordseite des Weißenbachkogels ein. In Verbindung mit Pedatakalken ziehen am NE-Kamm des Färberkogels gegen den Zugweg vom Auermahdsattel weiße oder helle, undeutlich dickbankige, gelegentlich Hornsteinknollen führende Kalke hin, deren Zuordnung fraglich blieb.

Ein Detail von der Untergrenze der Pedataschichten gibt das Profil durch die verkehrte Serie der östlichen Türkenlahnrutschung (Tafel IV, Fig. 6). Man sieht an der Basis der dünn-schichtigen Pedatakalk eine 10 m mächtige, mehr massige Kalkbank, die in gleicher Position NW vom Grasbergsattel in der dort aufrechten Serie auftritt.

#### Zlambachmergel und Zlambachkalk des Nor-Rhät

Auch die Zlambachmergel im Hangenden der Pedataschichten und im Liegenden des Lias sind vorhanden, wie das in den Lias reichende Profil im Bauerngraben N vom Lawenstein zeigt (Tafel V, Fig. 2—3). Die übrigen Vorkommen der höhernorischen bis rhätischen Zlambachschiechten sind nicht

profilmäßig erschlossen. An drei Stellen konnten Zlambachmergel mit Einschaltungen fossilreicher, besonders korallenreicher Kalkbänke beobachtet werden, die in Analogie zu den korallenreichen Mergeln der Fischerwiese dem Rhät angehören werden und von den fossilereen Mergeln im Liegenden der Pedataschichten gut abtrennbar sind.

Die den Mergeln eingeschalteten Kalkpartien, die Zlambachkalke, werden im Schneckenwald etliche Meter bis Dekameter mächtig. Sie sind von den anderen Gesteinstypen gut unterscheidbar, durch ihren feinstoolithischen Aufbau, ihren Reichtum an Lumachelle und Fossilgrus (Korallen), ihr gemasertes Aussehen, die hellgelbgraue Färbung und den rostbraun verwitternden limonitischen Partien an Stelle mancher Korallen. Der Typus der rhätischen Zlambachkalke kann klar vom Hallstätterkalk-Typus, der, wie erwähnt, im norischen Zlambachmergel des Pötschengebietes eingeschaltet ist, getrennt werden.

Seit G. GEYER sind die fossilführenden rhätischen Zlambachkalke rechts vom Schneckengrab am Weg unter der Schneckenalm bekannt, die jetzt nur mehr auf kleinstem Raum rechts vom Bach aufgeschlossen sind. GEYER hatte sie mit Starhembergkalk verglichen, was aber dem Gesteinsaussehen nach unzulässig ist. Er führte (1915, 210) eine Fauna mit sieben artlich bestimmten Formen an. Diese Mergelzone reicht, vom Schutt verdeckt, auch auf der linken Seite des Grabens ein Stück bis unter die Schneckenalm aufwärts, wo am Weg *Stylophyllum paradoxum* FRECH (det. Prof. O. KÜHN) gefunden wurde.

Weiters wurden korallenreiche Zlambachkalke in dem von Bergsturztümmern begrabenen Mergelzug SE vom Färberkogel auf der NW-Flanke des Weißenbachkogels gefunden. Die Kalke enthalten

*Procycolithes triadicus* FRECH

*Thecosmilium clathrata* EMMR.

Die Niederung des NE-Teiles des Schneckenwaldes SW der Salzaalm ist nicht von Gosau, sondern zum Großteil von rhätischen Zlambachschiechten erfüllt. Die Mergel sind in Rutschungen entlang des Baches unter der Salzaalm aufgeschlossen, die Kalke bilden Hügelreihen E davon. Aus fossilreichen, den Mergeln eingeschalteten Kalkbänken am Bach gegenüber vom Gipsvorkommen wurden bestimmt:

*Astraeomorpha crassisepta* RSS.

*Stylophyllopsis polyactis* FRECH (det. Prof. H. ZAPFE).

Ein ausgedehntes Terrain in den Niederungen NW von Mitterndorf wird von Zlambachmergeln eingenommen. Entlang des Röschitzbaches, des Kriebaches und W vom Schädelkogel sind die Mergel aufgeschlossen. Es handelt sich meist um kalkige bis tonige, feinstsandige Mergel. In mehreren Aufschlüssen unterm Badingerhof W vom Schädelkogel kann der Gesteinstypus studiert werden: Duster bläulichgraue, graue, braungraue, z. T. feinsandige, bituminöse Fleckenmergel mit Fucoiden stehen dort an. Festere Schichten wechseln mit weicheren, mergeligeren. Makrofossilien fehlen hier. Dem Gesteinstypus nach sind die Mergel rund um den Schädelkogel als Zlambachmergel aufzufassen, nicht als Liasfleckenmergel, die im untersuchten Gebiet einen wesentlich höheren Kalkgehalt und ein anders-

artiges, einförmigeres petrographisches Aussehen aufweisen. Auch fehlen hier die mit Liasfleckenmergel oft gemeinsam vorkommenden Crinoidenkalke. Am SE-Rand des Schädelkogels kommen am Weg NNW vom Schacherbauern nahe dem Waldrand Kalkblöcke zutage. Ein Fund von ? *Oxymoticerias* n. sp. (det. Prof. F. TRAUTH) im mergeligen Kalk könnte etwa auf einen noch in Resten über dem Zlambachmergel vorhandenen Unterlias hinweisen. Aus helleren, mergelärmeren Kalkblöcken des gleichen Weges stammen Reste von *Choristoceras* und *Rhacophyllites* (det. Prof. H. ZAPPE), deren Ursprung in norischen Kalkeinschaltungen im mikrofossilreichen Zlambachmergel vermutet werden könnte. Die schlechten Aufschlußverhältnisse ermöglichen aber nur eine Deutung, keine Klärung dieser lokalen Verhältnisse.

Im großen gesehen zeigt die Lagerung der Mergel im Schädelkogel-Vorland, daß sie nicht als tirolischer Lias aufgefaßt werden können: Sie überlagern die Doggerkieselschiefer des Tirolikums S vom Steinwandwald. Der steil südfallende Doggerkieselschiefer taucht unter den 50 m S der Waldgrenze beim Beginn der Kriebachrinne anstehenden, 170/60 einfallenden Mergel. 40 m S davon erkennt man ein Fallen von 200/40. Die Masse der Mergel um den Schädelkogel sind Zlambachmergel der Unteren Hallstätter Decke.

Die reichsten Mikrofaunen der Trias lieferten im untersuchten Gebiet die höheren Zlambachmergel und die Kössener Mergel des Tirolikums. Vier Stellen mit besonders reicher Mikrofossilführung der Zlambachmergel seien vermerkt. Die eine Fauna stammt vom SE-Fuß des Schädelkogels, vom Weg nahe dem Waldrand 200 m NNW vom Schacherbauern. Neben Ostracoden sind besonders Arten der Gattung *Reophax*, *Glomospira*, *Tetrataxis*, *Lenticulina*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Lingulina*, *Vaginulina*, *Frondicularia* und *Eoguttulina*, ferner die Arten *Cornuspira liassica* TERQ., *Duotaxis metula* KRISTAN und *Annulina metensis* TERQ. vertreten. Im gleichen Zlambachmergelvorkommen gibt es gute Aufschlüsse, die reiche Mikrofaunen lieferten, noch am Rödschitzbach knapp N der Straßenbrücke W Kote 871. Die Fauna ist, abgesehen vom Fehlen von *Duotaxis*, fast gleich der oben angeführten, die Sandschaler (hier auch *Ammobaculites*) treten in größerer Individuenzahl auf. Im kleinen Steinbruch bei der Straßenkurve S vom Badingerhof NW vom Schädelkogel trifft man eine Mikrofauna der gleichen Zusammensetzung an.

Ferner konnten auch aus dem isolierten Zlambachmergel-Vorkommen im NE-Teil des Schneckenwaldes in der Niederung W des Saubaches außerordentlich ostracoden- und foraminiferenreiche Mikrofaunen gewonnen werden. Wiederum gleichen die Faunen weitgehend der oben besprochenen — hinzu kommt nur z. B. *Spirillina infima* (STRICKL.). Der Artbestand deckt sich ferner weitgehend mit dem aus den Zlambachmergeln der Typlokalität, dem Zlambachgraben. Die Beschreibung der Mikrofaunen des untersuchten Gebietes wird gesondert vorgenommen werden.

#### Liasfleckenmergel und Hierlatzkalk

Nur im Profil im Bauerngraben (Tafel V, Fig. 2—3) reicht die Untere Hallstätter Decke bis in den Liasfleckenmergel, dem Partien grauer Crinoidenkalke eingeschaltet sind. Die Mächtigkeit des Lias erreicht kaum 10 m.

### 3. Obere Hallstätter Decke

Die Schichtfolge der Oberen Hallstätter Decke zeigt ebenso wie die Serien der bisher beschriebenen Einheiten eine individuelle fazielle Ausbildung. Die Hauptmasse der Hallstätter Schollen liegt im mittleren Streifen des Gebietes. Röthelstein, Kamp, Rabenkogel und der Westteil des Krahsteinstockes gehören hierher. Weitere, isoliertere Schollen reihen sich am Südrand des Grundl sees und auf der Südseite des Mitterndorfer Beckens an.

Haselgebirge s. l. (Oberperm)

Erst in neuerer Zeit wurde die Erkenntnis allgemein, daß das Haselgebirge ins Liegende der Werfener Schichten zu stellen sei. Namentlich die Untersuchungen von W. MEDWENITSCH (seit 1948) im Salzkammergut und die pollenanalytischen Forschungen von W. KLAUS (seit 1950) haben dieser Anschauung den Weg gebahnt. Da auch gegenwärtig noch einige namhafte Kenner der kalkalpinen Verhältnisse an dem höheren Alter der Werfener Schiefer (E. SPENGLER) bzw. eines Teiles der Werfener Schiefer gegenüber dem Haselgebirge festhalten, sei betont, daß die von W. MEDWENITSCH auf Grund fazieller Überlegungen ausgesprochene Auffassung vom höheren Alter des Haselgebirges sich in dem nun kartierten Abschnitt des Salzkammergutes in den relativ ungestörten Profilen vollkommen bestätigt, z. B. in den guten Aufschlüssen rings um den Kamp—Feuerkogel—Stock (vgl. Tafel II).

W. MEDWENITSCH hält nur den tieferen Teil des Haselgebirges für oberpermisch, er parallelisiert den schwarzgrauen Salzton mit den Bellerophonschichten des obersten Perm. Die Untersuchung der Mikrofossilien des Haselgebirges durch W. KLAUS (1955, 787) ergab aber, daß der Schnitt Haselgebirge—Werfener Schiefer an die Wende Perm—Trias zu legen ist, das gesamte Haselgebirge also auf Grund der Pollenanalyse ins Oberperm gestellt werden muß. Es hat sich also die von E. SEIDL bereits 1926 geäußerte Anschauung vom permischen Alter des salzfö hrenden Haselgebirges als zutreffend erwiesen. Meinungsverschiedenheiten bestehen noch hinsichtlich der Entstehung des Haselgebirges s. str., H. MAYRHOFER (1955) und W. MEDWENITSCH (1949; 1955) erachten es als eine tektonische Brekzie, O. SCHAUBERGER (1955) als eine Brekzie sedimentären Ursprungs.

Gipsführendes Haselgebirge tritt an etlichen Stellen an der Basis der Oberen Hallstätter Decke zutage. In Zauchen wird der Gips im Tagbau gewonnen, in Wienern Gips und Anhydrit tagbaumäßig und in der Grube gefördert. Dort tritt der Anhydrit durchschnittlich 30 m unter dem oberflächlich anstehenden Gips auf. Die Gipse führen auch in Wienern, ebenso wie in zahlreichen anderen alpinen Salzlagerstätten Melaphyr. Das Haselgebirge liegt in den obertags zugänglichen Aufschlüssen in Form einer ausgelaugten, salzfreien Gips-Ton-Brekzie vor. Graue und grüngraue Tone enthalten festere Mergel- und Tonbrocken und Gips. An die Oberfläche austreichende Gipszüge im Haselgebirgston wurden an folgenden Stellen angetroffen: E von Auermahdsattel nimmt der Hauptbach zwischen verstrzten Gipswänden seinen Ursprung. S vom Sattel ist besonders auf den Luftbildern eine auffällige Gipspingenlandschaft im Waldgelände erkennbar und gut abgrenzbar; dort konnte noch weit gegen SE am Gehänge des Färberkogels empör Gips in den Rinnen angetroffen werden. Das gesamte

Gebiet wird gegenwärtig durch Bohrungen der Grundlseeer Gipswerke untersucht. Deren ausgedehnter Betrieb am Nordfuß des Grasberges hat erst die enorme Menge der Gipsvorräte in diesem Raum erwiesen. Durch die steile Lagerung reicht der Gips weit in die Tiefe. In derselben Zone weiter im E stehen an der NE-Ecke der „Bergwiesen“ in Form eines etwa 10 m hohen Felsen Gipse an. Ein Rest von gipsführendem Haselgebirge liegt an der rechten Seite des Baches, der das Gebiet der Salzaalm gegen S entwässert. Als östlichster Ausläufer erscheint gipsreiches, mit Werfener Schichten und Rauhwacke wild verknetetes Haselgebirge wieder in ungefähr 1600 m Höhe an der Wurzel des Bauerngrabens N vom Lawinenstein.

In der tektonisch am wenigsten gestörten Hallstätter Schollenzzone im mittleren Streifen des untersuchten Gebietes kommt die Position des gipsreichen Haselgebirges als Liegendes der Werfener Schichten an etlichen Stellen klar zum Ausdruck, z. B. in den tieferen Gehängen des Südfalles und am Westfuß des Röthelsteinmassivs. Im zuletzt genannten Abschnitt zwischen Gschlöbl und Straußenthal sind profilmäßig Gips, Werfener Schiefer und Rauhwacke übereinander aufgeschlossen. Einen geringen Gipsgehalt zeigt das Haselgebirge auf den Nordhängen des Röthelsteins. In der Störungszone S vom stockförmigen Gipfelaufbau äußert es sich nur im Auftreten von Dolinen oberm „Kalten Brünnl“ E vom Ferdinandstollen. Auch beim Stollenvortrieb auf der Eisenteltschenalm war man auf salzhaltiges Haselgebirge im Liegenden des vererzten Gutensteiner Dolomites gestoßen. Bei Zauchen wird der Gips abgebaut. Der alte Tagbau im Pfarreralthalt SW Mitterndorf ist nicht mehr zu finden. In mächtigen Felsen schließlich ragen die von Dolinen durchsetzten Gipsmassen an der NW-Seite des Wandlkogels auf. Das von G. GEYER kartierte gipsführende Haselgebirge NE der Therme Heilbrunn S Mitterndorf ist im moränenverschütteten Gelände nicht auffindbar. Die Magnesiumsulfat, Gips, Kochsalz und Kohlensäure hältige Therme steht jedenfalls in Zusammenhang mit diesem Haselgebirge im Untergrund.

Im Tagbau des Gipsbergbaues Wienern war die primäre, sedimentäre Einschaltung von schwarzen oberpermischen Dolomitlagen im Gips prächtig aufgeschlossen. Außerdem ist der dunkle Dolomit, der die technische Verwertbarkeit des Gipses stark beeinträchtigt, in kleineren Brocken im ganzen Gips- und Anhydritstock eingestreut, partienweise reicher konzentriert. Es konnte durch Auffinden von noch zusammenhängenden, mitverfalteten Dolomitlagen und von tektonisch bereits stark aufgelösten Schichtbänken der schrittweise Übergang bis zu dem Stadium erkannt werden, in dem der Dolomit in eckigen Komponenten im Gips weithin fein verteilt auftritt. Synsedimentär entstandene schwarze Dolomitbänke sind auf tektonischem Weg in eine Brekzie verwandelt worden.

#### Werfener Schiefer (Seis und Campil)

Die sandig-glimmerigen Werfener Schiefer sind in typischer Ausbildung in grauen, violettgrauen, grüngrauen und roten Farben in frischer Erhaltung und gelbbraun und ocker in verwittertem Zustand weit verbreitet. Sie sind ebenso wie die im Hangenden folgenden oberskytischen Kalke in allen Abschnitten ziemlich fossilreich. Sämtliche Werfener Schiefer N der Mitterndorfer Senke gehören dem Oberskyth an. Nur die über 150 m mächtigen Werfener Schiefer SW Mitterndorf lieferten eine unterskythische Fauna.

G. GEYER erwähnte vom Alpengraben W Grubegg (1915, 180) aus ziegelrotem Werfener Schiefer:

*Pseudomonotis clarai* EMMR.

*Myacites fassaensis* WISSM.

In violettgrauen Werfener Schichten der gleichen Lokalität konnte ich feststellen:

*Pseudomonotis (Claraia) clarai* (EMMR.)

*Pseudomonotis (Claraia) aurita* HAUER

*Anodontophora fassaensis* WISSM.

*Anodontophora canalensis* CAT.

Von den zahlreichen Fossilfundstellen im oberen Werfener Schiefer des Campil seien die folgenden angeführt. G. GEYER beschrieb (1915, 187) vom Westfuß des Rabenkogels am Nordausgang von Mitterndorf:

*Myacites fassaensis* WISSM.

*Naticella costata* MSTR.

*Tirolites spinosus* MOJS.

Etwas weiter östlich, unmittelbar am Nordrand von Thörl enthalten die Werfener Schiefer:

*Myophoria costata* ZENK.

*Gervilleia* sp.

Die Fortsetzung dieser Werfener Schiefer-Zone zieht zum Südfuß der Kitzmannshöhe, wo die Schiefer noch immer fossilführend in einer Mächtigkeit von etwa 80 m anstehend zu beobachten sind. Die von G. GEYER hinsichtlich ihrer Altersstellung als fraglich bezeichneten Schiefer SW vom Ringdorfer im Gebiet NW von Mitterndorf sind stark verwitterte glimmerreiche Werfener Schiefer. Sie enthalten folgende Fossilreste:

*Pseudomonotis* cf. *aurita* HAUER

*Pseudomonotis* sp.

Gute Fossilfundstellen liegen im etwa 50 m mächtigen, lang hinstreichenden Streifen von sandigen Werfener Schiefen auf der E- und SE-Seite des Kampstockes. Von einem Fundpunkt NW ober der Mischehirwiese bestimmte Prof. H. ZAPPE:

*Myophoria* sp.

*Gervilleia mytiloides* SCHLOTH., extrem schlanke Formen.

Im gleichen Streifen fanden sich in der Steinriesenlahn:

*Myophoria costata* ZENK.

*Myophoria* sp.

*Gervilleia* sp.

*Anodontophora* sp.

#### Kalke der Oberen Werfener Schichten (Campil)

Im Röthelstein-, Rabenkogel- und Krahestock folgen im Hangenden der oberskythischen Werfener Sandsteine die Kalke des Campil mit 20—30 m Mächtigkeit. Die Kalke weisen in frischem Zustand blaugraue, in verwittertem braune Farbtöne auf. Sie zerfallen infolge der Einschaltung von ganz gering-

mächtigen, etwas unregelmäßigen Mergellagen plattig-wellig oder weisen eine ungeschichtete Struktur auf. Am Westfuß des Rabenkogels führen sie in der Rinne ober der Langerhalt *Naticella costata* MSTR. (det. H. ZAPFE). Durch größeren Fossilreichtum fallen die lagenweise Lumachelle führenden oberskythischen Kalke nahe der Südbasis des Kamp, in der Rinne W der Steinriesenlahn NNW ober Metzen auf. Prof. H. ZAPFE bestimmte aus dieser Fauna:

*Myophoria costata* ZENK.

*Gervilleia* sp.

*Dinarites* sp.

#### Rauhwaacke (Unterstes Hydasp)

An manchen Stellen erscheint in geringer Mächtigkeit über den Werfener Schichten Rauhwaacke. E vom Auermahdsattel und an der Wurzel des Bauerngrabens N vom Lawinenstein ist ihre Lagerung tektonisch stark gestört. Nur im Westsockel des Röthelsteins erreicht sie im Profil zwischen Straußenthal und Gschlöbl in normaler Lagerung beträchtliche Mächtigkeit von etlichen Dekametern. Als kleiner Erosionsrest ist am linken Bachufer am Ausgang des Seisengrabens SW der Kochalm die dort vererzte, limonitreiche Rauhwaacke erhalten geblieben.

#### Gutensteiner Kalk (Tieferes Unterhydasp)

Dünnschichtiger Gutensteiner Kalk mit *Natica stanensis* PICHL wurde bisher hier nur von der Südseite des Kampstockes N Knoppen von G. GEYER (1916) beschrieben. In einem neuen Aufschluß an der Straße zum Bauernhof Frosch an der Westseite des Raucherkogels 3 km E Aussee konnte typischer, schwarzer, kalzitgeädert, geschichteter Gutensteiner Kalk entdeckt werden. Er erreicht kaum 20 m Mächtigkeit. Gutensteiner Kalk spielt in der Hallstätter Fazies eine geringe Rolle. Auch im W anschließenden Gebiet ist nach W. MEDWENITSCH seine Mächtigkeit gering. Der bisher als Gutensteiner Kalk angesehene schwarze Kalkmergel am Südfuß des Wandlkogels erwies sich als Liasfleckenmergel.

#### Gutensteiner Dolomit (Hydasp)

Die Hauptmasse der Mitteltrias wird von einem Dolomit-Kalk-Komplex gebildet. W. MEDWENITSCH hatte diesen (1957, Tafel 2) im Raum Aussee—Ischl in einen anisischen Reiflingeralk im Liegenden und einen mächtigen ladinischen Ramsaudolomit im Hangenden gegliedert. Tatsächlich aber gehört, wie die guten Aufschlußverhältnisse im von mir untersuchten Raum lehren, der gesamte Mitteltriasdolomit ins Liegende der fossilbelegten anisischen Reiflinger- und Schreyeralmkalke. Die gleiche Gliederung beschrieb auch E. SPENGLER (1954, 71) von der Hallstätter Mitteltrias des Plassengebietes. Der Dolomit hat somit ebenfalls anisches, u. zw. wie unten ausgeführt wird, hydaspisches Alter und ist als Gutensteiner Dolomit zu bezeichnen, da der Name Ramsaudolomit für ladinische Dolomite vorbehalten bleiben muß.

200 m und mehr erreichen diese meist hellgrauen, auch dunkelgrauen, mehrweniger deutlich geschichteten, kleinbrüchigen, stellenweise stark tonigen Dolomite, z. B. im Kamp, Rabenkogel und Krahstein. Am Raben-

kogelwesthang schalten sich vereinzelt sogar bis 10 cm schmale, graue, mikrofossilleere Tonlagen ein. Der Dolomit ist praktisch fossilleer, nur im Grasleitenwald (Kamp-SE) wurden unbestimmbare Bivalvenreste im mittelgrauen Dolomit in tieferer Position gefunden. Im gleichen Profil weiter aufwärts erscheinen auch bituminöse, geschichtete, dunkle Typen des Gutensteiner Dolomites.

In der Bruchregion Röthelstein—Teltschenalm ist im Gebiet S der Eisen-Teltschen der tiefere Teil der Gutensteiner Dolomite (gleiches Niveau wie am Arikogel N Hallstättersee) durch Eisen- und Manganoxyde vererzt. Eine etwa 60 m mächtige Dolomitpartie ist gleichmäßig von der Erzlösung durchtränkt, der Dolomit dadurch mittelbraun verfärbt, zäh, schwer und schwarz verwitternd. Beim Ferdinandstollen W der Langmoosalm sind bereits die Hallstätter Kalke von der Vererzung betroffen.

#### Steinalmkalk (Hydasp)

Helle, undeutlich dickbankige Kalke vertreten den hydaspischen Gutensteiner Dolomit an zwei Stellen. Sie gehen durch allmählichen Übergang aus dem Anisdolomit hervor. Die eine Lokalität ist der NE-Abfall des Schneidkogels (Kampstock), wo der Dolomit gegen oben in den undeutlich gebankten, hellen, 20—30 m mächtigen Kalk übergeht. Er gehört hier dem Oberhydasp an und wird durch pelsonischen Schreyeralmkalk mit dem charakteristischen Crinoidenkalkhorizont überlagert. Die zweite Stelle liegt am NE-Fuß des Wandlkogels. Auch hier stehen die hellen, kalkalgenführenden Kalke in Verbindung mit dem anisischen Dolomit.

#### Reiflinger Kalk und Schreyeralmkalk (Pelson-Illyr)

Am Rabenkogel setzt eine 100—200 m mächtige Serie von Reiflinger Kalk über dem Gutensteiner Dolomit an. Es sind dm-dick geschichtete, plattige, ebenflächige oder häufig wellige braune Kalke, fast stets reichlich Hornstein führend. Gegen das Hangende hin, aber lagenweise auch schon an Einschaltungen, gehen die Reiflinger Kalke allgemein in Schreyeralmkalk über, wie man z. B. am Schneiderfallkogel E vom Feuerkogel und auf der Kitzmannshöhe SW vom Krahstein sieht. Dünne, grüngraue Mergelagen, reich an Radiolarien und Ostracoden, sind stellenweise bei beiden Kalktypen zwischengeschaltet. Der rote bis rotbraune Schreyeralmkalk ist dicker geschichtet bis gebankt und reich an braunen oder honigfarbenen Hornsteinknollen und -lagen, die reichlich Radiolarien und Lumachelle erkennen lassen. Im Bruch hat der Schreyeralmkalk ganz das Aussehen von Hallstätter Kalk. Durch die reichen Cephalopodenfunde im Gebiet der Schreyeralm und Schiechlinghöhe bei Hallstatt war das Alter der Schreyeralmkalke früh als Illyr (die *Trinodosus*-Zone ist fossilbelegt) erkannt worden. Die Schreyeralmkalke im östlichen Salzkammergut hatte erst E. KITTL (1903, 89) entdeckt. Wie bereits G. ARTHABER (1905, 369) betonte, ist durch den allmählichen Übergang zu den Reiflinger Kalcken hier die enge Verbindung der Hallstätter Fazies zu der „Normalfazies“ gegeben.

Reiflinger Kalk wie Schreyeralmkalk sind im untersuchten Gebiet sehr fossilarm. Daher kommt der von E. MOJSISOVICS und G. GEYER (1915, 190) aufgefundenen Fauna aus den Reiflinger Kalcken vom Mitterkogel NE Mitterndorf eine besondere Bedeutung zu:

*Coenothyris vulgaris* SCHLOTH.  
*Spiriferina mentzelii* DUNK.  
*Spiriferina fragilis* SCHLOTH.  
*Spirigera trigonella* SCHLOTH.

Unbestimmbare Fossilreste fanden sich nun auch in den pelsonischen Reiflinger Kalken am Ostgrat des Kamp, wo neben *Myophoria* sp. lange Crinoidenstielstücke häufig sind.

In reicher Entwicklung läßt sich das Anis profilmäßig erschlossen auf der Kamp-Nordseite, E vom Schneiderfallkogel studieren. Hier folgen übereinander:

4. Hornsteinreicher roter Schreyeralmkalk (Illyr)
3. Plattiger, knolliger Reiflinger Kalk mit Crinoidenkalklage nahe der Basis (Pelson)
2. Bräunlichweißer, undeutlich dickbankiger Steinalmkalk (Oberhydasp)
1. Gutensteiner Dolomit, im tieferen Teil vererzt (Hydasp).

Auch die Schreyeralmkalke sind fossilbelegt. E. KITTL fand darin, unmittelbar im Liegenden der Hallstätter Kalke W vom Feuerkogel eine Fauna mit:

*Ptychites* sp.  
*Spiriferina köveskalliensis* SUESS  
*Spiriferina ptychitiphila* var. *amblyrhyncha* BITTN.  
*Rhynchonella protractifrons* BITTN.  
*Rhynchonella ottomana* BITTN.

Nun konnten auch auf der Südseite des Röthelsteinstockes, u. zw. an der linken Seite des Kainischbaches im Crinoidenkalk des Schreyeralmkalkes mehrere Exemplare von *Spiriferina* (*Mentzelia*) *köveskalliensis* SUESS gefunden werden.

In allen Einzelheiten gleicht die anisische Serie der Hallstätter Entwicklung im Plassengebiet der oben geschilderten Schichtreihe. E. SPENGLER (1918, 346; 1954, 71) beschrieb von dort die Folge von Anisdolomit, graubraunem Plattenkalk mit einer Bank von Stielgliedern von „*Encrinus* cf. *liliiformis*“ (Reiflinger Kalk) und ferner, daß die Reiflinger Kalke stellenweise rot gefärbt sein können und weingelbe Hornsteinknollen führen (Typus Schreyeralmkalk).

Die Untersuchung der illyrischen, roten, cephalopoden-führenden Schreyeralmkalke von der Schiechlinghöhe bei Hallstatt und vom Lärcheck bei Hallein auf Conodonten durch R. HUCKRIEDE (1958) erbrachte eine Reihe von Formgenera. HUCKRIEDE konnte 16 durch Namen belegte Formen unterscheiden, von denen er elf zu einem Conodontensatz der *Gondolella navicula* HUCKR. vereinte, die übrigen zu einem aus elf Formen bestehenden Satz des *Polygnathus tethydis* HUCKR. zählte. Die stratigraphische Bedeutung der Triasconodonten ist wesentlich geringer als erwartet, ein großer Teil der Formen läuft vom Anis bis ins Oberror durch, wo die Conodonten in der alpinen Trias aussterben. Nur das Skyth zeigt eine Reihe eigener Typen. Als stratigraphisch interessant hat sich *Polygnathus tethydis* HUCKR. erwiesen, eine Form, die bisher nur vom Illyr bis Tuval bekannt ist, während z. B. die auch schon vom Oberillyr an vorhandene Form *Polygnathus abneptis* HUCKR. besonders für die Obertrias ab Oberjul charakteristisch ist.

Aus Schlammproben aus den Mergellagen zwischen den illyrischen Schreyeralmkalken auf der Nordseite des Schneiderfallkogels, Kamp-NW, knapp unter der Geländekante unterm Höhenmoor konnte eine größere Anzahl von Conodonten gewonnen werden. Die Aufbereitung des Schreyeralmkalkes dieser Lokalität durch Monochloressigsäure blieb hingegen erfolglos. Ebenso fand R. HUCKRIEDE die Schreyeralmkalke an der Basis des Feuerkogels nach brieflicher Mitteilung frei von Conodonten. Am häufigsten, in über 100 Exemplaren, fand ich im Mergel *Gondolella navicula* HUCKR. Seltener lagen *Roundia magnidentata* TATGE und *Apatognathus ziegleri* DIEBEL vor. Sehr zahlreich sind außerdem in drei Formen Placoidorgane von Selachiern, ferner Fischzähnen, Radiolarien und Ostracoden. Foraminiferen der Gattung *Lingulina* und *Lenticulina* sind selten.

Pelsonischer Crinoidenkalk der Schreyeralmschichten und des Reiflinger Kalkes.

An mehreren Stellen konnte im Verband mit Schreyeralmkalken eine etwa 5—10 m mächtige Crinoidenkalkschicht gefunden werden. Das eine, bereits erwähnte Crinoidenkalkvorkommen schaltet sich an der Südseite des Röthelsteins links vom Kainischbachgraben zwischen Gutensteiner Dolomit und Hallstätter Kalk ein. Die Crinoidenkalke, die hier *Spiriferina köveskaliensis* SUESS geliefert haben, sind hellgrau und partienweise dolomitiert. Eine gleichartige, hellgraue, hellbraune bis gelbbraune brachiopodenführende Crinoidenkalkbank mit Mengen von mehrere Zentimeter langen Crinoidenstielbruchstücken begegnet man im Graben an der NE-Seite des Feuerkogels in Verbindung mit stark verfalteten Schreyeralmkalken. Auf der Kitzmannshöhe NE von Zauchen erscheint der Crinoidenkalk in tieferen Lagen des Schreyeralmkalkes, der sich aus den grauen Reiflinger Kalken gegen Hangend entwickelt.

Vom Plassengebiet beschrieb E. SPENGLER (1918, 346) ebenfalls die in gleichem geologischem Zusammenhang auftretende Crinoidenkalkbank.

Die Hauptcrinoidenbank des Anis stellt sich in den Nördlichen Kalkalpen auf weiten Strecken als pelsonischer Leithorizont ein. Die Crinoidenbank gibt uns hier die Möglichkeit, das verschieden hohe Einsetzen der Schreyeralmkalk-Fazies an den verschiedenen, doch nahe benachbarten Stellen zu beurteilen. Auf der Kamp-Nordseite z. B. liegt die crinoidenreiche Zone noch innerhalb des Reiflinger Kalkes, im übrigen erscheinen die Crinoidenkalken entweder an der Basis oder in tieferer Lage innerhalb der Schreyeralmkalke. Der fazielle Umschlag Reiflinger Kalk—Schreyeralmkalk erfolgt also in verschiedenen Niveaus.

Hallstätter Kalk i. a. (Karn—Nor)

Die eigenartige, eng begrenzte Fazies des Hallstätter Kalkes hat im Verein mit der überreichen, nur linsenweise auftretenden Fauna seit je das Interesse der Stratigraphen erweckt. Über das Alter, die Ausbildung und den Fauneninhalt der Hallstätter Kalke des Salzkammergutes liegen daher, in Monographien zusammengefaßt, eine Fülle von Erkenntnissen vor. In den untersuchten Abschnitt fallen die berühmten Fossilfundstellen des Feuerkogels und Röthelsteins.

Die Hallstätter Kalke sind meist undeutlich geschichtete oder ungeschichtete rote oder graue, rosa oder weißliche glattbrüchige dichte Kalke.

Vom Dachsteinkalk unterscheiden sie sich in diesem Abschnitt durch das völlige Fehlen von Dolomitisierung. Eine kartierungsmäßige Trennung von karnischem, meist ungeschichtetem und in der Literatur als „Riffkalk“ bezeichnetem Hallstätter Kalk und dem norischen Anteil auf Grund der lithologischen Ausbildung ist unmöglich, nur der Fossilgehalt läßt die Unterscheidung zu.

Gegenüber gleichaltrigen Riffkalcken besitzen die Hallstätter Kalke eine wesentlich geringere Mächtigkeit, da sie nur aus Kalkschlammsedimenten entstanden. Dieser Umstand, ferner der Mangel an Korallen, das starke Zurücktreten der Crinoiden, der Globigerinen- und Ammonitenreichtum, waren maßgebend dafür, daß früher die Hallstätter Kalke als Bildungen des tieferen Meeres, der bathyalen Zone (200—1000 m) erachtet worden waren. E. KOKEN, K. LEUCHS und W. SCHWARZACHER u. a. hatten hingegen den Hallstätter Kalk als Seichtwasserbildung aufgefaßt. Ein Umstand spricht sehr für Flachwasserbildung — zumindest eines Teiles des Kalkes, wie C. DIENER (1925, 200) bereits annahm — nämlich der Übergang des roten Hallstätter Kalkes gegen Hangend in weißen Korallen- und Algenriffkalk, der auf der SW-Seite des Krahsteingipfels beobachtet werden kann.

#### Ladin

Die seit alters bekannte Schichtlücke in der Oberen Hallstätter Decke des Salzkammergutes während des Ladins konnte neuerdings in dem gut erschlossenen Profil des Feuerkogels bestätigt werden. Ladin liegt in dieser Einheit im Salzkammergut nicht in Form von Ramsaudolomit vor, wie W. MEDWENTTSCH wiederholt beschrieb (1949—1958). Diese, nur im Liegenden der Reiflinger Kalke auftretenden Dolomite sind hingegen, wie schon besprochen, hydaspische Gutensteiner Dolomite. Ansonsten wurden im allgemeinen hier die im Liegenden der unterkarnischen Hallstätter Kalke des Feuerkogels vorhandenen Manganerzschmitzen als Hinweis auf die Schichtlücke gewertet (G. GEYER 1915, 196). Der Großteil des Südhanges des Feuerkogels, wo Ladin etwa noch im Liegenden des den Gipfel aufbauenden Unterkarns vermutet werden könnte, ist durch Schutt verhüllt. Nur am Westrand sind noch rote Hallstätter Kalke knapp oberhalb vom fossilbelegten anisischen Schreyeralmkalk im Anstehenden erschlossen. Die Entdeckung einer kleinen Fauna aber zeigte, daß auch dieser Kalk am Westrand des Feuerkogels noch unterkarnisches Alter besitzt. Prof. F. TRAUTH bestimmte daraus: *Halobia simonyi* KITTL (10 Exempl.) und *Halobia cf. austriaca* MOJS. Außerdem ist Ammonitenbrut mit *Arcestes* häufig.

#### Karnischer Hallstätter Kalk und Draxlehner Kalk

Den fossilreichsten karnischen Hallstätter Kalk der gesamten Alpen stellt die Gipfelpartie des Feuerkogels (Langmooskogel, Kote 1622), 700 m ENE der Langmoosalm bei Äußere Kainisch dar. Fast alle in den Sammlungen unter den Bezeichnungen „Röthelstein“, „Aussee“, „Teltschenalm“, „Langmoosalm“ und „Feuerkogel“ aufbewahrten Ammonitensuiten stammen von diesem Fundpunkt. Die Aufschlüsse im julischen Hallstätter Kalk liegen knapp S vom Gipfel. Unmittelbar unterm Gipfel befindet sich eine fossilreiche hellrote Linse mit *Trachyceras austriacum* (Unterjul), kaum 150 m weiter östlich eine Lage aus rotem Hallstätter Kalk mit Man-

ganschmitzen mit *Lobites ellipticus*, die als Oberjul gilt und nur von C. DIENER (1921, 23) nicht als höheres Niveau, sondern bloß als Standortsvariante der Schichten mit *Trachyceras austriacum* gewertet worden war. Im gesamten Unterkarn (Aonoideszone) des Feuerkogels wurde bisher eine Fauna mit folgender Artenzahl gefunden: 464 Cephalopoden, 78 Gastropoden, 12 Halobien und Daonellen, 21 Brachiopoden, 13 Foraminiferen, 18 Conodonten.

Am Nordhang des Feuerkogels, dessen Schichten gegen N einfallen, lieferte der tuvalische Hallstätter Kalk (Zone mit *Tropites subbulatus*, C. DIENER 1921, 25) 59 Cephalopodenarten. Bei der Neubegehung konnte auch jetzt noch in den Schutthalde unter den alten Fundstellen Cephalopoden in größerer Zahl aufgesammelt werden, von denen Prof. H. ZAPPE 22 Arten bestimmte, deren Anführung sich aber erübrigt, da keine hier neuen Formen vorhanden waren. Ferner ist die Bank mit *Halobia styriaca* MOJS. im Unterkarn S des Gipfels noch immer aufgeschlossen. R. HUCKRIEDE hatte 1958 Conodontenfaunen aus obertriadischen Hallstätter Kalken beschrieben, darunter auch solche aus dem roten julischen Hallstätter Kalk der Zone mit *Trachyceras austriacum* MOJS. vom Feuerkogel und vom Sandling bei Aussee. Erstgenannte Lokalität lieferte eine Fauna mit 18 Formen, aus letzterer konnte er vier Formen bestimmen. Aus dem Tuval der Linse mit *Tropites subbulatus* (HAUER) vom Sandling wurden 14 Formen erwähnt, die aber auch sämtliche im Jul des Feuerkogels vorkommen! Durch Auflösung des unterjulischen roten Hallstätter Kalkes vom Feuerkogel konnte ich neuerdings folgende Fauna gewinnen:

*Gondolella navicula* HUCKR. h  
*Gondolella mombergensis* TATGE s  
*Polygnatus tethydis* HUCKR. ss  
*Lonchodina mülleri* TATGE ss  
 Placoidorgane von Selachiern  
 Fischzähnechen.

Von weiteren Vorkommen fossilbelegten karnischen Hallstätter Kalkes im untersuchten Abschnitt seien die folgenden genannt. Am Südrand der Höhe 1614, SSW vom Feuerkogel wurde im roten Hallstätterkalk eine unterkarnische Fauna entdeckt, aus der Prof. H. ZAPPE bestimmte:

*Sageceras haidingeri* (HAUER)  
*Pinacoceras (Pompeckjites) layeri* (HAUER)  
*Sirenites* sp.  
*Rhynchonella aemulatrix* BITTN.  
*Rhynchonella* aff. *nux* SUESS.

In Fortsetzung dieser karnischen Hallstätter Kalke gegen S wurden Proben aus schmalen Mergellagen des roten Kalkes W der Thalalm auf Mikrofauna untersucht. Sie enthielten ausschließlich eine großwüchsige Ostracodenfauna. Großwüchsige Rotaliiden hingegen konnten im karnischen ? Hallstätter Kalk im Steinbruch auf der Südseite des Kumitzberges SW Obersdorf gefunden werden (*Duostomina turboidea* KRISTAN, det. E. TOLLMANN).

Unterkarn sind ferner die roten Hallstätter Kalke der Kamp-Gipfelpartie, die in ihren untersten Lagen auf der Nord- und Südseite stark knollige Beschaffenheit zeigen. Solche knolligen „Draxlehnerkalke“ sind auch im Profil der Kitzmannshöhe NE Zauchen (Tafel V, Fig. 9) für das Karn

charakteristisch: Dort folgen über dem braunroten Schreyeralmkalk bei Höhe 1431 gebankte braune, knollige Hallstätter Kalke, die im Hangenden noch einen Rest eines gelblichweißen Hallstätter Riffkalkes tragen.

Im tieferen Teil von Kumitzberg und Schädelkogel bei Obersdorf vermutete G. GEYER (1915, 188) Karn in den ungeschichteten Partien. Aus dem massigen weißen oder hellroten Kalk der Nordseite des Hartlkogels, 3 km NNW Mitterndorf erwähnte G. GEYER (1915) *Halobia superba* MOJS. ?, wodurch Unterkarn gesichert wäre. Nun konnten im Schutt am NW-Fuß des Hartlkogels reichlich Halobien gefunden werden, die Prof. H. ZAPFE als *Halobia beyrichi* MOJS. und *Halobia* cf. *austriaca* MOJS. bestimmte. Beide Arten sprechen für das karnische Alter des weißen Kalkes.

Ebenfalls als karnisch gilt der dunkelrote Hallstätter Kalk mit *Halobia arthaberi* KITTL ? (G. GEYER 1915, 188) N Kainisch, der in eigenartiger, tektonisch verschuppter Position tatsächlich nahe der Untergrenze der Hallstätter Decke anstehend angetroffen werden konnte. Auch für die roten Hallstätter Kalke auf der SW-Flanke des Röthelsteins konnte der Nachweis des unterkarnischen Alters erbracht werden. Am alten Fahrweg von Kainisch zum Ferdinandstollen wurden in 1140 m Höhe, 400 m W Kote 1325 in weißen und hellen Lagen des tieferen Teiles des roten Hallstätter Kalkes Lumachellehorizonte, die ausschließlich aus Halobien bestehen, gefunden. Prof. H. ZAPFE bestimmte daraus *Halobia styriaca* MOJS., die als unterkarnisches Leitfossil gilt. Auf diese Stelle wird auch die Angabe von E. v. MOJSISOVICs zu beziehen sein, daß er im Liegenden des unternorischen Hallstätter Kalkes beim Ferdinandstollen *Halobia styriaca* MOJS. fand.

#### Norischer Hallstätter Kalk und Hallstätter Kalk-Brekzie

Durch eine Fauna mit *Heinrichites paulckeii* ist der höchste Anteil der roten Hallstätter Kalke am Nordabfall des Feuerkogels als unterstes Nor gekennzeichnet. 67 Cephalopodenarten sind von hier bekannt geworden (C. DIENER 1921, 27). Die zweite, schon MOJSISOVICs bekannte Fundstelle einer reichen unternorischen Cephalopodenfauna mit 21 Arten und *Monotis salinaria* BRONN (G. GEYER 1915, 198) befindet sich in den roten Hallstätter Kalken oberhalb vom Ferdinandstollen auf der Südseite des Röthelstein. Norisches Alter wurde auch für die Hallstätter Kalk-Schollen am SW-Rand des Grundlsees auf Grund der Entdeckung von *Placites* sp. und *Stenarcestes* sp. am Sattelkogel durch E. v. MOJSISOVICs angenommen, obgleich diese Gattungen aus dem karnischen Hallstätter Kalke ebenfalls bekannt sind. Aus dem gleichen Hallstätter Kalk dürfte auch das Ressenhorn aufgebaut sein. Durch den Fund von *Monotis salinaria* BRONN durch MOJSISOVICs und GEYER konnte der plattige, gelbliche, bläulichgraue Hornsteine führende Hallstätter Kalk der Gipfelpartie des Kumitzberges und jener des Ostteils des Schädelkogels bei Obersdorf ins Nor eingereiht werden. Nun konnte *Monotis-Lumachelle* auch auf der Südseite des Schädelkogels und im kleinen, isolierten Hallstätter Kalkfelsen N Rödschitz entdeckt werden. Es ist von Interesse, daß gesteinsmäßig gerade im norischen Hallstätter Kalk des Kumitzberggipfels Anklänge an die Fazies der Pötschenkalke innerhalb der Oberen Hallstätter Decke zu erkennen sind: Aus der später erläuterten tektonischen Position dieser Scholle als überschobener Rest, der vom Nordrand der Oberen Hallstätter Decke stammt, läßt sich

der Einfluß aus dem ursprünglich ja dort angrenzenden Sedimentationsbereich der Zlambachfazies gut verstehen.

Aus den Hallstätter Kalken mit *Heinrichites paulckeii* DIENER aus dem untersten Nor vom Feuerkogel bestimmte R. HUCKRIEDE die besonders für die Obertrias charakteristische Conodontenform *Polygnathus abneptis* HUCKR. Im allgemeinen aber sind, wie oben erwähnt, auf Grund der bisherigen Kenntnis die Conodonten der alpinen Trias für eine feinstratigraphische Gliederung nicht geeignet.

Dem Nor gehört auch eine Hallstätter Kalk-Brekzie an, die im Verband mit weißem Hallstätter Kalk mit *Halobia* cf. *salinarum* BRONN (det. H. ZAPPE) nahe oberhalb des Eisenstollens S der Teilschenalm ansteht. Sie enthält eckige, hellrosa Kalkkomponenten mit einigen Zentimeter Durchmesser in blutroter Hallstätter Kalk-Grundmasse eingebettet. Auch am Fuß der Röthelstein-Nordwände erscheinen Brekzien im bunten, norischen ? Hallstätter Kalk.

Im Umkreis des Ferdinandstollen entlang der Störung auf der Südseite des Röthelstein ist der rote norische Hallstätter Kalk durch Eisen- und Manganoxyde hydrothermal vererzt. Die Art der Vererzung ist in zwei Berichten von J. WIEBOLS (1944) dargestellt und wird derzeit von E. HASLINGER eingehend untersucht.

#### Hallstätter Korallenriffkalk (Nor)

Darunter wird ein reiner, gelblichweißer bis hellbräunlicher, nie dolomitischer Korallen- und Algenriffkalk mit Megalodonten verstanden, der sich im Hangenden des roten Hallstätter Kalkes am Krahnstein und im Zauchenbachtal einstellt. Vom Dachsteinkalk und vom ungeschichteten Hallstätter Kalk, der ja manchmal auch als „Riffkalk“ bezeichnet worden war (GEYER 1915, 188), unterscheidet er sich durch Aussehen und Fauna. Der Übergang von Hallstätter Kalk in Riffkalk zeigt an, daß die beiden Fazies nichts so Gegensätzliches darstellen, wie dies bis in die jüngste Zeit z. T. angenommen worden ist (W. MEDWENITSCH 1949, 96).

Nicht sehr zahlreich sind Vorkommen echter Korallenriffkalke innerhalb der Hallstätter Zone, da viele alte Angaben über „Riffkalke“ einer Überprüfung nicht standhalten. Vergleichsweise sind anzuführen: Die unternorischen Korallenkalkbänke mit Halorellen im Verband mit roten Hallstätter Kalken mit *Arcesten* am Nussensee im Wolfgangtal (E. MOJSISOVICS, Erl. 1905). E. SPENGLER (1954, 71) führt korallenhaltige, 200 m mächtige, weiße, rot geäderte Riffkalke in Übergang zu roten, unternorischen Hallstätter Kalken des Sommerau- und Sollingerkogels bei Hallstatt an, wobei die Riffkalke unterlagern und karnisches Alter aufweisen sollen. In jüngster Zeit ist die Auflagerung von norischem Hallstätter Korallen- und Algenriffkalk über Hallstätter Kalk auf der Hohen Wand in Niederösterreich durch E. KRISTAN (1958) bekannt geworden.

Der Riffkalk des Krahnsteins führt eine äußerst reiche, aber nicht sehr gut erhaltene Korallenfauna und enthält ferner nicht selten Megalodonten. Aus dem am Ostabhang des Gipfels aufgesammelten Material bestimmte Prof. O. KÜHN:

*Megalodus* cf. *boeckii* HOERN.

*Montlivaltia marmorea* FRECH

*Thecosmilia fenestrata* RSS.

Obwohl der Querschnitt des großwüchsigen Megalodonten keine sichere Bestimmung zuläßt, können doch mit Sicherheit karnische Formen ausgeschlossen werden. *Megalodus boeckhi* ist aus dem unteren und mittleren Nor bekannt. *Montlivaltia marmorea* FRECH stammt aus der Zone mit *Pinacoceras metternichi*, also dem tieferen Sevat, ist aber gleichwohl auch aus dem Untenor bekannt. Der Eindruck der gesamten Fauna spricht für unternorisches Alter dieser Riffkalke der Hallstätter Zone.

#### Oberalmerschichten und Tressensteinkalk (Tieferer Malm)

Bisher war Oberjura in der Hallstätter Decke des untersuchten Raumes unbekannt. Nun konnte eine reichhaltige, fossilführende Oberjuraserie auf der Südseite des Röthelsteins entdeckt werden, die sich beiderseits der Langmoosalm hinzieht. Früher waren die Malmkalke mit anisischen Kalken (Reiflingeralken) verwechselt worden, da sie von den weiter östlich auftretenden Schreyeralmkalken, aus denen KITTL eine anisische Fauna angab, nicht getrennt werden konnten (G. GEYER 1915, 195; C. DIENER 1926, 97; E. SPENGLER 1924, 139; J. WIEBOLS 1944). Der Oberjura liegt unmittelbar über Hallstätter Kalk. Die Schichtlücke ist nicht primär, sondern tektonisch bedingt, da an die Grenzfläche im S diskordant die verschiedenen Schichtglieder des Jura herantreten.

Die Oberjuraserie zeigt drei je 5—10 m mächtige Oberalmerschichtpakete in stratigraphischem Wechsel mit zwei je 30 m mächtigen, ungeschichteten Tressensteinkalkplatten. An der Basis der zweiten, höheren Tressensteinkalkpartie erscheint 800 m SW der Langmoosalm über einem mehr als 10 m mächtigen roten Kalk der hier belemnitenführenden Acanthicusschichten eine nur wenige Meter mächtige Einschaltung eines weißen Riffkalkes mit einer schönen, artenreichen Korallenfauna (Plassenkalk). Am Westende des obersten Zuges der Oberalmerschichten, 300 m WSW vom Ferdinandstollen, wurden zwei Lamellaptychen in diesen hier sonst fossilleren, mittelbraunen, hornsteinreichen, gut geschichteten Oberalmern Kalken gefunden. Den Abschluß der Serie im Hangenden bildet der fossilführende Acanthicuskalk der Langmoosalm.

Am Oberrand des gesamten Malmkalkzuges tritt neben Acanthicusschichten, u. zw. an diese im E anschließend, am Nordrand der Langmoosalm, unmittelbar NE unter den Almhütten auch ein hellbraungrauer, ungeschichteter Malmkalk auf, der lokal Fossillinsen enthält. Er lieferte eine kleine Fauna, aus der Prof. H. ZAPFE bestimmte:

- Rhynchonella spoliata* SUESS s
- Rhynchonella* (*Lacunosella*) aff. *lacunosae* SCHLOTH. h
- Rhynchonella* (*Lacunosella*) *visulica* (OPPEL) ns
- Rhynchonella* sp. s
- Terebratula* sp. h
- Metaphorinus guembeli* NEUMAYR ss.

*Lacunosella visulica* (OPPEL) ist bisher nur aus dem Oxford (Transversariuszone) von Krakau beschrieben. *Rhynchonella spoliata* SUESS hingegen ist aus dem Tithon von Stramberg bekannt, *Metaphorinus guembeli* NEUM. ist auf Malm und Unterkreide beschränkt. Da diese Kalke fast in der streichenden Fortsetzung knapp unterhalb der als Kimmeridge eingestuft

Acanthicusschichten liegen, die Fauna auch kaum tieferes Alter zuläßt, werden sie ebenfalls dem mittleren Malm angehören.

Der hellgelbliche bis rötliche Malmkalk am Westrand des Weges, der das Westende der Langmoosalm erreicht, enthält dort vereinzelt Korallenstöckchen, die F. BACHMAYER als *Diplocoenia inwaldensis* OGILVIE bestimmte.

#### Acanthicusschichten (Kimmeridge)

Ammonitenreiche Acanthicusschichten wurden auch in der Hallstätter Schichtfolge, u. zw. am Nordrand der Langmoosalm gefunden. Auf der Nordseite eines markanten Felsriegels liegt der steil nordfallende, knollige, rotbraune, ammonitenreiche Kalk als hangendstes Glied des Oberjura. Im W anschließenden Abschnitt der Hallstätter Zone zwischen Ischl und Aussee sind seit E. MOJSISOVICIS ebenfalls Acanthicusschichten bekannt, nach W. MEDWENTITSCH (1949) treten sie aber dort in einem sehr tiefen Niveau der Oberalm-Tressensteinkalk-Folge auf. Einem solchen tieferen Horizont würde hier der oben erwähnte belemnitenführende Acanthi-cuskalk 800 m SW der Langmoosalm entsprechen. Die Acanthicusschichten der Langmoosalm enthielten folgende, für Kimmeridge bezeichnende, von Prof. H. ZAPPE bestimmte Formen:

- Lytoceras polycyclum* NEUM.
- Perisphinctes* cf. *ptychodes* NEUM.
- Perisphinctes* sp.
- Physodoceras* cf. *acanthicum* (OPPEL)
- Physodoceras* sp.

#### Plassenkalk (Malm)

Innerhalb der bis ins Kimmeridge reichenden Malmkalkserie S der Hauptlängsstörung des Röthelsteins tritt reiner Korallenriffkalk nur am Unterrand des höheren Tressensteinkalkzuges, einige Meter mächtig, auf. Unter den aufgesammelten Korallen bestimmte Dr. F. BACHMAYER

- Epistreptophyllum* cf. *commune* MILASCH.
- Calamoseris* sp.

Ein zweites, unvergleichlich mächtigeres Plassenkalkriff repräsentiert der Gipfelaufbau des Röthelsteins N der Langmoosalm-Störung. Über rotem Hallstätterkalk folgen 400 m mächtige, sehr reine, weiße, rot geäderte Kalke, die bisher als norische Dachsteinkalke eingestuft worden waren (G. GEYER 1916, 199, C. DIENER 1926, 97). Auf der Schutthalde am SW-Abfall konnte eine kleine Fauna aufgesammelt werden. Herrn Dr. F. BACHMAYER verdanke ich die Bestimmung der Tithonkorallen:

- Thecosmilia magna* ETALLON
- Synastraea* sp.
- Stylosmilia* sp.
- Aulastraea schäferi* OGILVIE.

Herr Dr. E. FLÜGEL bestimmte von hier freundlicherweise folgende Hydrozoenarten:

- Ellipsactinia ellipsoidea* STEINM. 3 Exempl.
- Ellipsactinia polypora* CANAVARI 1 Exempl.
- Ellipsactinia ramosa* CANAVARI 2 Exempl.
- Sphaeractinia diceratina* STEINM. 2 Exempl.

Nach E. FLÜGEL sind diese für die Riffazies charakteristischen Arten besonders im Tithon verbreitet. *E. polypora* und *S. diceratina* sind reine Tithonformen, *E. ellipsoidea* und *E. ramosa* sind ferner auch aus der Kreide bekannt. *E. ellipsoidea* und *S. diceratina* wurden aus dem Tithon von Stramberg beschrieben, alle angeführten Arten sind im Tithon des Mittelmeergebietes häufig.

#### Gosau

Ein Teil der Gosau des Weißenbachtals, die hier über die Deckengrenzen hinweggreift, lagert E von Anger auch auf Serien der Oberen Hallstätter Decke. Die Sandsteine der höheren Gosau liegen unmittelbar auf Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit.

#### 4. Dachsteindecke

Die Dachsteindecke, die, ungeachtet der verschiedenen Deutung ihrer tektonischen Position, auf jeden Fall eine an Überschiebungen klar abgegrenzte Einheit bildet, setzt im untersuchten Abschnitt im Kammergebirge und Grimming erst mit dem Dachsteinkalk und auch hier nur mit dessen jüngeren Partien ein.

##### Dachsteinkalk (Nor-Rhät)

Weitaus der überwiegende Teil der Dachsteindecke des untersuchten Abschnittes zwischen Radling und Grimming besteht aus gebanktem, hellgrauem Dachsteinkalk. Die Bankung ist gegen das Hangende hin klarer ausgeprägt, wie die steil gegen NE einschließenden Platten des Grimming zeigen. Die Kalke sind nicht dolomitisiert. Im Dachsteinmassiv beträgt ihre Mächtigkeit über 1000 m. Der oberste Anteil, der sich durch reichliche Megalodontenführung auszeichnet, wird häufig dem Rhät zugeordnet. Im Einschnitt Paß Stein sind solche megalodontenführende Bänke aufgeschlossen. Grüne, mehrere Zentimeter starke mikrofossilleere Tonlagen sind dort an den Bankungsfugen eingelagert.

##### Hierlatzkalk (Lias)

Unmittelbar über dem Dachsteinkalk liegt Hierlatz-Crinoidenkalk, der, W vom Wandkogel ansetzend, über die Zünkitz beim Steinpaß und weiter gegen E hin den Nordrand der untertauchenden Dachsteinkalke begleitet. Die transgressive Lagerung wird in der älteren Literatur wiederholt betont. Der Hierlatzkalk ist in Form von 10 bis 15 m mächtigen rotbraunen Crinoidenkalken vorhanden, die stellenweise reiche Faunen geliefert haben. Daneben kommen rotbraune, dichte Kalktypen mit wechselndem, aber immer beträchtlichem Gehalt an Crinoiden und mit Belemniten vor. Solche undeutlich gebankte Kalke, bei denen Partien auch dunkelgrau fleckig verfärbt sind, werden im Duckbauernsteinbruch, 500 m SSW vom Duckbauern, gebrochen. Das Alter dieser Kalke konnte durch den Fund eines Bruchstückes von *Ocyroteroceras* cf. *bourgueti* REYNES (det. F. TRAUTH) als Lias  $\beta$  bestimmt werden.

Im Zusammenhang mit diesen Liaskalken stehen die schon von G. GEYER 1886 als „Trümmerkalke“ bezeichneten Brekzien mit hellgrauen Kalk-

komponenten in rotem, kalkig-mergeligem Bindemittel, die neuerdings am Blotschkogel, W vom Wandlkogel gefunden wurden. An manchen Stellen wechsellagern die Crinoidenkalken gegen Hangend mit Fleckenmergel und einer Radiolaritbrekzie.

Altberühmte Brachiopodenfundstellen liegen im Crinoidenkalk am Fuß des Krunglwaldes, u. zw. S der Kulmeralpe, von wo D. STUR eine Fauna mit elf Brachiopoden- und zwei Bivalvenarten beschrieb (1871, 473) und SE der Kulmeralpe, von wo er zwölf Brachiopoden- und sieben Bivalvenarten anführte (1871, 473). G. GEYER konnte die Artenzahl von dort noch um zwei erhöhen und fand auch noch eine kleine Fauna im Krunglwald unter der Grimmingalpe (1915, 183). Am alten Platz SE der Kulmeralpe waren neuerdings zu finden:

- Rhynchonella alberti* OPP. ss
- Rhynchonella* cf. *emmrichi* OPP. ss
- Rhynchonella greppini* OPP. h
- Rhynchonella greppini palmata* OPP. h
- Rhynchonella inversa* OPP. ss
- Rhynchonella* spp. s
- Spiriferina obtusa* OPP. ss
- Terebratula andleri* OPP. ns
- Terebratula mutabilis* OPP. ns
- Terebratula punctata* Sow. hh
- Terebratula punctata ovatissima* QU. s
- Terebratula stapia* OPP. ss
- Waldheimia partschi* (OPP.) ss
- Pteria* sp. ss

Auf der NE-Seite des Langensteinkogels an der Oberkante des Ostabfalles in etwa 1150 m Höhe wurde am Beginn eines gegen E gerichteten Einschnittes S einer Rückfallkuppe ein sehr ergiebiges Brachiopodenvorkommen im Hierlatzkalk aufgefunden, das folgende Arten lieferte:

- Rhynchonella greppini* OPP. ns
- Rhynchonella greppini palmata* OPP. ss
- Rhynchonella polyptycha* OPP. ns
- Terebratula punctata* Sow. hh
- Terebratula* spp. s
- Waldheimia* cf. *appenninica* ZITT. ns
- Waldheimia partschi* (OPP.) h

Auch der Crinoidenkalk des Zünkitz, N vom Steinpaß, lieferte eine Brachiopodenfauna, die wie folgt zusammengesetzt war:

- Rhynchonella greppini* OPP. h
- Rhynchonella greppini palmata* OPP. h
- Rhynchonella guembeli* OPP. ss
- Rhynchonella polyptycha* OPP. ss
- Rhynchonella retusifrons* OPP. ss
- Spiriferina brevirostris* OPP. ss
- Spiriferina haueri* SUESS ss
- Spiriferina obtusa* OPP. s
- Terebratula mutabilis* OPP. ss

*Waldheimia alpina* GEYER ss  
*Waldheimia partschi* (OPP.) s  
*Pecten* sp. ss

#### Liasfleckenmergel

Sowohl W vom Wandlkogel wie S vom Duckbauer und S vom Hanselbauer (Kulmsattel) treten weit aufwärts Fleckenmergel in größerer Ausdehnung vorwiegend im Hangenden der Crinoidenkalke auf, wechsellagern aber auch mit diesen. Die dunkelgrauen bis schwarzen Liasfleckenmergel in der östlichen Fortsetzung des Blotschkogels, die den Wandlkogel an der Südseite unterlagern, waren bisher mit Muschelkalk verwechselt worden.

Im Gebiet S vom Duckbauer gehen die Fleckenmergel durch allmählich zunehmenden Crinoidengehalt und steigenden Trümmergehalt rasch und undeutlich abgrenzbar in eine dunkelgraue Brekzie mit Fleckenmergel- oder Crinoidenkalkgrundmasse und eckigen Komponenten von braunrotem Crinoidenkalk, hellgrauem Kalk und hellbraunem Radiolarit über. Ähnliche Verhältnisse, besser aufgeschlossen, trifft man am NW-Fuß des Grimming in 1200 m Höhe.

#### Liashornsteinbrekzie

Im zuletzt genannten Abschnitt, 800 m S vom Hanselbauern ist die Lagerung der in der Literatur schon wiederholt erwähnten, z. T. nicht im Anstehenden aufgefundenen und ihrer Entstehung und stratigraphischen Stellung nach bisher verschiedenen und unter Vorbehalt gedeuteten Brekzie klar zu erkennen. An einer 35° streichenden Bruchlinie sind im NW-Flügel eine Reihe von NW—SE streichenden Schichten in sedimentärem Verband abgesenkt erhalten geblieben. Das Profil zeigt in einer Mächtigkeit von etwa 200 m über einem einheitlichen, auf Dachsteinkalk ruhenden Crinoidenkalk einen Wechsel von sechs Crinoidenkalkbrekzien-Paketen, bei denen die Brekzien Hornstein-, Crinoidenkalk- und Fleckenmergelkomponenten enthalten, reinen Fleckenmergelzügen und vereinzelt Crinoidenkalkschichten. Die sedimentäre Natur der Brekzie ist eindeutig. Die Zuordnung zum Lias erfolgt auf Grund der Wechsellagerung mit Fleckenmergel und Crinoidenkalken vom Typus der Liasserien. Als Herkunft für die oft faustgroßen gelblichbraunen und grauen kantigen Hornsteinkomponenten kämen Kieselkalke des tieferen Lias in Frage, wie man sie z. B. im NW-Teil des Krungelwaldes unter dem rotbraunen Liaskalk anstehend findet. Auch aus anderen Abschnitten der Kalkalpen sind solche gänzlich von Hornstein durchsetzte Crinoidenkalke beschrieben, bei denen wie hier in den Hornsteinkomponenten der Hornstein die Zwischenräume zwischen den einzelnen Crinoidenresten ausfüllt. Die Oberfläche dieser Hornsteintrümmer zeigt durch die Verwitterung oft poröses Aussehen, da die Crinoidenreste besser auswittern. H. HÄUSLER hatte diese Brekzie bereits in einem Profil (1943, 39) dargestellt, die Frage nach Alter und Bildung offen gelassen. Die gleiche Brekzie weiter unten beim Hanselbauer hatte er in Anlehnung an die ältere Literatur als Gosau betrachtet. Auch H. P. CORNELIUS (1944, 136) hielt die Brekzie beim Hanselbauer für Gosau und ebenso einen Teil der vorher erwähnten Brekzie, einen anderen Teil mit Vorherrschen der grauen Crinoidenkalke und schwarzgrauen Mergel als Bindemittel erachtete er am

ehesten für Lias. Weitere Vorkommen dieser Brekzie in der Umgebung des Duckbauer waren schon G. GEYER bekannt.

### Doggerkieselschiefer

Jüngere Schichtglieder sind nur noch in dem von G. GEYER beschriebenen Profil im Krungwald SE vom Sapfer vorhanden. Es wurden über dem Hierlatzkalk rotbraune Klauskalke, darüber roter Radiolarit, eine 30 cm schmale Kieselkalkbrekzie und dunkelgraue, kieselige, als Basis der Oberalmer Schichten aufgefaßte Kalkschiefer angeführt. Anstehend ist dort jetzt nur mehr der rote und graue Doggerkieselschiefer im Hangenden der Crinoidenkalke zu beobachten.

### Gosau

Die in allen älteren Arbeiten angeführte und kartierte Gosau beim Hanselbauer S vom Kulmkogel existiert nicht, wie oben erwähnt. Die Brekzie gehört dem Lias an.

## Fazies

### 1. Kurzer historischer Überblick

Von besonderem Interesse ist in einem solchen, an heteropischen Sedimenten reichen Gebiet der Vergleich gleichaltriger Schichtserien nach Mächtigkeit, Ausbildung und Fossilinhalt und die Rekonstruktion der ursprünglichen Sedimentationsräume und ihrer Beziehungen. Die Grundlage aller weiteren Arbeit bildete die erste umfassende stratigraphische Gliederung der Kalkalpen durch K. HAUER (1846), für deren Aufstellung das Salzkammergut eine maßgebende Rolle gespielt hatte. Bis über die Jahrhundertwende herrschte die namentlich von E. v. MOJSISOVICS vertretene Auffassung, daß die „zwei durch eine Barriere von Wetterstein- und Dachsteinkalk gesonderten Züge der Hallstätter Entwicklung“ primär in schmalen „Kanälen“ oder „Lagunen“ zwischen den Kalkstöcken abgesetzt worden seien (1903, 386). In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts hatte man sich in erster Linie noch um die durch die fazielle Zersplitterung besonders schwer durchschaubare Normalgliederung der alpinen Trias bemüht, zugleich aber versuchte man ebenso Faziesübergänge oder -gegensätze klarzustellen. Die älteren angeführten Beispiele können aber heute nur nach genauer Revision verwertet werden, da früher mangels klarer tektonischer Vorstellungen auch die eben unmittelbar nebeneinander liegenden Schollen verschiedener tektonischer Einheiten als streichende Fortsetzung der Gesteinszüge betrachtet wurden, ferner auch noch zahlreiche Unklarheiten hinsichtlich der Zuordnung verschiedener Gesteinstypen bestanden.

Einen entscheidenden neuen Impuls auch für fazielle Fragen gab die Anwendung der Deckenlehre auf das Gebiet des Salzkammergutes durch E. HAUG (1906). Natürlich konnte im ersten Wurf die Zuordnung sämtlicher Schichtglieder zu bestimmten Einheiten noch nicht endgültig durchgeführt werden, wie schon die Bezeichnung „Salzdecke“ für die Decke mit den Zlbachschichten und die Gegenüberstellung einer „Hallstätter Decke“ mit den Hallstätter Kalken aussagt. E. HAUG verdanken wir außer der ersten Deckengliederung dieses Kalkalpenabschnittes auch eine erste klare

Gegenüberstellung der verschiedenen Faziesentwicklungen der einzelnen Decken. Noch immer aber unter dem Konzept der relativen Autochthonie vollzog sich die für unseren Abschnitt entscheidende Kartierung durch G. GEYER (1915), dessen z. T. nicht realen faziellen Anschauungen bis in die Gegenwart wirkten. Das Hauptagens aber für die fazielle Forschung der Gegenwart im Salzkammergut bleibt noch immer die Spannung, die die gegensätzlichen tektonischen Auffassungen, vertreten durch L. KOBER und E. SPENGLER, hervorgerufen haben. Die wesentlichsten faziellen Fragen sind untrennbar mit diesem Problem verknüpft.

## 2. Faziesänderungen innerhalb der tektonischen Einheiten

In der Totengebirgs-Decke vollzieht sich der Übergang von der Hauptdolomitfazies in die Dachsteinkalkfazies nach E. SPENGLER bereits außerhalb des untersuchten Gebietes, außerhalb und nordwestlich des Toten Gebirges in der Hohen Schrott, wo die Kössener Schichten im Liegenden der rhätischen Dachsteinkalke gegen SE auskeilen und die Oberrhätikalke mit den norischen Dachsteinkalken verschmelzen. Tatsächlich aber ist die Hauptdolomitfazies nicht an dieser Linie zu Ende. Südlich vom Totengebirgsstock ist in der gleichen tektonischen Einheit wiederum hunderte Meter mächtiger Hauptdolomit vorhanden, ebenso erscheinen die Kössener Mergel wieder auf der Südseite des Toten Gebirges, wie das neu entdeckte Vorkommen im Brandwald bezeugt. Die zu schematisch durchgeführte Gliederung der Faziesgebiete durch E. SPENGLER berücksichtigt nicht den erwähnten abermaligen Faziesumschlag gegen S. Gerade aber für das Verständnis der Einfügung der Hallstätter Zone ist der abermalige Umschlag zur Hauptdolomitfazies S vom Toten Gebirge von Bedeutung, zeigt sich doch dadurch, daß die in manchem noch voralpine Züge tragende Untere Hallstätter Decke zumindest hier nicht an die ihr fremdere Dachsteinkalkfazies angeschlossen werden muß, sondern sich südlich der Lawinentententwicklung in verständlicherer Weise einfügt.

Der Dachsteinriffkalk ist im Tirolikum mehr auf die tieferen Abschnitte des norisch-rhätischen Kalkpaketes beschränkt, steht aber mit dem geschichteten Dachsteinkalk, z. T. auch mit dem Hauptdolomit in enger fazieller Wechselbeziehung. Der wiederholte fazielle Wechsel von Hauptdolomit-, Dachsteinkalk- und Riff-Fazies läßt ab Obertrias eine verschiedene Tendenz verschiedener Zonen innerhalb der gleichen Einheit erkennen, die dann im Jura noch klarer zum Ausdruck kommt und gerade hier beispielartig studiert werden kann. In dem zwischen Totengebirgssüdrand und Grimmingstirn gelegenen Teil des Tirolikums wiederholt sich zwei-, stellenweise dreimal der Wechsel zwischen W—E streichenden, kilometerschmalen Streifen gegensätzlicher Fazies, die durch eine seit der Trias bis in die Gegenwart fortwirkende Gliederung in Hoch- und Tiefzonen bedingt ist. In den Hochzonen setzte über dem Dachsteinkalk, stellenweise (E Zlaimalpe) schon über dem tieferen Riffkalk nach einer Schichtlücke Hierlatzkalk des Lias  $\beta$ , oft auch unmittelbar Klauskalk auf. Auch die Malmriffkalke (Plassenkalk, Tressensteinkalk) erscheinen mehr in den Hochzonen, die generell durch eine lückenhaftere Schichtfolge gekennzeichnet sind. Solche Verhältnisse trifft man im Totengebirgsstock selbst, in der Antiklinale des Lawinentstein-Türkenkogelzuges und der kleinen Scholle des Steinwandwaldes. In

den dazwischenliegenden Mulden herrscht andere Fazies: Das Rhät liegt in Form der Kössener Mergel vor, die Mergelentwicklung läuft ungestört in den Lias weiter, wo mächtige, crinoidenkalkfreie Fleckenmergel abgesetzt wurden und auch der über den Stöcken fehlende Lias  $\alpha$  bereits in seinen tiefsten Horizonten fossilbelegt nachgewiesen werden kann (Öderntal). In den gleichen Muldenzügen ist der Dogger nur als Kieselschiefer entwickelt, Klauskalk fehlt. Im Oberjura stellen sich geschichtete Oberalmerkalke ein. Neokom ist nur hier erhalten. Eine solche Muldenzone verläuft vom Grundlsee ins Öderntal, eine zweite streicht bei der Pichlmaieralm, S der Kochalm durch, die dritte Mulde stellt die Zone des Mitterndorfer Beckens dar. Die eigenartige, seit der Trias vorhandene Tendenz im Gegensatz zwischen Hoch und Tief hat sogar den Deckenfernttransport überdauert und war für die junge Tektonik richtunggebend. Die Hochzonen bildeten z. T. Stirnen, die Mulden nahmen die Hallstätter Deckschollen auf. Der Einfluß der Triasstöcke auf die Liasentwicklung ist schon von K. LÉUCHS 1925 im Hagengebirge beobachtet worden. Es sind ferner Parallelen zu einer derartigen faziellen, sich auch tektonisch auswirkenden Differenzierung aus verschiedenen Teilen der Kalkalpen bekannt. Als Beispiel sei der von F. BAUER beschriebene Nordrand des Sengsengebirges angeführt. Die Erkenntnis der raschen faziellen Abänderung quer zum Streichen innerhalb einer tektonischen Einheit verdient besondere Beachtung als ein, besonders in neuer Zeit viel diskutiertes Thema. Daneben aber dürfen natürlich nicht die seit langem bekannten, besonders in der Trias vorhandenen Gemeinsamkeiten bestimmter Großräume, über hundert und mehr Kilometer hinstreichender Faziesgebiete der Alpen übersehen werden, die eine fazielle Großgliederung in sich gut abhebende Zonen ermöglichen.

Für Beobachtungen von faziellen Abänderungen innerhalb der Unteren Hallstätter Decke (Zlambachdecke) ist das untersuchte Gebiet zu klein. Der Vergleich mit dem westlichen Nachbarabschnitt lehrt, daß die Pedataschichten auf Kosten der Zlambachmergel im untersuchten Abschnitt beträchtlich an Mächtigkeit zunehmen. In ihnen könnte auch die Vertretung der Pötschenkalke vorliegen, da diese im untersuchten Abschnitt fehlen. Der wichtige Faziesübergang von Zlambachmergel in Hallstätter Kalk konnte im W anschließenden Abschnitt, in den Gräben NW vom Pötschenpaß studiert werden.

In der Oberen Hallstätter Decke treten größere fazielle Gegensätze zurück. Die Mächtigkeitsbeträge der verschiedenen Schichtglieder stimmen auf weiten Strecken im Salzkammergut gut überein (Gutensteiner Kalk gering, Gutensteiner Dolomit von beträchtlicher Mächtigkeit usw.). Recht klar kommt auch innerhalb von nahe benachbarten Abschnitten (2—3 km) der verschieden hoch gelegene Umschlagpunkt vom Reiflingeralk in den Schreyeralmkalk durch die verschieden hohe Lage des pelsonischen Crinoidenkalk-Leithorizontes zum Ausdruck. Die beiden anisischen Kalktypen sind aufs engste verzahnt, wie auch der Steinalmkalk mit dem Gutensteiner Dolomit des Hydasp. Als auffälliger fazieller Gegensatz im untersuchten Abschnitt ist das Auftreten von norischem Korallenriffkalk innerhalb der Hallstätterfazies zu vermerken. Ansonsten hält ja die Hallstätter Kalkbildung bis zum Ende des Nor an. Nur im Kumitzberg ist der Übergang von norischem Hallstätter Kalk in einen dem Pötschenkalk ähnlichen Typus zu beobachten. Ob das Rhät der Hallstätter Decke im Salzkammergut

primär oder tektonisch fehlt, ist unsicher. Die Schichtlücke im Hangenden der Hallstätter Kalke hat wechselnden Umfang: Im Abschnitt W Aussee ist bereits Lias vorhanden, im untersuchten Gebiet erst Malm. Hier ist die Grenzfläche tektonisch bedingt, da der Malm mit verschiedenen Schichtgliedern an die Bewegungsfläche heranstreicht. Innerhalb des Malm des Röthelsteingipfels ist eine starke fazielle Differenzierung zu beobachten. 400 m Riffkalk des oberen Malm stehen hier einer wesentlich geringmächtigeren, allerdings älteren, geschichteten Kalkserie des Malm gegenüber, die durch eine Störung getrennt ist.

Die Dachsteindecke reicht nur mit einem kleinen Ausläufer ins untersuchte Gebiet. Ihre heutigen randnahen Teile im Norden waren schon zur Zeit der liassischen Sedimentation „Randgebiete“ gegen eine Senke, wie die dort noch im sicheren Verband dieser Einheit vorhandenen Liasfleckenmergel bezeugen. Unmittelbar über dem Dachsteinkalk setzt wieder Lias  $\beta$  in Form des Hierlatzkalkes ein, der sich vom Kalkstock weg mit dem rasch sehr mächtig werdenden Fleckenmergel verzahnt. Die ebenfalls dem Fleckenmergel eingeschaltete Lias-Radiolarit-Brekzie stellt in diesem Abschnitt ein der Dachsteindecke eigenes Sediment dar.

### 3. Die Hauptfaziesbezirke, ihre Eigenheiten und Gemeinsamkeiten (Abb. 1)

Totengebirgs-Decke und Dachstein-Decke weisen in fazieller Hinsicht zahlreiche Gemeinsamkeiten auf. Die beiden heute dazwischenliegenden, faziell auch untereinander stark abweichenden Serien der Unteren und Oberen Hallstätter Decke unterscheiden sich beträchtlich von jenen (Abb. 1). Die stärksten Abweichungen treten in der Mittel-, besonders aber in der Obertrias auf, die in der Zlambachdecke in Form des mächtigen, reichhaltigen Karn mit Lunzer Sandstein, der Zlambachmergel und Pedata-

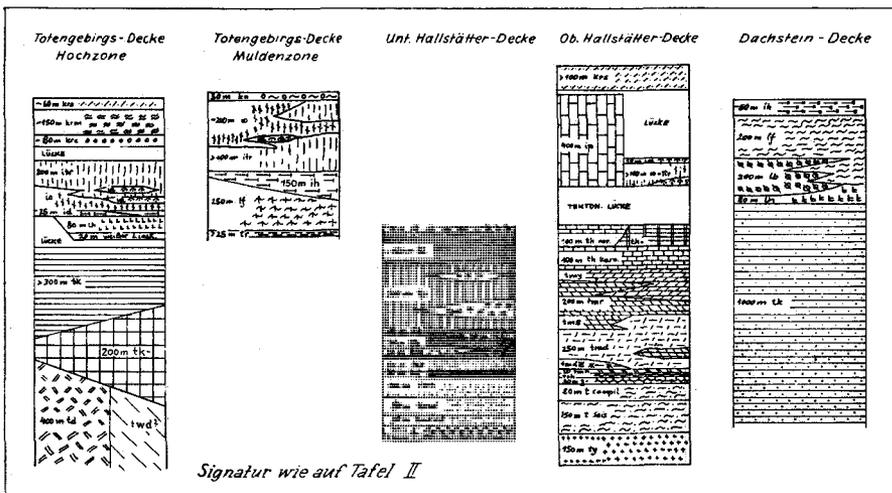


Abb. 1: Faziesübersicht über die optimale Schichtfolge im Gebiet des östlichen Salzkammergutes im Raum von Mitterndorf. Die Mächtigkeiten sind nur annähernd anzugeben.

schichten vorliegt und in der Oberen Hallstätter Decke ausschließlich aus Hallstätter Kalk besteht.

Es muß daher vor allem die tektonische wie fazielle Selbständigkeit der Zlambachdecke und der Oberen Hallstätter Decke betont werden. Die Frage, in welchen Gebieten der Kalkalpen noch neben (unter) der kalkreichen Hallstätter Entwicklung eine mergelreiche Fazies in einer eigenen tektonischen Einheit („Salzdecke“ von HAUG, „Untere Hallstätter Decke“ von HÖLZL, KOBER und MEDWENITSCH, „Zlambachschuppe“ von SPENGLER) entwickelt ist, ist noch nicht endgültig entschieden. Im mittleren Salzkammergut ist sie erwiesen. Nun konnte auch hier, am Ostrand des Salzkammergutes die Zlambachdecke nachgewiesen werden, u. zw. mit der vollständigsten bisher bekanntgewordenen zusammenhängenden Schichtfolge vom Skyth bis zum Lias. Die Trennung von zwei verschiedenen Hallstätter Faziesbereichen, die in den beiden Hallstätter Decken vorliegt, ist in dem untersuchten Abschnitt in noch klarerer und überzeugenderer Weise erkennbar als im tektonisch unübersichtlicheren Gebiet W von Aussee. Hier ist ein Zweifel an der Existenz der beiden Hallstätter Decken unmöglich.

Um die ursprüngliche Anordnung der Faziesgebiete in der Geosynklinale zu rekonstruieren, ist es nötig, Anknüpfungspunkte zwischen den einzelnen, tektonisch getrennten Faziesbereichen im betrachteten Abschnitt und darüber hinaus in den angrenzenden Räumen zu suchen. Zwei entgegengesetzte Gruppen von Meinungen stehen sich hier, gleich wie in der tektonischen Auffassung gegenüber, deren namhafteste Vertreter sich für eine primäre Abfolge der faziellen und tektonischen Einheiten von N nach S in folgender Reihenfolge aussprachen: L. KOBER: Totengebirgs-Decke, Untere, Obere Hallstätter Decke, Dachstein-Decke; E. SPENGLER (1956): Das Tirolikum mit der Dachsteinmasse mit Hauptdolomitfazies im N und Dachsteinkalkfazies im S wird als eine Einheit gedacht, die Hallstätter Fazies (Salzbergfazies) im S angeschlossen; die Zlambachfazies sei innerhalb des Tirolikums beheimatet. Als dritte Meinung, bei der aber die regionalen tektonischen Verhältnisse am wenigsten berücksichtigt werden, ist die von F. TRAUTH (1937) dargelegte, an ältere Anschauungen anknüpfende Auffassung anzuführen, wonach zwei ursprünglich getrennte Räume der Hallstätter Entwicklung N und S der Berchtesgadener Fazies anzunehmen seien.

Die Deutung von E. SPENGLER scheint den Vorzug aufzuweisen, daß die eigenartige Hallstätter Fazies nicht zwischen den so ähnlichen Kalkstöcken des Toten Gebirges und des Dachstein eingewurzelt gedacht werden muß, sondern daß diese Blöcke einem ursprünglich einheitlichen Faziesgebiet angehörten. Allerdings wird bei einer solchen Darstellung das abermalige Einsetzen der Hauptdolomitfazies im Tirolikum S vom Toten Gebirge, im Lawensteinzug, das den faziellen Anschluß der Unteren Hallstätter Decke erleichtern würde, nicht berücksichtigt. Die fremdartige Hallstätter Fazies läge also nach SPENGLER außerhalb der Dachsteinkalk- und Riffkalkstöcke. Außerhalb scheint sie aber nur solange zu stehen, solange man die Überlegung willkürlich auf die Nördlichen Kalkalpen begrenzt. Sieht man den gesamten nordalpinen Sedimentationsraum, also auch die Gailtaler Alpen, den Dobratsch, die Nordkarawanken usw., so bleibt die Hallstätter Zone stets Fremdes innerhalb der Dachsteinkalk-Entwicklung. Für die tektonische Auflösung ergeben sich bei der Einfügung

der Hallstätter Fazies S der Dachsteinmasse größere Schwierigkeiten. Übrigens verliert die von E. SPENGLER früher als Hinweis für einen unmittelbaren Zusammenhang gewertete Einheitlichkeit der faziellen Entwicklung des östlichen Toten Gebirges und Dachsteinstockes, jetzt durch seine eigenen Ausführungen (1956) wiederum ihre Bedeutung, da SPENGLER nun die auch von ihm als selbständig erkannte „Zlambachschuppe“ innerhalb der Dachsteinkalkfazies zwischen den beiden Gebirgsstöcken einwurzeln läßt. Bei einer solchen Auffassung wird ferner eine vollständige Trennung der Bildungsräume der beiden Hallstätter Decken angenommen. Die Fazies der beiden Decken ist zwar weitgehend einander fremd, beide führen aber doch Hallstätter Kalke, also ein charakteristisches Leitgestein. Von der stratigraphischen Einschaltung fossilführender Hallstätter Kalke in den Zlambachmergeln des Stambaches E Goisern konnte ich mich selbst überzeugen. In den Arbeiten von B. PLÖCHINGER über die Hallstätter Zone im Lammertal werden typische Gesteine der Zlambachfazies (Pedata-schichten, Zlambachschichten) und der Hallstätter Fazies (Hallstätter Kalk) aus angeblich derselben Einheit angeführt. Auch dies wäre ein Hinweis für den primären Zusammenhang von Zlambachfazies und Hallstätter Fazies. Ferner aber weisen auch die in der Oberen Hallstätter Decke vorhandenen Pötschenkalktypen mit charakteristischer Mikrofauna im Verband der Hallstätter Kalke des Kumitzberges bei Obersdorf auf die ehemalige Nachbarschaft der durch diese beiden Leitgesteine gekennzeichneten Faziesräume hin, umso mehr, da ja die von der Hauptmasse der Oberen Hallstätter Decke überfahrene Kleinschollenreihe im Mitterndorfer Becken den tektonisch tiefsten, ursprünglich also nördlichsten Teil der Oberen Hallstätter Decke bildet.

Gerade das Beispiel der ganz verschiedenen Triasentwicklung in den beiden primär sicherlich zusammenhängenden Gebieten der Unteren und Oberen Hallstätter Decke zeigt, daß nicht alle Zusammenhänge aus der Fazies in eng begrenztem Gebiet abzulesen sind, andererseits kann es als eine Warnung gegen zu leichtfertiges fazielles Koppeln dienen. Auch E. SPENGLER hatte zu Recht erwähnt, daß die Ähnlichkeit der Fazies der beiden Hallstätter Decken gering sei — wie oben ausgeführt beruht sie ja hauptsächlich nur auf dem Hallstätter Kalk. Die Entgegnung von W. MEDWENITSCH (1958, 145), daß die beiden Hallstätter Decken „die gleiche mittlere Trias“ zeigen, ist nur auf Grund einer unzutreffenden Mitteltriasgliederung verständlich.

W. MEDWENITSCH versuchte (1955) eine Gegensätzlichkeit der Trias der Totengebirgs- und Dachsteindecke aufzuzeigen, indem er Hohe Schrott und Hainzen gegenüberstellte und so den Unterschied der Hauptdolomitfazies mit Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und Oberrhätkalk und der Dachsteinkalkfazies mit norischem bis rhätischem Dachsteinkalk hervorstrich. Dabei wurde aber übersehen, daß sich der Faziesübergang ja bereits innerhalb der Totengebirgsdecke im Gebiet der Hohen Schrott einstellt, wie E. SPENGLER betonte, die Masse des Toten Gebirges bereits Dachsteinkalkfazies zeigt und somit der oben geschilderte Gegensatz nicht zwischen Totem Gebirge und Dachstein, sondern im Bereich der Totengebirgs-Decke vorhanden ist. Zwischen dem Hauptteil des Toten Gebirges und dem Dachstein hingegen bestehen weitgehende fazielle Ähnlichkeiten: In beiden Stöcken tritt der Hauptdolomit gegenüber dem Dachsteinkalk

weitgehend, aber nicht ganz zurück, in beiden erscheint in lokal wechselndem Ausmaß geschichteter Dachsteinkalk und Riffkalk.

Wiederholt wurde auch von W. MEDWENITSCH die Bedeutung der von K. HÖLZL (1933) erwähnten Gleichheit der Juraentwicklung im Tirolikum und in der Hallstätter Zone und der Lückenhaftigkeit des Jura im Gebiet der Dachsteindecke hervorgekehrt. Die gleiche Juraschichtfolge im Toten Gebirge und in der Oberen Hallstätter Decke wurde als unumstößlicher Beweis für die primäre Nachbarschaft der beiden Zonen angeführt (1949, H. 2, S. 1), besonderer Wert auch auf die verschiedenen Mächtigkeitsverhältnisse der Juraserien gelegt. Es ist aber seit alters bekannt, daß die Eigenart der Hallstätter Entwicklung nur in der Trias zur Geltung kommt, im Jura erlöschen die Bio- und Lithofaziesgegensätze weitgehend, so daß gerade der Jura in dieser Hinsicht wenig brauchbar ist. Wie sehr aber die Lückenhaftigkeit oder beträchtliche Mächtigkeit gerade der Juraserien auch bereits innerhalb der Totengebirgsdecke je nach Hoch- oder Tief- lage der Schollen oder in der Dachsteindecke je nach randlicher oder zentraler Lage variiert, wurde oben ausführlich beschrieben. Ja selbst innerhalb eines Stockes wie im Toten Gebirge kann die Entwicklung verschieden verlaufen: Im Westabschnitt ist Oberjura mächtig, im Hauptstock E der Lahngangseelinie (Prielgruppe) mit noch mächtigerer Dachsteinkalkentwicklung ist ganz wie am Dachstein der Jura vollkommen lückenhaft und setzt erst randlich in nennenswertem Umfang ein. Es liegen also keine Fakten vor, eine Gegensätzlichkeit in der stratigraphischen Entwicklung zwischen Totem Gebirge und Dachstein herauszustreichen: Zeigt doch die unterschiedliche Entwicklung des Jura im Tirolikum selbst, aber auch das Auftreten von mächtigen Jurakalken in der Hallstätter Zone E Mitterndorf im S der vollkommen lückenhaften Juraentwicklung des Kalkstockes des östlichen Toten Gebirges, daß die lokal bedingten, stark schwankenden Mächtigkeitsunterschiede, die hier z. B. auch innerhalb der gleichen tektonischen Einheit augenfällig hervortreten, nicht als Grundlage zur Bindung der Großfazieszonen dienen kann. Die Lückenhaftigkeit der Jurasedimentation über den Riffen und Kalkstöcken soll aber auch nicht, wie W. MEDWENITSCH (1955, 5; 1958, 146) versuchte, damit begründet werden, daß die Bewegung von den innersten Teilen der Geosynklinale nach außen wandere. Es ist bekannt, daß die randlichen Zonen des Gesamtrogens, der Flysch, die Molasse, am spätesten in die Bewegung einbezogen werden — die Vorstellung von einer Reihenfolge der Bewegungen darf aber nicht zu schematisiert auf die übrigen Zonen des Orogens übertragen werden. Zeigt doch die Jura-Entwicklung des Unterostalpin (Radstädter Tauern), also von Teilen der Geosynklinale, die gegenüber den Kalkalpen primär wesentlich weiter außen lagen, daß dort sehr früh, u. zw. ab Lias und früher wesentlich kräftigere Bewegungen vonstatten gingen.

Neuestens brachte W. MEDWENITSCH (1958, 147) seine Meinung zum Ausdruck, die Obere Hallstätter Decke sei bereits zu Ende des Lias auf die Zlambachdecke aufgeschoben worden, wodurch das Fehlen des höheren Jura in der Zlambachdecke und die weitgehend gleiche fazielle Ausbildung der höherjurassischen Serien im Tirolikum und in der Oberen Hallstätter Decke erklärt werden sollen. Diese Gleichheit des Jura bedarf, wie oben ausgeführt, als allgemein-regionale Erscheinung keiner weiteren Begründung. Diese also im wesentlichen auf das Fehlen der postliasischen Schicht-

glieder begründete jungliassische Überschiebungstheorie ist genau so unzutreffend wie die früher auf Grund des Fehlens von mittel- bis untertriadischen Schichtgliedern in einem bestimmten Abschnitt der Zlambachdecke aufgestellte Ausschuppungstheorie. Eine derartige, mindestens über 10 km (im untersuchten Abschnitt erschlossener Überschiebungsbetrag) weite Deckenüberschiebung zu Ende des Lias, die in vollkommenem Widerspruch mit den übrigen, gut fundierten Daten der Deckenüberschiebungen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen steht, kann nicht durch ein negatives Hauptargument, nämlich dem aus vielen Ursachen möglichen Fehlen von postliassischen Schichtgliedern in der Zlambachdecke begründet werden. Die besonders von der Basis oder aus dem tieferen Teil des Lias seit alters aus weiten Teilen der Alpen bekannten Brekzienlagen geben wohl Hinweise auf die altkimmerische Bewegung in der kalkalpinen Geosynklinale, so daß Hoch- und Tiefzonen unterschieden werden können. Diese vielerorts vorhandenen Aufwölbungstendenzen dürfen aber nicht mit Fernüberschiebungen verwechselt werden.

E. SPENGLER, der die Auffassung von der ursprünglich südlicheren Position der Hallstätter Fazies gegenüber dem Dachstein vertritt, führt die an etlichen Stellen, auch am Südrand des Dachsteins vorhandenen rot gefärbten Partien im Wettersteinkalk und Dachsteinkalk als Hinweis für Anklänge an die Schreyeralp- und Hallstätter Kalk-Fazies an. Die Erscheinung ist lange bekannt. Aber bereits E. KITTL (1916, 51) betonte, daß solche rote und gelbrote Kalkbänke im Dachsteinkalk, die er NE des Vorderen Gosausees studierte, stellenweise Faunen mit *Halorella amphitoma* BRONN lieferten, deren Gesamtcharakter für Dachsteinkalk spräche, obgleich Korallen und Megalodonten nicht aufgefunden worden waren. Nun konnte ich in einer solchen rot gefärbten Partie an der NE-Seite des Vorderen Gosausees auch Thecosmilienreiche Stellen finden. Es handelt sich tatsächlich nur um rot verfärbten Dachsteinkalk, Hallstätter Kalke müßten durch Faziesfossilien belegt werden. Die verfärbten Kalkpartien im Dachsteinkalk sollen also nicht für solche faziellen Kombinationen verwertet werden.

Hierzu ist ferner zu beachten: Durch die nun kartierte Ausdehnung der Zlambachdecke nach S bis ins Mitterndorfer Becken muß SPENGLER, wie er auch selbst bereits 1956, S. 53 als zweite, in einem solchen Fall gültige Möglichkeit anführte, als Ablagerungsraum der Zlambachfazies in Übereinstimmung mit seiner übrigen Auffassung ein Gebiet S vom Dachstein, aber N der kalkigen Hallstätter Fazies annehmen. Damit fällt aber wiederum, nun auch auf Grund der theoretischen Erörterung, die Beweiskraft von „roten Hallstätter Kalk-Linsen“ im Dachsteinkalk des Dachsteins als Andeutung eines unmittelbaren Faziesüberganges in die kalkige Hallstätter Entwicklung, wie schon W. MEDWENITSCH 1958, 146 bemerkte.

Die auch von E. SPENGLER (1956, 53) übernommene Auffassung GEYERS (1916, 224), daß die Hauptdolomitfazies des Toten Gebirges in die Zlambachfazies N vom Lawenstein übergehe, trifft nicht zu. Die Neukartierung zeigte, daß der Pedatadolomit im Verband der Zlambachdecke überall durch tektonische Linien erster Ordnung bzw. durch andere Schichtglieder vom Hauptdolomit des Lawensteins getrennt ist. Außerdem wurde von GEYER gerade an der entscheidenden Stelle, wo sich der Übergang vollziehen sollte, nämlich im Gebiet der Kraller- und Bauernscharte, der Pedatadolomit mit dem hier in einer karnischen Serie auftretenden Opponitzer

Dolomit verwechselt. Die Richtigstellung der GEYERSchen Annahme eines solchen Faziesüberganges ist insofern wesentlich, da ja SPENGLER seine Meinung von der Einfügung der Zlambachfazies innerhalb des Toten Gebirges mit dieser GEYERSchen Annahme begründete.

Als Zusammenfassung ergibt sich: Die jurassische Entwicklung ist wegen ihrer Einheitlichkeit der Fazies und der lokalen Lückenhaftigkeit für eine Einreihung der Hallstätter Fazies N oder S des Dachsteins unbrauchbar. Die Obertrias ist im Toten Gebirge wie im Dachstein sowohl von der Zlambachfazies als auch von der kalkreichen Hallstätter Fazies in allem so abweichend, daß sich aus faziellen Gründen keine zwanglose Einfügung ergibt. Für den faziellen Vergleich am interessantesten ist die reiche und verschiedenartig entwickelte Mittel- und Obertrias. Die Trias der Zlambachdecke zeigt z. T. in der Mitteltrias, besonders aber im mächtigen Karn mit Halbienschiefer, Lunzer Sandstein, Opponitzer Dolomit und Kalk manche voralpinen Züge, legt also eher eine Angliederung an die Totengebirgs- als an die Dachstein-Decke nahe, da ja in unserem kleinen Abschnitt vom Toten Gebirge im Tirolikum wieder Hauptdolomitfazies auftritt, was den Anschluß erleichtern würde. Am klarsten ist die enge Verwandtschaft und primäre Nachbarschaft der Zlambach- und Hallstätter Kalk-Fazies auf Grund der in beiden Zonen vorhandenen Hallstätter Kalke (Stambachgraben) und zufolge ihres Auslaufen gegen W in einer einheitlichen Serie, bewahrheitet sich die Kartierung PLÖCHINGERS. Gerade Behauptungen über fazielle Zusammenhänge werden, wie etliche Arbeiten über dieses Problem zeigen, allzuleicht durch verschiedene Bewertung bestimmter Serienmerkmale subjektiv gefärbt, wobei oft noch nicht einmal die genauen Schichtfolgen bekannt sind. Erst nach viel detaillierterem stratigraphischem Studium ausgedehnter Räume sollten diese Fragen diskutiert werden.

## Tektonik

### 1. Die Tektonik des untersuchten Gebietes

#### a) Deckenbau (Abb. 2)

Seit E. HAUG (1906) ist der Deckenbau im Salzkammergut bekannt. Auch in unserem Abschnitt sind die vier von HAUG beschriebenen Decken vorhanden, u. zw. von N nach S Totengebirgs-Decke, Zlambachdecke, Hallstätter Decke, Dachstein-Decke. Die Erkenntnis des Deckenbaues ist die Grundlage für das Verständnis der Tektonik des Gebietes. Im Anschluß an die Phasen der Fernüberschiebungen stellten sich hier weitere tektonische Phasen ein, die ebenfalls noch bedeutende Strukturen prägten. In diese zweite Periode fällt ein abermaliger Nachschub, der Stirnbildungen im Grimming und im Lawenstein—Türkenkogel—Warscheneck-Zug erzeugte. Später folgt die Bruchtektonik, die zuerst enorme Längsbrüche wie die „Salzsteiglinie“ und die Röthelsteinstörung zur Folge hatte, schließlich reihen sich noch zahlreiche Brüche verschiedenen Ausmaßes quer zur Streichrichtung, NW und NE verlaufend an. Hier sollen nur die Hauptzüge der Tektonik besprochen werden, Einzelheiten folgen im regionalen Teil.

Am Südrand des Toten Gebirges taucht der Nordteil der hier zweigeteilten Totengebirgs-Decke gegen S unter die auflagernde Zlambachdecke an der Linie Grundlsee—Bergl—Öderntal—Tauplitzalm unter. Den abgeborgenen

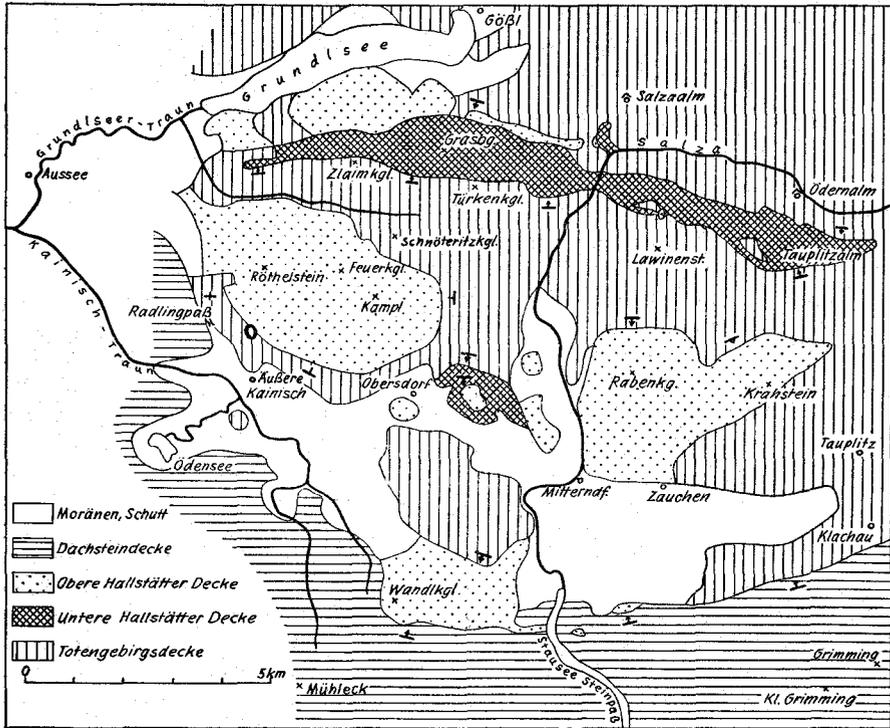


Abb. 2: Die tektonischen Einheiten im Raum um Mitterndorf, steirisches Salzkammergut.

Südrand markieren hier die noch erhaltenen jüngeren Serien des Toten Gebirges, durch welche auch die jungen, SW—NE streichenden Querbrüche deutlich zum Ausdruck kommen. Im Abschnitt S des Salzalängstales ist die Grenze durch Brüche gegeben. S des schmalen, gegen E aushebenden Streifens, den die Zlambachdecke einnimmt, erscheint die Totengebirgs-Decke mit ihrem Südteil wieder, u. zw. im Höhenzug Tauplitzalm—Lawinensht.—Türkenkogel—Weißbachkogel—Zlaimkogel. Dieser Südabschnitt der Totengebirgs-Decke zeigt im N eine prächtige Stirn, die am Weißbachkogel, in besonders prächtiger Ausbildung aber im Türkenkogel und im Lawinensht. (Tafel IV, Fig. 10—11) erkannt werden konnte. Die dickbankigen Dachsteinkalke sind total überschlagen, eindrucksvoller noch als in der bekannten Grimmingstirn. Der Ostabschnitt ist hoch emporgetragen, so daß der Hauptdolomit an die Oberfläche kommt. Nach NE, gegen das Warscheneck hin, nimmt der tektonisch selbständige Südteil der Totengebirgs-Decke rasch an Breite zu, seine Nordgrenze verläuft über das Salzsteigjoch ins Stodertal. Auch im Warscheneck ist im dickbankigen Dachsteinkalk die gegen N gerichtete Stirn als unmittelbare Fortsetzung der im Lawinensht. noch überschlagenen Stirneinrollung prächtig zu erkennen.

Im untersuchten Abschnitt sinkt der Südteil der Totengebirgs-Decke gegen S hin abermals ab und trägt S der Linie Weißbachtal—Teltschen-

alm—Lawinensteinsüdfuß ausgedehnte Schubschollen der Oberen Hallstätter Decke, hier ohne Spuren einer zwischengeschalteten Zlambachdecke. Eindrucksvoll ist dieses Abtauchen unter die Hallstätter Decke etwa auf der Südseite des Lawenstein zu sehen, wo der isoklinal mit dem Hang einfallende dickbankige Dachsteinkalk das Untertauchen gegen S klar markiert. An Stellen, wo die tirolische Unterlage der Hallstätter Decke an Querbrüchen gehoben und daher die Überlagerung abgetragen ist, kann man die Totengebirgsdecke zusammenhängend gegen S weiterverfolgen bis in den Sockel des Kamp. Der Kamp—Röthelstein liefert ein ausgezeichnetes Beispiel für den Ferntransport einer Schubmasse: im Sockel rings um den Bergstock kann hier zusammenhängend der faziell andersartige tirolische Untergrund durchverfolgt werden (Tafel II und Abb. 2). Die Schollenregion W Mitterndorf, der Krahstein-Ostteil und der Kulm gehören noch der Totengebirgs-Decke an.

Unmittelbar dem tirolischen Untergrund auflagernd, und zwar N und S der Lawensteinstirn folgt die Untere Hallstätter Decke (Zlambachdecke), wie man z. B. bestens auf der Tauplitzalm erkennen kann. Zufolge ihres Aufbaues aus wechselvollen, mergelreichen Serien ist die innere Stabilität der Zlambachdecke gegenüber der tektonischen Beanspruchung während der Überschiebung geringer gewesen als die der kalkreichen Serien. Dies äußert sich unter anderem darin, daß auf großen Strecken an der Basis Anteile in verschiedenem Umfang abgeschert wurden und so verschiedene Schichtglieder der Decke an der Überschiebungsfläche austreichen. Die tiefsten Anteile (bis Werfener Schiefer) haben sich im E, auf der Tauplitz, erhalten, häufig aber setzt die Decke erst mit Karn, manchmal auch mit Nor ein. Durch eine Faltung in der Streichrichtung, die Ramsadolomit in einem zentralen Streifen im Westteil herauswölbte, und durch eine große Zahl von Querbrüchen ist die Untere Hallstätter Decke streckenweise stark gegliedert. Unter den Großstrukturen ist die eindrucksvolle Stirnbildung im Grasberg hervorzuheben. Darüber und davor, ebenfalls steil gestellt, folgt noch S vom Grundlsee die Obere Hallstätter Decke, die bei Wienern die Gipslagerstätte in Stirnposition enthält.

Die Zlambachdecke ist zufolge der faziell eigenständigen Trias-Lias-Schichtreihe, ferner der weit gespannten Überschiebung (10 km aufgeschlossen) und räumlichen Ausdehnung sehr wohl als eigene Decke zu werten. Die von W. MEDWENITSCH ursprünglich ausgeprochene, später von ihm wieder verlassene Auffassung, daß sie durch Ausschuppung eines Teiles der Obertrias der Oberen Hallstätter Decke entstanden sei, ist allein schon durch die hier vom Skyth bis in den Lias reichende zusammenhängende Schichtfolge hinfällig.

E. SPENGLER dachte 1956 auf Grund der unzutreffenden GEYERSchen Behauptung betreffs des Überganges der Pedataschichten in den Hauptdolomit des Lawenstein an eine Einwurzelung dieser als „Zlambachschuppe“ bezeichneten Einheit innerhalb des Tirolikums, N des Lawenstein—Weißenbachkogel-Zuges. Ferner war weder bekannt, daß die Serien auf der Tauplitzalm, die mit GEYER für Aufwölbungen des tieferen Teiles des Tirolikums gehalten worden waren, der auflagernden Zlambachdecke angehören, noch bestand Sicherheit hinsichtlich des im Mitterndorfer Becken im Untergrund des Schädelkogels vorhandenen Restes dieser Decke. Zur Lagerung und Herkunft der Unteren Hallstätter Decke (Zlambach-

decke) ist folgendes zu bemerken: Die Serienentwicklung dieser Einheit weist eine von der tirolischen Unterlage im N und S abweichende, nicht durch Übergänge verbundene Mittel- und Obertrias (Anis bis Rhät) auf. Am gesamten Nord- und Südrand liegt die Zlambachdecke über dem Tirolikum — falls nicht Brüche die Grenzen markieren. Die Auflagerung am Südrand ist in der Krallerscharte, bestens im Abschnitt N der Kochalm und am Niederen Zlaimkogel zu erkennen. Für eine primäre Einwurzelung dieser Zone innerhalb des Tirolikums und eine Auspressung nach beiden Seiten, also am Südrand gegen S hin, ist nun durch den Nachweis des gänzlichen Fehlens fazieller Übergänge in den hier angrenzenden Teilen des Tirolikums die Grundlage genommen. Vielmehr weisen die weiter im W eingeschalteten Hallstätter Kalke auf die Bindung mit der Hallstätter Kalkfazies der Oberen Hallstätter Decke hin. Damit stimmt auch der tektonische Befund überein: Reste der Unteren Hallstätter Decke, die gemeinsam mit der Oberen vom Südrand der Totengebirgs-Decke gegen N transportiert worden waren, liegen in Form mächtiger Zlambachmergel im Mitterndorfer Becken im Vorfeld des Schädelkogels. Ein solch weiter Südschub aus einer im N des Lawinenstein befindlichen „Narbe“ entgegen der von S kommenden Oberen Hallstätter Decke — die im Ressenhorn z. B. noch weiter als die Zlambachdecke gegen N vorgetragen worden ist — ist nicht vertretbar. Auch die mächtige, gegen N gerichtete Stirnbildung der Zlambachdecke im Grasbergprofil spricht für den allgemeinen und kräftigen Nordschub dieser Masse.

Die Zugehörigkeit der mergelreichen Triasserie der Tauplitzalm zur Zlambachdecke ist nun durch die Kartierung des unmittelbaren Zusammenhanges mit der Hauptmasse dieser Einheit N des Lawinensteins gesichert. Auf Grund der hier im wesentlichen auf die tiefere Trias beschränkten Schichtfolge, der diskordanten Aufschiebung dieser Einheit mit den ältesten Schichten als Aufwölbung im Kern (ganz wie weiter im W) und den zahlreichen Bruchgrenzen ist es durchaus verständlich, daß G. GEYER und auch noch K. MURBAN diese Zone als Aufwölbung des tieferen Teiles des Tirolikums betrachteten. Aber wo im Streichen die tiefere Trias des unterlagernden Tirolikums tatsächlich hervorkommt (Salzsteigjoch, Kochalm), besteht sie im wesentlichen ausschließlich aus Ramsaudolomit. Ferner reicht die faziell eigenständige charakteristische Entwicklung der Unteren Hallstätter Decke auch auf der Tauplitzalm bis ins Nor, wie die Entdeckung von fossilführenden Pedataschichten SW der Grashütten zeigte. Der im Streichen durchlaufend verfolgbare Zusammenhang der Serie der Tauplitzalm mit der Hauptmasse der Zlambachdecke ist aber für die Frage der Zuordnung allein schon entscheidend.

Die Obere Hallstätter Decke ist über verschiedenartigen Untergrund bis zum Grundsee vorgeschoben. Die Hauptmasse liegt unmittelbar über der Totengebirgs-Decke. Röthelstein, Kamp, Rabenkogel und Krahestein markieren einen Streifen, in dem die größten zusammenhängenden Schollen der Oberen Hallstätter Decke erhalten blieben. Im Norden liegen am Südrand des Grundsees in Stirnposition die z. T. steil stehenden Schollen des Ressenhorn und Sattelkogel noch vor der Stirn der Zlambachdecke, bereits wieder über tirolischem Untergrund. Ein Rest von gipsführendem Haselgebirge am Nordabhang des Lawinenstein in 1600 m bezeugt ebenso wie jener im Schneckenwald die einstige Auflagerung der Oberen Hallstätter

Decke. Am Nordwestrand des Mitterndorfer Beckens folgen im Profil Steinwandwald—Schädelkogel noch in Resten alle drei tektonischen Einheiten (Tirolikum bis Obere Hallstätter Decke) übereinander. Am gesamten Südrand des Mitterndorfer Beckens lagern die Hallstätter Deckeschollen auf der Dachstein-Decke auf, z. B. im Wandlkogel, im Hörndlwald, am Zünkitz, SE vom Duckbauer. Die Grenzen sind stellenweise klar im Anstehenden aufgeschlossen, die alte Meinungsverschiedenheit über die Lagerung, die zwischen L. KOBER bzw. H. HÖZL und E. SPENGLER bestand, damit gelöst.

Die größte Hallstätter Scholle des Gebietes, der Röthelsteinstock, läßt eine differentielle Bewegung der einzelnen Teile erkennen, die schon in der Zeit des Deckentransportes vor sich ging. Ein Schubspan von Hallstätter Kalk blieb an der Basis der Oberen Hallstätter Decke N Äußere Kainisch erhalten. Gerade dieser noch im tektonischen Verband unter der Hauptmasse der Oberen Hallstätter Decke erhalten gebliebene Span von fossilführendem Hallstätter Kalk gibt uns einen Hinweis für die Richtigkeit der Annahme von E. SPENGLER (1959, S. 225), daß die Reihe der kleinen Hallstätter Kalkschollen im Mitterndorfer Becken, nämlich Kumitzberg, Schädelkogel und Hartlkogel als tektonisch vollkommen reduzierte Reste eines ursprünglich nördlichen Teiles der Oberen Hallstätter Decke aufgefaßt werden müssen, der von der Hauptmasse der Decke überschoben worden war. In guter Übereinstimmung damit steht der fazielle Befund, da innerhalb des norischen Hallstätter Kalkes des Kumitzberges Gesteinstypen auftreten, die bereits E. MOJSISOVIC mit dem Pötschenkalk, also einem Charaktergestein der ursprünglich im N anschließenden Zlambachfazies, verglich. Auch der Oberjurazug der Oberen Hallstätter Decke auf der Langmoosalm, der diskordant mit bedeutender Schichtlücke über Hallstätter Kalk aufgelagert und seinerseits durch eine Störung vom Plassenkalk des Gipfels getrennt ist, stellt eine selbständig bewegte Schuppe innerhalb der Oberen Hallstätter Decke dar.

Die Dachstein-Decke stirnt im Grimming und am ganzen Südrand des Mitterndorfer Beckens mit steil, weiter im W gering steil gegen NE fallenden Randpartien. Vor dem Grimming, an dessen Stirnnatur besonders auf Grund des Eintauchens von jüngeren Schichtgliedern des Grimming unter ältere des Vorlandes nicht im geringsten gezweifelt werden kann, gleichgültig zu welcher tektonischer Auffassung man neigt, ist der Liasfleckenmergel am Kulm und am Krahestein zu größerer Mächtigkeit zusammengestaut. Die Grenze wird durch die für den Nordrand der Dachstein-Decke hier typische Hornsteinbrekzie markiert und verläuft demnach S vom Kulm beim Hanselbauer, weiter im W über dem Doggerkiesel-schiefer S vom Passeggerkogel und wird dann durch die überlagernden Hallstätter Deckenreste gekennzeichnet. Daß die Linie tatsächlich eine Störungslinie erster Ordnung ist, bezeugt ihre Fortsetzung im Radlingpaß und ihr weiterer markanter Verlauf im ganzen Salzkammergut S der Hallstätter Zone zwischen Aussee, Ischl, Strobl und Abtenau (Abb. 3). An mehreren Stellen kommt die Dachstein-Decke ohne Zwischenschaltung der Hallstätter Decken in unmittelbarem Kontakt mit der Totengebirgs-Decke: Am Südrand des Mitterndorfer Beckens taucht die Stirn nicht nur unter die Hallstätter Schollen, sondern am Kulmsattel mit Liashornsteinbrekzien sogar noch unter die Liasfleckenmergel der Totengebirgs-

Decke! Am Radlingpaß grenzt sie an einer Bruchstörung ebenfalls unmittelbar an die Totengebirgs-Decke.

Die Ablehnung der Annahme einer Stirnbildung im Grimmingzug bewog E. SPENGLER 1959, S. 224, eine eigene Liasfleckenmergeldecke im eng begrenzten Raum N vom Grimming anzunehmen, um das Abtauchen der Dachsteindeckenstirn nicht nur unter die Hallstätter Deckenreste sondern auch unter den Lias der Totengebirgs-Decke zu erklären. Zur Annahme einer solchen Liasfleckenmergeldecke besteht aber keine Veranlassung, da die Juraserie im Mitterndorfer Becken SE vom Kampstock, im Krahnstein und im Kulmkogel die normal auflagernde Fortsetzung der triadischen Schichtreihe der Totengebirgs-Decke darstellt, wie der Nordrand zeigt. Als Begründung für eine solche Abtrennung führt SPENGLER auch den faziellen Gegensatz des Lias im Gebiet der Dachsteindecke und der Fleckenmergelmasse nördlich davon an. Der fazielle Gegensatz, der sich im Auftreten der früher vielfach mißdeuteten Liasbrekzien im Grimming äußert, ist aber eben ein Gegensatz Dachstein-Decke—Totengebirgs-Decke. Allerdings ist er nicht so scharf, wie bisher dargestellt, da im stratigraphischen Verband der Dachsteindecke im Grimming auch beträchtliche Fleckenmergeleinschaltungen in den Liasbrekzien und Hierlatzkalken erscheinen. Den stratigraphischen Aufbau und die tektonische Stellung der Fleckenmergeldecke vergleicht SPENGLER mit der Zlambachschuppe. In früheren Arbeiten hatte er ja auch eine solche in diesem Raum angenommen. Tatsächlich aber sind Reste der Zlambachdecke in Form von Zlambachmergel nur im Sockel des Schädelkogels vorhanden, wo der Zlambachmergel im aufgeschlossenen Nordabschnitt über dem Doggerkieselschiefer des Tirolikums auflagert.

In der heiß umstrittenen Frage: tauchen die Hallstätter Decken primär unter die Dachstein-Decke oder überlagern sie, läßt sich aus diesem Abschnitt allein keine Entscheidung fällen. Hingegen läßt sich eines mit Bestimmtheit aussagen: Außer der primären Fernüberschiebung ist an den Deckengrenzen eine sekundäre, von S gegen N gerichtete Bewegung abzulesen, die Stirnen erzeugte. Im Mitterndorfer Becken liegt die Hallstätter Decke eindeutig über der gerade hier eine Stirn bildenden Dachstein-Decke, im Radlingpaß an Störungen daneben, im Sarstein und weiter westlich auf weiten Strecken darunter. Die unmittelbaren Beobachtungen lassen also nur die Zweiphasigkeit der gegen N gerichteten Hauptbewegung erkennen, wobei beim jüngeren Nachschub die Dachstein-Decke sich teils stirnend in den Untergrund bohrte, teils gegen oben hin überfahrend auswich.

#### b) Sekundäre Einengung

Die auf die Periode der Deckenüberschiebung entlang flach liegender Bahnen folgende Phase erzeugte die steil stehenden Faltenstirnen, Mulden und Sättel, also ein starkes Auf und Ab innerhalb der einzelnen Deckenkörper. Im großen ist die Bewegung gleich gerichtet wie jene der primären Tektonik. Den deutlichsten Hinweis lieferte die weithin verfolgbare, generell W—E streichende Stirn im Türkenkogel—Lawinenstein—Warschen-eck-Zug. Der umgeschlagene Teil zeigt die von S gegen N gerichtete Überschiebung an. Der Achsenverlauf dieser Stirn ist in einigen Abschnitten ebenfalls W—E angeordnet, an Stellen aber, wo durch die schon offenbar

während der Bewegung angelegten Störungen eine Partie des Stirnrandes vorstieß oder zurückblieb, stellen sich andere Hauptachsen ein, z. B. NW (Hoher Zlaimkogel) oder NE (Türkenkogel). Der gleichen Bewegungsphase gehört auch die Stirnbildung des Grimming an, die aus zahlreichen, durch Störungen entstandenen, NE-tauchenden Segmenten besteht. Die gleiche Achsenrichtung wie hier (NW—SE) wurde auch noch dem Fleckenmergel des Kulm, eines Teiles des Krahsteins und den Schichten im Südteil der Hallstätter Scholle des Rabenkogels aufgeprägt. Im Nordteil dieser beiden Schollen (Krahstein, Rabenkogel) streichen hingegen sämtliche Strukturen NE. Die stark verfalteten Reiflingerkalke im Schnittpunkt beider Richtungen auf der SE-Seite des Rabenkogels zeigen beide genannten Achsenrichtungen nebeneinander. Die starke Einengungstektonik hat SE vom Mitterkogel eine seiger stehende, SW—NE streichende Mulde in der Hallstätter Serie erzeugt (Taf. V, Fig. 7). Das vielfache, nicht regelmäßige Schwanken der Achsenlagen scheint, bedingt durch lokale Verschiedenheiten, doch nur während einer einzigen kräftigen Einengungsphase bedingt worden sein, sieht man die wohl gleichaltrigen, nur durch unregelmäßigen Vorstoß verursachten verschiedenen Faltenlagen im Lawenstein-Stirnzug. Faltung, Zerschierung und Blattverschiebung scheinen nebeneinander stattgefunden zu haben, wie die Verstellungen E vom Türkenkogel zeigen.

Einer besonderen Erklärung bedarf das eigenartige Zusammentreffen von Störung, Vererzung und verschiedenem Umfang der Schichtlücke beiderseits der Störungslinie in der Hallstätter Scholle des Röthelsteinstockes. Die heute knapp nebeneinanderliegenden, aber verschieden alten und verschieden ausgebildeten und durch kräftige Störungen getrennten Oberjurablöcke, mächtiger tithoner Plassenkalk im N und geringmächtigerer geschichteter Kalk des tieferen Malm im S werden über einer wohl schon primär vorhandenen Schichtlücke von wechselndem Umfang durch differentielle Bewegungen bereits während des horizontalen Ferntransportes der Hallstätter Decke zueinander gebracht worden sein. Die selbständige Bewegung der Jurakalkplatte gegenüber dem unterlagernden Hallstätter Kalk erkennt man an dem diskordanten Ausstreichen verschiedener Jurakalkzüge an der Auflagerungsfläche am Südrand. Die Grenze zwischen den beiden Juraschollen deckt sich aber ungefähr mit einer aus der Tiefe kommenden Störungsfläche, an der die Erzlösungen emporgebracht worden waren. Erklärung dafür gibt nur die Tatsache, daß wir uns hier in einer tirolischen Muldenzone befinden, wie die Doggerkieselschieferfazies anzeigt, und diese Mulden im ganzen Gebiet einerseits für Hauptstörungen präformierte Stellen bilden (vgl. „Salzsteigestörung“), andererseits gerade in ihnen die mächtigeren Blöcke der Hallstätter Decke liegen blieben.

### c) Hauptbruchlinien (vorwiegend Längsbrüche)

Oft überlagern Brüche die Deckenstirnen oder andere Schwächezonen und bekunden die Fortdauer der Bewegung in bestimmten Regionen. Die Südbegrenzung der Zlambachdecke bildet auf weiten Strecken ein Bruchsystem aus zahlreichen, meist ungefähr W—E streichenden, einander ablösenden Teilbrüchen. Das Bruchsystem überlagert und zerstückelt gerade den Nordrand der Türkenkogel—Lawensteinstirn. N vom Türkenkogel

ist die Bruchlinie, an der die Halbienschiefer gegen den Dachsteinkalk versetzt wurden, unmittelbar am Fuß der Felswände aufgeschlossen. N vom Lawenstein brachten die Brüche starke Komplikationen mit sich (Taf. IV, Fig. 13). Weiter im E ziehen solche Störungen über die Krallerscharte und Bauernscharte. Im Ostabschnitt ist auch die Nordgrenze der Zlambachdecke in den Gehängen S des Öderntales durch Längsbrüche gegeben.

Gerade durch die Überlagerung von Deckengrenzen, Stirnbildung und Hauptbrüchen auf der Nordseite des Lawenstein—Türkenkogelzuges ist diese Zone schon seit alters durch die auffälligen Gegensätze beiderseits der Störungen bekannt geworden. Allerdings waren die Gegensätze zu beiden Seiten vor Anwendung der Deckenlehre nicht richtig erklärbar, der Charakter dieser „Dislokationslinie“ blieb unklar. E. KITTL hatte sie z. B. als einzige „Dislokation“ des nun untersuchten Gebietes auf seiner Karte 1903 schematisch wiedergegeben, G. GEYER 1915 bezeichnete die Südgrenze der Zlambachdeckescholle als „Grasberg-Türken-Linie“, die Nordgrenze als „Salzsteiglinie“ oder „Stoderbruch“, E. SPENGLER 1924 zeichnete E der Salza eine Schubfläche, W davon eine Bruchlinie im Bereich dieser sich überlagernden Strukturen.

Die als „Weißenbachlinie“ von G. GEYER 1915 erwähnte Längsstörung läßt in ihrem Nordast, S vom Hohen Zlaimkogel, eine Blattverschiebung in prächtigen, wandhohen Aufschlüssen im Weißenbachtal erkennen. Die als Südast eingetragene Störung S des Schnöteritzkogels ist aber nicht damit zu verbinden, sondern gehört der nächstfolgenden, in ihrem Ausmaß früher noch nicht erkannten Röthelsteinstörung an.

Die Röthelsteinstörung blieb lange Zeit hindurch wirksam. Sie setzt im W bei Straußenthal ein und führt über Langmoosalm, Teltschenalm, Teltschengraben und Seisengraben bis zur Salza S der Kochalm. Sie durchsetzt die Hallstätter Deckschollen gleich wie die Totengebirgs-Decke. S vom Röthelstein schaltet sich eine schmale Zwischenstaffel ein. Der Nordteil ist herausgehoben. Weite Strecken im Bereich der Bruchzone sind vererzt (Hallstätter Kalk beim Ferdinandstollen, Gutensteiner Dolomit bei der Eisenteltschen und das neu entdeckte Vorkommen der Rauhwaacke im Seisengraben). Auch während und nach der Vererzung hielt die Bewegung an der Störungsfläche noch an.

Der Krahestein wird von zwei Hauptstörungen durchsetzt. An der einen, NE streichenden Linie sank der der Oberen Hallstätter Decke angehörende Block im NW gegenüber dem zum tirolischen Untergrund zählenden Gegenflügel im SE um ein beträchtliches ab. Eine zweite, W—E ziehende Bruchlinie markiert den Beginn des Südabfalles des Krahestains. An ihr wurde der Liasfleckenmergel des Krahestains emporgehoben. Gleich gerichtet ist eine schwache Störung bei der Ledereralm S vom Rabenkogel.

Die anderen, bei G. GEYER angeführten Störungslinien in Streichrichtung der Zonen (Radlinglinie, Heilbrunnlinie) entsprechen Deckengrenzen. Die Trennung von Überschiebungs- und Hauptbruchgrenzen ermöglicht ein besseres Verständnis des tektonischen Stils in der gerade an tektonischen Komplikationen so reichen Hallstätter Zone. Ein ähnliches Bild der Bruchtektonik wird sicher auch im W anschließenden, von W. MEDWENTSCH aufgenommenen Abschnitt der Hallstätter Zone zu erwarten sein, in dem die Bruchstörungen noch nicht kartiert worden sind.

#### d) Querbrüche

Die meisten Querbrüche haben, wie man an ihrem Verstellungssinn erkennt, jüngeres Alter als die Längsbrüche. Die Störung am Ostrand des Türkenkogels aber war z. B. bereits seit der Phase der sekundären Einengung in Aktion. Die Besprechung der einzelnen Brüche erfolgt im regionalen Abschnitt. Hervorgehoben sei, daß im Nordabschnitt ein System von NW und NE streichenden, sich überschneidenden Brüchen vorhanden ist, das am Zlaimkogel, S vom Tandlkogel, besonders im Brandwald und NW vom Schneiderkogel auffällt. Im mittleren Abschnitt existieren N—S ziehende Brüche (z. B. N Obersdorf), im Radlingpaß ist eine gleich gerichtete Blattverschiebung neben den Hauptbrüchen abgeschlossen.

Der „Salzabruch“ ist nur im SW—NE verlaufenden Abschnitt der Salza zwischen Kochalm und Langerwiese zu vermuten. Seine Fortsetzung gegen NE ist im Brandwald, auf der Plankeraualm und auch noch im Dachsteinkalk in Richtung „Weiße Wand“ in der Natur und am Luftbild prächtig auszunehmen. Die SW—NE-Brüche stellen nach den Längsbrüchen das nächstwichtigste Element des Störungsnetzes unseres Gebietes dar. All die kleineren, derartig orientierten Brüche im Nordteil stehen in Zusammenhang mit dem gleichgerichteten Haupteinbruch des Toplitzsee—Grundlsee-Grabens. Unabhängig davon erkennt man im NE streichenden Krahestinhauptbruch, an dem der NW-Flügel absank, die gleiche Richtung wieder. Auch in der Röthelsteinlängsstörung wirkt streckenweise diese Komponente mit.

## 2. Tektonische Probleme des östlichen Salzkammergutes im Hinblick auf den untersuchten Abschnitt

Die erste moderne, in der Gegenwart fortwirkende Deutung des Baues des Salzkammergutes im Lichte der Deckenlehre gab E. HAUG 1906. Vorher, bei einzelnen Autoren auch noch in späterer Zeit (G. GEYER, C. DIENER, K. LEUCHS, F. TRAUTH) hatte die Auffassung von der relativen Autochtonie der Hallstätter Zone in zwei Rinnen N und S des Dachsteinstockes geherrscht. Störungen und lokale Aufhebungen, namentlich auch rasche Faziesübergänge wurden für das Nebeneinander verschiedener Zonen im heutigen Gebirgsbau verantwortlich gemacht. Zwei gegensätzliche Auffassungen vom tektonischen Bau des Salzkammergutes stehen in der heutigen Diskussion im Vordergrund. Nach Ansicht der einen Gruppe (E. HAUG 1906, L. KOBER ab 1912, K. HÖLZL 1933, W. MEDWENITSCH ab 1949) ordneten sich primär die Sedimentationsräume von N nach S wie folgt an: Totengebirgseinheit, Hallstätter Zone (Mergelfazies im N, Kalkfazies im S), Dachstein. Vorgosauisch (HAUG ab 1912) seien diese Einheiten in Form von Decken von S her in der genannten Reihenfolge übereinander geschoben worden, so daß die Totengebirgs-Decke als tiefste, die Dachstein-Decke als höchste zu liegen kam. Nach der Auffassung von J. NOWAK (1911), F. HAHN (1912), E. SPENGLER (1914), W. DEL NEGRO (1932) wurde die einheitlich gedachte Hallstätter Serie S vom Dachstein abgelagert. Der Dachstein sollte demnach mit dem Toten Gebirge in ursprünglichem Zusammenhang gestanden sein, die Hallstätter Decke primär über diesen Untergrund auf-

geschoben worden sein und durch spätere Nachschübe einerseits eine sekundäre Überfahung (Einwicklung) der Hallstätter Decke am Nordrand des als Block aus dem tirolischen Untergrund aufgebrochenen Dachstein—Gamsfeld-Massivs bewirkt, anderseits (nach F. TRAUTH und E. SPENGLER) durch südgerichtete Schübe am Südrand des Dachsteins auch dort die Hallstätter Decke überfahren worden sein. Maßgebend für die Auffassung KOBERS war die generelle Überfahung der Hallstätter Decke in den gesamten Kalkalpen durch das Hochjuvavikum, dem er auch die Dachstein-Decke zurechnete, die auch tatsächlich ringsum, abgesehen von der sich einbohrenden Grimmingstirn über der Hallstätter Decke liegt. Maßgebend für E. SPENGLER war die bereits vorgosauische Auflagerung der Hallstätter Scholle des Plassen auf der Dachstein-Decke, wo Gosau über die Grenzen der Einheiten transgrediert.

Gewissermaßen eine Synthese zwischen den gegensätzlichen Meinungen von L. KOBER und E. SPENGLER kommt in den Auffassungen von R. STAUB (1924) und W. DEL NEGRO (1952) zum Ausdruck. R. STAUB vermutete wie KOBER, daß die Dachstein-Decke die primär N von ihr gelegene Hallstätter Zone überfuhr und dann in sekundärer Bewegung der Südteil der beiden übereinander liegenden Decken als „Plassenschuppe“ dem Nordteil, der „Ischl—Ausseer-Schuppe“ aufgeschoben worden war, so daß Hallstätter Schollen im Hangenden und Liegenden der Dachstein-Decke erklärt werden könnten. DEL NEGRO hingegen, der mit der SPENGLERSchen Meinung weitgehend übereinstimmte, erklärte nun das Vorhandensein einer Hallstätter Serie im Hangenden (Plassen) und Liegenden (Hallstätter Salzbergbau) der Dachstein-Decke durch eine noch weitreichendere komplizierte sekundäre Einwicklung der Hallstätter Decke, als SPENGLER dies angenommen hatte.

Seit der Wiederentdeckung der schon von E. HAUG erkannten Zlambachdecke durch K. HÖLZL 1933 erkannte auch E. SPENGLER die Selbständigkeit der „Zlambachschuppe“ an. 1934 fügte er ihr Entstehungsbereich S vom Dachstein und N der Hallstätter Zone ein. 1956 verlegte er es in den Bereich der Dachsteinkalkfazies S vom Toten Gebirge.

Im folgenden werden die wesentlichsten Gesichtspunkte, die sich zu diesem Fragenkreis ergaben, zusammengestellt:

1. Im Süden des Mitterndorfer Beckens lagern Reste der Oberen Hallstätter Decke an vier Stellen (Wandlkogel, Hörndlwald, Zünkitz, SE Duckbauer) eindeutig dem Nordrand der Dachstein-Decke auf. Das ist im Gegensatz zur Darstellung von K. HÖLZL in guten Aufschlüssen klar zu erkennen. Im Radlinggebiet liegt Totengebirgs-Decke mit auflagernder Hallstätter Decke an einer Hauptstörung neben der Dachstein-Decke. Weiter westlich ist am gesamten Rand die Dachstein-Decke über die Hallstätter Decke aufgeschoben. Daraus ergibt sich also eindeutig, daß die heutigen Verhältnisse am Nordrand der Dachstein-Decke nur durch einen sekundären Nachschub zu erklären sind.

2. Der sekundäre Schub ist an vielen Stellen kenntlich. Er erzeugte prächtige Stirnen, wie sie im Lawinenstein und Türkenkogel entdeckt wurden. Ganz analog ist auch die Grimmingstirn gebaut, bei der jüngere Schichten der Dachstein-Decke (Doggerkieselschiefer) noch unter ältere

der Totengebirgs-Decke (Liasfleckenmergel) eintauchen. Die tauchende Grimmingstirn steht ebenso wie die des Lawenstein als sekundärtektonisches Element außer Zweifel. Eine randliche Aufpressung der Hallstätter Schollen ist hier daher ebenso möglich wie eine primäre tektonische Auflagerung.

3. Während die Plassenscholle auf weiten Strecken durch Bruchgrenzen von der Dachstein-Decke getrennt ist, u. zw. auch an der von SPENGLER besonders betonten Stelle im Briertal, wo Gosau transgrediert, liegt sie nur ein Stück am Nordrand über der Dachstein-Decke, wo aber keine transgredierende Gosau vorhanden ist. Ob der Plassen hier primär tektonisch auflagert oder an alten Brüchen emporgehoben und bei der allenthalben kenntlichen, nachgosauischen Einengungstektonik der dort übrigens stark gestauchten und gewellten Dachsteinkalkplatte randlich aufgeschoben worden war, ist nicht zu entscheiden. Die eben dargelegte Art der Tektonik hat z. B. im Lawenstein nachweisbar noch Tirolikum von oben in die Hallstätter Decke gepreßt. Die Bruchgrenzen im Plassengebiet sind also in ihrer Anlage nicht jung, wie L. KOBER schrieb, sondern bereits alt angelegt, im Briertal von Gosau überlagert. Natürlich setzte sich die Bewegung in die jüngere Zeit fort. Die Lagerung der Plassenscholle, das Hauptargument SPENGLERS, beweist, objektiv betrachtet, weder die eine noch die andere Auffassung. Die Sekundärtektonik existiert auch hier: Sei es durch Einpressung des Haselgebirges bis unter das Erbstollen-Niveau im Sinne von SPENGLER, sei es durch die Einengung und randliche Überschiebung im N im Sinne der hier angedeuteten zweiten Möglichkeit.

4. Die junge, nachgosauische, südvergente Bewegung im Sinne von F. TRAUTH und E. SPENGLER ist am Südrand des Dachsteinstockes wie auch an anderen Stellen des Kalkalpen-Südrandes durch die manchmal erhaltenen Einschaltungen von Gosau an den Überschiebungsbahnen gegen die unterlagernden Hallstätter Deckenreste zu beweisen. Da das Ausmaß dieser relativ geringeren Überschiebung im einzelnen aber nicht nachweisbar ist, wird die Aussagekraft der unterlagernden Hallstätter Deckenreste für diese Frage wesentlich vermindert.

Vergleicht man nochmals die beiden naheliegendsten Deutungsmöglichkeiten für die Lagerung der Dachstein-Decke, so ergibt sich nun, daß die beiden Hauptargumente für die durch die weiten Einwicklungen kompliziertere Deutung von E. SPENGLER weggefallen sind: Das vorgosauische Alter der randlichen Schollenüberschiebungen im Mitterndorfer Becken und am Plassen, wo nachgosauische Einengungstektonik sicher wirkte, ist nicht beweisbar. Sieht man aber das Gesamtbild der Dachstein-Decke (Abb. 3), so gebührt der wesentlich einfacheren Synthese im Sinne von HAUG-KOBER der Vorzug, bei der vor allem dem Umstand Rechnung getragen wird, daß ringsum die Hallstätter Decken-Reste unter die Dachstein-Decke einfallen, abgesehen vom Bereich der sich einbohrenden Grimmingstirn. Wenn die Beweiskraft des Plassen wegfällt, fehlt eigentlich die Grundlage für eine weitere Diskussion. Die Faziesverhältnisse sprechen durch die Zusammengehörigkeit der beiden Hallstätter Entwicklungen und die größere Affinität der Zlambachdecke zum Voralpin auch eher für die einfachere Lösung im Sinne KOBERS. Schließlich ist das Bauprinzip:

Hallstätter Zone zwischen Riffkalkschollen ja in den übrigen Teilen der Nördlichen Kalkalpen verwirklicht, und am Ostende der Kalkalpen erst in neuester Zeit wiederum tektonisch (Ödenhoffenster) und faziell (Hohe Wand) bewiesen worden.

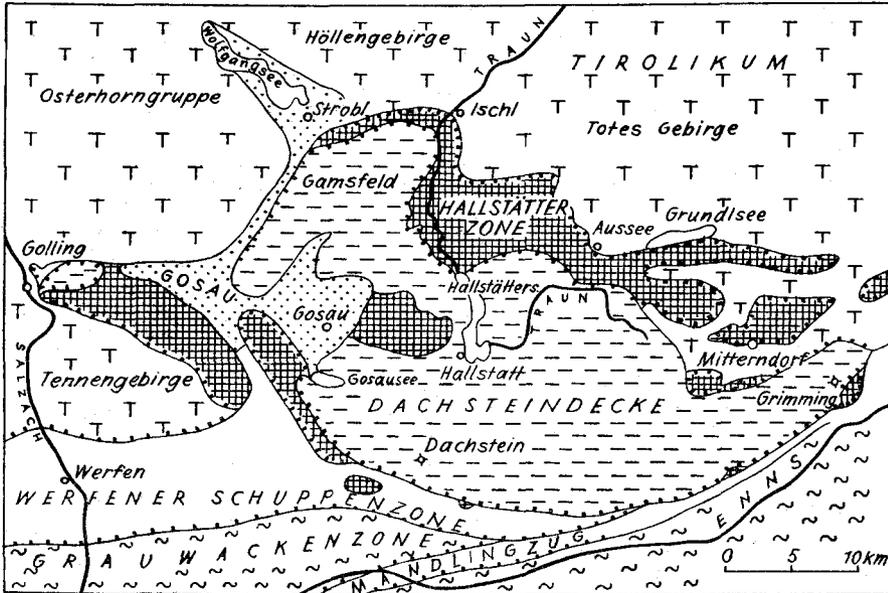


Abb. 3: Die Dachstein-Decke und ihr Rahmen. Nach J. SCHADLER (1951), ergänzt.

Für die Herkunft der Hallstätter Decken kommt demnach nur eine Zone in Betracht, die S vom Tirolikum und N der Dachstein-Decke lag. Mit Rücksicht darauf, daß im Rettenstein und in kleineren Spänen auch noch S vom Dachstein Reste der Hallstätter Decke liegen, muß die Herkunft dieser Zone auch mindestens so weit gegen S zurückverlegt werden, d. h. in unserem Abschnitt ist nicht die Linie im Vorfeld des Wandlkogels, also der Südrand des Mitterndorfer Beckens die ursprüngliche Heimat dieser Decke, sondern sie wurde von der Dachsteindecke überschoben und z. T. vor dieser gegen N verfrachtet. Die Verbreitung von Hallstätter Deckenresten rings um die Dachstein-Decke und im Plassen fordert eine derartige tektonische Lösung. Zugleich werden gegenüber der SPENGLERISCHEN Auffassung nur viel geringere Überschiebungsweiten notwendig. Da ferner für eine primäre Überschiebung des Dachsteins durch die Hallstätter Decken eine enorme ursprüngliche Breite der Hallstätter Zone angenommen werden müßte, kommt man bei der hier als wahrscheinlicher dargestellten Primärüberschiebung der Hallstätter Decken durch den Dachstein mit einer wesentlich geringeren Breite aus, was eher dem allgemeinen Erscheinungsbild dieser Zone entspricht. Rettenstein und Plassen würden dann nicht als Erosionsreste einer einst ausgedehnten Decke gedeutet werden müssen, sondern als tektonische Linsen und Schubspäne, die unter der auffahrenden Dachstein-Decke liegen geblieben wären.

## Regionale Beschreibung

### 1. Totengebirgs-Südrand E vom Grundlsee

Dieser Abschnitt umfaßt Tandlkogel, Zwickerkogel und Brandwald mit einer Südgrenze entlang der Tiefenlinie Gößlerwiesen—Bergl—Ödern-tal. S der an Brüchen (Gößlwand) eingesenkten Zone Grundlsee—Toplitz-see, in der der Hierlatzkalk bis fast zum Seeniveau hinunterreicht (Gößler-wiesen), hebt sich der Dachsteinriffkalkzug des Tandlkogel—Zwickerkogel heraus, dessen östliche Fortsetzung im Moserkogel und E davon die Jura-auflagerung trägt. E der Salzaalm erkennt man durch die mittelsteil gegen SW fallenden Jurakalke schön das Abtauchen des Totengebirgssystems gegen S. Dieser Abschnitt ist durch NE streichende Brüche in sieben Schollen zerlegt, die sämtliche antithetisch an ihren NW-Rändern abge-kippt sind, so daß stellenweise Oberalmer Schichten gegen Dachsteinriffkalk an solchen Bruchlinien abstoßen. Man erkennt in dieser Bruchschär die Auswirkung des Einbruches des Grundlseegrabens. Außerdem treten aber noch in größerer Zahl SE streichende Brüche kleineren Ausmaßes hinzu, so daß ein arg zerstückeltes Schollenland das schlecht aufgeschlossene Gebiet des Schneckenwaldes und Brandwaldes einnimmt.

G. GEYER hatte in diesem unübersichtlichen Terrain relativ einheitliche Gesteinsserien verzeichnet. Z. B. wählte er das Terrain zwischen Salza-knick und der Salzaalm von Gosau erfüllt. Gosau ist hier aber nicht vor-handen, sondern in drei Staffeln bricht die Platte des Brandwaldes gegen W ab (Taf. II). Die östliche trägt noch Neokom, die mittlere besteht aus Ober-almerschichten, die westliche ist so tief versenkt, daß noch Zlambach-mergel der Zlambachdecke und gipsreiches Haselgebirge der Oberen Hall-stätter Decke erhalten blieben. Das Terrain SE vom Tandlkogel wird von vielfältigen Jurakalken und Mergeln der Totengebirgs-Decke ein-genommen. Auch hier liegt im S, am „Bergl“, Gips als Rest der Oberen Hallstätter Decke auf.

Im Brandwald gingen mit dem Hauptbruch beim Plankerau-Jagdhaus auch Faltungen in den Kössener Mergeln der Rinne SW davon einher (Taf. IV, Fig. 1). Beispielhaft ist die antithetische Bruchterasse am Ober-rand dieser Rinne unter dem Plankerauer Jagdhaus erschlossen (Taf. IV, Fig. 2).

### 2. Die Berge zwischen Grundlsee und Weißenbachtal

Dieser Abschnitt enthält die Gesteinsserien dreier Decken: Der süd-liche, geschlossene Zug zwischen Zlaimkogel und Türkenkogel ist die Stirn der Südschuppe der Totengebirgs-Decke. Der Streifen N davon zwischen Färberkogel und Schneckenalm beinhaltet einen Teil der verfalteten Zlam-bachdecke. N vom Grasberg, im Ressenhorn und Sattelkogel folgen noch Schollen der Oberen Hallstätter Decke.

Nach W setzt der Zlaimkogelzug noch im Raucherkogel fort. Gegen E hin wird die Stirnbildung in diesem Zug prägnanter. Die Stirn in der Türken-nordwand hatte schon GEYER 1915 gesehen. Die Gosau des Weißenbach-tales liegt diskordant über Dachsteinkalk und norischem Riffkalk. Zwischen Zla im- und Weißenbachkogel reicht die Gosau bis auf die Höhe des Kammes empor und zeigt dadurch die nachgosauische Ausgestaltung der Stirn an. Aber auch bereits vorgosauisch, ja vorliasisch existierte in diesem Zug

eine Aufwölbung, die zu teilweiser Abtragung führte. Im Weißenbachtal ist SE vom Hohen Zlaimkogel das Gosaukonglomerat an einer 200 m langen Blattverschiebung gegenüber dem Dachsteinkalk versetzt. Die Harnischfläche (195/85) ist auf der genannten Länge in 20 m Höhe freigelegt und mit breiter horizontaler Striemung gezeichnet. Die Gosau des Weißenbachtals stellt eine im SW abgekippte Scholle dar, die vom Schnöteritzkogel von S her leicht überfahren wurde. Auf diese Aufschiebung an der „Weißenbachlinie“ hatte schon G. GEYER (1915) aufmerksam gemacht.

Die Zlambachdecke setzt N vom Zlaimkogel mit jüngeren Schichtgliedern, Pedataschichten und Zlambachmergel, ein. Die tieferen Schichten bis zum Ramsaudolomit erscheinen erst in einer zentralen Aufwölbung ESE vom Färberkogel. Von hier an läßt sich eine gegen E an Breite gewinnende Zone von Karn mit Ramsaudolomitdurchragungen bis zur Schneckenalm verfolgen (Taf. IV, Fig. 4 und 8). Am Grasbergsattel ist die normale Serie der Zlambachdecke ab Karn vorhanden, der Cidariskalk erscheint durch einen kleinen Längsbruch verdoppelt (Taf. IV, Fig. 3). GEYER hatte den Cidaris-Stacheln führenden Kalkzug im Liegenden der Zlambachmergel des Grasbergsattels ebenfalls als Pedatakalk aufgefaßt.

Der S—N gerichtete Hauptgraben N vom Türkenkogel folgt im Ober teil einem ebenso gerichteten Bruch, an dem der Westflügel gehoben wurde und der Ramsaudolomit an die Oberfläche gelangte (Taf. IV, Fig. 4). Man sieht das Untertauchen des tirolischen Dachsteinkalkes in der Türkenkogelstirn und die davorliegende Zone von Ramsaudolomit, Karn, Zlambachmergel und Pedataschichten der im Grasberg stirnenden Zlambachdecke. Die reichhaltige karnische Serie am Osthang des Grabens wurde im stratigraphischen Teil besprochen.

Im Abschnitt zwischen Schlaipfenalm und Schneckenalm hatte G. GEYER die überkippte Serie auf der Nordseite des Hasenkogels ober der Schneckenalm erkannt, ebenso, daß sie den Nordflügel der Antiklinale des Hasenkogels bildet. Noch nicht hingegen erkannte er die Fernüberschiebung der Zlambachdecke, so daß er trotz des Faziesgegensatzes zum Türkenkogel an einen raschen Faziesübergang zwischen den beiden Gebieten glaubte. E des Türkenkogels ist östlich vom NW—SE streichenden Bruch in der Ahornrinne der starke Anschub des Türkenkogelzuges gegen N unterblieben. Dort lagert im Kamm S des Schneckengrabens Karn der Zlambachdecke über gebanktem Dachsteinkalk des Tirolikums. Gegen den Schnecken graben hin tritt starke Verfaltung auf, Lunzer Sandstein und Halobien schiefer erscheinen (Taf. IV, Fig. 5).

Im Färberkogel-Grasbergzug gewinnen die Pedataschichten der Zlambachdecke bedeutende Mächtigkeit und damit morphologische Selbständigkeit. Nur an der Südseite des Grasberges selbst treten sie in steil N gerichteter, aber normaler Lagerung auf, ansonsten allgemein in überkippter bis flacher, total überkippter Lagerung (Stirnposition). Aufrechte (Grasberg) wie verkehrte Folge (Türkenlahn) sind durch die gleichen charakteristischen stratigraphischen Eigenheiten (Taf. IV, Fig. 6) ausgezeichnet. In der am Ostfuß des Grasberges eingeschnittenen Rinne kann man messend den Übergang von steil nordfallenden Pedataschichten im S über seiger stehende in der Mitte zu steil, mittel und flach südfallenden überkippten Pedatakalken im N und sogar vollkommen schwebend verkehrt gelagerten Schichten am Ausgang des Grabens verfolgen (Taf. II).

NE vom Grasberg treten in der von GEYER als Zlambachschichten kartierten Zone Doggerkieselschiefer (Lackenkogel) und Malmkalk des Tirolikums auf. Am Nordfuß des Grasberges und am Auermahdsattel grenzt das gipsreiche Haselgebirge als Basis der Oberen Hallstätter Decke unmittelbar an die Pedataschichten der Zlambachdecke.

Das derzeit in Abbau befindliche mächtige Gips-Anhydrit-Vorkommen von Wienern liegt im Haselgebirge der Oberen Hallstätter Decke, die im Ressenhorn mit steil aufgerichteten, nordfallenden Hallstätter Kalken stirnt. Oberhalb von Wienern wird der Gips in 6 Etagen à 9 m Abstand gewonnen. Nur eine äußere, 30 m mächtige Partie besteht aus Gips, gegen die Tiefe hin setzt Anhydrit fort, der unter Tage gewonnen wird. Der gesamte Grubenbau bewegt sich innerhalb des einheitlichen Gips-Anhydrit-Stockes, nur auf der 797 m-Sohle wurde im IQ (westl. Querstollen) im S bei 350 m heller Haselgebirgston erreicht. Die Aufschlüsse auf der 905 m-Etage zeigten (1956), daß stellenweise im Gips bis  $\frac{1}{2}$  m mächtige, sedimentär eingelagerte, tektonisch arg mitgenommene Bänke von schwarzem oberpermischem Dolomit auftreten. Die Faltung des Gips-Anhydritstockes, der weit in die Tiefe zu reichen verspricht, ist beträchtlich. Während im Ostteil des Tagbaues keine bevorzugte Faltenachsenrichtung kenntlich ist, überwiegen im mittleren Teil die flach gegen WNW fallenden Achsen, im Westabschnitt die mäßig steil in Richtung 160—170 bzw. 330—340 eintauchenden Achsen.

Ein zweites bedeutendes Gipsvorkommen liegt im Bereich des Auermahdsattels S vom Ressenhorn. Es soll ebenfalls in naher Zukunft erschlossen werden. G. GEYER deutete 1915, S. 202, den Auermahdsattel als Antiklinale, „als typischen Salinaraufbruch, welcher eine Aufquellung von Haselgebirge in einer antiklinalen Berstung der Obertrias darstellt“. Bereits E. SPENGLER hingegen bezeichnete 1924 die steil nordfallend dargestellte Basisfläche des Haselgebirges am Auermahdsattel als „juvavische Schubfläche“. Tatsächlich handelt es sich um die Überschiebungsfläche der Oberen Hallstätter-Decke auf der Zlambachdecke. Auch diese Lagerstätte zeigt Stirnposition. Im einzelnen sind die Verhältnisse etwas komplizierter: Nur im S lagert das Haselgebirge unmittelbar über Pedataschichten. In den Talfurchen W und E des Auermahdsattels aber kommen Liasfleckenmergel, Adneterkalk und Doggerkieselschiefer der Tirolikums empor. Am Nordhang des Grabens E vom Sattel ist in einer Rutschung ein Profil freigelegt (Taf. IV, Fig. 7). Es zeigt, daß die normale Abfolge an der Basis durch Schuppung gestört ist.

### 3. Lawenstein—Tauplitzalm

Im Prinzip zeigt dieser Abschnitt den gleichen grundsätzlichen Bau wie der vorige. Im Lawenstein ist die östliche Fortsetzung der Türkenkogelstirn gegeben. N davon und auf der Tauplitzalm sind Teile der Zlambachdecke erhalten geblieben. Die Lawensteinstirn ist bisher noch nicht erkannt worden, da die Bankung im dolomitischen Kalk und Dolomit nicht so deutlich in Erscheinung tritt. Auch E. SPENGLER bezeichnete (1924, 143) den Lawenstein als eine südgeneigte Hauptdolomit- und Dachsteinkalkplatte. Von der Schneckenalm aus aber sieht man deutlich die Umbiegung der gebankten Kalke und das flach südgerichtete Ein-

fallen des überkippten Liegendschenkels (Taf. IV, Fig. 11). Auf der Nordseite des Lawinenstein hat sich ein vorderster, megalodontenführender Dachsteinkalkspan bei der Stirnbildung abgelöst und wurde in die Untere Hallstätter Decke hineingepreßt (Taf. IV, Fig. 11; Taf. V, Fig. 1). Gegen E hin, im Gebiet der Tauplitz, herrscht im Tirolikum Hauptdolomit vor. Am Salzsteig ist die Fortsetzung der bedeutenden tektonischen Linie zu finden, an der der südliche Teil der Totengebirgs-Decke mit lokal reicher Hauptdolomitentwicklung mit stirnartiger Aufwölbung an den N davon gelegenen Riffkalkblock (Traweng usw.) herangeschoben worden war.

Während die Störungszone der Salzsteiglinie seit alters bekannt war, blieb die Ausdehnung und die Tektonik der Zlambachdecke, deren Serien vom Salzatal über den Schneiderkogel hinüber auf die Tauplitzalm reichen, bis nun unbekannt. G. GEYER (1915, 223) und ebenso K. MURBAN (1953, 3) vertraten die Ansicht, daß die Serien vom Werfener Schiefer bis zum Karn der Tauplitzalm das normale Liegende des Hauptdolomites des Tirolikums darstellten und gegen S unter diesen abtauchten. Damit verbunden war auch die irrige Meinung GEYERS vom Übergang des Pedatadolomites in Hauptdolomit im Gebiet der Krallerscharte. Tatsächlich aber lagert die Zlambachdecke dem Tirolikum allenthalben mit klarer tektonischer Grenze auf und hebt im Gebiet der Tauplitz gegen E aus. Die Einsicht in die Verhältnisse war dadurch erschwert worden, daß das älteste Schichtglied, der Werfener Schiefer nicht die Ränder der Schubmasse markiert, sondern erst in der zentralen Zone um den Großsee auftaucht. Ganz ähnlich sind ja auch weiter westlich die älteren Schichtglieder der Zlambachdecke erst in der zentralen Zone herausgewölbt, jüngere Schichten streichen randlich an die Überschiebungsfäche heran. Es konnten sogar Kalke mit *Halorella pedata* BR. nahe dem Südrand der Zlambachdecke S der Grashütten gefunden werden (Taf. IV, Fig. 12). Die Verhältnisse am Nordabhang sind durch die starke Zerstückelung an Brüchen schwerer überschaubar. Übersicht gibt Fig. 13, Taf. IV. An NW streichenden Brüchen kommen bereits auf halber Höhe des Hanges wiederum die stellenweise megalodontenführenden Dachsteinkalke des tirolischen Untergrundes hervor. Wie die Karte zeigt, sind die NE streichenden Querbrüche am Nordhang des Schneiderkogels jünger als der Längsbruch.

Außerordentliche Komplikation bringt die Überschiebungstektonik der zweiten Phase an der Lawinensteinstirn am Nordfuß der Wände ober der Bauernalm. Die Ansicht von W (Taf. V, Fig. 1) zeigt, daß der Dachsteinkalkspan der Höhe 1631 von oben her in die Pedataschichten eingepreßt ist. An der Störungslinie, an der der Span im S von der Hauptmasse abgetrennt ist, drang das Karn entlang der Rinne im Bauernwald aufwärts. Östlich der Wurzel des Bauerngrabens erscheint ein Teil der Unteren Hallstätter Decke durch Schuppung verdoppelt: Tuvalischer Riffkalk und Pedataschichten treten im Hangenden des Lias auf (Taf. V, Fig. 2—3). Die Schuppung dürfte von SE gegen NW gerichtet gewesen sein, zieht man die hier außerordentlich starke Verfaltung der unterlagernden Pedataschichten an NE tauchenden Achsen in Betracht. Der Überschiebungsbetrag ist gering; gegen E ist oberhalb der Tischeben wiederum nur die ungliederte Zlambachdecke vorhanden, hier mit gegen E nach unten zunehmendem stratigraphischem Umfang (Taf. IV, Fig. 13). Bereits im Felsen SE ober der Bauernalm umfaßt sie gegen unten hin noch reich gegliedertes

Karn und Ramsaudolomit. Im Ursprungsgebiet des Bauerngrabens folgt außerdem noch über den Pedataschichten gipsreiches Haselgebirge als Basis der Oberen Hallstätter Decke.

#### 4. Röthelstein—Kampgruppe

Der Röthelstein—Kampstock stellt eine gut umgrenzte Hallstätter Schubscholle dar, deren tirolischer Untergrund im Sockel fast rundum durchverfolgt werden kann. Die Scholle liegt relativ waagrecht. An der Südseite ist ein schmaler Span von karnischem Hallstätter Kalk an der Überschiebungsgrenze bei Äußere Kainisch eingequetscht. Eine bedeutende, WSW—ENE ziehende Störung durchsetzt die Scholle an der Linie Straußenthal—Langmoosalm—Teltschen und setzt gegen E fort. Der Südteil besteht wiederum aus zwei, durch eine horizontal liegende Bewegungsfläche unter der Langmoosalm getrennten Paketen. Der tiefere, mächtigere Teil, der im E bis auf die Gipfel des Feuerkogel und Kamp emporreicht, umfaßt den Teil der Serie vom Haselgebirge bis zum unternorischen Hallstätter Kalk. Über der zumindest teilweise tektonisch bedingten Schichtlücke erscheint in der Langmoosalmschuppe eine diskordant gelagerte, NW fallende Platte aus Oberjurakalken des tieferen Malm, die in den älteren Arbeiten bis WIEBOLS 1944 für Reiflinger Kalke und Hallstätter Kalke gehalten worden waren. Die Fossilbelege wurden im stratigraphischen Teil angeführt.

Den Nordteil des Bergstockes jenseits der Längsstörung baut der über der tieferen, bis zum Hallstätter Kalk reichenden Schichtfolge aufsetzende tithone Plassenkalkstock des Röthelstein auf. Die schon von E. SPENGLER (1924, 139) vermutete Störung ist nicht nur in der westlichen Ansicht (Taf. V, Fig. 4) kenntlich und durch die Einschaltung der Hallstätter Kalkzwischencholle beim Ferdinandstollen markiert, sondern auch aus zahlreichen Einzelheiten ersichtlich: Stellenweise wird der plastische Doggerkieselschiefer und Liasfleckenmergel des Untergrundes oder das Haselgebirge der Basis an dieser Fläche weit aufgepreßt; so der Kieselschiefer N und der Fleckenmergel NE der Langmoosalm, das Haselgebirge beim „Kalten Brünnl“ SW unter der Langmoosalm. Typisch ist auch die starke Zerschering des Hallstätter Kalkes entlang der Störung S der Teltschenalm und beim Ferdinandstollen, charakteristisch ferner, daß die Vererzung durch Eisen- und Manganoxyde (Hämatit, Pyrolusit, Psilomelan usw.) an diese Störung gebunden ist. Im Gebiet des Ferdinandstollen W der Langmoosalm ist der rote, unternorische Hallstätter Kalk vererzt, hier besonders durch manganreiche oxydische Erze imprägniert. Die Stollen sind verstürzt. Der letzte Bericht über den Bergbau stammt von J. WIEBOLS 1944. Von den Halden stammende Stücke zeigen vererzte Gerölle des Hallstätter Kalks in Klüften des Hallstätter Kalks resedimentiert, die Klufffüllung total verfestigt und wiederum von Harnischen durchsetzt. Die Bewegungen in der Störungszone müssen also lange Zeit hindurch, auch noch über die Vererzungsperiode hinaus angehalten haben.

S der Ausseer Teltschenalm bestehen ebenfalls noch Stollen im vererzten hydaspischen Gutensteiner Dolomit. Nur die tieferen Teile des Dolomites sind gleichförmig, aber arm vererzt. Die ehemaligen Hauptabbauelagen liegen 700 m ESE der Alm nahe der Basis des Erzdolomites. Die

Stollen, die 150 m Länge erreichten, trafen alle das unterlagernde gipsreiche Haselgebirge an. Die bauwürdigen Erze lagen nur in den tiefsten Teilen des Gutensteiner Dolomites nahe der Untergrenze gegen die Werfener Schiefer hin. In der östlichen Fortsetzung der Störungszone im Seisen-graben SW der Kochalm wurde ein neues Erzvorkommen entdeckt. Die Rauhwaacke der Oberen Hallstätter Decke ist durch Eisenoxyde vererzt, das Erz total limonitisiert.

### 5. Rabenkogel und Krahstein

Der Rabenkogel—Blannwipfel-Zug liegt als einfach gebaute Hallstätter Scholle dem tirolischen Untergrund ohne Zwischenschaltung der hier ausgeschuppten Zlambachdecke auf (Taf. V, Fig. 6). An der Basis kommen auf weiter Strecke fossilreiche Werfener Schiefer und Kalke aus der Moränenumhüllung hervor. Auf der Westseite ist der Gutensteiner Dolomit mächtig, auf der Ostseite der Reiflinger Kalk stark verfaltet und angeschoppt. An einer über den Sattel der Ledereralm streichenden W—E-Störung ist der Blannwipfel etwas gegen den Nordflügel abgesetzt.

Der Krahsteinstock ist an einer kräftigen, SW—NE ziehenden Störung zweigeteilt. Die nordwestliche, abgesenkte Scholle besteht aus einer vom Skyth bis zum Nor reichenden Serie der Oberen Hallstätter Decke (Taf. V, Fig. 9). Der gehobene SE-Flügel hingegen gehört im Gegensatz zur bisherigen Meinung ausschließlich dem Tirolikum an. Er besteht nicht, wie GEYER und HÄUSLER zeichneten, aus einer Hallstätter Deckscholle mit Reiflinger Kalk und Hallstätter Kalk über einem Jurasockel, sondern wird zur Gänze von einer durchlaufenden Juraserie mit Liasfleckenmergel, Doggerkieselschiefer, Acanthicusschichten und Oberalmkalken gebildet. Auf Grund dieser Erkenntnis wären auch die im E anschließenden „Hallstätter Schollen“ des Gwönlstein—Hechelsteinzuges und jene E davon einer Revision zu unterziehen, ob nicht auch dort eine kontinuierliche, dem Tirolikum angehörende und bis zu den Oberalmerschichten reichende Schichtfolge vorläge. An der NE streichenden Hauptstörung im Krahsteinstock kommt unter der Oberalmerschichtplatte im NW noch Doggerkieselschiefer an die Oberfläche, auch noch beim „Filzmoos“ in der Hohtalung, die zwischen dem NW- und SE-Gipfelmassiv hinzieht. In sich wird dieser Südflügel durch eine W—E-Störung S unter der Jurakalkplatte des Gipfelplateaus gegliedert, an der abermals der Südflügel höher geschaltet worden war. Der Liasfleckenmergel des Südabfalls des Massivs war durch den horizontalen Zusammenstau der zweiten Überschiebungsphase, in der die Grimmingstirn entstand, zu enormer Mächtigkeit angeschoppt und an seiner Obergrenze mit Doggerkieselschiefer und sogar noch Oberalmerschichten verschuppt worden. 1934 hatte E. SPENGLER die Zugehörigkeit der tirolischen Fleckenmergelmasse und des höheren Jura zu einer Unteren Hallstätter Decke erwogen, in jüngster Zeit auch als eigene Fleckenmergeldecke abtrennen wollen. Dafür aber besteht keinerlei Veranlassung.

Der NW-Teil des Krahsteins, also die Hallstätter Scholle ist stark an SW—NE streichenden Achsen verfaltet. Das jüngste Schichtglied, der den Gipfel aufbauende norische Hallstätter Korallenriffkalk, liegt tief eingemuldet noch im Zauchenbachtal SW der Brentenmöseralm (Taf. V, Fig. 7). Nur am Südrand der Kitzmannshöhe stehen auch die basalen

Schichtglieder der Oberen Hallstätter Decke, die Werfener Schichten an, sonst wurde allgemein der tiefere Teil der Serie tektonisch reduziert. In der südlichen Fortsetzung ist auch noch das gipsreiche Haselgebirge vorhanden und durch den Tagbau Zauchen erschlossen. Die vorherrschende Achsenrichtung weist auf ein NE gerichtetes Eintauchen des Gipsstockes, der durch die hier südschwenkende Störung von dem herausgehobenen Fleckenmergel des Krahstein getrennt ist.

## 6. Das Mitterndorfer Becken

Weite Teile des Mitterndorfer Beckens sind durch Moränen, eiszeitliche Terrassenschotter und Talalluvionen verhüllt. Auf einer großen Strecke des Nordrandes nehmen tirolische Serien die Oberfläche ein. Der Dachsteinkalk des Türkenkogel—Lawensteinzuges versinkt gegen S unter den muldenförmig aufgelagerten Serien des Lias und Dogger im Gebiet der Pichlmaieralm und des Teltschengrabens und taucht erst wieder mit einer kleinen Antiklinale im Steinwandwald auf.

Die ausgedehnten Mergelvorkommen rings um den Schädelkogel sind Zlambachmergel der Unteren Hallstätter Decke. Sie setzen über dem Doggerkieselschiefer des Tirolikums auf, wie die Aufschlüsse im Quellgebiet des Kriebaches zeigen.

Die allseits von Moränen verhüllten Dachsteinkalkschollen und die Jura-mulde W und SW von Mitterndorf gehören noch der Totengebirgs-Decke an. H. HÄUSLER hatte 1943 diese Schollen noch zur Dachstein-Decke gerechnet, die aber im Grimming—Kammergebirge stirnend gegen Norden endet.

- Teils über dem Zlambachmergel, teils unmittelbar über dem Tirolikum des Beckens lagern Schollen einer tieferen Schuppe der Oberen Hallstätter Decke. Die Schichtfolge in diesen Schollen ist weitgehend reduziert, über Werfenern liegt unmittelbar Hallstätter Kalk. Durch Bergzerstörungen zerfallen diese Kalkschollen über dem weichen Untergrund und brechen staffelförmig auseinander. Beispiele hierfür bieten Hartlkogel und Schädelkogel. Die Verbreitung der Schollen der Hallstätter Decke ersieht man auf Taf. II. G. GEYER hatte noch die Auffassung vertreten, daß die die Schollen umgebenden Mergel und Schiefer als Hangendes der Hallstätter Kalk-Schollen aufzufassen seien (1915, 189) und so eine Deutung ohne Anwendung der Deckenlehre versucht.

## 7. Der Nordfuß von Kammergebirge und Grimming

Zur Frage der schon von E. MOJSISOVICS 1887 entdeckten und später viel diskutierten Hallstätter Scholle des Wandlkogels 5 km SW Mitterndorf sind einige Worte nötig (Taf. V, Fig. 5 a, b). Zunächst ist gegenüber der Kartierung GEYER zu verzeichnen, daß der W angrenzende Blotschogel nicht aus Haselgebirge und Muschelkalkdolomit besteht, sondern aus dem den Dachsteinkalk überlagernden Jura, wie schon E. SPENGLER 1934 in seinem Profil zeichnete, allerdings nicht nur aus Hierlatzkalk und Kieselschiefer, sondern zum Großteil aus Liasfleckenmergel. Dieser Fleckenmergel zieht auch an der Südseite des Wandlkogels weiter, ihn an der Basis, NE fallend, unterteufend. Er war bisher mit Gutensteiner Kalk verwechselt worden. Namentlich dadurch wird die Auflagerung des Wandlkogels über

der Dachsteindecke unmittelbar beweisbar, da die Grenze nicht in schuttverdeckten Rinnen, sondern am Berghang zu finden ist. Auch die unterlagernden Dachsteinkalkbänke fallen bekanntlich steil NE. Der stark verfaltete Haselgebirgs-Gips an der Westseite des Wandlkogels zeigt natürlich verschiedene, auch gegen W gerichtete Fallrichtungen. Die Auflagerung ist also beweisbar, nicht aber läßt sich die Bewegungsrichtung unmittelbar ablesen, also ob die Scholle im Sinne von SPENGLER gegen N oder im Sinne KOBERS gegen S bewegt wurde.

Auch das Gebiet des Zünkitz am Eingang zum Steinpaß ist für diese Frage von Belang. Die von E. SPENGLER 1934, S. 81 in einem Profil gegebene Darstellung einer Schuppung von Werfener Schiefen der Hallstätter Decke mit Dachsteinkalk des Hörndlwaldes entspricht nicht den im Profil an der Westseite des Steinpaßtales sichtbar aufgeschlossenen Verhältnissen (Taf. V, Fig. 8). Die Werfener Schiefer der Oberen Hallstätter Decke, die auch hier dem Dachsteinkalk (W der Salza) bzw. dem Hierlatzkalk (E der Salza) der Dachstein-Decke aufliegen, sind nicht eingeschuppt, sondern an Brüchen eingesenkt. Auf der Westseite des Tales ist nur der südliche Bruch durch Werfener Schichten markiert, N davon ist noch eine zweite Bruchstörung im Dachsteinkalk sichtbar. Auf der gegenüberliegenden Talseite sind von den Brüchen auch noch Hierlatzkalkreste erfaßt worden (Taf. II). Als Beweis für die Überschiebung der Hallstätter Decke über die Dachstein-Decke von S her können die hier beschriebenen Verhältnisse, wo SPENGLER eine Unterteufung der „Zünkitzschuppe“ durch Werfener Schiefer zu sehen vermeinte, nicht herangezogen werden.

An der von E. SPENGLER wiederholt negierten Stirnbildung des Grimmingzuges kann auf Grund des Abtauchens der Dachstein-Decke mit Doggerkieselschiefer (Krunglwald) und der ihr eigenen Liashornsteinbrekzie (Kulmsattel) unter die Liasfleckenmergel der Totengebirgs-Decke, ferner durch die Entdeckung ganz analoger Verhältnisse in der nahe N davon gelegenen prächtigen Lawinensteinstirn nicht mehr gezweifelt werden. Gosau ist allerdings am Kulmsattel im Gegensatz zur Darstellung von GEYER, HÄUSLER und CORNELIUS nicht vorhanden. Die in nachgosauischer Zeit erfolgte Stirnbildung drückt sich auch noch im Zusammenstau der davorliegenden Fleckenmergel des Mitterndorfer Beckens aus. Die Dachsteinkalkfront des Grimmingzuges ist durch NE streichende Brüche in eine Reihe von Schollen aufgelöst.

## 8. Der Rettenstein bei Filzmoos in Salzburg

Für die großtektonische Stellung der Hallstätter Decken ist namentlich das Auftreten von Schubfetzen dieser Einheit auf der Südseite des Dachsteins von Interesse. Reste der Hallstätter Decke kann man von der Grimmingsüdseite über die Dachsteinsüdabfälle und den Rettenstein bis zur Zwieselalm und weiter verfolgen. Am ganzen Südrand tauchen sie unter die Dachstein-Decke ein. Zum Vergleich der faziellen Ausbildung und tektonischen Anordnung der übereinanderfolgenden Deckenanteile wurden die Verhältnisse im Gebiet des Gosaukammes und der Dachstein-Südseite in Übersichtsbegehungen studiert, darunter das reichhaltige, prächtig aufgeschlossene Profil des Rettenstein bei Filzmoos. Da sich bei

der Aufnahme des Profils auf der Südseite des Rettenstein trotz der zahlreichen bereits vorliegenden Untersuchungen doch wieder neue Tatsachen ergaben, soll es hier etwas ausführlicher beschrieben werden.

Seit den Forschungen von F. TRAUTH und L. KOBER ist die Schichtfolge im Weitenhausgraben auf der Südseite des Rettenstein berühmt geworden. Weitere Arbeiten folgten, aber immer wieder wichen die Darstellungen voneinander ab. Zum Verständnis der Problematik seien die wichtigsten Daten aus der Erforschungsgeschichte des Rettenstein angeführt.

F. TRAUTH war als erster (1925) durch seine Arbeit im Vorland der Radstädter Tauern auf das Haselgebirge, die Hallstätter Kalke, die Liasfleckenmergel und Adneterkalke auf der West- und Südseite des Rettenstein gestoßen und hatte die ersten Ammonitenfunde aus diesem Lias beschrieben. Aus der Arbeit geht hervor, daß TRAUTH den Rettensteinriffkalk für Dachsteinriffkalk hielt, der als Zeugenberg der Dachstein-Decke erhalten geblieben sein sollte, unterlagert von einer breiten, als Mylonit aufgefaßten Rauhwackenzone, in der an der SW-Ecke des Berges aus tektonischen Ursachen eine Linse von gipsführendem Haselgebirge, Hallstätter Kalk und Liasfleckenmergel stecken sollte. Den nur in Rollstücken gefundenen roten Liaskalk erwartete TRAUTH im Hangenden des „Dachsteinkalkes“ des Rettenstein.

1926 konnte L. KOBER die Liasfleckenmergel und roten Adneterkalke am Rettenstein im Anstehenden auffinden und erkannte 1927 die Selbstständigkeit der Hallstätter Decke in diesem Raum. Er stellte sie ins tektonisch Hangende des Tennengebirges und ins Liegende der Dachstein-Decke. E. SPENGLER widmete 1943 dem Rettenstein eine eigene Arbeit, in der die Kartierungsergebnisse von G. NEUMANN und seine eigenen Beobachtungen zusammenfassend dargestellt wurden. Das Profil im Weitenhausgraben wurde eingehend geschildert. Über den Quarziten und Werfener Schiefen folgt die stratigraphisch gedeutete Rauhwacke (anisische Saalfeldener Rauhwacke), darüber Gutensteiner Kalk und -dolomit, dann eine Zone aus Werfener Schiefen, Haselgebirge, Hallstätter Kalk, Zlambachmergel, Liasfleckenmergel, rotem Liaskalk, und Juraradiolarit, auf der sich die Gipfelmasse des Rettenstein aus Riffkalk aufbaut. Die Wechselagerung von grauen und roten Mergeln und Kalken in der Zone unter dem Riffkalk war von NEUMANN und SPENGLER auf eine intensive Schuppung zurückgeführt worden. G. NEUMANN und W. SCHWARZACHER hatten bei der Neuaufnahme im roten Kalk etliche Ammoniten gefunden. Den weißen, rötlich geaderten Kalk, der den gesamten Gipfelaufbau des Rettenstein über 1800 m bildet, hatten TRAUTH, KOBER in seinen älteren Arbeiten und NEUMANN für Dachsteinkalk gehalten, SPENGLER hingegen äußerte 1943 die Vermutung, daß es sich um Plassenkalk handle. Bestimmbar Fossilien waren keine gefunden worden.

1949 wurde das Problem des Rettensteins in der Dissertation von J. SABATA wieder aufgerollt. SABATA schrieb dem Rettensteinriffkalk mittelbis obertriadisches Alter zu, wobei ein ganz allmählicher Übergang aus dunklem Gutensteiner Kalk beim Karhals über grauen Wettersteinkalk zum hellen obertriadischen Riffkalk des Gipfels bestehen sollte. Durch die vermutete Übereinstimmung mit dem Profil der Eiskarschneid und des Torsteins sah er im Rettensteinriffkalk einen Deckenzeugen der Dachstein-

Decke. Gegen den Hallstätter Jura im Liegenden wurde eine Überschiebungsgrenze angenommen. J. SABATA hatte als erster den Ammonitenreichtum des Lias erkannt, aber nichts näheres darüber berichtet.

Auch in der Dissertation von R. FUKER (1954) nimmt das Rettensteinprofil breiten Raum ein. Die Werfener Schuppenzone wurde gegen oben mit der Rauhwaacke begrenzt, die Serie darüber ab Werfener Schichten und Muschelkalkdolomit bis zu den mächtigen Liasfleckenmergeln und Hallstätter Kalken als Untere Hallstätter Decke gedeutet. Den Riffkalk hatte er zur Oberen Hallstätter Decke gezählt, wobei er die Hauptmasse als Plassenkalk erachtete und nur an der Basis Dachsteinkalk vermutete. R. FUKER hatte neuerlich Ammoniten im roten Hallstätter Kalk gefunden und beschrieb sie in seiner Dissertation zusammen mit dem ersten Teil meiner Aufsammlung. Im Plassenkalk entdeckte er Nerineen.

In den im gleichen Jahr erschienenen Erläuterungen zur Dachsteinkarte (1954) befaßte sich E. SPENGLER wiederum mit dem Bau des Rettenstein. Er sah in ihm einen im Süden zurückgebliebenen Rest der Hallstätter Decke mit einer Schichtfolge von Haselgebirge bis Plassenkalk. Diese Serie soll nach SPENGLER und NEUMANN durch mindestens fünf schichtparallele Scherflächen in Schuppen verwandelt worden sein. Dadurch sollte auch hier ein gleicher Baustil vorliegen, wie ihn VORTISCH aus der Osterhorngruppe beschrieben hatte.

In den letzten Jahren hatte ich seit 1953 wiederholt Gelegenheit, den Rettenstein aufzusuchen. Seit damals sammelte ich aus dem Lias ein umfangreiches Ammonitenmaterial auf. Da auch der graue Fleckenmergel und der Riffkalk Fossilien lieferten, war nun eine Überprüfung der Anschauungen über Schichtfolge und Bau des Rettenstein auf exakter Grundlage möglich. Nach wie vor standen im unmittelbaren Bereich des Rettenstein folgende Probleme zur Diskussion: Abgrenzung der einzelnen Faziesbereiche und Deckenanteile innerhalb des Gesamtprofils, normale Abfolge oder reichliche Schuppung innerhalb der Fleckenmergelserie, Alter, Art des Kontaktes und tektonische Stellung des Riffkalkes.

Zwei Hauptabschnitte mit faziell verschiedenartigen Serien (hinsichtlich des Gesamtraumes) lassen sich auf der Südseite des Rettenstein im Profil des Weitenhausgrabens klar erkennen. Die Grenze liegt oberhalb der zweiten, aus Gutensteiner Dolomit bestehenden Wandstufe im Ursprungsgebiet des Grabens. Die tieferen Serien gehören der von F. TRAUTH als Werfener Schuppenzone bezeichneten Einheit an. Darin folgt hier über dem 300 m mächtigen graugrünen, grünen, auch violetten, geschichteten Werfener Quarzit im Hauptgraben bei der ersten Verzweigung unmittelbar mächtige Rauhwaacke; der ins Hangende der Quarzite gehörige Werfener Schiefer fehlt entgegen älteren Beschreibungen. Die gelbe Rauhwaacke bildet die untere Wandstufe in Mächtigkeit von etwa 40—50 m. Die Rauhwaacke ist in dieser Position zwischen dem Skyth und dem Aniskalk oder -dolomit aus zahlreichen geschlossenen alpinen Profilen bekannt und stellt ein stratigraphisches Niveau (Unterstes Hydasp) und keinen tektonischen Mylonit dar. Darüber folgt in der westlichen Rinne schwarzgrauer, bituminöser, crinoidenreicher, anisischer Dolomit, der gegen oben heller wird. In der östlichen Rinne erscheint darin, nach NEUMANN, zweimal Haselgebirge eingeschuppt.

Im Hangenden folgt mit lückenhafter Trias und gut entwickeltem Jura die überschobene Hallstätter Decke. Die Abweichungen in der Darstellung der Detailprofile bei verschiedenen Autoren gehen z. T. auch darauf zurück, daß in dem konzentrisch gegen unten zusammenlaufenden Quelltrichter des Weitenhausgrabens in verschiedenen Runsen etwas voneinander abweichende Profile aufgeschlossen sind. Wie die Skizze Abb. 4 zeigt, folgt an der Basis dieses Trichters ober der Höhe Kote 1752 allgemein das gipsreiche Haselgebirge, im mittleren Abschnitt 20 m mächtig. Im W ist es an N—S-Brüchen noch weit abwärts in den Gutensteiner Dolomit verschleppt. Stellenweise bildet nicht Haselgebirge, sondern Werfener Schiefer und Rauhwacke durch Schuppung die Basis der Hallstätter Decke. Nur im Ostabschnitt folgt der Werfener Schiefer noch im Hangenden des Haselgebirges. Sonst ist allgemein eine Schichtlücke bis zum typischen roten Hallstätter Kalk vorhanden, der durch Brüchen an fünf Stellen in verschiedener Höhe ansteht. All die Brüchen, die besonders durch die Versetzung der Riffkalkmassen am Oberrand des Quelltrichters so deutlich in Erscheinung treten, ziehen in den Rinnen auch durch die gesamte übrige Hallstätter Serie und setzen auch noch in der Anisdolomit-Unterlage fort — im Gegensatz zur Ansicht von J. SABATA, der in der Mergelzone eine ruhige Lagerung zu sehen vermeinte. Nur in den beiden westlichen Haupttrinnen ist das unmittelbare Hangende der wenige Meter mächtigen Hallstätter Kalke in Form kalkiger Fleckenmergel aufgeschlossen. Hier müßten die in der Literatur wiederholt angeführten Choristocerasmergel erscheinen. In Wirklichkeit zeigen die von der Untergrenze der Mergelzone stammenden Ammoniten aus der Fundstelle q (Abb. 4), daß hier tiefster Lias (Lias  $\alpha$ ) vorliegt. Mit maximal 50 m Mächtigkeit schließt gegen oben Liasfleckenmergel an, dem in zwei Horizonten und am Oberrand 1—5 m mächtige rote Adneterkalkbänke eingeschaltet sind. NEUMANN und SPENGLER hatten die Wiederholung von rotem und grauem Lias als Ergebnis intensiver Verschuppung gedeutet. Nun haben neben der äußerst fossilreichen obersten Adneterkalkbank auch die Fleckenmergel und die tieferen Adneterkalke Ammoniten geliefert. Es zeigte sich, daß die Faunen aus dem Hauptteil des Fleckenmergels von der Unterkante bis weit hinauf und ebenso die darin eingeschalteten Adneterkalke auf Unterlias (Lias  $\alpha$  bis  $\beta$ ) hinweisen, erst nahe dem Oberrand der Fleckenmergel erscheinen Arten aus Lias  $\gamma$ . Der Adneterkalk am Oberrand gehört dem höheren Mittellias an, Formen des Lias  $\delta$  herrschen, in untergeordnetem Maß treten darin auch noch Arten auf, deren Hauptentwicklung im Lias  $\gamma$  lag und die noch in den Lias  $\delta$  hineinreichen können. Die Annahme intensiver Verschuppungen innerhalb des Lias wird damit hinfällig. Im Hangenden der Liaszone ist stellenweise 1—2 m mächtiger roter und grauer Doggerkieselschiefer (Radiolarit) erhalten. Die Verstellung der einzelnen Schollen an Brüchen ist hier an der Grenze zum Riffkalk besonders deutlich sichtbar und erreicht ein Ausmaß bis zu 25 m.

Das gesamte Gipfelmassiv des Rettenstein baut mächtiger, weißer, rot geädert Riffkalk auf. Sein Alter blieb bis in die neueste Zeit umstritten. Auch hatte man (SABATA, FUKER) eine Zerteilung in verschieden alte Anteile vornehmen wollen, ohne Grenzen angeben zu können. Lithologisch aber bietet der Rettensteinriffkalk einen einheitlichen, gänzlich gleichförmigen Habitus von der Basis bis zum Gipfel, sein Aussehen ist dem des

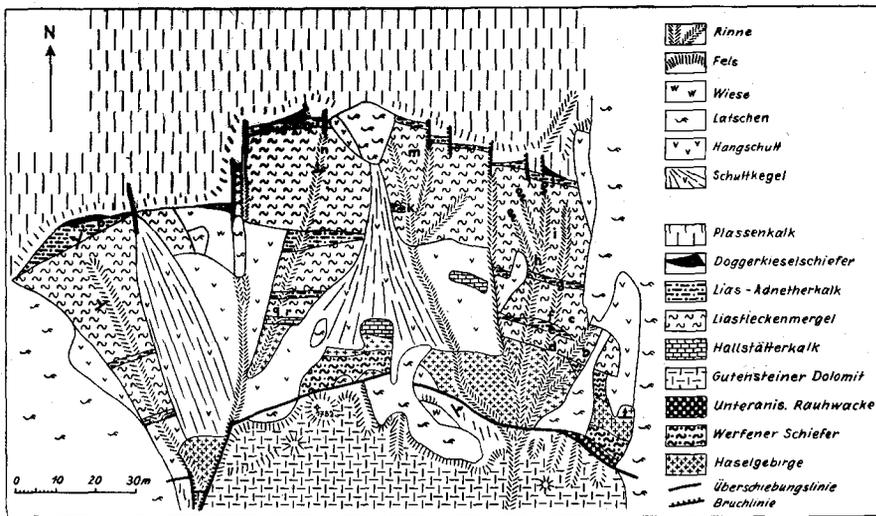


Abb. 4: Skizze der geologischen Verhältnisse des Quelltrichters des Weitenhausgrabens auf der Südseite des Rettenstein bei Filzmoos, Salzburg. 1:1900. Die Skizze umfaßt die Liasmergelzone mit den angrenzenden Gesteinszügen. Die im Text angeführten Fossilfundpunkte sind eingetragen. Die Fossilien aus dem Liasfleckenmergel stammen, vom Fundpunkt q abgesehen, aus dem Hangschutt, nicht aus dem Anstehenden. Die Deckengrenze wurde in der Skizze hervorgehoben. Die Bruchtektonik hat sich in der Anlage der Rinnen beispielhaft abgezeichnet.

Plassenkalkes vom Plassen ident. Nerineen, die ich wiederholt im Riffkalkschutt an der Basis dieses Kalkes auf der Südseite fand, schließen die Deutung als Dachsteinkalk aus. Nun konnten im Anstehenden genau am Gipfel des Rettenstein Korallen gefunden werden, die Dr. F. BACHMAYER freundlicherweise bestimmte: *Synastrea confluens* (Qu.) und *Azomalilia* cf. *crassa* (MILASCH). Sie weisen ebenfalls das oberjurassische Alter des Rettensteinriffkalkes. Damit wird die Feststellung von E. SPENGLER (1943, 62), der als erster den Plassenkalk des Rettensteins erkannt hatte, durch Fossilien aus dem Anstehenden bestätigt, nachdem schon R. FUKER (1954, 77), Nerineen des Tithon, und zwar *Trochalia* (*Cryptoplocus*) *conso-brina* ZITTEL, vom Rettenstein erwähnt hatte.

Die von R. FUKER als Werfener Schiefer bezeichneten Gesteine, die in Blöcken auf der NE-Abdachung des Rettensteingipfels zu finden sind, sind nicht Reste der Basis einer höheren tektonischen Einheit, sondern herausgewitterte Kluffüllungen der Riffkalke. Auf der NE-Abdachung befindet sich auch eines der eindrucksvollsten Augensteinfelder des Gebietes mit Quarzschottern und Geröllen aus dem Filzmooser Konglomerat aus der benachbarten Grauwackenzone.

Die Ähnlichkeit von Bau und Schichtfolge des Rettenstein und des Plassen ist frappant. Beide Stöcke stehen als Zeugenreste der Hallstätter Decke. Bisher hatte man als Unterschied nur die Fossilarmut des Rettenstein hervorgehoben. Von der West- und Südseite des Rettenstein waren bisher bekannt (T = koll. TRAUTH, N = koll. NEUMANN, S = koll. SCHWARZACHER):

## 1. Aus dem grauen Fleckenmergel:

*Schlotheimia* sp. (Lias  $\alpha$ , T)*Phylloceras* (*Rhacophyllites*) aff. *psilomorpha* NEUM. (Lias  $\alpha$ , T)*Arietites* (*Arnioceras*) sp. (Lias  $\alpha$ , N)*Uptonia jamesoni* Sow. (Lias  $\gamma$ , N)*Acanthopleuroceras* ? aff. *sella* SCHAFF. (S)

## 2. Aus dem roten Mittellias:

*Harpoceras* (*Grammoceras*) cf. *curonii* MGH. (T)*Harpoceras* (*Grammoceras*) cf. *celebratum* FUC. (T)*Harpoceras* (*Grammoceras*) *celebratum* FUC. var. *italica* FUC. (T)*Phylloceras geyeri* BON. (S)*Aegoceras* (*Amblyoceras*) *capricornum* SCHL. (N, S)*Rhacophyllites* sp. (S)*Nautilus geyeri* PRINZ (N)*Nautilus hallstattensis* SPENGL. (N)

Die Neuaufsammlung in den Fleckenmergeln und Adneterkalken erbrachte 300 Ammoniten, die 85 Arten bzw. Unterarten angehören. Die von R. FUKER gleichzeitig gefundenen Exemplare wurden mir von ihm freundlicherweise zur Verfügung gestellt und werden im folgenden ebenfalls angeführt. Prof. Dr. F. TRAUTH hat in sorgfältigster, liebevoller Arbeit das gesamte Fossilmaterial aus dem Lias des Rettenstein bestimmt und ich möchte ihm für die aufgewendete Mühe aufs herzlichste danken. Im folgenden werden die Fossilisten vom Lias des Weitenhausgraben nach Niveaus und Fazies getrennt angeführt.

## a) Graue Fleckenmergel des Unterlias, 35 m mächtig

Angegeben wird die Anzahl der Exemplare. Die von R. FUKER stammenden Stücke sind durch F gekennzeichnet. Die mit Kleinbuchstaben signierten Fundpunkte sind auf Abb. 4 eingetragen. Zum Vergleich wird das Auftreten der vorliegenden Arten in anderen wichtigen unterliasischen Fundorten oder in den unterliasischen Anteilen bestimmter Fundorte angeführt. Es bedeutet: BU = Bayrische Alpen (J. SCHRÖDER, 1927), CU = Cetona (A. FUCINI, 1901—1905), KR = Kratzalpe (P. ROSENBERG, 1909), KU = Kammerkehrgruppe (F. HAHN, 1910). Die mittelliasischen Fundorte werden unten unter d) angegeben. Eingeklammerte Fundorte zeigen unsichere artliche Bestimmung an.

<i>Phylloceras oenotrium</i> FUC.	1 — CU
<i>Phylloceras</i> aff. <i>partschi</i> (STUR)	1 — (B), BM, BU, CU, KR, KU, SCH, W
<i>Phylloceras wöhneri</i> GEMM.	1 — CU
<i>Phylloceras</i> sp.	2
<i>Rhacophyllites transsylvanicus</i> (HAU.)	1 — CU
<i>Rhacophyllites transsylvanicus dorsoplanatus</i> FUC.	1 — CU
<i>Rhacophyllites</i> sp.	1: F
<i>Lytoceras</i> sp.	1: e
<i>Arietites</i> sp.	1: i
<i>Vermiceras</i> cf. <i>scylla</i> (REYN.)	1: F — BU, CU
<i>Vermiceras</i> sp.	1: b
<i>Arnioceras</i> sp.	1: b
<i>Asteroceras</i> cf. <i>saltriense</i> (PARONA)	1 — CU
<i>Asteroceras</i> sp.	4: f, i, r

<i>Schlotheimia</i> cf. <i>boucaultiana</i> (d'ORB.)	1 : q — CU
<i>Deroceras</i> aff. <i>olenoptychum</i> FUC.	1 : q — CU
<i>Deroceras</i> sp.	1 : r
<i>Oxynticeras</i> aff. <i>stenomphalum</i> PIA	1
<i>Hildoceras</i> sp.	1 : i
<i>Harpoceras</i> cf. <i>grunowi</i> (HAU.)	1 : k — (KU)
<i>Fuciniceras acutidorsatum</i> KOVACS	1
<i>Nautilus</i> aff. <i>intermedius</i> SOW.	1
<i>Inoceramus</i> aff. <i>dubius</i> SOW.	3 — W
<i>Lima</i> ( <i>Plagiostoma</i> ) sp.	1

Abgesehen vom obersten Paket enthält die Fleckenmergelmasse des Rettensteins Ammoniten des Unterlias. Für eine genaue zonenmäßige Zuordnung reicht die Fauna nicht aus, auch stammen zu viele Exemplare des Fleckenmergels aus dem Hangschutt. Die (meist nicht sicher, da nur fragmentarisch erhaltenen) artlich bestimmten Formen sprechen für Lias  $\alpha$ — $\beta$ . Die tiefsten Horizonte knapp ober der Untergrenze lieferten *Schlotheimia* cf. *boucaultiana* (d'ORB.) und *Deroceras* aff. *olenoptychum* FUC. Der in tieferer Position (Punkt f) gefundene *Vermiceras* cf. *scylla* (REYN.) spricht auch für tieferen Unterlias. Hingegen reicht z. B. *Phylloceras wöhneri* GEMM. vom Lias  $\beta$ — $\gamma$ ; das vorgefundene Exemplar stammt aber aus dem Schutt, die Fundschicht ist unsicher. Auch die vom Unter- bis in den Mittellias durchlaufende Art *Phylloceras partschi* (STUR.) ist vertreten.

Die Zusammensetzung der Fauna hat keine Parallele in anderen Fundpunkten der Nordalpen. Der Vergleich mit zahlreichen, z. T. auch aus Fleckenmergeln stammenden Faunen aus anderen Lokalitäten der Nordalpen ergibt, abgesehen vom fast überall auftretenden *Phylloceras partschi*, fast keine Gemeinsamkeiten. Gute Übereinstimmung hingegen ergibt sich mit der Fauna aus dem unterliasischen Anteil vom Monte Cetona, Italien (FUCINI). Von den 12 aus dem unterliasischen Fleckenmergel des Rettenstein artlich oder unterartlich mit verschiedenem Sicherheitsgrad bestimmten Ammoniten sind 9 auch im Unterlias vom Mt. Cetona zu finden. Zur Fauna des grauen Fleckenmergels des Plassengebietes (E. SPENGLER 1918, 355) besteht keine Beziehung, da dort nur Mittellias, nicht Unterlias vorhanden ist.

b) Rote, dem grauen Fleckenmergel eingeschaltete Adneterkalkbänke des Unterlias

Art der Angaben wie zuvor. Weitere Fundpunkte: s — Block im Weitenhausgraben, t — Schutt aus tieferem Teil des Liasvorkommens.

<i>Phylloceras wöhneri</i> GEMM.	1 : t — CU
<i>Phylloceras</i> aff. <i>wöhneri</i> GEMM.	1 : s — CU
<i>Phylloceras</i> sp.	3 : g
<i>Rhacophyllites</i> cf. <i>separabilis</i> FUC.	2 : t — CU, (K)
<i>Rhacophyllites</i> sp.	1 : g
<i>Arietites</i> aff. <i>nodotianus</i> (d'ORB.)	1
<i>Arietites</i> cf. <i>obtusus</i> (SOW.)	1 : t
<i>Arietites</i> sp.	1 : g
<i>Vermiceras</i> cf. <i>favrei</i> (HUG.)	1 : F

<i>Vermiceras ophioides</i> (d'ORB.)	1 : t — CU
<i>Vermiceras</i> cf. <i>scylla</i> (REYN.)	3 : t — BU, CU
<i>Vermiceras</i> sp.	1 : g
<i>Arnioceras</i> cf. <i>hartmanni plicata</i> FUC.	1 : s — (BU), CU
<i>Arnioceras</i> sp.	6 : g
<i>Coroniceras</i> cf. <i>grecoi</i> (BON.)	1 : t — CU
<i>Asteroceras</i> aff. <i>montii</i> (MGH.)	1 : s — CU
<i>Asteroceras</i> cf. <i>saltriense</i> (PARONA)	2 : F — CU
<i>Asteroceras</i> cf. <i>stellare</i> (SOW.)	3 : t — BU, (CU), V
<i>Asteroceras</i> sp.	6 : g, s
<i>Deroceras olenoptychum</i> FUC.	2 : s — CU
<i>Deroceras perisphinctoides</i> FUC.	1 : t — CU

Die Fauna zeigt durchwegs unterliasisches Gepräge und steht in guter Übereinstimmung mit der Fauna der umgebenden Fleckenmergel. Zahlreiche Gattungen und Arten sind gemeinsam. Aus den im Anstehenden erschlossenen roten Kalkbänken in tiefer Position nahe dem Ostrand der Mergelzone konnten keine artlich bestimmbareren Formen gefunden werden, doch stammen etliche, typisch unterliasische Gattungen daraus. Sowohl im Schutt als auch im abgestürzten Blockwerk im tieferen Teil des Weitenhausgrabens waren Arten vertreten, die auf höheren Lias  $\alpha$  (Bucklandi-Zone) hinweisen, vertreten, z. B. *Arnioceras* cf. *hartmanni plicata* FUC. und *Coroniceras* cf. *grecoi* (BON.). Auch die angeführten Arten von *Vermiceras* sprechen noch für Lias  $\alpha$ . Den Hinweis, daß auch bereits Lias  $\beta$  vorhanden ist, geben Arten der Gattung *Arietites*.

Wiederum läßt sich die Fauna nicht gut mit einer anderen unterliasischen nordalpinen Fauna vergleichen. Ebenso ist aber wiederum eine gute Übereinstimmung mit der Unterliasfauna vom Mt. Cetona (FUCINI 1901—05) gegeben: Von 14 artlich mehrweniger sicher bestimmbareren Formen sind 11 auch vom Mt. Cetona beschrieben.

#### c) Graue Fleckenmergel des Mittellias vom Oberrand der Fleckenmergelzone

Art der Angaben wie zuvor. Abkürzung der Vergleichsfundpunkte unter d) erläutert.

<i>Phylloceras</i> aff. <i>emeryi</i> BETT.	1 : n — CM
<i>Lytoceras</i> aff. <i>sutneri</i> GEYER	1 — KR, SCH
<i>Deroceras</i> aff. <i>gemmelaroi</i> (LEVI)	1 : m — CM, (KR), Z
<i>Polymorphites polymorphus quadratus</i> (QU.)	1
<i>Acanthopleuroceras</i> aff. <i>sella</i> (SCHAFH.)	1 : F — BM
<i>Arietoceras</i> cf. <i>bertrandi</i> (KIL.)	1 : F — B, BM, CM, KR, (P), SCH, Z
<i>Coeloceras pettos</i> (QUENST.)	1 — (BM), KR, Z
<i>Coeloceras</i> cf. <i>pettos</i> (QUENST.)	1
<i>Velopecten</i> sp.	1 : m

Die Zusammensetzung der Fauna spricht für tieferen Mittellias, Lias  $\gamma$ . Nur *Arietoceras bertrandi* (KIL.) wird sonst besonders aus Lias  $\delta$  gemeldet. Wie die Vergleichsfundpunkte zeigen, sind die hier vorhandenen Arten

auch sonst in den Nordalpen nicht selten. Von den sieben angeführten, mit einiger Sicherheit artlich bestimmbareren Ammoniten sind z. B. auch vier von der Kratzalpe bekannt. Mit der Fauna aus dem grauen Mittellias-Fleckenmergel des Plassengebietes (E. SPENGLER 1918, 355) besteht keine Übereinstimmung.

d) Rote Adneterkalke des Mittellias an der Obergrenze des Liasstreifens. 3—6 m mächtig. Art der Angaben wie zuvor.

Vergleichsfundorte des Mittellias bzw. mittelliasischer Anteil bestimmter Fundorte: A = Adnet (F. WÄHNER, 1903, 6), B = Ballino (O. HAAS, 1913), BM = Bayrische Alpen (J. SCHRÖDER, 1925), CM = Cetona (A. FUCINI, 1901—1905), K = Kammerkehrgruppe (F. HAHN, 1910), KR = Kratzalpe (P. ROSENBERG, 1909), P = Plassen (E. SPENGLER, 1918, 377), S = Sollingerkogel (E. SPENGLER, 1918, 355), SCH = Schafberg (G. GEYER, 1893), V = Vilser Alpen (A. ROTHPLETZ, 1886—1887), W = Wütiger Graben in Bayern (E. BÖSE, 1897—1898), Z = Zentralapennin (A. FUCINI, 1899—1900).

<i>Phylloceras anonymum</i> HAAS	5 — (P), KR, BM, B, Z
<i>Phylloceras</i> cf. <i>bicicolae</i> (MGH.)	1 — (SCH), CM
<i>Phylloceras calais</i> MGH.	6+2 F — Z
<i>Phylloceras emeryi</i> BETT.	11 — CM
<i>Phylloceras</i> aff. <i>emeryi</i> BETT.	1 : j
<i>Phylloceras geyeri</i> BON.	7+1 F — S, P, A, (BM), B, CM, Z
<i>Phylloceras</i> cf. <i>heterophyllum</i> (SOW.)	1 — (SCH), (BM)
<i>Phylloceras meneghinii</i> GEMM.	1 — S, P, KR, K, SCH, BM, CM, Z
<i>Phylloceras</i> cf. <i>pseudocalais</i> PIA	1 : j
<i>Phylloceras pseudocetes</i> FUC.	4+1 F — B
<i>Phylloceras tenuistriatum</i> (MEN.)	6 — A, KR, SCH, BU, CM, Z
<i>Phylloceras zetes</i> (d'ORB.)	3 : j+1 : F — (S), (P), K, BM, CM, Z
<i>Phylloceras</i> sp.	14
<i>Rhacophyllites</i> ( <i>Meneghiniceras</i> ) <i>eximius</i> (HAU.)	1+2 F — P, A, KR, K, SCH, BM, B, CM, Z
<i>Rhacophyllites libertus</i> (GEMM.)	1 — S, P, A, KR, K, SCH, BU, BM, (B), CM, Z
<i>Rhacophyllites</i> sp.	3
<i>Lytoceras fuggeri</i> GEYER	1 — KR, SCH
<i>Lytoceras fuggeri biangulata</i> ROSENBERG.	1 — KR
<i>Lytoceras impexum</i> ROSENBERG.	1 — KR
<i>Lytoceras spirorbis</i> MGH.	1 — KR, CM
<i>Lytoceras sutneri</i> GEYER	1 : o — KR, SCH
<i>Lytoceras</i> sp.	2 : p
<i>Aegoceras</i> ( <i>Amblyoceras</i> ) <i>capricornum</i> (SCHLOTH.)	2+5 F — S, P, A, KR, SCH, W, BM
<i>Oxynoticeras lymense</i> (WRIGHT)	1 : o — CU

<i>Amaltheus margaritatus</i> MONT.	1 — S, P, A, KR, K, SCH, V, BM
<i>Arieticerus algovianum</i> (OPP.)	1 — S, (P), KR, K, SCH, BM, Z
<i>Arieticerus</i> sp.	1
? <i>Seguenzicerus</i> aff. <i>retrorsicosta</i> (OPP.)	1 — KR, K, SCH, (W), Z
<i>Seguenzicerus</i> sp.	1
<i>Hildoceras ambiguum</i> (FUC.)	3: j+3 F — CM
<i>Hildoceras ambiguum laevicosta</i> FUC.	3+2 F — CM
<i>Hildoceras bastiani</i> FUC.	1 — CM
<i>Hildoceras bonarellii</i> (FUC.)	5 — (S), BM, CM, Z
<i>Hildoceras boscense</i> (REYN.)	7+4 F — S, P, A, KR, K, SCH, V, BM, CM, Z
<i>Hildoceras capellinii</i> (FUC.)	3 — CM, Z
<i>Hildoceras cornacaldense</i> (TAUSCH)	13 — P, KR, BM, CM
<i>Hildoceras</i> aff. <i>crassiplicatum</i> (FUC.)	1 — Z
<i>Hildoceras intumescens</i> FUC.	1: p — CM, Z
<i>Hildoceras</i> cf. <i>intumescens</i> FUC.	1 F — CM, Z
<i>Hildoceras isseli</i> (FUC.)	1: o — BM, CM, Z
<i>Hildoceras lavinianum</i> (MGH.)	1 — K, CM, Z
<i>Hildoceras lavinianum conjungens</i> FUC.	2 — CM
<i>Hildoceras normannianum</i> (d'ORB.)	8+4 F — S, P, (K), SCH, V, W, BM, CM, Z
<i>Hildoceras normannianum costicillata</i> (FUC.)	5 — BM, CM, Z
<i>Hildoceras normannianum semilaevis</i> (FUC.)	1 — Z
<i>Hildoceras pantanellii serrata</i> FUC.	1 — CM
<i>Hildoceras portisi</i> (FUC.)	1: j — CM, Z
<i>Hildoceras pseudofalculatum</i> FUC.	1: p — CM
<i>Hildoceras ruthenense</i> (REYN.)	2 — KR, (K), SCH, Z
<i>Hildoceras</i> cf. <i>ruthenense</i> (REYN.)	3
<i>Hildoceras</i> sp.	22: j, o, p+1: F
<i>Harpoceras</i> ( <i>Grammoceras</i> ) <i>celebratum</i> FUC.	8 — KR?, (BM), CM, Z
<i>Harpoceras</i> ( <i>Grammoceras</i> ) <i>celebratum</i> <i>italicum</i> FUC.	2 — KR, CM, Z
<i>Harpoceras</i> ( <i>Grammoceras</i> ) <i>curionii</i> MGH.	5 — BM, (B), CM
<i>Harpoceras</i> ( <i>Grammoceras</i> ) <i>exiguum</i> <i>pluriplicatum</i> FUC.	1 — CM
<i>Harpoceras</i> ( <i>Grammoceras</i> ) <i>subtile</i> FUC.	1 — Z
<i>Harpoceras</i> ( <i>Grammoceras</i> ) sp.	22
<i>Coeloceras asperum</i> FUC.	1 — CM
<i>Coeloceras</i> cf. <i>ausonicum</i> FUC.	1 — (S), Z
<i>Coeloceras</i> cf. <i>braunianum</i> (d'ORB.)	1 — CM
<i>Coeloceras fallax semiplicatum</i> FUC.	1: p — CM
<i>Coeloceras indunense</i> (MGH.)	1 — (S), KR, BM, (CM), Z
<i>Coeloceras italicum</i> (MGH.)	1+1 F — S, BM, CM, Z
<i>Coeloceras pettos</i> (QUENST.)	2 — KR, BM, Z

<i>Coeloceras psiloceroides</i> FUC.	2+1 F — S, P, CM
<i>Coeloceras</i> sp.	6: j, p+1 F
<i>Dactylioceras</i> cf. <i>subholandrei</i> FUC.	1
<i>Dactylioceras</i> sp.	1
<i>Nautilus</i> cf. <i>adneticus</i> PIA	1
<i>Nautilus</i> cf. <i>inornatus</i> d'ORB.	1: p — SCH
<i>Nautilus</i> sp.	4
<i>Atractites</i> cf. <i>orthoceropsis</i> MGH.	1: p
<i>Belemnites</i> cf. <i>tripartitus</i> QUENST.	1: p
<i>Belemnites virgatus</i> (MAYER)	1: p — BM
<i>Belemnites</i> sp.	1: p
<i>Belemnites</i> sp., <i>Proostracum</i>	1: p
<i>Inoceramus substriatus</i> GOLDF.	1
<i>Lima</i> ( <i>Plagiostoma</i> ) sp.	4
<i>Cardinia</i> sp.	1: p
<i>Homomya neaeriformis</i> FUC.	1 F
<i>Turbo</i> sp.	1

Die gesamte Fauna stammt aus dem wenige Meter mächtigen roten mergeligen Adneterkalk am Oberrand des Liasvorkommens. Fast sämtliche Arten sind bezeichnend für mittleren Lias, aus der Reihe fallen nur die allerdings nicht sicher bestimmten Arten *Phylloceras* cf. *heterophyllum* (Sow.), der für unteren Oberlias charakteristisch ist und *Nautilus* cf. *adneticus* PIA, der aus dem oberen Unterlias von Adnet erwähnt wurde. Durch eine Reihe charakteristischer Arten ist der Lias  $\delta$  gesichert, so z. B. *Phylloceras cetes* (d'ORB.), *Amaltheus margaritatus* MONTF. (Zonenleitform!), *Arietoceras algovianum* (OPP.), *Hildoceras boscense* (REYN.), *Hildoceras ruthenense* (REYN.), *Dactylioceras subholandrei* FUC. u. a. Etliche Arten haben im Lias  $\gamma$  ihren Schwerpunkt, z. B. *Aegoceras capricornum* (SCHLOTH.), *Hildoceras normannianum* (d'ORB.), *Coeloceras pettos* (QUENST.) u. a., können aber bis Lias  $\delta$  reichen. *Atractites orthoceropsis* MGH. ist typisch für unteren Mittellias, konnte aber nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

Zum Vergleich sei die Anzahl der Ammonitenarten angegeben, die dem roten Mittellias des Rettenstein und anderen bekannten alpinen Mittelliasvorkommen gemeinsam ist. Im mittelliasischen Adneterkalk des Rettenstein waren insgesamt 56 mehrweniger sicher bestimmbare Arten (Unterarten) anzutreffen.

	Gesamtzahl der (Unter-) Arten	Idente (ähnliche) Formen im roten Mittellias des Rettenstein
Sollingerkogel, roter Mergelkalk (höherer Lias $\gamma$ — $\delta$ )	22	14
Plassen (höherer Lias $\gamma$ — $\delta$ )	19	13
Adnet (tieferer Lias $\delta$ , Wähler 1903, Marg.-Zone)	8	7
Schafberg (tieferer Lias $\delta$ , Marg.-Zone)	41	17
Kammerkehrgruppe (Mittellias, alle Zonen)	48	12
Kratzalpe (mittl. Lias $\gamma$ — unt. Lias $\delta$ )	83	24
Bayrische Alpen (Mittellias-Anteil, SCHRÖDER)	n	20
Vilser Alpen (Lias $\gamma$ — $\delta$ )	11	4
Ballino in Südtirol (Lias $\delta$ , Domeriano)	60	8
Mt. Cetona (nur Mittellias-Anteil)	61	35

Der Vergleich mit den Faunen einiger ausgewählter Punkte zeigt klar die enge Beziehung zwischen der Rettenstein-Fauna des roten Mittelias und der des Plassengebietes, aber auch die gute Übereinstimmung mit Faunen etlicher bekannter Lokalitäten der Nördlichen Kalkalpen aus dem höheren Mittelias, Lias  $\delta$ . Bemerkenswert ist auch die große Zahl der gemeinsamen Formen mit Cetona. Am weitesten ähnelt der mittelliasische Adneterkalk des Rettenstein in faunistischer und lithologischer Hinsicht dem des Plassen. Beide gehören ja auch dem gleichen Bereich der Hallstätter Fazies an, deren Individualität aber mit Ende der Trias zu bestehen aufhört. Auch das Häufigkeitsverhältnis der Gattungen und Arten in beiden Lokalitäten weist gemeinsame Züge auf. Der für die mediterrane Entwicklung des Mittelias typische Arten- und Individuenreichtum bei *Phylloceras*, *Rhacophyllites*, *Lytoceras*, *Hildoceras*, *Grammoceras*, *Harpoceras* und *Coeloceras* springt auch hier ins Auge.

### Morphologie

Auch in dem nun in geologischer Hinsicht untersuchten Gebiet zwischen Grundlsee und Grimming sind Reste der ausgedehnten, in letzter Zeit vieldiskutierten Plateaulandschaften erhalten, die sich über weite Strecken der Kalkalpen hin verfolgen und parallelisieren lassen. In unserem Gebiet, das im großen eine Depressionszone zwischen den Stöcken des Dachsteins und Toten Gebirges darstellt, liegen die Reste dieser Verebnungen auf den Höhen der isolierten Schollen niedriger als im angrenzenden Gebirgsland. Im folgenden soll aber nicht auf die in Fluß befindliche Diskussion über Fragen der Entstehung der Plateaulandschaften eingegangen werden, da für eine Stellungnahme hiezu zufolge des eng begrenzten Gebietes eine zu geringe Grundlage gegeben wäre, hingegen sollen die bei der Kartierung beobachteten morphologischen Erscheinungen Erwähnung finden.

Von den Altlandschaften, deren mehrphasige Entstehung besonders durch die Untersuchungen im Dachsteingebiet in neuerer Zeit erkannt worden ist, sind im besprochenen Schollenland noch Reste des tieferen Niveaus vorhanden, allerdings in tieferer Position zwischen 1500 und 1700 m. Die Höhen des Mühleck, des Röthelstein, Kamp, Krahstein und des Türkenkogel—Lawensteinzuges tragen Reste dieses unteren Niveaus der Altlandschaft, das z. B. E. SEEFELDNER (1935) als Gotzenniveau bezeichnet hatte. WINKLER-HERMADEN versuchte hingegen 1957 diese Verebnungsflächen ganz verschiedenen Niveaus zuzuordnen. Auch am schmalen Höhenzug des Weißenbachkogels sind solche Flächen klar ausgeprägt, sie kappen dort die steil bis seiger stehenden Dachsteinkalkbänke. Während Augensteine auf den Hochflächen im Toten Gebirge, auch am Lawenstein und im Dachsteingebiet weit verbreitet und seit langem bekannt sind, blieben sie im Mitterndorfer Schollenland nur an wenigen Stellen erhalten. Augensteine in Form kleiner Quarzgerölle wurden nur am SE-Rand des Röthelsteinstockes NE der Langmoosalm und am Kamplateau SW des Schneiderfallkogels gefunden.

Auffällig ist in unserem Abschnitt mancherorts die Übereinstimmung der auf den Höhen der Plateaus fossil erhaltenen alten Talreste mit der Anordnung des später angelegten Höhlensystems, z. B. am Krahsteinplateau: Die zentripetale Entwässerung hatte ursprünglich einen Abfluß

gegen E gefunden, wie die dort noch vorhandene Talung zeigt. Bei Tieferlegung der Erosionsbasis verkarstete das Plateau und in der nächsten Phase entstand, genau darunter gelegen, das um etwa 150 m tiefer liegende Höhlensystem des Liegelloches, das sich oberflächlich durch eine ansehnliche Dolingasse in der alten Talung anzeigt.

Die erste umfassende Synthese von der Entwicklung des präglazialen Talsystems des Mitterndorfer Gebietes gab F. MACHATSCHEK 1922. Demnach folgte auf ein 1500 m-Talsystem, bei dem in konsequenter Entwässerung die Salza aus dem Sölketal kommend in nördlicher Richtung durch den Steinpaß floß und sich dann gegen W wendete, eine Talgeneration mit einem etwa 200 m tiefer liegenden Talboden. Damals war nach MACHATSCHEK die Mitterndorfer Senke durch eine Wasserscheide W Mitterndorf geteilt und zugleich die alte Talstrecke durch den Steinpaß funktionslos geworden. Bereits auf einen gegen S gerichteten Salzlauf sollen die Flächen deuten, die auf ein Talbodenniveau in 1100 m Höhe eingestellt sind (Steinwandwald und Blannwipfel im N, Hörndl im S). Der präglaziale Talboden schließlich war bei Klachau um 150—200 m, im Mitterndorfer Becken um über 100 m höher als das jetzige Bachniveau gelegen gewesen.

Der Auffassung von F. MACHATSCHEK vom präglazialen Alter des Kainischer Trauntales bei 900 m Höhe, der sich auch E. SEEFELDNER 1933 anschloß, stand die Deutung von E. SPENGLER (1918) gegenüber, daß der alte Tallauf dem Straßental folgte und erst in der Eiszeit durch Verlegung dieses Tales mit Moränen der Durchbruch S vom Radling im Zug alter, entgegengesetzter Talstücke erfolgte. Für die Deutung SPENGLERS spricht, daß die Moränenbedeckung auf der Röthelsteinsüdseite noch weit über 1000 m emporreicht, so daß eine Verlegung des Straßentales durch Moränen leicht vorstellbar wäre, kein Hinweis besteht aber für die Realität der von F. MACHATSCHEK gegebenen Begründung, daß das Straßental von Gosauserien bis über das Niveau des Radling erfüllt war und auch der Kainischer Traundurchbruch epigenetisch auf Gosau angelegt sei.

Hingegen liefert das letzte Engtalstück des Weißenbachtals ein gutes Beispiel für eine epigenetische Talentstehung. Das Tal benützt nicht die S vom Raucherkogel vorhandene Muldenzone in weichen Gesteinen, sondern ist tief in den Dachsteinkalk nördlich davon eingeschnitten. Auf der Nordseite des Raucherkogels erkennt man aber die in Resten erhaltene Gosaubedeckung, die für die erste Anlage des Tales in diesem Abschnitt wohl verantwortlich gewesen ist.

Von den zahllosen, durch Gesteinscharakter oder durch die geologische Struktur bedingten Formen seien einige markante herausgegriffen: Prächtig tritt das System von NE streichenden Brüchen im Brandwald in Form von Geländestufen und gleichgerichteten Gräben in der Natur und am Luftbild hervor. Ganz allgemein läßt sich die Auswirkung uralter Anlagen von Muldenzügen auf die Anordnung des Talnetzes und der Haupttiefenlinien klar beobachten. Beispiele hierfür bieten: Auermahdsattel (Gips), Berglsattel (Gips), Öderntal (Fleckenmergelmulde), Grasbergsattel (Zlambachmergel), Weißenbachtal (Gosau), Teltschengraben (Haselgebirge), Mitterndorfer Becken (Haselgebirge über Fleckenmergel). Zugleich verlaufen fast sämtliche angegebenen Tiefenzonen entlang von Deckengrenzen. Scharf zeichnen sich auch die Störungen in der Morphologie ab, die die

Röthelsteingipfelmasse im S begrenzen, die ihn parallel dazu durchsetzen, die den Krahstein durchschneiden und die durchs Radlingtal verlaufen.

Bei horizontaler Dachsteinkalklagerung entstehen in exponierter Lage Türme (Lawinesteingipfel), auf der Lawinestein-Südflanke und am Nordhang des Kammergebirges und Grimmings haben sich streckenweise eiförmige Isoklinahänge über dem gebankten Dachsteinkalk entwickelt. Besonders auf der Mühleck-Nordseite sind diese pultförmigen Flächen auffällig. Aber auch bei einzelnen, aus den Moränen ragenden Schollen wie der des Kamp (881 m) W Mitterndorf kann die Morphologie die geologische Struktur verdeutlichen; hier z. B. erkennt man klar, besonders auch am Luftbild, die flach gegen SE einfallende, im N und W an Brüchen herausgekippte Scholle.

Zu Zeit der Hauptvergletscherung war die Mitterndorfer Senke hoch empor von Gletschern erfüllt, die auch vom Ennstal her Nachschub erhielten, wie die Kristallinschotter in den Moränen am Südrand bezeugen. Von den Seiten her kamen mächtige Eiszuflüsse aus dem Salzatal, das besonders bis zur Kochalm und in seinen unteren Seitentälern (Teltschengraben!) von Moränen hoch erfüllt ist. Im innersten Salzatal (Öderntal) überwog hingegen die glaziale Abtragung und gestaltete das Tal trogförmig aus. Ein prächtiger, eiszeitlich geformter kurzer Taltrog ist jener des Ödensees am Westrand des Mitterndorfer Beckens.

Die Mächtigkeit der Moränendecke schwankt im Mitterndorfer Becken stark. Im Gebiet W Mitterndorf ist auf weiter Strecke der Dachsteinkalk-Untergrund freigelegt. Am Nordrand des Beckens reichen die hier übrigens nur aus kalkalpinem Material bestehenden Moränenschotter bis 1200 m am Kamp hinan. Aus der Zeit des Eisrückzuges ist zwischen Mitterndorf und Rödschitz jenseits des Riedels NE der Straße eine tiefe Eisumfließungsrinne prächtig erhalten. Eisumfließungsrinnen sind ferner an der Straße NW Rödschitz und im Moränengebiet am NE-Rand von Mitterndorf streckenweise erhalten. Der eigenartige Verlauf des Rödschitzbaches oberhalb der Ortschaft bis N vom Reithartlkogel verdankt ebenfalls einer Eisumfließungsrinne am Rand des Salzagletschers seine Entstehung. So ist der scharfe Knick des Rödschitzbaches knapp vor der Mündung in die Salza und die Ablenkung gegen S verständlich. Ein Stück oberhalb von Rödschitz liegen W vom Nagelmoos eiszeitlich verfestigte Sandsteine am linken Hang, am Waldrand N Rödschitz waren bei der Anlage einer Staustufe pleistozäne Tone am rechten Hang aufgeschlossen.

Zwei Terrassenniveaus lassen sich im gesamten Mitterndorfer Becken verfolgen: eine 20 m-Terrasse und eine Niederterrasse wenige Meter über dem jetzigen Bachniveau (Taf. II). Prächtige Aufschlüsse bieten die im Schotterkörper der 20 m-Terrasse bei Pichl angelegten Schottergruben. Die Schotter enthalten keine Kristallingerölle, sondern nur kalkalpines Material, seltener Gosau, auch wenig verfestigten eiszeitlichen Sandstein. Feinsandlagen sind selten, Transversalschichtung läßt sich vielerorts feststellen. Die daraus erkennbaren Strömungsrichtungen sind so konträr, daß die erwartete Fließrichtung nicht unmittelbar abzulesen ist.

Das Grundlseebecken, das am Westrand von markanten Endmoränenzügen begrenzt ist, stellt eine glazial geformte und übertiefte Wanne dar, die einem grabenförmigen Einbruch im Zuge der Deckengrenzen ihre Entstehung verdankt.

Nacheiszeitlich gingen an zahlreichen Stellen Bergstürze nieder. N vom Lawenstein, NE der Bauernalm verlegte ein Bergsturz das Öderntal, was die flache Zuschüttung des oberen Talabschnittes bewirkte. Für diesen Bergsturz, für jenen auf der NE-Seite des Kamp gegen das Telttschental hin und für den Bergsturz auf der Westseite des Röthelstein (Taf. II) war wohl das Verschwinden des Eiswiderlagers die auslösende Ursache gewesen. An der Weißenbachkogel- und Türkenkogelstirn sind die Bergstürze durch die seigere bis überkippte Lagerung der Dachsteinkalkbänke herbeigeführt worden. Weiche, plastische Unterlage (Haselgebirge und Zlambachmergel) war schließlich die Ursache für die Bergstürze am Färberkogel S vom Ressenhorn.

Nacheiszeitlich entstanden ferner Moore, in Gebieten mit unentschiedener Entwässerung. Am bedeutendsten sind die z. T. abgebauten Talmoore: Kainischer Moor, Knoppen-Moos, Rödschitzer Moor, Grubegger Moor, Krungl-Moor. Der Typus des Höhenmoores ist im Moor am Schneiderfallkogel (Kamp-N) verwirklicht. Paßmoore liegen im Gebiet der Wasserscheide zwischen Weißenbachtal und Zlaimgraben und am „Bergl“ N der Schneckenalm. Auch im kuppigen Moränengebiet zwischen Rödschitzbach und Salza NW Mitterndorf liegen kleine Moore in Mulden und über Sätteln.

### Literatur

Ein ausführliches Verzeichnis der einschlägigen Literatur mit 915 Zitaten aus dem Zeitraum 1800—1956 über den Bezirk Liezen liegt in der Veröffentlichung von W. STRIPPERGER in den Mitteilungen des Museums „Joanneum“, Heft 16, Graz 1956, vor. Hier wird daher nur die unmittelbar auf unser Thema bezogene wesentliche Literatur angeführt.

ARTHABER, G.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. — F. FRECHS *Lethaea geognostica*, 2. Teil, I, 3. Lf., Stuttgart 1908.

BITTNER, A.: Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. Zur Stellung der Hallstätter Kalke. — *Verh. Geol. B. A.*, Wien 1884, 99—113.

BÖSE, E.: Über liasische und mitteljurassische Fleckenmergel in den bayerischen Alpen. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 46, Berlin 1894, 703—768.

CORNELIUS, H. P.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Kammspitz-Grimmingzuges. — *Ber. R. A. Bodenf. Wien*, Jg. 1944, 127—138.

CORNELIUS H. & B. PLÖCHINGER: Der Tennengebirgs-Nordrand mit seinen Manganerzen und die Berge im Bereich des Lammertales. — *Jb. Geol. B. A.*, 95, Wien 1952, 145—225.

DEL NEGRO, W.: Zur Zeitbestimmung des juvavischen Einschubes. — *Geol. Rdsch.*, 21, Berlin 1930, 302—304.

DEL NEGRO, W.: Über die Bauformel der Salzburger Kalkalpen. — *Verh. Geol. B. A.*, 1932, Wien 1932, 120—129.

DEL NEGRO, W.: *Geologie von Salzburg*. — Innsbruck 1950.

DEL NEGRO, W.: Das Problem der Dachsteindecke. — *Mitt. Natw. Arb. Haus Natur Salzburg*, 3—4, Salzburg 1952/53, 43—50.

DEL NEGRO, W.: Der Südrand der Salzburger Kalkalpen. — *Ebenda*, 6, 1955, 15—21.

DIENER, C.: Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. — *Sitzber. Ak. Wiss. Wien*, m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 130, Wien 1921, 21—33.

DIENER, C.: Die Fossilagerstätten in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes. — *Ebenda*, 135, 1926, 73—101.

FUCINI, A.: Ammoniti del Lias medio dell'Appennino Centrale etc. — *Paleontogr. italica*, 5, 1899, Pisa 1900, 145—185, und Bd. 6, 1900, Pisa 1901, 17—78.

FUCINI, A.: Cefalopodi liassici del Monte di Cetona. — *Paleontogr. italica*, 7.—11. Bd., Pisa 1901—1905.

- FUKER, R.: Zur Geologie der südlichen Dachsteingruppe und des südlichen Kammergebirges. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1954.
- GANSS, O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — Jb. Geol. B. A., 87, Wien 1937, 331—375. Mit Karte 1: 25.000.
- GANSS, O.: Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe. — Jb. Geol. B. A., 89, Wien 1939, 355—376.
- GANSS, O. & F. KÜMEL & G. NEUMANN & E. SPENGLER: Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. Wiss. Alpenver.-Hefte, 15, Innsbruck 1954, mit Karte 1: 25.000.
- GEYER, G.: Jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges in Steiermark. — Jb. Geol. R. A., 34, Wien 1884, 335—366.
- GEYER, G.: Die mittelliasische Cephalopodenfauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. — Abh. Geol. R. A., 15, Wien 1893, H. 4, 1—76, T. 1—9.
- GEYER, G.: Geologische Spezialkarte von Österreich 1: 75.000, Blatt Liezen. — Wien 1913.
- GEYER, G.: Über eine Salzbohrung am Auermahdsattel südlich vom Grundsee. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, Wien 1914, 322—326.
- GEYER, G.: Über die Hallstätter Trias im Süden vom Grundsee in Steiermark. — Verh. Geol. R. A., 1915, Wien 1915, 107—115.
- GEYER, G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundsee im steirischen Salzkammergut. — Jb. Geol. R. A., 65, Wien 1915, 178—232.
- GEYER, G. & M. VACEK: Erläuterungen zur geolog. Karte von Österreich 1: 75.000, Blatt Liezen, Wien 1916, 1—56.
- GÖTZINGER, G.: Das Ausseer Mittelgebirge. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 78, Wien 1935, 227—234.
- HAAS, O.: Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol, 2. Teil. — Beitr. Geol. Pal. Öst.-Ung. u. Orient, 26, Wien, Leipzig 1913, H. 1 u. 2, 2. Teil, S. 1—161, T. 1—7.
- HAHN, F.: Geologie der Kammerkehr-Sonntagshorngruppe. — Jb. Geol. R. A., 60, Wien 1910, 311—420, T. 16—17.
- HAHN, F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, 2. Teil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, Wien 1913, 374—501.
- HAUG, E.: Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. — Bull. Soc. géol. France, Ser. 4, T. 6, Paris 1906 (1. Teil) und T. 12, 1912 (2. u. 3. Teil).
- HAUG, E. & M. LUGÈON: Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposées. — C. r. s. Ac. sci., 139, Paris 1904, 892—894.
- HÄUSLER, H.: Zur Tektonik des Grimming. — Mitt. R. A. Bodenf., Zwst. Wien, 5, Wien 1943, 19—53. Mit Karte 1: 50.000.
- HERITSCH, F.: Geologie von Steiermark. — Mitt. Natw. Ver. Stmk., 57, 2. Aufl., Graz 1922.
- HÖLZL, K.: Das westliche Totengebirge und sein Hallstätter Rahmen. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1933, 52 S.
- HÖLZL, K.: Neuere Untersuchungen im östlichen Salzkammergut. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 70, Wien 1933, 284—287.
- HUCKRIEDE, R.: Conodonten in der mediterranen Trias. — Verh. Geol. B. A. 1955, Wien 1955, 260—264.
- HUCKRIEDE, R.: Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. — Pal. Z., 32, Stuttgart 1958, 141—175, T. 10—14.
- KITTL, E.: Geologische Exkursionen im Salzkammergut. — Exk. führ. IV des 9. Int. Geol. Kongr., Wien 1903, 118 S., Karte 1: 200.000.
- KITTL, E.: Halorellenkalk vom Vorderen Gosausee. — Ann. Nath. Hofmus., 30, Wien 1916, 51—54, T. 3.
- KLAUS, W.: Mikrosparen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. — Verh. Geol. B. A., 1953, Wien 1953, 161—175.
- KLAUS, W.: Alpine Salz-Sporendiagnose. — Z. dtsh. Geol. Ges., 105, 1953, Hannover 1955, 234—236.
- KLAUS, W.: Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. — Ebenda, 105, 776—788.
- KOBER, L.: Der Bau der östlichen Nordalpen. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 120, Wien 1911.

- KOBER, L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Dksch. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 88, Wien 1912, 345—397.
- KOBER, L.: Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. — ANZ. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 63, Wien 1926, 46—48.
- KOBER, L.: Zur Geologie des Salzkammergutes. — ANZ. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 67, 1927, Wien 1927, 10—12.
- KOBER, L.: Die Hallstätterdecken. — Verh. Geol. B. A., 1935, Wien 1935, 82—83.
- KOBER, L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Wien, Springer, 1938.
- KOBER, L.: Moderne Alpengeologie und der Salzbergbau. — Berg- u. Hütt. Mon. H., 94, Wien 1949, 41—42.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen, 2. Aufl. — Wien 1955.
- KRISTAN, E.: Geologie der Hohen Wand und des Miesenbachtals (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A., 101, 1958, Wien 1958, 249—291.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 156. Bd., Wien 1947, 181—200.
- LAHNER, G.: Der geologische Bau des Salzkammergutes und der oberösterreichischen Alpen. — Mitt. Erdk., Linz 1935 u. 1936.
- LEHMANN, O.: Das Tote Gebirge als Hochkarst. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 70, Wien 1927, 201—242.
- LEUCHS, K.: Über Einflüsse der Triasriffe auf die Liassedimentation in den nördlichen Kalkalpen. — Senckenb., 7, Frankfurt/Main 1925, 247—249.
- MACHATSCHEK, F.: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. — Ostalpine Formenstud., Berlin 1922, Abt. 1, H. 4, 303 S.
- MAYRHOFER, H.: Beiträge zur Kenntnis des alpinen Salzgebirges usw. — Z. dt. Geol. Ges., 105, Jg. 1953, Hannover 1955, 752—775.
- MEDWENITSCH, W.: Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes, 2. Teil: Die Hallstätterzone von Ischl-Aussee usw. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1949.
- MEDWENITSCH, W.: Der geologische Aufbau des Salzkammergutes im Raume Ischl—Hallstatt—Aussee. — Berg- u. Hütt. Mon. H., 94, Wien 1949, 42—46.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl—Aussee. — Mitt. Ges. Geol. Bergb. Stud., 1, H. 2, Wien 1949, 1—27.
- MEDWENITSCH, W.: Probleme der alpinen Salzlagerstätten. — Mont. Ztg. 67/5, Wien 1951, 118—122.
- MEDWENITSCH, W.: Geologie und Tektonik der alpinen Salzlagerstätten. — Mitt. Haus Natur Salzburg, 6, Salzbg. 1955, 1—14.
- MEDWENITSCH, W.: Zum Funde von Halobienschiefern im Erbstollen des Alt-Ausseer Salzberges. — Montan-Rdsch. 1956, Wien, H. 2, 29—32.
- MEDWENITSCH, W.: Zur Geologie der Hallstätter Zone I (Hallein—Aussee). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, Wien 1958, 355—356.
- MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee (Salzkammergut). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, Wien 1958, 133—200. Mit Karte 1: 33.500.
- MOJSISOVICS, E. v.: Über den Malm des Salzkammergutes. — Verh. Geol. R. A., 1868, Wien 1868, 124—128.
- MOJSISOVICS, E. v.: Das Gebirge um Hallstatt I/1 u. 2. — Abh. Geol. R. A., 6, H. 1 u. 2, Wien 1873 u. 1875.
- MOJSISOVICS, E. v.: Über die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute. — Verh. Geol. R. A., 1883, Wien 1883, 290—293.
- MOJSISOVICS, E. v.: Geologische Karte Blatt Mitterndorf 1: 25.000. — Geol. Bundesanst. Wien, 1886, handkoloriert.
- MOJSISOVICS, E. v.: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 101, Wien 1892, 769—780.
- MOJSISOVICS, E. v.: Übersicht der geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes. In: E. SUSS: Bau und Bild Österreich-Ungarns, Wien, Leipzig 1903, 383—391.
- MOJSISOVICS, E. v.: Geologische Spezialkarte von Österreich 1: 75.000, Blatt Ischl-Hallstatt. Mit Erläut., Wien 1905.
- MOJSISOVICS, E. v. & W. WAAGEN & C. DIENER: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Triassystems. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 104, Wien 1895, 127—159.

- MURBAN, K.: Geologische Bemerkungen zum Bau des SE-Teiles des Toten Gebirges. — Mitt. Mus. Joanneum, Graz 1953, H. 9, 3—7.
- NOWAK, J.: Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergute. — Bull. ac. sci. Cracovie, Krakau 1911.
- PETERS, C.: Beitrag zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten der Alpen. — Abh. Geol. R. A., 1, Wien 1852, I. Abt., 2. S. 2—6: Ausseer Weißenbachtal.
- PIA, J.: Grundbegriffe der Stratigraphie usw. — Wien 1930.
- PLÖCHINGER, B.: Ein Beitrag zur Geologie des Salzkammergutes im Bereich von Strobl am Wolfgangsee bis zum Hang der Zwieselalm. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien 1948 und Jb. Geol. B. A., 93, Wien 1949, 1—35.
- PLÖCHINGER, B.: Charakterbilder aus der Tektonik der Salzburger Kalkalpen. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. C, Wien 1952, 107—111.
- PLÖCHINGER, B.: Ein geologisches Profil durch die Salzburgerischen Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, Wien 1953, 265—266.
- REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen usw. — Dkschr. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 7, Wien 1854, 1—156.
- ROSENBERG, G.: Vorlage einer Schichtennamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 42—43, Jg. 1949—1950, Wien 1952, 235—247.
- ROSENBERG, G.: Tabelle der alpinen Trias. — Wien 1957.
- ROSENBERG, G.: 50 Jahre nach Mojsisovics. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, Wien 1958, 293—314.
- ROSENBERG, P.: Die liasische Cephalopodenfauna der Kratzalpe im Hagengebirge. — Beitr. Pal. Geol. Öst. Ung., 22, Wien 1909, 193—345.
- ROTHPLETZ, A.: Geologische und paläontologische Monographie der Vilser Alpen usw. — Palaeontographica, 33, 1886, Stuttgart 1887, 1—180.
- SABATA, J.: Die Dachstein-Südwestseite von der Zwieselalm bis zum Rettenstein. — Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1949.
- SCHADLER, J.: Die Ergebnisse der geologischen Neukartierung im Gebiete des Ischler und Ausseer Salzberges. — Berg- u. Hütt. Mon. H., 94, Wien 1949, 56—60.
- SCHADLER, J.: Das Salzkammergut. — Verh. Geol. B. A., Sonderh. A, Jg. 1950/51, Wien 1951, 49—64.
- SCHAUBERGER, O.: Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. — Berg- u. Hütt. Mon. H., 94, Wien 1949, 46—56.
- SCHAUBERGER, O.: Zur Genese des alpinen Haselgebirges. — Z. dtsch. Geol. Ges., 105/4, Hannover 1955, 736—751.
- SCHAUBERGER, O.: Über die Gliederung und Entstehung des alpinen Haselgebirges. — Mitt. Haus Nat. Salzburg, 7, Salzburg 1956, 15—24.
- SCHRÖDER, J.: Die jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. — N. Jb. Min. Geol., B.-B., 52, Stuttgart 1925, 214—283.
- SCHRÖDER, J.: Die Ammoniten der jurassischen Fleckenmergel in den Bayrischen Alpen. — Palaeontogr., 68—69, Stuttgart 1927, 111—232 und 1—110.
- SEEFELDNER, E.: Das Salzkammergut. — Geogr. Z., 39, Leipzig und Berlin 1933, 220—231.
- SEEFELDNER, E.: Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. — Z. Geomorph., 8, Leipzig 1935, 157—198.
- SEEFELDNER, E.: Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 94, Wien 1952, 178—194.
- SPENGLER, E.: Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzberges im Salzkammergute. — Jb. Geol. R. A., 68, Wien 1918, 285—474.
- SPENGLER, E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, Wien 1918, 1—70.
- SPENGLER, E.: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergute. — Verh. Geol. R. A., 1918, Wien 1918, 130—140.
- SPENGLER, E.: Bemerkungen zu Kobers tektonischer Deutung der Salzburger Alpen. — Verh. Geol. B. A., Wien 1924, 144—151.
- SPENGLER, E.: Über den Zusammenhang zwischen Dachstein und Totem Gebirge. — Verh. Geol. B. A., 1934, Wien 1934, 80—86.

- SPENGLER, E.: Bemerkungen zur Arbeit von F. Trauth: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Verh. R. A. Bodenforsch., Wien 1939, 139—150.
- SPENGLER, E.: Zur Einführung in die tektonischen Probleme der Nördlichen Kalkalpen. Das Problem der Hallstätterdecke. — Mitt. R. A. Bodenforsch., Zwgst. Wien, 5, Wien 1943, 3—17.
- SPENGLER, E.: Über den geologischen Bau des Rettensteins (Dachsteingruppe). — Mitt. R. A. Bodenforsch., Zwgst. Wien, 5, Wien 1943, 55—66.
- SPENGLER, E.: Die nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. In: F. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2. Aufl., Wien 1951, 302—413.
- SPENGLER, E.: Die tektonischen Verhältnisse der alpinen Steinsalzlager. — Z. dtseh. Geol. Ges., 103, 1951, Hannover 1952, 143—144.
- SPENGLER, E.: Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein und Tennengebirge. — Verh. Geol. B. A., 1952, Wien 1952, 65—85.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 99, Wien 1956, 1—74.
- SPENGLER, E.: Desgleichen, III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A., 102, Wien 1959, 193—312.
- SPENGLER, E. & PIA J.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — Samml. geol. Führer, 26, Berlin, Bornträger 1924.
- SPENGLER, E. & G. GÖTZINGER: Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. — Führer Quartärexk. Österr., 1. T., Wien 1936, 83—98.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 52, Bern 1924.
- STIPPERGER, W.: Schrifttum über Bergbau, Geologie usw. des pol. Bez. Liezen, Steiermark, von 1800—1956. — Mitt. Mus. Joanneum, H. 16, Graz 1956.
- STUR, D.: Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. — Jb. Geol. R. A., 4, Wien 1853, 461—483.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. — Graz 1871.
- STUR, D.: Jahresbericht 1886. — Verh. Geol. R. A., 1886, Wien, 1—46. Darin: Aufnahmsergebnisse von E. MOJSISOVICS, S. 18—20.
- STUR, D.: Jahresbericht 1887. — Verh. Geol. R. A., 1887, Wien, 1—40. Darin: Aufnahmsergebnisse von E. MOJSISOVICS, S. 2—4.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone von Mitterndorf, Salzkammergut. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, Wien 1958, 359—364.
- TRAUTH, F.: Die geologischen Verhältnisse an der Südseite der Salzburger Kalkalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, Wien 1916, 77—86.
- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. — Dtsch. Ak. Wiss. Wien, 100 u. 101, Wien 1926 u. 1928. Mit Karte 1: 75.000.
- TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 29, 1936, Wien 1937, 473—573.
- TRAUTH, F.: Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., Wien 1948, 145—218.
- WAAGEN, L.: Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. — Verh. Geol. B. A., Wien 1924, 51—71.
- WÄHNER, F.: Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. — Geol. Führer Int. Geol. Congr. 1903, Wien, H. 4, 1—20.
- WIEBOLS, J.: Röthelstein/Oberdonau. Bericht über die Einleitung am Eisen-Manganvorkommen. — Unveröff. Ber. R. A. Bodenforsch., Zweigst. Wien, Wien 1944, 11 S.
- WIEBOLS, J.: Röthelstein bei Kainisch. Bericht über die Ergebnisse der Untersuchungsarbeiten am Eisen-Manganvorkommen. — Unveröff. Ber., R. A. Bodenforsch., Zweigst. Wien, Wien 1944, 7 S., Karte 1: 10.000.
- WILTHEIM, E.: Der morphologische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, 96, Wien 1954, 257—307.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehung zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, Bd. 137, Wien 1928, H. 3/4.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Augensteine und Quarzsande im östlichen Toten Gebirge. — Verh. Geol. B. A., Wien 1933, 136.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien, Springer, 1957.

## Erläuterungen zu den Tafeln II—V

### Tafel II

Geologische Karte des steirischen Salzkammergutes zwischen Aussee und Grimming, 1: 25.000.

### Tafel III

Serienprofile durch die Hallstätter Zone im Gebiet von Mitterndorf im Salzkammergut.

### Tafel IV

Ansichtprofile und Profile vom Abschnitt Grundlsee—Tauplitzalm im steirischen Salzkammergut. Abkürzungen wie auf Tafel II.

Fig. 1: Die Lagerung der Kössener Schichten im Brandwald. Ansicht der Rinne unter dem Plankerauer Jagdhaus von SE. Bei A Verfaltung an Achse 215/10.

Fig. 2: Störungen am Oberrand der Rinne von Fig. 1, Blick von S. Die Ansicht zeigt einen kleinen Ausschnitt des großräumig verfolgbaren Störungssystems. Die jeweils östliche Scholle sank hier an 060/50 liegenden Verwerfungen ab.

Fig. 3: Profil durch den Grasbergsattel. Bei (tk) Zerrüttungszone im Dachsteinkalk.

Fig. 4: Die Serie der Zlambachdecke N des Türkenkogels. Aufschluß längs der S—N ziehenden Rinne am Ostrand des Grasberges. Die prächtige, nordgetriebene Stirn im dickbankigen Dachsteinkalk des Türkenkogels im Hintergrund sichtbar.

Fig. 5: Verfaltung der Zlambachdecke auf der Ostseite des Schneckengrabens S der Schneckenalm. tld = karnischer Dolomit mit Hornsteinknollen und Cidaristacheln, tlks = schwarze, dünn-schichtige, karnische Kalke, tlk = typischer oberkarnischer Cidariskalk.

Fig. 6: Profil durch die verkehrte Serie der östlichen Rutschung in der Türkenlahn. tz = 5 m graubrauner Tonmergel, tp = 10 m undeutlich gebankter, fast massiger, hellbrauner Kalk als Basis der Pedataschichten, tpk = dünn-schichtiger brauner Pedatakalk, tpd = Pedatadolomit.

Fig. 7: Profil durch die SE-Seite des Ressenhornes beim Grundlsee unter der Stütze beim Gefälleknicke der Seilbahn. t = violettgrauer, serizitisch-quarzitischer Werfener Schiefer, tmd = mittelgrauer Anisdolomit, th = hellgrauer, undeutlich gebankter Hallstätterkalk.

Fig. 8: Hasenkogel und Schneckenalm von E. Das Ansichtprofil zeigt die gegen N überkippte Antiklinale mit Ramsaudolomit im Kern.

Fig. 9: Übersicht über die Hallstätter Zone und ihren Rahmen zwischen Grundlsee und Salztal. Ansicht der Türkenkogelgruppe von E. Über dem Tirolikum liegt in einer Großmulde die Untere Hallstätter Decke mit kleiner interner Antiklinale.

Fig. 10: Ansicht der Türkenkogelstirn im NE-Pfeiler des Türkenkogels nach der in Universum 12, Wien 1957, S. 322, veröffentlichten eigenen Aufnahme gezeichnet.

Fig. 11: Ansicht der Lawensteinstirn und der darunter eingepreßten Zlambachdecke von W. Bei A Umbiegungsstelle der Faltenstirn. S = losgelöster Span des Tirolikums, K = karnische Mergel und Kalke der Zlambachdecke sekundär von unten aufgepreßt.

Fig. 12: Skizze des Westteils der Tauplitzalm. Blick von E, von den Roßhütten gegen den Krallersee. td = Hauptdolomit des tirolischen Untergrundes, twd = anisich-ladinischer Dolomit der Zlambachdecke. Die höheren Glieder der Zlambachdecke treten nahe an die Überschiebung heran.

Fig. 13: Blick von N auf die Nordabfälle des Lawensteinzuges zum Öderntal hin. Der tirolische Untergrund ist im Hauptkamm bis W der Krallerscharte und im tieferen Teil der Gehänge von der Bauernalm zum Öderntörl verfolgbar.

### Tafel V

Ansichten und Profile aus der Umgebung von Mitterndorf, Salzkammergut.

Fig. 1: Ansicht der rechten Flanke des Grabens oberem Bauernwald auf der NW-Seite des Lawenstein von SW. td—tk = dolomitischer Dachsteinkalk der tirolischen Stirn, überkippt. Das Karn der Zlambachdecke S vom losgetrennten tirolischen Span (1651) aufgepreßt.

Fig. 2: Vorberge N vom Lawenstein am Ursprung des Bauerngrabens. Blick von NW. Die Zlambachdecke besteht hier aus zwei Schuppen.

Fig. 3: Bauerngrabenursprung. Blick von N in den Kessel am Nordfuß des Lawenstein-Gipfelaufbaues. Die untere Schuppe der Zlambachdecke besteht aus tp, tz, lf, lh. Die obere Schuppe rechts vom Bauerngraben enthält oberkarnischen, hornsteinführenden Riffkalk (tlk—) und dickbankigen Pedatakalk (tp). Reste der Oberen Hallstätter Decke in Form des gipsreichen Haselgebirges (ty). Der Untergrund ist in der Lawensteinstirn gegen N überschlagen (td—tk).

Fig. 4: Die Westseite des Röthelstein von W. Über dem tirolischen Untergrund (tk, id, ih) lagert unmittelbar die Obere Hallstätter Decke. An zwei Längsstörungen ist der Röthelstein gegenüber der südlichen Vorhöhe verstellt. Das weite Herabreichen des an Brüchen begrenzten roten Hallstätterkalkes unterm Plassenkalk des Röthelsteinstockes könnte durch eine lokale Abkipfung der Hallstätterkalk-Platte im W bedingt sein.

Fig. 5 a, b: Die Profile durch den Wandlkogel zeigen klar die Auflagerung der Hallstätter Decke über der Dachstein-Decke. tm = heller Anisdolomit und Steinalmkalk.

Fig. 6: Ansicht der Westseite des Rabenkogels (Obere Hallstätter Decke) von W.

Fig. 7: Profil vom Mitterkogel zum Krahstein. Die Obere Hallstätter Decke ist hier in einem SW—NE streichenden Trog tief eingemuldet, der Westflügel leicht überkippt.

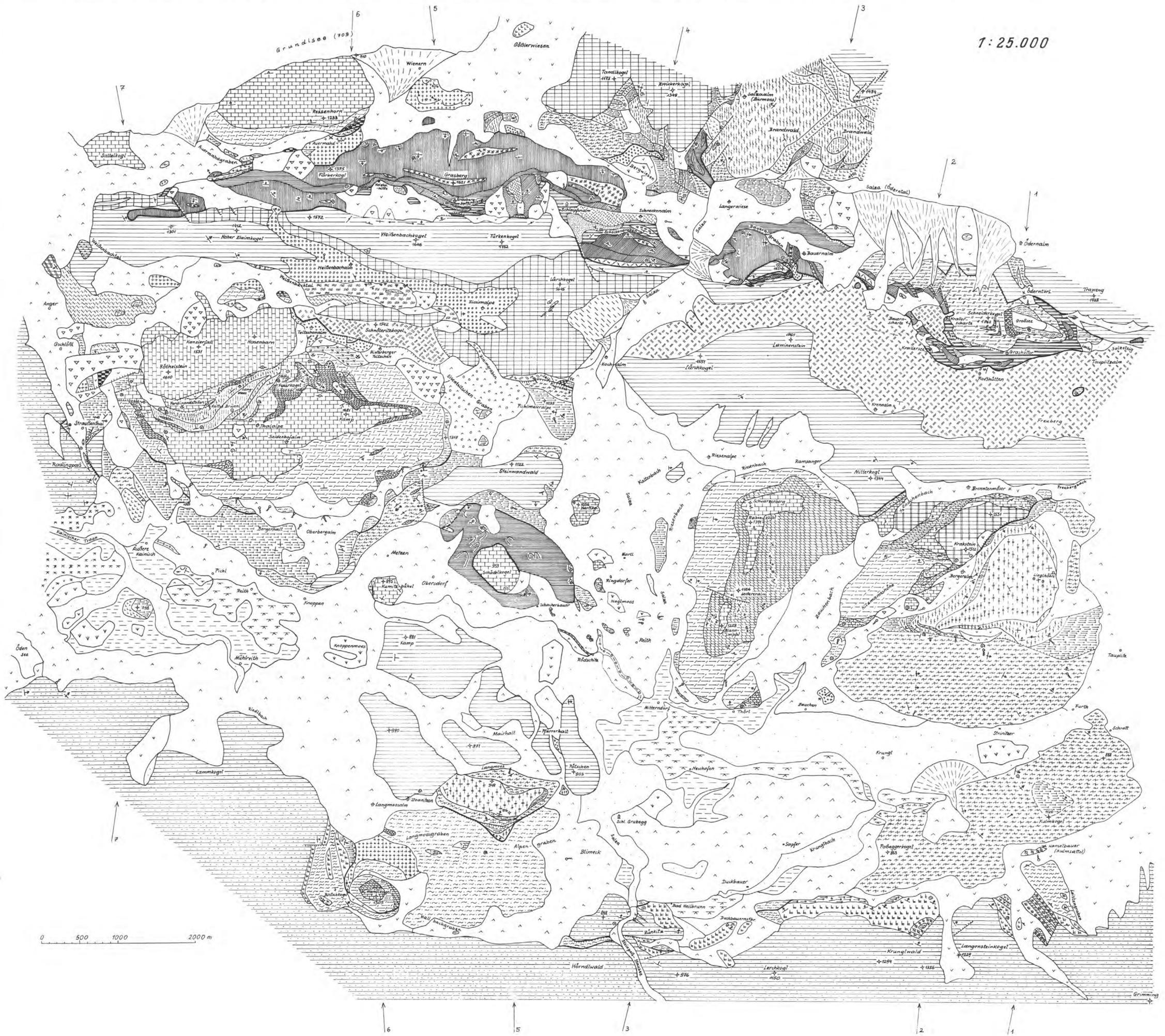
Fig. 8: Bruchstafel an der Westseite des Steinpaßtales. Die Ansicht zeigt Bruch-, nicht Schuppentektonik und die Auflagerung der Werfener Schichten (t) der Oberen Hallstätter Decke über dem Dachsteinkalk der Dachstein-Decke.

Fig. 9: Ansicht der Kitzmannshöhe und des Krahsteins von SE. Leicht gefaltete Serie der Oberen Hallstätter Decke. th' = knolliger karnischer Draxlehnerkalk, th = Hallstätterkalk, th— = norischer Hallstätter Riffkalk. Im Sattel zwischen Krahstein und Kitzmannshöhe kommt an einer Aufwölbung der anisische Dolomit zutage. Der Hallstätterkalkfels im Vordergrund ist an einem Bruch parallel zur Kitzmannshöhe abgesenkt.

# Geologische Karte des steirischen Salzkammergutes zwischen Aussee und Grimming

von A. TOLLMANN 1959

1:25.000



## LEGENDE:

- Quelle
  - Schluckloch, Tagschwinde
  - Makro- und Mikrofauna
  - Deckengrenze
  - Bruchlinie
  - Rutschung, Abrißrisse
  - Augensteine
  - Fallzeichen je 15°
  - Achsenlagen je 30°
  - Talalluvium
  - Hangschutt
  - Schwem- und Schuttkegel
  - Bergsturz
  - Moor
  - Eiszeitsandstein
  - Niederterrasse
  - 20-m-Terrasse
  - Eisumfließungsrinnen
  - Moränenschutt aus Gosau
  - Mordenschutt
  - krk Gosaukalk
  - krs Gosausandstein
  - krm Gosaumergel
  - krc Gosaubasiskonglomerat
- DACHSTEINDECKE:**
- ih Radiolarit
  - if Liasfleckenmergel
  - lb Liasbreccie
  - lh Hierlatzkalk
  - fk Dachsteinkalk, gebankt
- OBERE HALLSTÄTTER DECKE:**
- ip Plassenkalk (TITHON)
  - ia Acanthicusalk (KIMMERIDGE)
  - itr Tressensteinkalk
  - io Oberalmkalk
  - th- Hallst. Korallenriffkalk
  - lh Hallstätterkalk
  - lmy Schreyeralkalk
  - tmr Reifingerkalk
  - tms Steinalkalk
  - tmd Gutensteindolomit
  - tmdz Erzdolomit
  - tmk Gutensteinerkalk
  - trh Rauhwacke
  - z Werfener Kalk
  - t Werfener Schiefer
  - ly Haselgebirge
- UNTERE HALLSTÄTTER DECKE:**
- lh Hierlatzkalk
  - if Liasfleckenmergel
  - tzk Zlambachkalk
  - tz Zlambachmergel
  - tp Pedataalkalk
  - tpd Pedatadolomit
  - Hk- Riffkalk
  - Hk Gdaniskalk
  - Hd Karn Dolomit
  - Hs Lunzersandstein
  - Hf Halbinselschiefer
  - twd Ramsaualomit
  - tmwd Anisladin, Dolomit
  - tmk Gutensteinerkalk
  - z Werfener Kalk
  - t Werfener Schiefer
- TOTENBERGSDECKE:**
- kn Gscheibgrabenschichten
  - itr Tressensteinkalk
  - io- Oberalmkalk, dickbankig
  - io Oberalmkalk, geschichtet
  - ia Acanthicusalk
  - ih Radiolarit, Kieselschiefer
  - id Klauskalk
  - la Adneterkalk
  - lh Hierlatzkalk
  - if Liasfleckenmergel
  - tr Kössener Schichten
  - fk Dachsteinkalk, gebankt
  - fk- Dachsteinkalk
  - td Hauptdolomit
  - twd ? Ramsaualomit ?
- Geological Periods:**
- HOLOZÄN
  - PLEISTOZÄN
  - HÖHERE GOSAU
  - ab CONIAC
  - CONIAC
  - DOGGER
  - LIAS
  - NOR-RHÄT
  - MALM
  - UNTERNOR
  - JUL-LAC
  - PELSON-ILLYR
  - HYDASP
  - CAMPIL
  - SEIS-CAMPIL
  - OBERPERM
  - HÖH. KARN
  - U.F. L. I.
  - LADIN
  - ANIS-LADIN
  - U. ANIS
  - CAMPIL
  - TITHON / U. NEOKOM

Serienprofile durch die Hallstätter Zone im Gebiet von Mitterndorf im Salzkammergut. A. TOLLMANN 1959

Fig. 1: PROFIL ÖDERNALM-TAUPLITZ-KRAHSTEIN-GRIMMING

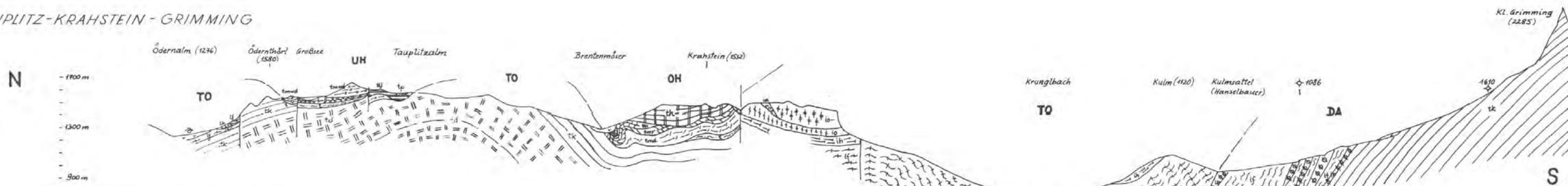


Fig. 2: PROFIL ÖDERNTAL-KRALLERSEE-MITTERKOGEL-KRUNGLWALD

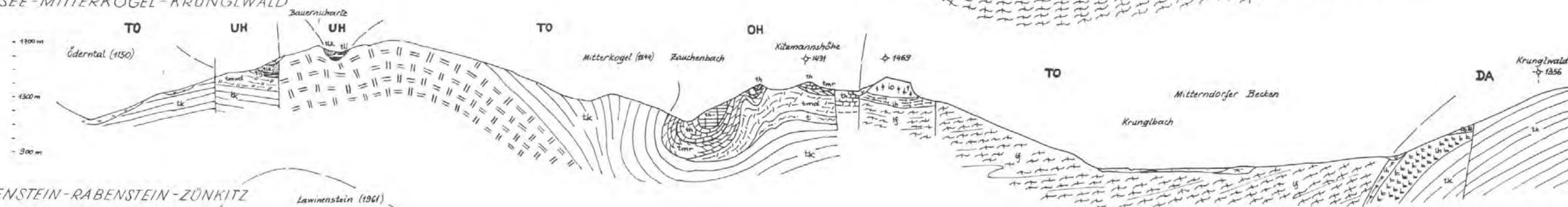


Fig. 3: PROFIL BRANDWALD-LAWINENSTEIN-RABENSTEIN-ZÜNKITZ

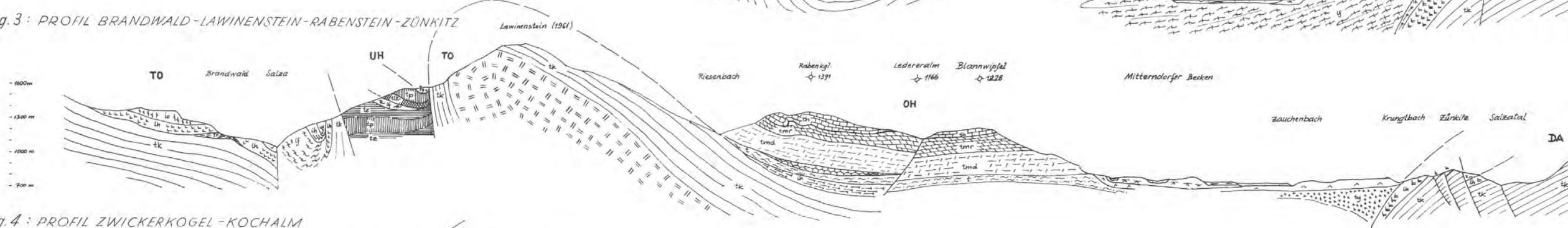


Fig. 4: PROFIL ZWICKERKOGEL-KOCHALM

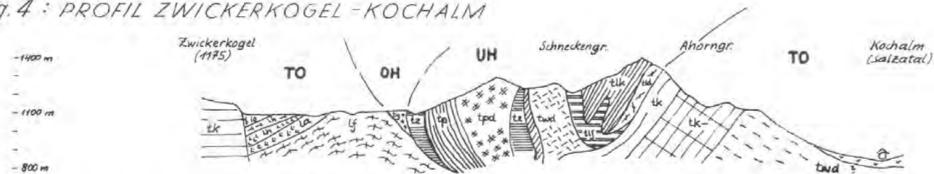


Fig. 5: PROFIL WIENERN-GRASBERG-ALPENGRABEN

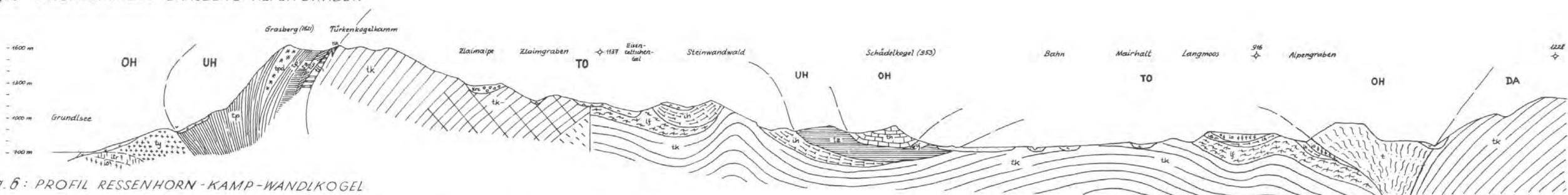


Fig. 6: PROFIL RESSENHORN-KAMP-WANDLKOGEL

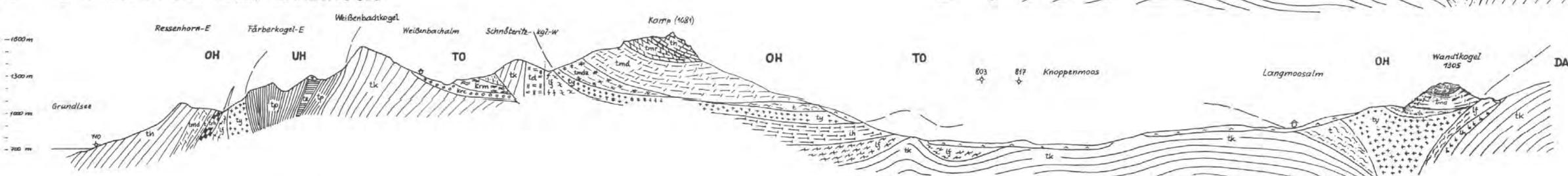
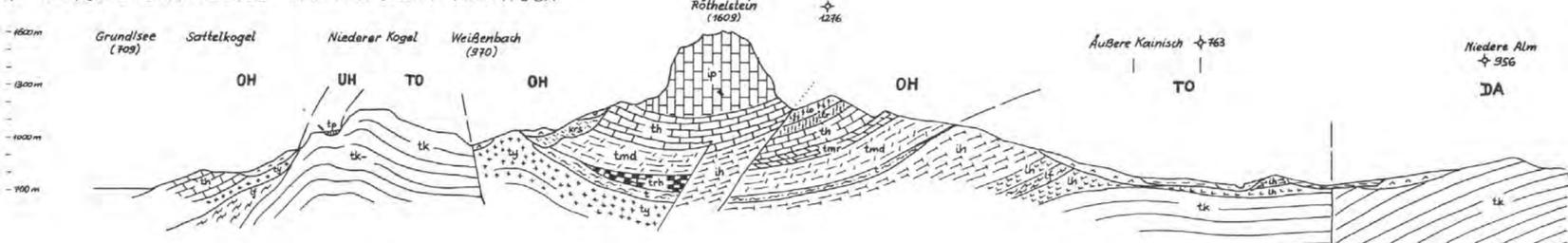


Fig. 7: PROFIL GRUNDISEE-RÖTHELSTEIN-KAINISCH



Maßstab 1:25.000  
 0 1000 2000m  
 Signatur wie auf Tafel II

DA = Dachsteindecke  
 OH = Obere Hallstätter Decke  
 UH = Untere Hallstätter Decke  
 TO = Totengebirgsdecke

Ansichtprofile und Profile vom Abschnitt Grundlsee-Tauplitzalm im steirischen Salzkammergut. A. TOLLMANN 1959

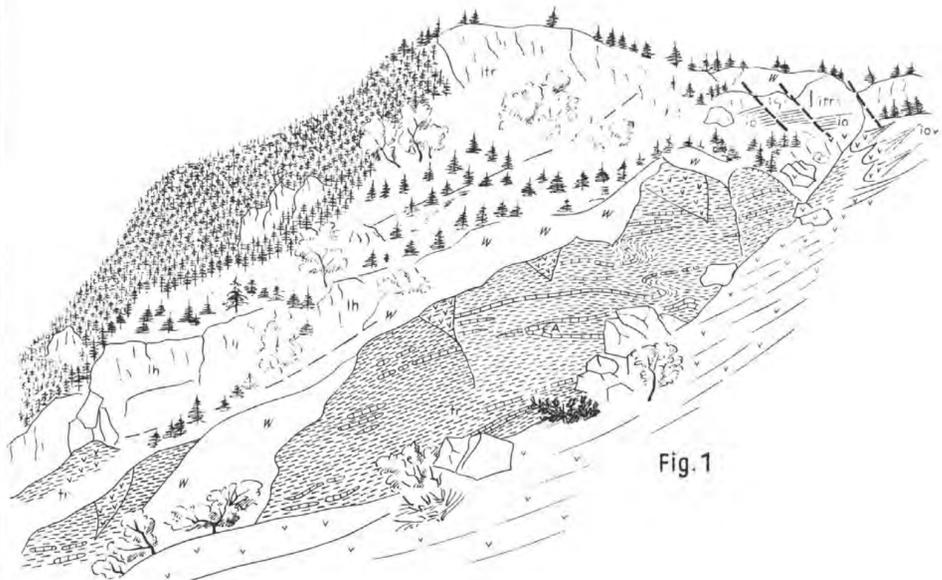


Fig. 1

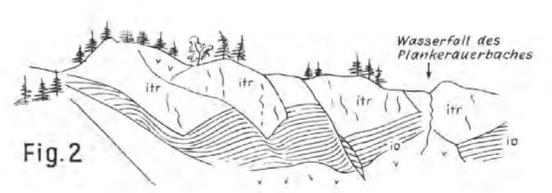


Fig. 2

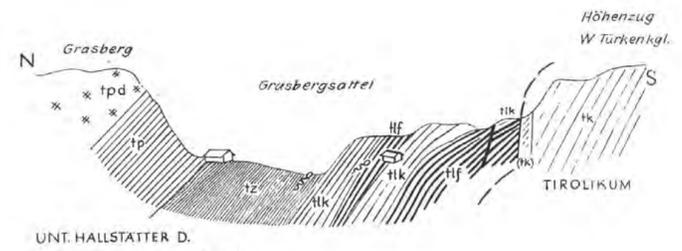


Fig. 3

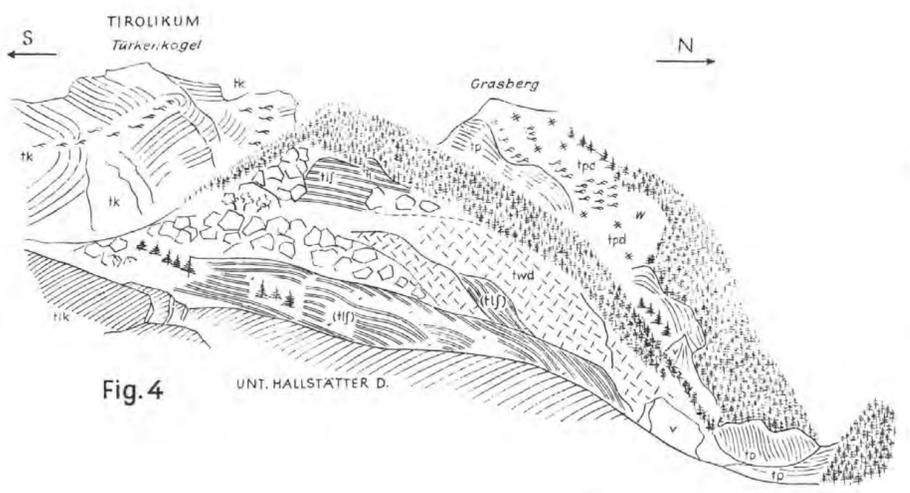


Fig. 4

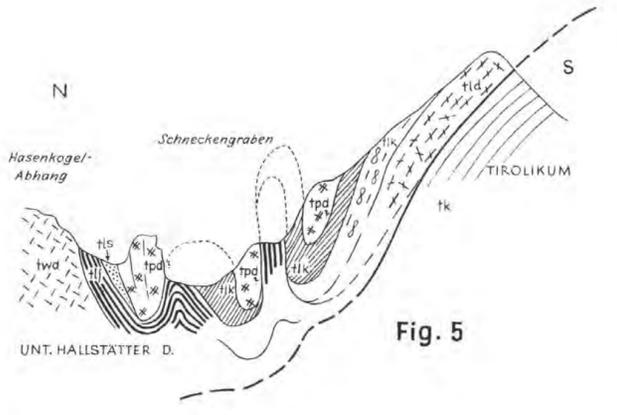


Fig. 5

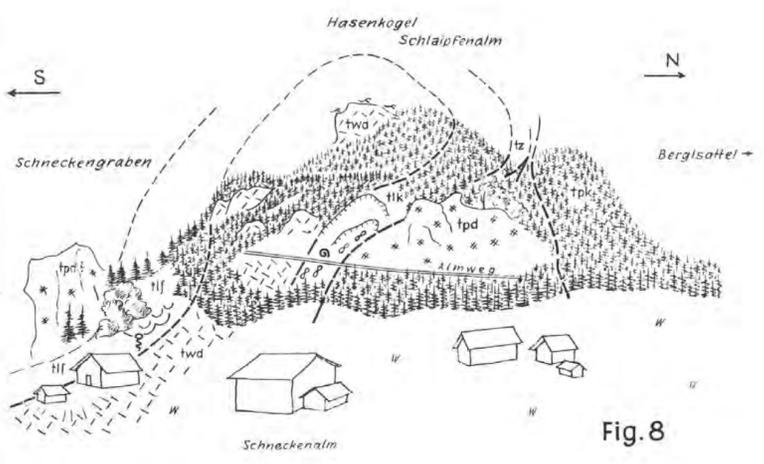


Fig. 8

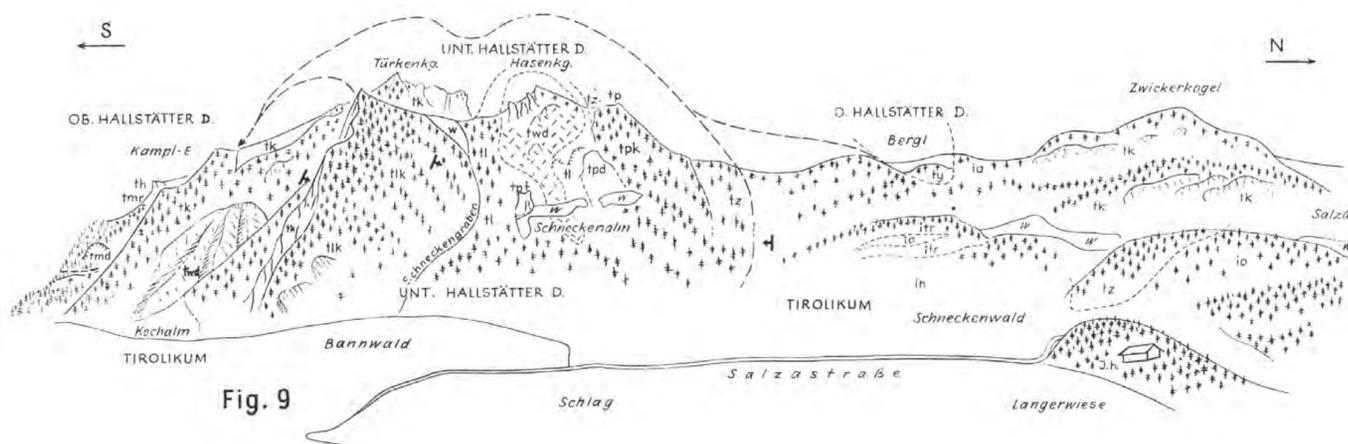


Fig. 9

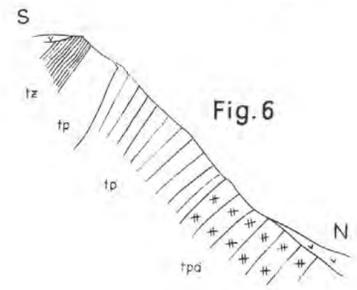


Fig. 6

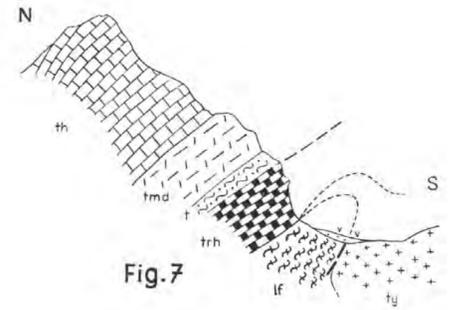


Fig. 7

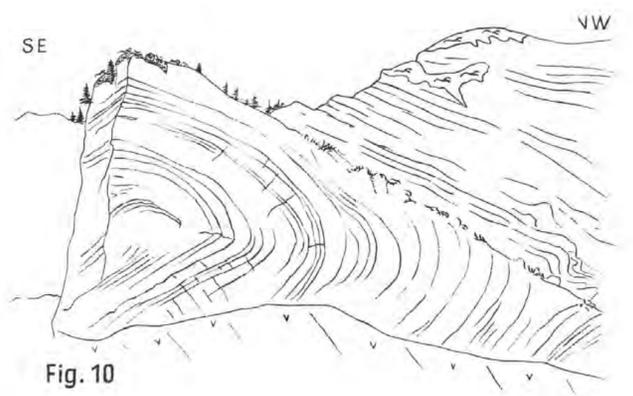


Fig. 10

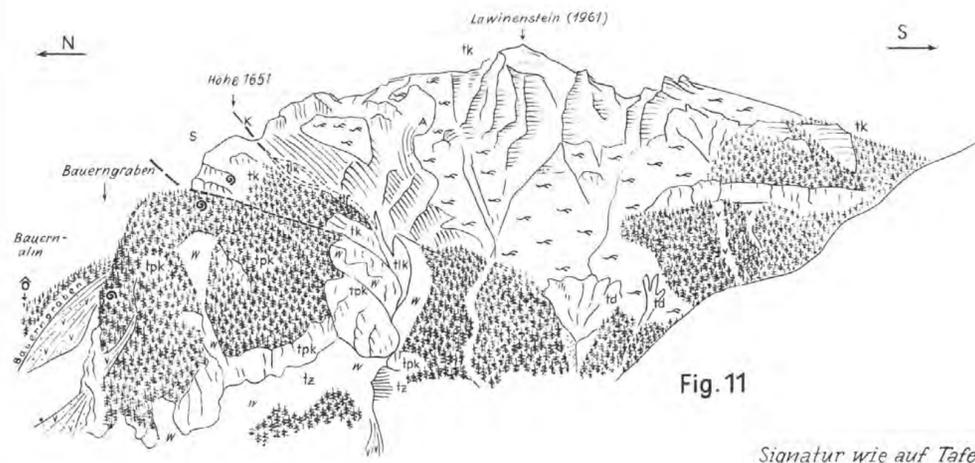


Fig. 11

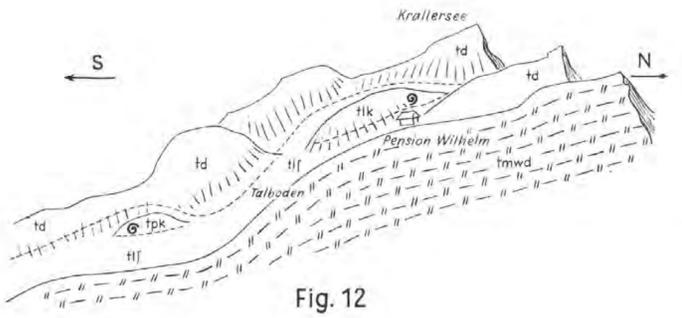


Fig. 12

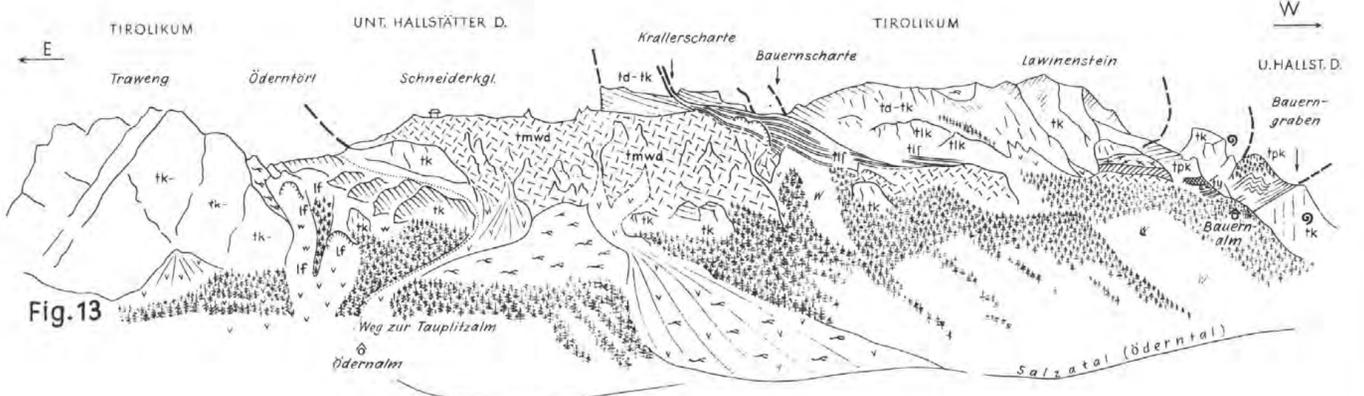


Fig. 13

Signatur wie auf Tafel II

ferner: dünnschichtiger, dunkler Kalkschiefer (Karn)  
 Latschen Wiese

Ausichtsprofile und Profile aus dem steirischen Salzkammergut bei Mitterndorf. A. TOLLMANN 1959

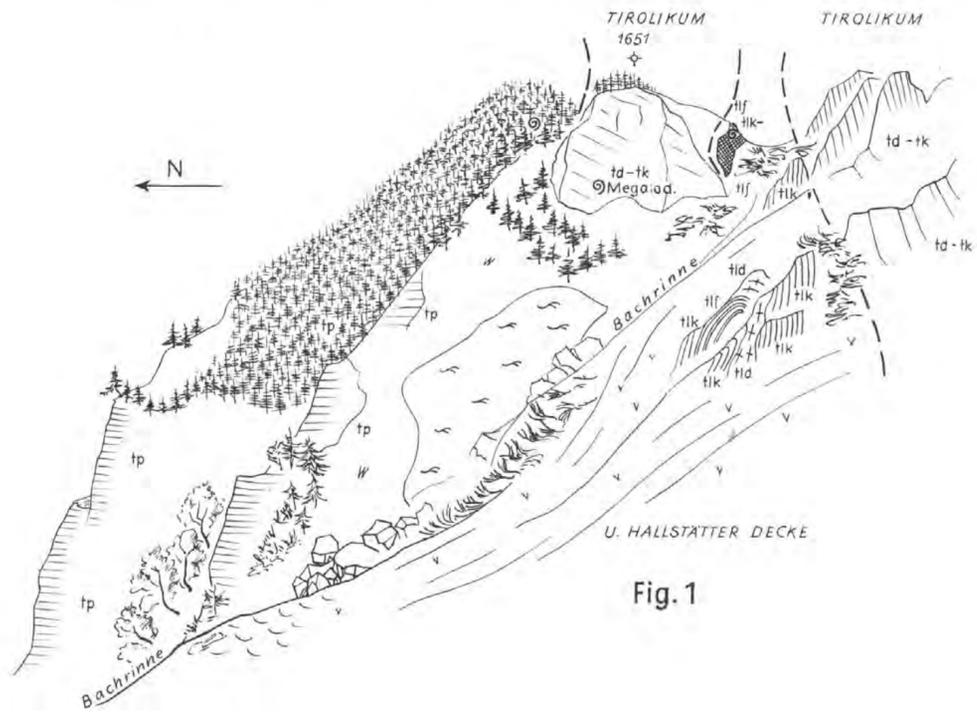


Fig. 1

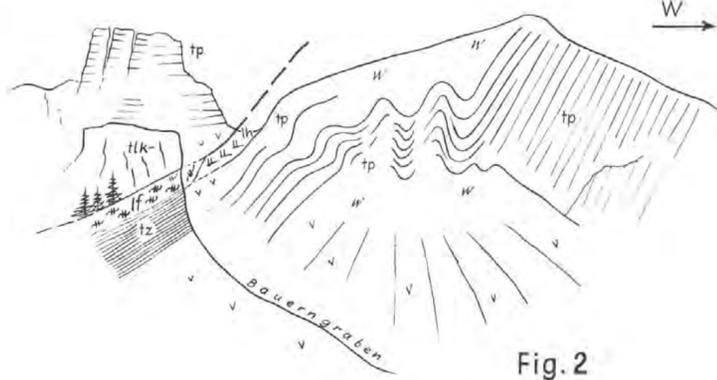


Fig. 2

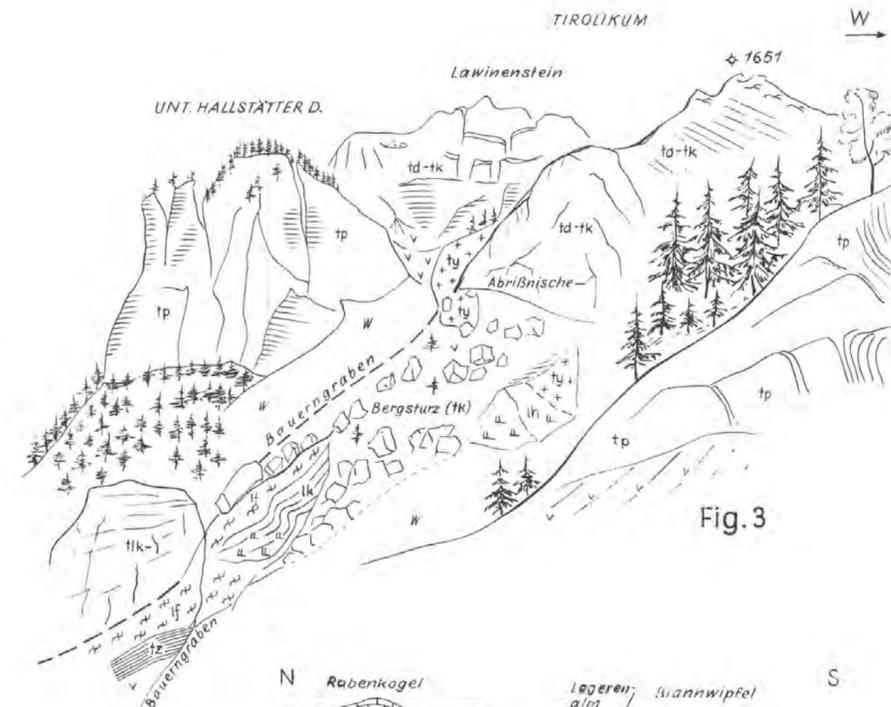


Fig. 3

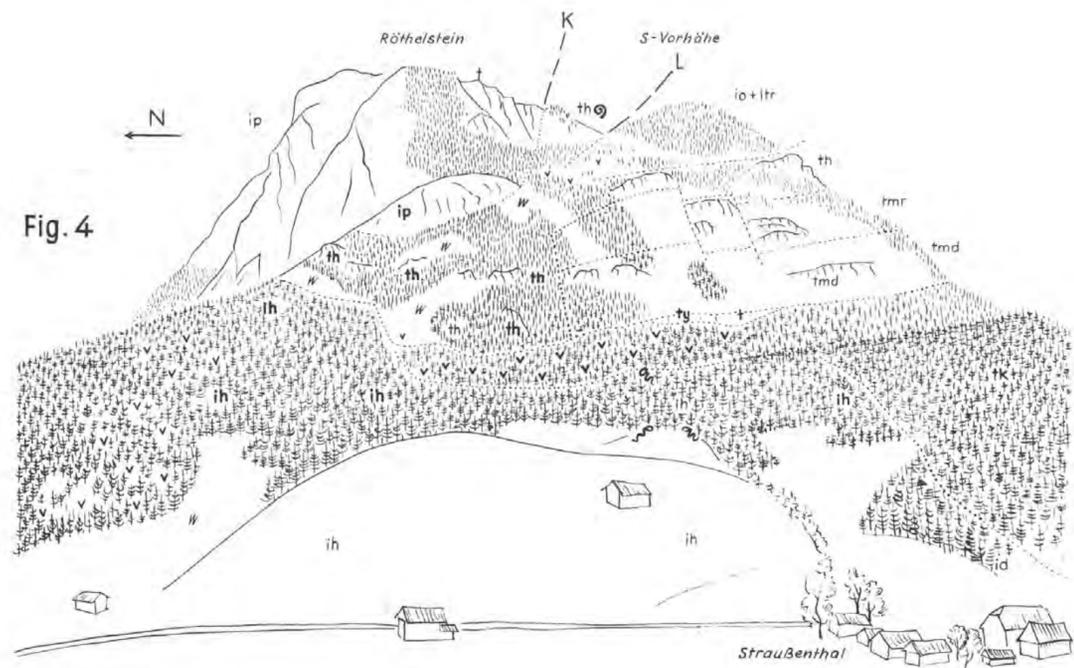


Fig. 4

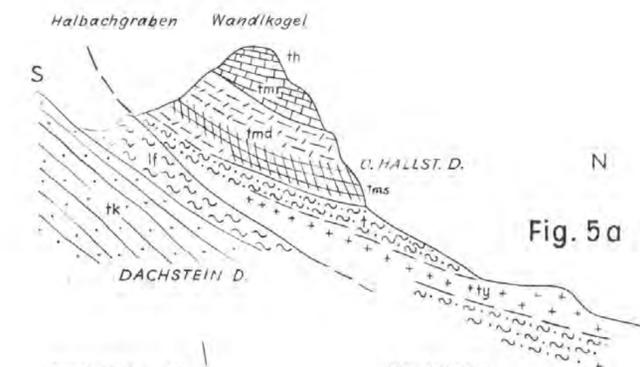


Fig. 5a

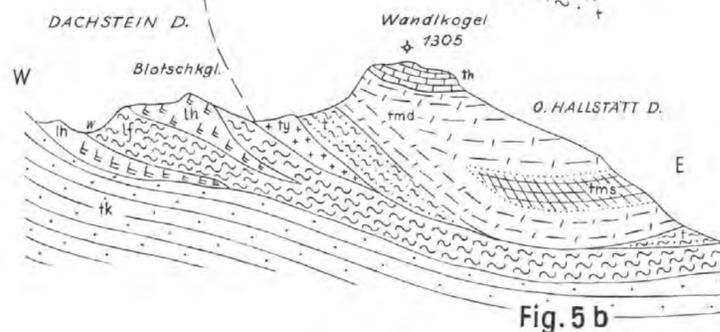


Fig. 5 b

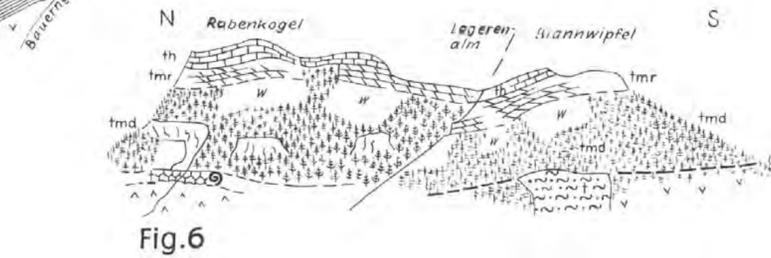


Fig. 6

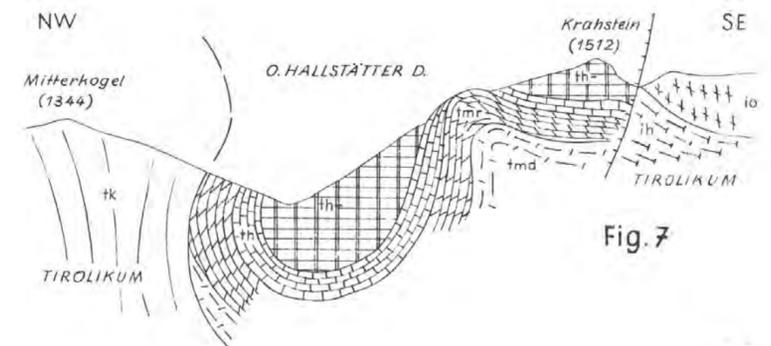


Fig. 7

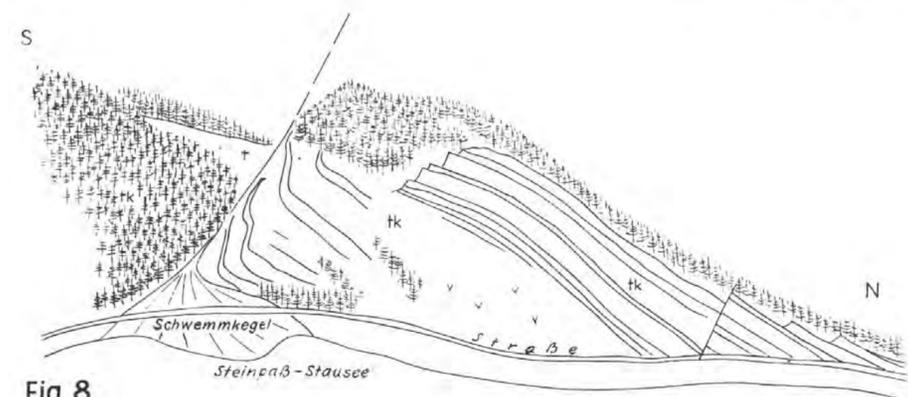


Fig. 8

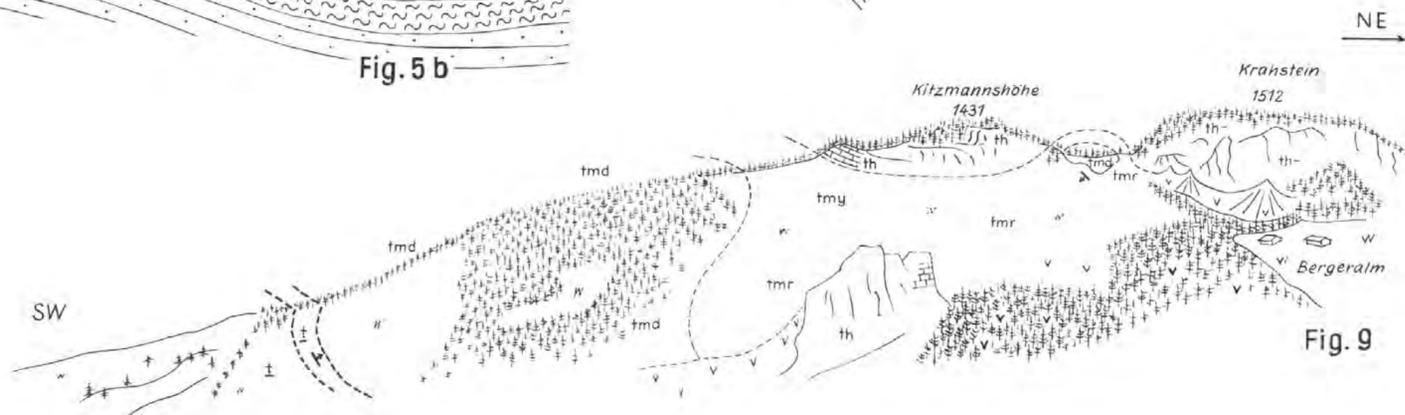


Fig. 9

Signatur wie auf Tafel II



# Die Foraminiferenfauna des Oberconiac aus der Gosau des Ausseer Weißenbachtals in Steiermark

VON ALEXANDER TOLLMANN \*)

Mit 16 Tafeln (VI—XXI) und 2 Textabbildungen

## Inhalt

	Seite
Zusammenfassung .....	133
Vorwort .....	134
Geologische Situation .....	134
Faunencharakter .....	138
Altersstellung .....	140
Faunenvergleich .....	143
Spezieller Teil — Beschreibung der Foraminiferen .....	148
Liste der Gesamt-Foraminiferenfauna .....	197
Literatur:	
a) Geologisch-stratigraphische Arbeiten .....	199
b) Arbeiten über Kreideforaminiferen .....	200
c) Mikropaläontologische Arbeiten über die österreichische Oberkreide .....	202

## Zusammenfassung

Aus dem Gosaubecken von Weißenbach bei Aussee im steirischen Salzkammergut wurde eine Foraminiferenfauna aus Mergeln der Unteren Gosau aus dem bisher mikrofaunistisch weitgehend unbekanntem alpinen Oberconiac beschrieben. Von den 101 angetroffenen Arten konnten 93 artlich oder unterartlich bestimmt werden. Zwei Arten wurden neu beschrieben. Die Fauna zeigt weitgehende Ähnlichkeit zu den in ihren Grundzügen seit A. REUSS und K. KÜPPER bekannten Faunen aus dem tieferen Teil der Unteren Gosau des Gosaubeckens. Das Alter der Fundschichten ist durch Makro- und Mikro-Leitfossilien belegt. Vergleiche mit nahestehenden alpinen und außeralpinen Foraminiferenfaunen wurden durchgeführt.

## Summary

The Gosau-basins of the Austrian alps are far from being completely investigated; some recent investigations cover the higher sections only of the Gosau stratigraphy. When therefore during geological investigations of the Hallstatt-Zone in Styria E of Aussee a rich, well preserved microfauna was detected, which proved to belong to the Upper Coniac, a more detailed description seemed advisable, the more so, as in this part of the stratigraphic section modern research work so far is scarce.

Adresse des Verfassers: Wien I, Universität, Geologisches Institut.

The investigation revealed 101 species out of which 93 could be identified; two species are described as new. The fauna shows a close resemblance to those from the deeper part of lower Gosauformation collected and described in the Gosau-basin (A. REUSS, K. KÜPPER).

The microfauna consists mostly of foraminifera; shell-debris of inoceramus is frequent, remains of echinoids and ostracods are scarce. One sample (No. 10) rich in corals had but a poor microfauna of miliolids, agglutinaceous forms and ostracods; all marls however, free of sand, contain a rich fully marine fauna.

The age relation of the fauna was determined by three different ways:

a) by the accompanying macrofauna, viz. *Barroisiceras haberfellneri* (Hauer) and *Radiolites styriacus* (Zittel);

b) by those elements of the foraminifera which allow for themselves an indication as to the age relation;

c) finally by a comparison with other localities.

The fauna as a whole is summarized by the list on page 197.

### Vorwort

Bei der Neukartierung der Hallstätter Zone und des Tirolikums im steirischen Salzkammergut östlich von Aussee wurde in der Gosau des Weißenbachtals eine reiche, bestens erhaltene Mikrofauna entdeckt. Durch sie und auf Grund der Makrofauna erwies sich die entlang des Weißenbacheinschnittes hinstreichende foraminiferenreiche Mergelzone als Oberconiac. Die österreichischen Gosaubecken sind in mikropaläontologischer Hinsicht noch wenig durchforscht. Erst in der jüngsten Zeit wurden Mikrofaunen aus verschiedenen Gosaubecken beschrieben — abgesehen von der Arbeit von A. E. REUSS 1854 — dabei aber wiederum fast ausnahmslos nur die höhere Gosau eingehender studiert. Auch im übrigen mitteleuropäischen Raum sind Einzeluntersuchungen über die Mikrofauna des Coniac sehr spärlich. Aus diesen Gründen schien es lohnend, die gut erhaltene Fauna zu beschreiben.

Für die Unterstützung bei meinem Vorhaben bin ich Herrn Dir. Prof. H. KÜPPER zu Dank verpflichtet, der es mir ermöglichte, die Proben im Labor der Geologischen Bundesanstalt schlämmen zu lassen. Den Herren Dr. H. HILTERMANN und Dr. R. OBERHAUSER danke ich herzlich für manchen mikropaläontologischen Hinweis. Herrn Prof. O. KÜHN bin ich für wertvolle Ratschläge in stratigraphischen Fragen zu Dank verpflichtet.

### Geologische Situation

Die grundlegenden Daten über die geologische Position der Gosau im Weißenbachtal bei Aussee wurden in dem im ersten Heft dieses Jahrganges des Jahrbuches erschienenen Bericht über den Bau der Hallstätter Zone E Aussee behandelt. Hier seien nur die für die altersmäßige Einstufung der Fundschichten wichtigen Angaben hervorgehoben. Das schmale W—E streichende Gosaubecken des Weißenbachtals erstreckt sich mit einer Länge von 6 km zwischen Anger und Zlaimalpe östlich von Aussee (Abb. 1). Die Gosau, die im wesentlichen auf Tirolikum lagert, greift im SW über die Deckengrenze auf das Gebiet der Oberen Hallstätter Decke über. Der besser erschlossene, hier zu besprechende, reicher gegliederte Ostteil im Gebiet der Weißenbachalm liegt ausschließlich auf Dachsteinkalk der

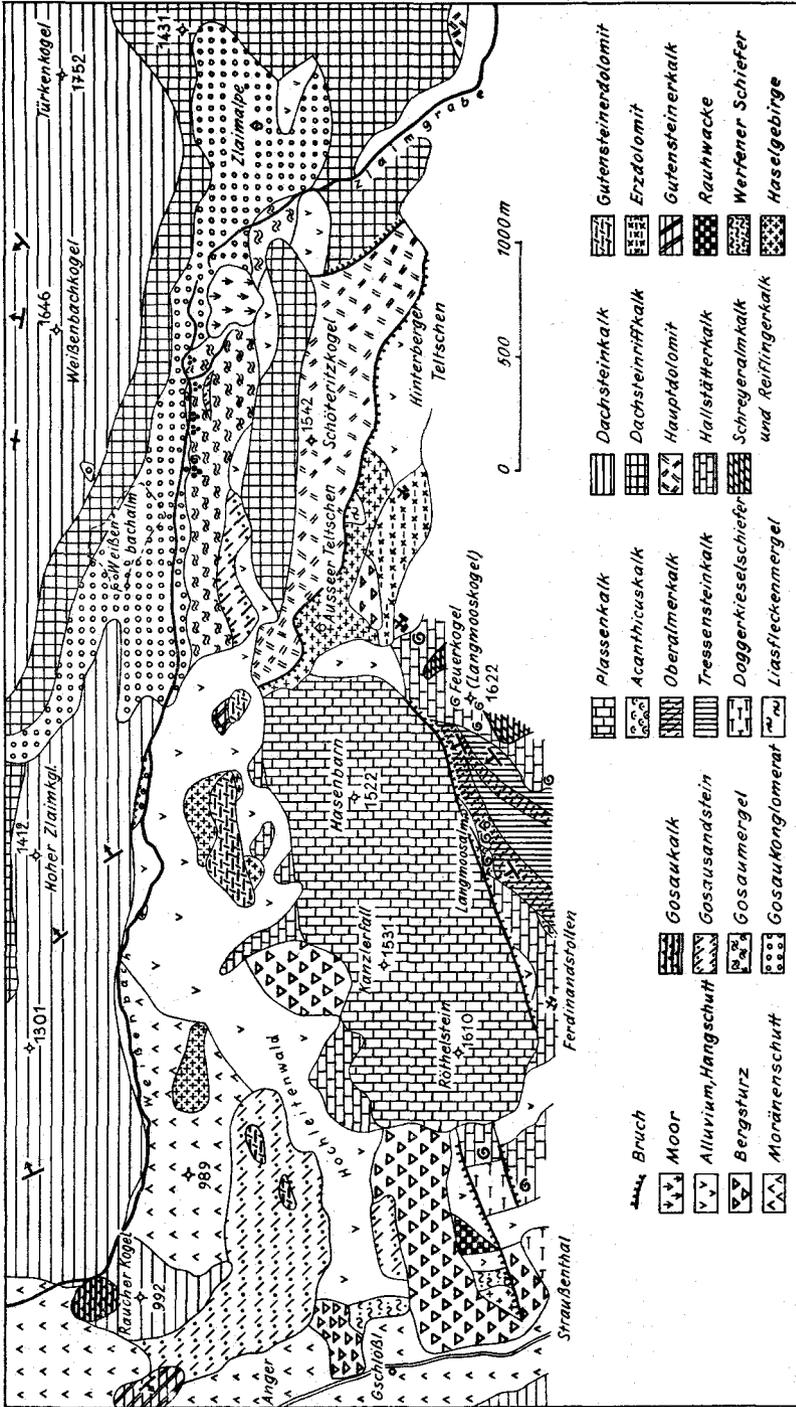


Abb. 1: Geologische Skizze des Gosaubeckens im Ausseer Weißenbachtal.

Totengebirgs-Decke. Der allgemein südfallende, im S vom Schnöteritzkogel leicht überfahrene Beckeninhalte läßt von N gegen S eine altersmäßig normale Abfolge erkennen und ist nicht muldenförmig gebaut, sondern besteht aus einer aufrechten Serie. Die Zonen sind weithin im Streichen (W—E) zu verfolgen. Basal liegt im Abschnitt Weißenbachalm—Zlaimalm das Grundkonglomerat, dessen Mächtigkeit 50 m sicher überschreitet. Darüber, SE der Weißenbachalm durch den Weißenbach im Streichen erschlossen, setzt die Mergelzone ein, deren Basis die Mikrofauna geliefert hatte. Fossilführende Mergelkalke und Kalkbänke schalten sich stratigraphisch in den wesentlich mächtigeren Mergeln ein. Als hangendstes Schichtglied ist N der Teltschenalm gelbbrauner Sandstein zu beobachten, der dann in der westlichen Fortsetzung des Beckens, bei Anger, größere Mächtigkeit erlangt.

Die beschriebenen Faunen stammen aus den durch zahlreiche Rutschungen entlang des Weißenbachtals erschlossenen gut geschichteten grauen bis graubraunen weichen Mergeln, die im Hangenden des Basiskonglomerates zwischen Weißenbachalm und dem Quellgebiet des Weißenbaches beim Paßmoor W der Zlaimalpe anstehen (Abb. 2). Auf dieser ganzen Strecke ist am rechten Hang des Taleinschnittes unter den südfallenden Mergeln immer wieder das Basiskonglomerat aufgeschlossen, so daß man sich stets davon überzeugen kann, daß man sich an der Basis der Mergel befindet. Für die Einstufung dieser Mergel sind von den in der Literatur erwähnten und selbst aufgesammelten Makrofossilien folgende von Bedeutung: Bei Punkt 2 (Abb. 2) war im Anstehenden ein Abdruck von *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) erhalten, im Bachgeschiebe dieses Abschnittes wurde *Radiolites styriacus* ZITTEL gefunden. Nach Prof. O. KÜHN sind beide Arten für das Oberconiac bezeichnend. Aus den Mergeln des Weißenbachtals, allerdings ohne genaue Fundortangabe, beschrieb F. HAUER (1858) *Mortonisiceras texanum* (HAUER), eine Art, die für das Unter-santon bezeichnend ist. Wahrscheinlich stammt der Fund aus höherer Position der Mergelserie.

Die Abweichungen in der Zusammensetzung der auf Grund des Fehlens profilmäßiger Aufschlüsse nur im Streichen der basalen Mergelzone entnommenen Mikrofaunen sind gering. Die Proben stammen aus einem maximal etwa 80 m breiten Streifen. Da keine Leitniveaus verfolgt sind, ist eine genaue Korrelierung der Proben unmöglich. Ein zusammenhängendes Stück der Serie wird nur durch den großen Bachanriß 250 m SW Kote 1304 aufgeschlossen, wo durch Probe 3—6 ein 25 m mächtiges Paket geschlossen erfaßt werden konnte. Bei Punkt 9 im linken Quellast des Weißenbaches 50 m ober der Vereinigung mit dem rechten, wurde die südlichste, höchste Probe entnommen.

Der Mangel an profilmäßigen Aufschlüssen wirkt sich insofern unangenehm aus, als die Grenze des nur nahe der Basis makrofossilbelegten Oberconiac gegen oben nicht festzulegen war. Durch die untersuchten Mikrofaunen waren noch keine Anhaltspunkte für das Vorhandensein von Santon gegeben. Trotzdem wurde die Fauna des relativ tieferen Teiles mit der des relativ höheren Teils der aufgeschlossenen Mergelzone im Abschnitt „Faunencharakter“ verglichen, um etwaige Unterschiede herauszuarbeiten. Erst das Studium geschlossener Profile der unteren Gosau in anderen Gosau-becken kann hier weitere Fortschritte bringen.

### Probeentnahmestellen (Abb. 2)

1. Graue Mergel im westlichsten, letzten Bachanriß der Mergelzone am linken Ufer vor Eintritt des Weißenbaches in das Konglomerat, 8 m über diesem. 250 m SE der Ostecke der Weißenbachalm. Reiche Mikrofauna.

2. 150 m bachaufwärts stehen im Bachbett, 140/40 einfallend, feinstsandige, sehr feste Mergel mit *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) an. Sie sind mikrofossilleer.

3. Weithin sichtbarer, 25 m hoher Hauptanriß auf der linken Seite des Weißenbachtals 250 m SW Kote 1304. Westteil der Abrutschung. Undeutlich geschichtete, graue, 135/35 einfallende, weiche Mergel an der Basis des Aufschlusses. Reiche Mikrofauna.

4. Mergel 5 m darüber. Reiche Mikrofauna.

5. Mergel mit schmalen Kalklagen 8 m über der Basis. Reiche Mikrofauna.

6. Mergel von der Obergrenze der westlichen Rutschnische. Sehr reiche Mikrofauna.

7. Weiche, geschichtete, graue Mergel an der Obergrenze des Ostteiles der Hauptrutschung. Reiche Mikrofauna.

8. Mergel von der Rutschnische links von der Vereinigung der beiden Quelläste des Weißenbaches, 150 m S zu W von Kote 1304. Reiche Mikrofauna.

9. Mergel vom linken Hang des linken Quellastes des Weißenbaches, 50 m vor der Vereinigung der beiden Quellarme, 200 m S Kote 1304. Reiche Mikrofauna.

10. Weiche, 170/45 einfallende Mergel zwischen Korallen und Mollusken führenden Mergelkalkbänken auf der linken Seite des rechten Quellastes, 130 m NW der NW-Ecke des Sattelmoores, 180 m SE Kote 1304. Arme Mikrofauna mit Überwiegen der Sandschaler und Milioliden.

11. Feste, feinsandige, makrofossilreiche (korallenreiche) Kalkmergel der gleichen Lokalität. Mikrofossilleer.

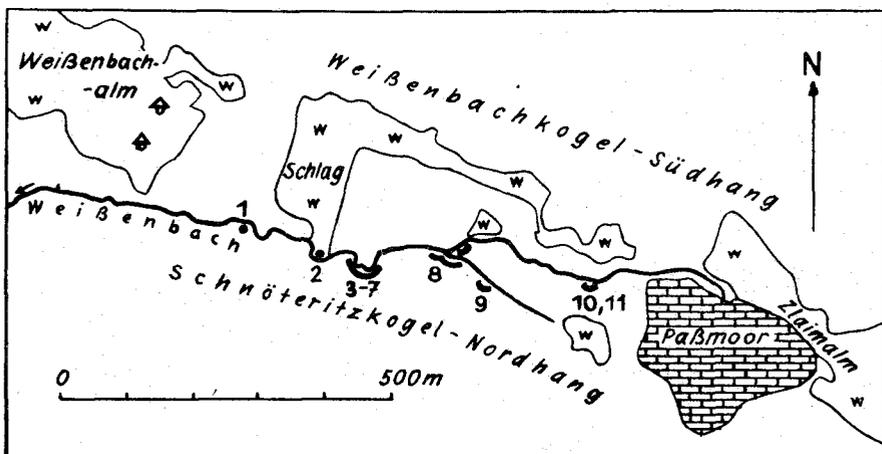


Abb. 2: Lage der Probeentnahmestellen im Ausseer Weißenbachtal.

### Faunencharakter

Sämtliche untersuchte Mikrofaunen aus der dem Oberconiac angehörenden basalen Mergelzone der Weißenbacher Gosau ähneln einander in ihrer Zusammensetzung weitgehend. Daher wurden nur wenige, u. zw. insgesamt 9 Proben zur Untersuchung herangezogen. Foraminiferen bilden stets den Hauptteil der Mikrofauna, Ostracoden treten zurück. Fast immer begegnet man Inoceramenstäbchen. Echinodermenreste sind selten. Abgesehen von der aus den korallenreichen Schichten stammenden Probe 10, die eine ärmlichere Mikrofauna mit starkem Hervortreten von Milioliden, Sandschalern und Ostracoden enthielt, führen sämtliche sandfreien Mergelproben stets eine sehr artenreiche, vollmarine Foraminiferenfauna. Die Kalkschaler überwiegen weitaus, die Sandschaler treten etwas zurück, Milioliden sind sehr spärlich. Von 101 vorhandenen Arten konnten 93 artlich oder unterartlich bestimmt werden. Unter den Sandschalern dominieren *Triplasia murchisoni* Rss., *Verneuilina münsteri* Rss., *Tritaxia tricarinata* (Rss.), *Gaudryina pyramidata* CUSH., *Dorothia pupoides* (d'ORB.) und *Marssonella oxycona* (Rss.). Unter den Kalkschalern stellen die Lageniden, Rotaliiden und Globorotaliiden die dominierenden Arten und Gattungen. Unter ersteren ist *Robulus orbiculus* (Rss.) und *Robulus subalatus* (Rss.) stets massenhaft anzutreffen, ferner erscheinen in nicht sehr großer Anzahl aber konstant Arten der Gattung *Frondicularia* und wichtige Leitformen von *Neoflabellina*. Die Gattung *Globotruncana* scheint mit 9 Arten bzw. Unterarten auf, Formen, die im Turon ihren Schwerpunkt haben, reichen vereinzelt noch herein (*Gl. schneegansi*, *Gl. marginata*), zur Lapparenti-Gruppe gehört die Masse der Individuen.

Versucht man Unterschiede zwischen den Faunen der tieferen und höheren Niveaus, die ja um etliche Dekameter auseinanderliegen, zu fassen, so läßt sich folgende Änderung in der Zusammensetzung erkennen. Die Proben 1, 3 und 4 stammen aus relativ tieferen Horizonten, die Proben 6, 7 und 9 aus relativ höheren, soweit sich dies aus der im Gelände nur schwer korrelierbaren Fundpunkt-Anordnung ergibt. Die Faunen der tieferen Zone sind hier artenärmer, in der höheren entfaltet sich die volle Artenzahl. Sieht man von den ganz sporadisch auftretenden Arten ab und beschränkt sich auf den Vergleich der in genügender Häufigkeit vorhandenen Formen, so bleiben nur auf die tieferen Proben beschränkt:

*Textulariella humilis* n. sp.  
*Neoflabellina laterecompressa* n. sp.  
*Globotruncana marginata* (Rss.)

Nur in den Faunen der höheren Proben wurde von den häufigeren Arten angetroffen:

*Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX.  
*Ammobaculites aequalis* (ROEMER)  
*Verneuilina münsteri* Rss.  
*Gaudryina pyramidata* CUSH.  
*Pseudogaudryinella* sp.  
*Arenobulimina d'orbignyi* (Rss.)  
*Dorothia conulus* (Rss.)  
*Dorothia pupoides* (d'ORB.)

*Spirophthalmidium cretaceum* (RSS.)  
*Planularia complanata* (RSS.)  
*Lingulina denticulocarinata* CHAPM.  
*Neoflabellina suturalis* (CUSH.)  
*Ramulina aculeata* (d'ORB.)  
*Stensiöina exsculpta* (RSS.)  
*Höglundina? colomi* (SIGAL)  
*Höglundina favosoides* (EGGER).

Der Hauptteil der Foraminiferenarten aber bildet den festen Bestand sämtlicher Faunen. Diese Arten erscheinen regelmäßig praktisch in allen Proben, den tieferen wie den höheren, manchmal in großer Individuenzahl. Als kennzeichnendste Formen sollen folgende genannt werden:

*Lituola irregularis* (ROEMER)  
*Lituola nautiloidea* LAM.  
*Triplasia murchisoni* Rss.  
*Marssonella oxycona* (RSS.)  
*Spiroplectammia praelonga* (RSS.)  
*Tritaxia tricarinata* (RSS.)  
*Robulus subalatus* (RSS.)  
*Robulus orbiculus* (RSS.)  
*Lenticulina ovalis* (RSS.)  
*Lenticulina marcki* (RSS.)  
*Vaginulina gosae* (RSS.)  
*Nodosaria zippei* Rss.  
*Frondicularia inversa* Rss.  
*Frondicularia goldfussi* Rss.  
*Frondicularia angustissima* Rss.  
*Gümbelina striata* (EHRENB.)  
*Bulimina ovulum* Rss.  
*Buliminella obtusa* (d'ORB.)  
*Valvulineria lenticula* (RSS.)  
*Gavelinella lorneiana* (d'ORB.)  
*Gavelinella stelligera* (MARIE)  
*Gyroidinoides nitida* (RSS.)  
*Höglundina stelligera* (RSS.)  
*Allomorphina trochoides* (RSS.)  
*Quadriformina allomorphinoides* (RSS.)  
*Globigerina infracretacea* GLAESSNER  
*Globigerinella aequilateralis* (BRADY)  
*Globotruncana lapparenti angusticarinata* GANDOLFI  
*Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN  
*Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI  
*Globotruncana globigerinoides* BROTZEN  
*Globotruncana ventricosa* WHITE  
*Globorotalites micheliniana* (d'ORB.).

### Altersstellung

Die altersmäßige Einstufung der untersuchten Proben ist auf dreifache Weise vorgenommen worden. Der eine Hinweis war durch die begleitende Makrofauna gegeben, die z. T. oben angeführt worden ist. Zweitens geben die in der Foraminiferenfauna selbst enthaltenen stratigraphisch verwertbaren Arten einen unmittelbaren Altershinweis. Schließlich aber wurde auch ein Vergleich mit entsprechenden Faunen aus mediterranen und anderen Lokalitäten durchgeführt, besonders mit jener in ihren Hauptzügen bekannten Fauna aus den tieferen Zonen des nahen Beckens von Gosau.

Nicht viele Arten sind — entsprechend dem jetzigen Stand der Kenntnisse — zur unmittelbaren exakten Altersbestimmung verwertbar. Faziesdifferenzen, die Unterschiede zwischen mediterranem und borealem Raum, Persistieren bestimmter Formen in lokalen Fazies, aber auch verschiedene Fassung der Arten bei verschiedenen Autoren oder unzutreffende Schichteinstufung bringen Schwierigkeiten für eine direkte stratigraphische Verwendbarkeit vieler Arten. Es ist daher außer auf Einzelformen auch auf das Zusammenauftreten bestimmter Arten zu achten, Entwicklungsreihen sind für diese Frage heranzuziehen.

Eine wichtige Gruppe zur Beurteilung der altersmäßigen Stellung ist die der Neoflabellinen, deren Entwicklung durch die eingehende Bearbeitung von R. WEDEKIND und H. HILTERMANN in ihren Hauptzügen geklärt ist. Die Neoflabellinen in den vorliegenden Faunen zeigen durchwegs phylogenetisch einfache Merkmale: Mündungsornamente, wie Kappen und Zinken, fehlen, die Rippen über den Kammergrenzen bilden oben geschlossene oder selten und nur in den jüngsten Kammern offene, einfache Bögen, die Spira ist sehr gering eingerollt. Die beiden hier vorhandenen Arten gehören der Formgruppe *Neoflabellina* „deltoidea“ WEDEK. an, die flachere Art ist *N. suturalis* (CUSH.), die seitlich zusammengepreßte Form (*N. laterecompressa* n. sp.) stellt eine neue Art dar, eine Lokalform, die aber auffallenderweise auf die tieferen Niveaus beschränkt ist, hier also eine Vorstufe der *N. suturalis* bildet! Tatsächlich ist die Einrollung der Anfangskammern bei *N. laterecompressa* noch geringer als bei *N. suturalis*. Formen mit den oben beschriebenen einfachen phyletischen Merkmalen sind bezeichnend für Coniac. Charakteristisch ist auch das Fehlen der mit dem Santon einsetzenden Neoflabellinen mit gewölbten Seiten (*N. interpunctata*-Gruppe) und *N. ovalis* (H. HILTERMANN, P. Z. 1956, 22).

Auch die Kombination der Globotruncana-Arten gestattet wertvolle stratigraphische Rückschlüsse. In den untersuchten Proben tritt nur *Gl. lapparenti* mit verschiedenen Unterarten massenweise auf, die übrigen Arten dieser Gattung treten stets stark zurück. Folgende Arten sind vertreten:

- Globotruncana schneegansi* SIGAL
- Globotruncana marginata* (RSS.)
- Globotruncana globigerinoides* BROTZEN
- Globotruncana ventricosa* WHITE
- Globotruncana lapparenti angusticarinata* GAND.
- Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN
- Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.)
- Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI
- Globotruncana* aff. *spinea* KIKOINE.

Hierzu ist zu bemerken: H. HILTERMANN (1956, 21) gibt als Charakteristikum für die Turon—Coniac-Grenze das Aussterben der *Gl. appenninica*-Gruppe im Oberturon und das Hineinreichen der *Gl. marginata*-Gruppe mit vereinzelt Nachläufern in das Coniac an. Von einkieligen Formen ist in unserem Material nur noch in Probe 5 *Globotruncana schneegansi* SIGAL ganz vereinzelt vorhanden, im wesentlichen sind diese Formen tatsächlich bereits ausgestorben. *Gl. schneegansi* kommt nach den Angaben von SIGAL (1952) und DALBIEZ (1955) in Nordafrika hauptsächlich im Turon vor, reicht nach DALBIEZ auch noch bis zur Obergrenze des Coniac. *Gl. marginata* (Rss.), die sich im Turon entfaltet, reicht auch noch ins Coniac (Rss. 1854) und weiter ins Unteren von Mitteleuropa, ja Nachzügler werden auch noch vom Campan (HAGN 1953) und Untermaastricht erwähnt. Ähnlich ist auch *Gl. globigerinoides* BROTZEN vom Turon bis zum Obercampan in Europa bekannt, aber das Entwicklungsoptimum dieser Art liegt im Coniac und Santon. Die angeführten Unterarten von *Gl. lapparenti* BR. setzen mit dem Unterturon ein und reichen verschieden weit. Die älteste Unterart ist *Gl. lapparenti angusticarinata* GAND., die in Europa bisher allgemein nur bis ins Coniac, erst jüngst auch weiter hinauf verfolgt werden konnte. Für Nordafrika war ihre Reichweite von SIGAL schon 1952 mit dem Obercampan begrenzt worden, allerdings ist ihre Bedeutung auch dort nach dem Coniac ganz wesentlich eingeschränkt. Die anderen Unterarten reichen weiter empor. Von *Gl. ventricosa* WHITE wird von Nordafrika bis Schweden Coniac bis Santon als Lebensdauer angegeben, die Nominatunterart vorwiegend im Santon angetroffen. Vereinzelt wurde sie auch noch aus dem europäischen Campan gemeldet, in Amerika liegt ihr Optimum in einem höheren Abschnitt als in Europa.

Wendet man die bisherigen Erkenntnisse für die Analyse unserer *Globotruncana*-Faunen an, so läßt sich sagen, daß das vollkommene Fehlen von *Gl. appenninica*, das ganz vereinzelt Auftreten von Arten mit frühem Entwicklungsoptimum, wie *Gl. schneegansi*, *Gl. marginata*, und das Vorhandensein der Formen mit Entwicklungsschwerpunkt im Turon-Coniac (*Gl. lapparenti angusticarinata*) und Coniac-Santon (*Gl. globigerinoides*, *Gl. ventricosa*) das Coniac gut charakterisierten.

Eine weitere stratigraphisch brauchbare Reihe war bei den Stensiöinen erkannt worden. Im untersuchten Material ist allerdings nur *Stensiöina exsculpta* (Rss.) als Seltenheit anzutreffen. Wichtig ist der Einsatzzpunkt der verschiedenen Arten dieser Gattung. *Stensiöina praeexsculpta* (KELLER) existiert vom Turon bis ins Santon, *St. exsculpta* (Rss.) setzt im Coniac ein und reicht bis ins Obercampan bzw. sogar Untermaastricht, *St. pommerana* BROTZEN als jüngste Art ist vom Santon bis zum Obermaastricht bekannt (H. HILTERMANN, 1955; DE KLASZ, 1956 usw.). Durch das Auftreten von *St. exsculpta* (Rss.) ist in unserem Fall also nur eine Begrenzung gegen unten gegeben. Die erst mit dem Santon einsetzende und z. B. auch aus höheren Horizonten des Gosaubeckens bekannte *St. pommerana* BROTZEN fehlt in der vorliegenden Fauna.

Unter den übrigen Arten ist nur bei wenigen das Auftreten stratigraphisch eng begrenzt. Als Beispiele seien angeführt: *Conorbooides squamiformis* (Rss.), bisher nur aus der Unteren Gosau des Gosaubeckens bekannt (REUSS, 1854); *Vaginulina gosae* (Rss.), die schlagartig mit dem Coniac einsetzt, rasch ihr Entfaltungsoptimum erreicht, dann aber noch bis ins

Maastricht nachzuweisen ist. Auch in anderen österreichischen Gosau-becken ist sie bezeichnend für das Coniac, ebenso führt J. ZIEGLER (1958) diese Art als Charakterform des Coniac der Cardientone der Pfalz an. Bei den Sandschalern ist wohl die charakteristische Artkombination in anderen Vorkommen von Unterer Gosau wieder anzutreffen, aber die einzelnen Arten reichen weit in der Oberkreide empor. Nur *Spiroplectamina praelonga* (Rss.) ist für diesen Abschnitt kennzeichnend (bisher vom Cenoman bis ins Santon gemeldet). *Heterostomella leopolitana* OLSZ. ist für das tiefere Senon s. I. bezeichnend. Ob *Textulariella humilis* n. sp. Leitwert besitzt, wird die Zukunft weisen.

Eine gewisse Bedeutung für die Abgrenzung gegen oben hin hat in eingeschränktem Maß natürlich auch das Fehlen von den im Santon einsetzenden charakteristischen Arten in unserem Material. So ist z. B. unbedingt auffällig, daß Arten der Gattungen *Pseudotextularia*, *Reussella*, *Ventilabrella* usf. noch vollkommen fehlen.

Von stratigraphischem Interesse sind auch noch solche Formen, die bisher nur aus älteren oder jüngeren Ablagerungen bekannt waren und für diese manchmal als bezeichnend galten. Zur Berichtigung dieser Auffassung sollen sie hier gesondert hervorgehoben werden:

Nur aus der Unterkreide waren bisher bekannt:

*Lagenamina pyriformis* TAPPAN  
*Ammobaculites aequalis* (ROEMER)  
*Höglundina? colomi* (SIGAL)  
*Ceratobulimina woodi* KHAN.

An Arten, die bisher ausschließlich oder vorwiegend aus dem höheren Senon erwähnt und z. T. als stratigraphisch eng begrenzt gedacht worden waren, sind zu nennen:

*Lituola irregularis* (ROEMER)  
*Triplasia beisseli* (MARIE)  
*Gaudryina pyramidata* CUSH.  
*Gavelinella lorneiana* (d'ORB.)  
*Gavelinella stelligera* (MARIE)  
*Höglundina favosoides* (EGGER)  
*Globotruncana spinea* KIKOINE.

Schließlich erschien eine Reihe von Arten, die als ausgesprochene Durchläufer bekannt sind, stratigraphisch also wertlos bleiben. Sie sind meist aus der Unter- und Oberkreide bekannt, manche reichen sogar vom Lias bis zur Gegenwart. Hierzu zählen:

*Spirillina cretacea* (Rss.)  
*Glomospira gordialis* (J. & P.) — ab Lias  
*Ammobaculites subcretaceus* C. & A. — ab Lias  
*Haplophragmoides latidorsatum* (BORN.)  
*Marssonella oxycona* (Rss.)  
*Dorothia conulus* (Rss.)  
*Dorothia pupoides* (d'ORB.)  
*Robulus subalatus* (Rss.) — ab Lias  
*Lenticulina subangulata* (Rss.)  
*Lenticulina ovalis* (Rss.)

- Planulina complanata* (RSS.)  
*Astacolus crepidula* (F. & M.) — ab Lias  
*Dentalina communis* d'ORB. — ab Lias  
*Dentalina oligostegia* RSS. — ab Lias  
*Nodosaria zippei* RSS.  
*Lingulina denticulocarinata* CHAPM.  
*Lagena sulcata* W. & J. — ab Lias  
*Lagena apiculata* (RSS.) — ab Lias  
*Ramulina laevis* R. JONES  
*Ramulina aculeata* (d'ORB.) — ab Jura  
*Bullopore laevis* (SOLLAS)  
*Entosolenia orbignyana* (SEGU.)  
*Globigerinella aequilateralis* (BRADY).

### Faunenvergleich

Noch bestehen nur wenige Vergleichsmöglichkeiten mit verwandten Faunen aus der Unteren Gosau österreichischer Gosaubecken, da zu wenige Untersuchungen vorliegen. Aber auch aus entfernteren Räumen der mediterranen und mitteleuropäischen Provinz steht nur eine geringe vergleichbare Faunenauswahl zur Verfügung.

Die engsten Beziehungen hinsichtlich Fauna und Fazies bestehen natürlich zu dem nur 25 km weiter westlich gelegenen Becken von Gosau, der klassischen Lokalität, über deren Mikrofauna einige wenige, aber keineswegs erschöpfende Berichte vorliegen (A. REUSS 1854, O. GANSS u. H. KNIPSCHER seit 1954, H. HAGN ab 1955, K. KÜPPER 1956). Die reich gegliederte, 2700 m mächtige Serie des Gosaubeckens reicht vom Coniac bis ins Dan (oder Paleozän). Für unseren Vergleich ist in erster Linie der tiefste Teil, die sogenannte „Untere Gosau“ von Interesse, die ohne bisherige sichere innere Abgrenzung Coniac und tieferes Santon nach der Meinung aller Autoren umfaßt. In den Gräben E vom Paß Gschütt lagern die mikro-fossilführenden Mergel mit Sandstein- und Konglomeratlagen in einigen hundert Metern Mächtigkeit über dem Basiskonglomerat auf. Die Liegendpartien sind im Edelbachgraben (E), die Hangendanteile im Wegscheid- und Grabenbachgraben erschlossen. Bisher ist gerade die Untere Gosau im Gosaubecken am wenigstens untersucht und auch K. KÜPPER gelang 1956 nicht die Abtrennung von Coniac und Untersanton.

Aus dem Mergel des Edelbachgrabens, also dem unteren Teil der Unteren Gosau (Streiteckschichten nach O. WEIGEL 1937), der dem Coniac angehört, beschrieb A. REUSS 1854, S. 63:

- Spirolina irregularis* ROEMER  
*Triplasia Murchisoni* REUSS  
*Textularia concinna* REUSS  
*Textularia conulus* REUSS  
*Textularia turris* d'ORB.  
*Verneuilina Münsteri* REUSS  
*Spiroloculina cretacea* REUSS  
*Quinqueloculina Gosae* REUSS  
*Cristellaria orbicula* REUSS  
*Cristellaria subalata* REUSS

*Cristellaria angusta* REUSS?  
*Cristellaria Gosae* REUSS  
*Robulina lepida* REUSS  
*Frondicularia angusta* NILSS.  
*Frondicularia Cordai* REUSS  
*Flabellina rugosa* d'ORB.  
*Bulimina ovulum* REUSS  
*Rotalina stelligera* REUSS  
*Rosalina marginata* REUSS  
*Rosalina canaliculata* REUSS  
*Anomalina complanata* REUSS.

Im Material von K. KÜPPER (1956) sind an bestimmbareren Arten von der gleichen Lokalität auf Grund der Einsichtnahme im Originalmaterial enthalten:

*Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX.  
*Spirophthalmidium cretaceum* (Rss.)  
*Quinqueloculina gosae* Rss.  
*Robulus subalatus* (Rss.)  
*Lenticulina subangulata* (Rss.)  
*Vaginulina gosae* (Rss.)  
*Nodosaria zippei* Rss.  
*Frondicularia archiaciana* d'ORB.  
*Epistomina stelligera* (Rss.)  
*Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI  
*Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN.

Der Vergleich dieser Faunen mit jenen aus dem Ausseer Weißenbachtal zeigt die weitgehende Ähnlichkeit der Faunen in allen wesentlichen Zügen. Das Originalmaterial von REUSS ist leider nicht mehr auffindbar. Von 20 durch REUSS als sicher bestimmten Arten war nur die als ss angeführte *Frondicularia cordai* Rss. in der Weißenbach-Gosau nicht wiederzufinden, 15 Arten stimmen mit Sicherheit überein, bei den übrigen vier Arten ist die Vermutung gerechtfertigt, daß wohl die gleichen Arten in beiden Coniac-Proben vorlagen, aber von REUSS morphologisch ähnlichen Formen gleichgesetzt worden waren: daß z. B. statt der Campan-Neoflabelline „*Flabellina rugosa*“ *Neoflabellina suturalis* (CUSH.) vorlag usw. Da das Material von K. KÜPPER aus der gleichen Lokalität noch vorhanden ist, konnte es unmittelbar verglichen werden. Es zeigte sich vollkommene Übereinstimmung, sämtliche 11 daraus angeführten Arten waren auch im Ausseer Weißenbachtal wiederzufinden. Ganz wie der Weißenbach verläuft ja auch der Grabenbach knapp über bzw. entlang der Grenze, an der die Mergelserie die Basis-konglomerate überlagert, erschließt also genau die gleiche Position wie der Weißenbachgraben. Durch die Mikrofauna wird auch das gleiche Alter der beiden Niveaus belegt.

Weitgehende Ähnlichkeit besteht auch noch zu der Fauna aus dem darüber folgenden, etliche 100 m mächtigen Schichtpaket, den Grabenbachschichten. Auch daraus wurden von A. REUSS und K. KÜPPER Faunen beschrieben, von ersterem aus den etwas tieferen Horizonten, die im Wegscheidgraben erschlossen sind und dem relativ höheren Niveau des Tiefen

Grabens, (= Grabenbachgraben), von letzterem nur aus dem Grabenbachgraben. Die Serie reicht dort vom Coniac vielleicht noch in das Untersanton, eine genaue Einstufung der Mikroproben war nicht vorgenommen worden. Die Änderung in der Zusammensetzung der Mikrofaunen gegenüber der Coniac-Fauna aus dem Edlbachgraben ist doch merklich. Nach A. REUSS (1854, 63) verschwinden 12 der vorher erwähnten Arten, darunter *Verneuilina münsteri* Rss., *Robulus orbiculus* und *R. subalatus* (Rss.), *Flabellina rugosa* d'ORB. (= *Neoflabellina suturalis* [CUSH.]) und *Bulimina ovulum* Rss.; 7 Arten sind beiden Lokalitäten gemeinsam, darunter *Triplesia murchisoni* Rss., *Haplophragmium irregulare* (ROEMER), *Vaginulina gosae* (Rss.), *Epistomina stelligera* (Rss.) und *Globotruncana marginata* (Rss.); 6 Arten erscheinen neu, darunter *Spiroplectamina praelonga* (Rss.) und *Conorboides squamiformis* (Rss.). Auf Grund des Materials von K. KÜPPER vom Grabenbach aber zeigt sich, daß das Vorhandensein oder Fehlen der eben angeführten Arten nicht auf tiefer oder höher, auf Coniac oder Untersanton, schließen läßt. Z. B. tritt *Verneuilina münsteri* Rss. und *Robulus orbiculus* (Rss.) in den Proben von KÜPPER nun gerade erst auf, *Vaginulina gosae* (Rss.) ist verschwunden, im ganzen ist die Fauna reicher, 31 Arten beinhaltet sein Material vom Grabenbach. Der Vergleich der REUSS'schen Fauna aus den Grabenbachschichten mit der aus dem Weißenbachtal zeigt, daß von den 14 erwähnten Arten nur drei nicht im Coniac des Weißenbachtals anzutreffen waren. Auch von den 31 im Material KÜPPER festgestellten Arten waren sämtliche bis auf zwei, und zwar *Ventilabrella deflaensis* SIGAL und *Reussella buliminoides* BROTZEN, in den Proben der Weißenbach-Gosau wieder aufzufinden. Die außerordentlich große Ähnlichkeit der erwähnten Faunen legt die Vermutung nahe, daß auch diese Horizonte noch dem obersten Coniac angehören könnten — stratigraphisch vielsagende Formen sind darin allerdings selten. Da aber auch in unserem Material zwar das Oberconiac gesichert ist, nicht aber die Grenze zum Untersanton, könnte nur die Mikrofaunen-Abfolge in Vergleichsprofilen hier endgültige Klärung bringen. Die im Material KÜPPER vorhandene *Ventilabrella deflaensis* SIGAL gilt ja seit C. WICHER und F. BETTENSTAEDT (1957) als Santon-Leitform.

Mikropaläontologische Notizen über die Untere Gosau des Gosaubeckens liegen auch von O. GANSS (1954, Erl. Dachsteinkarte, S. 78) vor, ferner existieren über die Mikrofauna des Gosaubeckens Arbeiten von O. GANSS, H. KNIPSCHNER und H. HAGEN, die sich aber fast nur mit den Problemen der höheren Gosau befassen.

Alle übrigen Berichte über Mikrofaunen aus den anderen Gosaubecken Österreichs betreffen nur die höheren Abschnitte der Gosau, z. B. von O. KÜHN (P. MARIE) 1947 über das Becken von Grünbach, von A. PAPP (1953—55) über die Oberkreide von Guttaring und Kl. St. Paul, von A. RUTTNER (R. OBERHAUSER) 1956 über die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa, von C. WICHER 1956 über das Becken von Gams. Nur aus der Gosau von Weißwasser, Ober-Österreich, wurde von R. OBERHAUSER (S. 226) *Marginulina gosae* Rss. (= *Vaginulina gosae* [Rss.]) aus den Mergeln im Liegenden des Oberconiac-Hippuritenkalkes erwähnt.

Außerordentlich reiche Oberkreide-Mikrofaunen beinhaltet die alpine Randzone des Helvetikums. In Österreich sind aber deren Mikrofaunen noch zu wenig genau untersucht. R. OBERHAUSER erwähnte (1958, 123, 132)

aus den etwas jüngeren Vorarlberger Leistmergeln kleine Faunen, die aber von unseren stark abweichen. Aus der nächsttieferen Stufe, dem Oberturon, zu dem nach R. GRILL (1953, 77) Fundpunkte in der Umgebung von Stockerau NW Wien gehören, waren wiederholt Mikrofaunen beschrieben worden. In diesen, als Klemener Schichten bezeichneten Serien, liegt das klassische Vorkommen Leitersdorf (F. KARRER 1870), ein Teil der Bohrung Korneuburg 2 (R. NOTH 1951) und die Bohrung Wollmannsberg (R. GRILL 1953, 76). Die von F. KARRER (S. 160) angeführte Foraminiferenfauna mit 42 Arten zeigt, daß tatsächlich bereits ein wichtiger Anteil der Coniac-Fauna auch schon im Oberturon vorhanden war: 20 Arten aus Leitersdorf waren auch im Oberconiac des Ausseer Weißenbachtals anzutreffen, darunter *Verneuilina münsteri* Rss., *Gaudryina rugosa* d'ORB., *Vaginulina gosae* (Rss.), *Vaginulina ensis* (Rss.), *Nodosaria zippei* Rss. und *Globotruncana marginata* (Rss.).

Genauer studiert sind Mikrofaunen aus dem bayrischen Helvetikum, besonders durch H. HAGN (1954 usw.) und I. DE KLASZ (1956). Aber auch hier beschränkten sich die Untersuchungen wiederum besonders auf höhere Niveaus ab Santon. Wird eine sehr artenreiche Fauna zum Vergleich herangezogen, so trifft man auch noch in jüngeren Schichten zahlreiche, schon im Coniac vorhandene Arten: Unter den von H. HAGN (1954) aus den Pinswanger Schichten des Obercampan beschriebenen 190 Arten und Unterarten waren 43 Arten mit dem Coniac aus dem Ausseer Weißenbachtal gemeinsam; besonders natürlich Lageniden, aber auch zahlreiche Rotalliden erwiesen sich als persistent. Trotzdem ist ein Vergleich interessant. Gemeinsam sind z. B. mit den tiefsten Partien der Buchecker Schichten (Santon nach DE KLASZ) *Stensiöina exsculpta* (Rss.), *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ. und *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI.

Die Fauna aus dem Santon der Bohrung Ortenburg 1003 im bayrischen Molasseuntergrund, die H. HAGN 1955 beschrieb, ist in vielem der untersuchten Coniac-Fauna ähnlich. Unter den 29 angeführten Arten waren 12 auch in der Weißenbach-Gosau anzutreffen, u. zw. gerade zahlreiche stratigraphisch wertvolle Arten, wie Globotruncanen, *Stensiöina exsculpta* (Rss.), *Vaginulina gosae* (Rss.) u. a. Zum Vergleich seien die acht Arten (Unterarten) von *Globotruncana* aus Ortenburg angeführt:

- Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ.
- Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.)
- Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI
- Globotruncana canaliculata* (Rss.)
- Globotruncana marginata* (Rss.)
- Globotruncana globigerinoides* BROTZ.
- Globotruncana concavata* BROTZ.
- Globotruncana ventricosa* WHITE.

Die gesamte Globotruncanen-Fauna ist auch schon aus dem Coniac, und, wie HAGN selbst schreibt, außer *Gl. ventricosa* auch bereits aus dem Turon bekannt. Als Unterschied zum Coniac kann nur das Fehlen von Arten mit noch älterem Entwicklungsoptimum angeführt werden, wie z. B. die in der Weißenbach-Gosau vorhandene *Globotruncana sigali-schneegansi* und *Gl. lapparenti angusticarinata*. Ferner wird die in der Begleitfauna

vorhandene *Gümbelina deflaensis* SIGAL als Leitform des bayrischen Santon hervorgehoben. Das Fehlen von *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.) und *Gaudryina rugosa* d'ORB. in der Fauna von Ortenburg ist aber nicht, wie HAGN 1955 anführte, typisch für tiefes Santon, da diese Arten mehr auf das höhere beschränkt seien; jetzt wurden diese Arten auch im Coniac angetroffen.

Auch der Vergleich mit den Globotruncanen-Faunen aus dem Coniac von Nordafrika, die J. SIGAL 1952 und F. DALBIEZ 1955 beschrieb, gibt in vielem gute Übereinstimmungen. J. SIGAL hatte an charakteristischen Globotruncanen-Arten für den Abschnitt Turon-Coniac in Algerien folgende hervorgehoben: *Gl. sigali*, *Gl. schneegansi*, *Gl. coronata*, *Gl. angusticarinata*, *Gl. asymmetrica* (= *Gl. concavata* oder *ventricosa*), *Gl. lapparenti* und *Gl. fornicata* — also eine unserer Globotruncanen-Fauna recht ähnliche Gruppierung.

Aus dem außeralpinen Bereich wurde erst jüngst (1957) durch J. H. ZIEGLER eine Mikrofauna des Coniac beschrieben. Sie stammt aus dem Cardienton der Oberpfalz. Zwei Faziesbereiche ließen sich unterscheiden, in denen der eine vorwiegend Sandschaler, der andere eine Foraminiferenfauna aus grobschaligen Sand- und Kalkschalern lieferte. Da es sich um eine Fauna aus einem stellenweise verbrackten Meer mit nur eng begrenztem stärkerem marinem Einfluß handelte, ist von vornherein keine Identität mit alpinen Faunen zu erwarten. Dennoch stellen sich zahlreiche gemeinsame Arten ein, darunter charakteristische Formen wie *Ammomarginulina texana* (CUSH.), *Spiroplectammina praelonga* (Rss.), *Vaginulina gosae* (Rss.), *Stensiöina exsculpta* (Rss.) und eine typische Globotruncanen-Gruppe mit *Gl. globigerinoides* BROTZ., *Gl. lapparenti coronata* BOLLI, *Gl. lapparenti angusticarinata* GAND. und *Gl. marginata* (Rss.).

Aus Polen, und zwar aus der Umgebung von Krakau, liegt aus neuester Zeit eine Beschreibung einer unteren Foraminiferenfauna vor (S. LISZKA 1955). Besonders unter den Sandschalern (*Verneuilina*, *Tritaxia*, *Gaudryina*) und den Rotaliden trifft man eine größere Anzahl von Arten des Coniac wieder. Von den 82 bestimmten Arten stimmen aber nur 23 mit jenen aus der Gosau des Weißenbachtals überein. Die Begründung hierfür liegt aber nicht nur in der anderen Fazies und dem nicht genau übereinstimmenden Niveau, sondern auch in der verschiedenen Artfassung in etlichen Fällen (etliche Lenticulinen, *Marginulina trilobata*, *Lagena isabella*, *Gavelinella ammonoides*). So wie hier ist daher der zahlenmäßige Vergleich der Artenzahlen oft trügerisch, wenn Vergleichsproben oder die entsprechenden Abbildungen fehlen.

Gute Beziehungen bestehen natürlich auch noch zu den nächstälteren Faunen, wie sie z. B. A. E. REUSS 1845 aus der „Böhmischen Kreide“ (Turon) beschrieb, Vergleichsmöglichkeiten auch zu der von F. BROTZEN 1936 monographisch beschriebenen jüngeren Foraminiferenfauna aus dem „Untersten Senon von Erksdal in Schonen“ (Mittelsanton). Zu dieser Fauna allerdings, die ja aus einer anderen Provinz stammt, sind die Beziehungen schon deutlich geringer als zu gleich jungen Faunen aus dem alpinen Bezirk: Von den 128 artlich bestimmten schwedischen Formen waren nur 19 auch im Coniac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals vorhanden.

## Spezieller Teil — Beschreibung der Foraminiferen

## SACCAMMINIDAE

*Lagenammina* RHUMBLER, 1911*Lagenammina pyriformis* TAPPAN, 1940

Taf. VI, Fig. 1—2

1892 *Reophax ampullacea* CHAPMAN (non BRADY 1884), Journ. Roy. Micr. Soc. 1892, S. 320, T. 5, F. 2ab1940 *Lagenammina pyriformis* TAPPAN, J. Pal., 14, 1940, S. 94, T. 14, F. 1ab, 2

Diese Art unterscheidet sich, wie bereits H. TAPPAN ausführte, durch ihre Form, den Basaldorn und den glatten Hals von der ähnlichen Art *L. laguncula* RHUMBLER. Die Schale ist zweischichtig, außen sandig agglutiniert, die Innenschicht nach TAPPAN chitinös, bei den vorliegenden Exemplaren aber kalkig, in Salzsäure aufbrausend.

Bisherige Vorkommen: Unterkreide von Europa (Gault v. Folkestone) und N-Amerika (Grayson-Formation).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

## SPIRILLINIDAE

*Spirillina* EHRENBERG, 1843*Spirillina cretacea* (REUSS), 1845

Taf. VI, Fig. 3, 4

v 1845 *Operculina cretacea* REUSS, I. Abt., S. 35, T. 13, F. 64, 651860 *Cornuspira cretacea* REUSS, Rss., S. 177, T. 1, F. 1non 1899 *Cornuspira cretacea* Rss., EGGER, S. 18, T. 22, F. 1, 2non 1928 *Cornuspira cretacea* Rss., FRANKE, S. 16, T. 1, F. 221946 *Ammodiscus cretaceus* (Rss.), CUSH., S. 17, T. 1, F. 351946 *Ammodiscus cretaceus* (Rss.), SCHIJFSMA, S. 26, T. 6, F. 11951 *Ammodiscus incertus* (d'ORB.), NOTH, S. 271953 *Ammodiscus cretaceus* (Rss.), HAGN, S. 4, T. 1, F. 31955 *Ammodiscus cretaceus* (Rss.), LISZKA, S. 167, T. 12, F. 11956 *Ammodiscus cretaceus* (Rss.), KÜPPER, S. 286.

Relativ regelmäßige, eng gewundene Röhre aus Kieselsubstanz (HCl-Probe), bildet eine kreisförmige bis elliptische, dünne Schale, die gegen das Zentrum zu dünner wird. Regelmäßige Größenzunahme der Umgänge gegen außen, der letzte erscheint ein wenig, aber nicht stark breiter, da die Umgänge leicht umgreifen.

In zahlreichen älteren Arbeiten ist die Meinung vertreten, daß *Spirillina cretacea* ein Kalkschaler sei und sich so von der als Sandschaler gedachten *Spirillina incerta* (d'ORB.) unterscheidet (z. B. FRANKE 1928). Am Originalmaterial von REUSS konnte nun überprüft werden, daß REUSS ebenfalls Sandschaler vorlagen, von Salzsäure nicht angreifbar. In der Beschreibung von *Operculina incerta* aus dem rezenten Meeressand von Kuba durch d'ORBIGNY ist die Schalensubstanz nicht erwähnt. Erst die Überprüfung seiner Originale könnte eine Identität der Formen erweisen.

Von *Spirillina gaultina* (BERTH.) unterscheidet sich die vorliegende Art durch die regelmäßige Anordnung der Windungen und das Fehlen eines glomospiren, aufgeblähten Teiles im Zentrum.

Der Gattungsname *Ammodiscus* REUSS stellt ein jüngeres Synonym von *Spirillina* EHRENBERG dar. Zur Kennzeichnung dieser Art hatte EHRENBERG 1843 in klarer Weise auf die kieselige Beschaffenheit der Gehäuse hingewiesen, worauf auch jüngst E. KRISTAN (Jb. Geol. B. A. Wien, 100, S. 274) aufmerksam gemacht hatte.

Bisherige Vorkommen: Gault bis Senon von Europa, Austin-Navarro von N-Amerika. Österreich: Oberkreidefysch und Helvetikum-Senon (NOTH 1951), Maastricht des Gosaubeckens (KÜPPER 1956).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 10 ss.

#### AMMODISCIDAE

*Glomospira* RZEHAČ, 1888

*Glomospira gordialis* (JONES & PARKER), 1860

Taf. VI, Fig. 5

1860 *Trochammina squamata gordialis* JONES & PARKER, Quart. J. Geol. Soc. Lond., 16, S. 304

1951 *Glomospira gordialis* (J. & P.), NOTH, S. 28

1951 *Glomospira gordialis* (J. & P.), BARTENSTEIN & BRAND, S. 267, T. 1, F. 15, 16

1957 *Glomospira gordialis* (J. & P.), J. ZIEGLER, S. 67

Das kleinwüchsige Gehäuse besteht, abgesehen vom Proloculum, nur aus einer unregelmäßig gewundenen, glatten Röhre.

Bisherige Vorkommen: Lias-Gegenwart. Österreich: Oberkreide der Flyschzone und des Helvetikums (NOTH, 1951), Maastricht (Obere Nierentaler Schichten) des Gosaubeckens (GANSS & KNIPSCHER 1954).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 7 s, 8 ss.

#### LITUOLIDAE

*Ammobaculites* CUSHMAN, 1910

*Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEXANDER, 1930

Taf. VI, Fig. 6, 7

1930 *Ammobaculites subcretacea* CUSH. & ALEX., Cont. Cush. Lab. Foram. Res., 6, S. 6, T. 2, F. 9, 10

1928 *Ammobaculites agglutinans* (d'ORB.), FRANKE, S. 168, T. 15, F. 13

1946 *Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX., CUSH., S. 23, T. 3, F. 18—20

1951 *Ammobaculites agglutinans* (d'ORB.), BARTENSTEIN & BRAND, S. 269, T. 2, F. 29—31

1951 *Ammobaculites agglutinans* (d'ORB.), NOTH, S. 30

1952 *Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX., BARTENSTEIN, S. 319, T. 1, F. 8; T. 2, F. 1—9; T. 7, F. 11

v 1956 *Ammobaculites agglutinans* (d'ORB.), KÜPPER, S. 289

1957 *Ammobaculites rectus* (BEISSEL), HOFKER, S. 21, Abb. 4 a—c, non d—e

Sandschaler mit deutlichem, auch von außen kenntlichem spiraligem Anfangsteil, spätere Kammern geradlinig angeordnet, die letzte Kammer gegen die Spitze hin etwas vorgezogen. Gehäuse leicht seitlich kompreß. Kammergrenzen schwach eingesenkt. Mündung auf der Spitze der letzten

Kammer länglich-oval, senkrecht zur Abflachungsebene der Schale. Kammern nicht untergegliedert, glockenförmig übergreifend, wie im Schliff ersichtlich ist.

Diese seit Lias vorhandene Art ist in verschiedenen Niveaus der Kreide nicht selten. Sie wurde bisher meist mit der ähnlichen, aus dem Untertorton des Wiener Beckens von d'ORBIGNY beschriebenen Art identifiziert. BARTENSTEIN hat die Unterschiede 1952 dargelegt und die Notwendigkeit der Abtrennung der Kreide-Jura-Formen nachgewiesen. Gegenüber den bei BARTENSTEIN abgebildeten Formen treten bei den Exemplaren im vorliegenden Material ovale statt runde Öffnungen auf. Der bei BARTENSTEIN abgebildete Längsschliff scheint nicht median zu liegen, da die Kammeröffnung nicht getroffen worden war, außerdem die Kammergrenzen geradlinig erscheinen. J. HOFKER hat 1957 zu Unrecht Exemplare der besprochenen Art aus dem Obersanton von Lehrte zu *Reophax recta* (BEISSEL) gestellt.

Bisherige Vorkommen: Lias bis Oberkreide. Österreich: Coniac od. Santon des Gosaubeckens (KÜPPER 1956), Senon des oberösterr. Helvetikums (NOTH 1951).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 s, 7 s, 9 s.

*Ammobaculites aequalis* (ROEMER), 1841

Taf. VI, Fig. 8—12

1841 *Spirolina aequalis* ROEMER, S. 98, T. 15, F. 27

non *Haplophragmium aequale* ROEMER, REUSS, 1860, S. 218, T. 11, F. 2—3

1863 *Haplophragmium aequale* ROEMER, REUSS, S. 29, T. 1, F. 1—7

1952 *Haplophragmium aequale* (ROEMER), BARTENSTEIN, S. 325, T. 1, F. 2, 11, T. 2, F. 17—26; T. 3, F. 1—6; T. 6, F. 6—8; T. 7, F. 1—2

non *Haplophragmium aequale* (ROEMER), HOFKER 1957, S. 24, Abb. 6—8.

Sandschale mit nicht oder schwach vorragendem Spiralteil und überwiegendem gestrecktem Teil. Spiralteil leicht unregelmäßig gerollt (Taf. VI, Fig. 10, 12), nicht oder kaum seitlich kompreß. Auch der gestreckte Teil ist nicht wie bei *Ammobaculites subcretaceus* seitlich abgeflacht, sondern weist kreisförmigen Querschnitt auf. Kammerzahl recht variabel. Kammergrenzen leicht eingesenkt. Öffnung oval bis spaltförmig. Der pseudo-labyrinthische Wandbau, der besonders bei dieser Art von H. BARTENSTEIN (1952) hervorgehoben worden und als wesentliches, für die generische Zuordnung auswertbares Merkmal angesehen worden war, hat sich nach J. ZIEGLER 1959 nur als eine bestimmte Form des Erhaltungszustandes herausgestellt. Durch den Schliff erkennt man den relativ geschlossenen, glockenförmigen Kammerhohlraum, der in die zentrale, endständige Öffnung mündet, daneben aber auch eine schwach dendritische Auflösung der Kammerinnenwände, besonders bei den jüngsten Kammern. Die von J. HOFKER 1957 als *Haplophragmium aequale* abgebildeten und beschriebenen Formen gehören nach Kammerbau, Mündungs- und Gehäuseform nicht zur besprochenen Art.

Bisherige Vorkommen: In der Unterkreide Mitteleuropas weit verbreitet.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 s.

*Haplophragmoides* CUSHMAN, 1910  
*Haplophragmoides latidorsatum* (BORNEMANN), 1855

Taf. VI, Fig. 13, 14

- 1855 *Nonionina latidorsata* BORNEMANN, Z. Dt. Geol. Ges., 7, S. 339, T. 16, F. 4 a, b  
 non *Haplophragmium latidorsatum* BRADY, 1884, Rep. Voy. Challenger, Zool., 9, S. 307, T. 34, F. 7, 8, 10, 14?  
 1892 *Haplophragmium latidorsatum* BORNEM., CHAPM., S. 5, F. 12 a, b  
 1928 *Haplophragmium latidorsatum* BORNEM., FRANKE, S. 170, T. 15, F. 17.

Symmetrisch gerollte Sandschale mit sehr schwach gelapptem Umriß, involut, ziemlich dick, 7—9 Kammern im letzten Umgang. Die Öffnung ist nicht sichtbar. Wie der Schliff zeigt, liegt sie nahe der Kammerbasis. Über die Öffnung wurde von BORNEMANN nichts berichtet, von späteren Autoren wird eine mehr-weniger lange Spalte oder ein Loch als Öffnung an der Kammerbasis angegeben.

Die Unterschiede von *H. latidorsatum* und der rezenten Art *Haplophragmoides subglobosum* G. O. SARS hob CUSHMAN bereits 1910 hervor (Bull. U. S. Nat. Mus., Wash., 71, S. 105): Die rezente Art besitzt viel breitere, niedrigere Kammern und weist dadurch ein globoseres Aussehen auf.

Bisherige Vorkommen: Unterkreide bis Oligozän von Europa.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 4 ss, 5 ss, 6 ss.

*Ammomarginulina* WIESNER, 1931  
*Ammomarginulina texana* (CUSHM.), 1933

Taf. VII, Fig. 1—2

- 1933 *Ammobaculites texana* CUSH., Contr. Cush. Lab. For. Res., 9, S. 50, T. 5, F. 3  
 1946 *Ammobaculites texanus* CUSH., S. 23, T. 3, F. 22, 23  
 1957 *Ammomarginulina tillmanni* ZIEGLER, S. 68, T. 1, F. 1 a—c

Die vorliegenden Exemplare stimmen in den wesentlichen Zügen mit der von CUSHMAN abgebildeten und beschriebenen Art überein. Abweichend ist nur die Größe der Schale, die bei den meisten Exemplaren einen Durchmesser um 0,5 mm aufweist, also wesentlich hinter dem von CUSHMAN angegebenen Maß zurückbleibt. Die aus relativ groben Sandkörnern aufgebaute Schale ist sehr stark seitlich abgeflacht, äußerlich ist die Kammergliederung durch den schwach gelappten Umriß nur an etlichen Schalen kenntlich, kaum z. B. bei dem abgebildeten Exemplar. Bei Durchleuchtung erkennt man (Taf. VII, Fig. 2) die ungegliederten, rechteckigen oder parallel-epipedischen Kammern, im letzten Umgang 7, die mehr oder weniger rasch an Größe zunehmen — im letzten Umgang auf das Doppelte oder Dreifache ihrer Länge. Da gerade dieses Merkmal, das nicht nur bei der Durchleuchtung, sondern auch im rundlichen oder ovalen Schalenumriß zum Ausdruck kommt, ziemlich variiert, kann der Abtrennung und artlichen Neubenennung der Formen mit schnellerer Kammerngrößenzunahme als *A. tillmanni* ZIEGLER nicht zugestimmt werden. Wie die durchleuchteten Exemplare erkennen lassen, liegt die Kammernverbindung bzw. die Mündung sehr nahe dem Innenrand der Kammervorderwand und rückt bei

den späteren Kammern etwas vom Innenrand ab. Formen mit gestrecktem gekammertem Teil kommen im untersuchten Material nicht vor, so daß ohne Berücksichtigung von Vergleichsmaterial auch die Gattung *Haplophragmoides* zur Einordnung dieser Art in Frage käme. Als eines der Hauptmerkmale der 1931 neu aufgestellten Gattung *Ammomarginulina* hatte aber WIESNER die stark abgeplattete Form der Gehäuse angeführt. J. ZIEGLER (1959, 109) erachtet ebenso wie T. BARNARD (1950) *Ammomarginulina* WIESNER nur als jüngeres Synonym zu *Ammobaculites* CUSHMAN.

Bisherige Vorkommen: Coniac von Europa, Taylor von N-Amerika. Fundstelle im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 s.

*Lituola* LAMARCK, 1804

*Lituola irregularis* (ROEMER), 1841

Taf. VII, Fig. 3—4

1841 *Spirolina irregularis* ROEMER, S. 98, T. 15, F. 29

1854 *Spirolina irregularis* ROEMER, Rss., S. 68

1860 *Haplophragmium irregulare* ROEMER, Rss., S. 219, T. 10, F. 9; T. 11, F. 1

1928 *Haplophragmium irregulare* ROEMER, FRANKE, S. 169, T. 15, F. 14

1952 *Lituola irregularis irregularis* (ROEMER), BARTENSTEIN, S. 321, T. 1, F. 4, 7, 12; T. 3, F. 10—24; T. 4, F. 1—3.

Im untersuchten Material überwiegen Gehäuse mit dominierender Spira und kurzem oder fehlendem gestrecktem Teil, ferner besonders Formen, bei denen die Spira sehr unregelmäßige Aufrollung zeigt. In Probe 7 erscheinen nur großwüchsige Exemplare mit 2 mm Durchmesser mit weitgehend reduziertem gestrecktem Teil. H. BARTENSTEIN wies 1952 auf die Schwierigkeit der Abtrennung dieser Art von der morphologisch sehr ähnlichen *Lituola grandis* (Rss.) hin. J. ZIEGLER hatte 1959 als klares Unterscheidungsmerkmal für diese beiden Arten die verschiedene Zahl der Mündungsöffnungen angeführt: *Lituola grandis* weist nach ZIEGLER 18 bis 22 Mündungsöffnungen auf, *L. irregularis* nach BARTENSTEIN (1952) 2—8. Bei den vorliegenden Formen sind im allgemeinen 4—5 Mündungsforamina zu beobachten.

Bisherige Vorkommen: Coniac bis Campan Mitteleuropas. Österreich: Untere Gosau des Edelbach- (Coniac) und Wegscheidgrabens (REUSS, 1854).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ns, 3 h, 5 ss, 6 ns, 7 ns, 8 s, 9 ns, 10 ss.

*Lituola nautiloidea* LAM., 1804

Taf. VII, Fig. 5—8

1804 *Lituolites nautiloidea* LAM., Ann. Paris. Mus. Nat. Hist. Nat., 13, Tom. 5, S. 243; 1806, Tom. 8, T. 62, F. 12

1860 *Lituola nautiloidea* LAM., Rss., S. 76, T. 10, F. 5—8

1899 *Lituola nautiloidea* LAM., EGGER, S. 137, T. 3, F. 19, 20

1928 *Lituola nautiloidea* LAM., FRANKE, S. 173, T. 15, F. 20, 21

1952 *Lituola nautiloidea* LAM., BARTENST., T. 6, F. 1—3.

Sandschaler mit spiralgem Anfangsteil und verschieden langer gerader Kammernreihe. Schale feinsandig bis mittelgrob agglutiniert. Die Spira ist deutlich, äußerlich sind durchschnittlich 8 Kammern zu erkennen, die

durch leicht eingesenkte Nähte markiert sind. Im geraden Teil Kammernquerschnitt kreisrund, die Kammern niedrig, doch etwas höher als beim Typus. Die niedrigen Kammern sind für diese Art charakteristisch. Innenraum der Kammern durch Wandvorsprünge unterteilt. Siebförmige Öffnung.

Bisherige Vorkommen: Turon bis Obersenon von Europa.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ns, 3 h, 4 h, 6 ss, 8 s, 9 ns, 10 ss.

*Triplasia* REUSS, 1854

*Triplasia murchisoni* REUSS, 1854

Taf. VII, Fig. 9; Taf. VIII, Fig. 1—3

1854 *Triplasia Murchisoni* REUSS, S. 65, T. 25, F. 1, 2

1891 *Haplophragmium Murchisoni* REUSS, BEISSEL, S. 15, T. 4, F. 1—10

1899 *Triplasia Murchisoni* REUSS, EGGER, S. 42, T. 15, F. 24

1955 *Triplasia murchisoni* REUSS, BARTENSTEIN, Pal. Z. 29, S. 173, T. 20, F. 6, 7 a, b, 8

v 1956 *Triplasia murchisoni* REUSS, KÜPPER, S. 289

non *Flabellamina murchisoni* (Rss.), HOFKER, 1957, S. 30, Abb. 13—18.

Die allgemein seltene Art, die nur in der alpinen Oberkreide häufig auftritt, ist durch die geradlinige Anordnung der Kammern, die sich gegen unten verschieden rasch zu einer Spitze verjüngende Sandschale, den meist dreiseitigen Querschnitt mit stark eingebuchteten Seitenflächen, die endständige, manchmal auf etwas vorgezogenem Kammerende befindliche Mündung charakterisiert. Trotz des reichen Materials konnte bei dieser Art kein Exemplar mit Spiralteil beobachtet werden.

Der überwiegende Teil der Exemplare ist dreiflügelig, daneben trifft man aber in Probe 5 auch vierflügelige Formen an, bei denen allerdings der vierte Flügel noch nicht vollkommen entwickelt ist (Taf. VII, Fig. 3; Taf. VIII, Fig. 3). Sie dokumentieren augenscheinlich den Übergang von der dreiflügeligen zur vierflügeligen Form mit quadratischem Querschnitt. Durch MAJZON waren 1948 die vierflügeligen Typen dieser Sandschaler als „*Centenaria*“, durch BARTENSTEIN & BRAND 1949 als „*Tetraplasia*“ zu einer eigenen Gattung erhoben worden. Hier erkennt man, daß der Unterschied nicht einmal eine artliche Trennung, geschweige die Aufstellung einer neuen Gattung rechtfertigt. Bereits REUSS hatte in Erweiterung seiner ursprünglichen Gattungsdiagnose von *Triplasia* auch die Arten mit quadratischem Querschnitt in die gleiche Gattung einbezogen (1860), die er allerdings *Rhabdogonium* nannte. Verbindlich bleibt aber nur der Erstname *Triplasia*. A. LOEBLICH & H. TAPPAN schreiben 1953, daß auch im amerikanischen Material bei verschiedenen Arten dieser Gattung stets auch Formen mit quadratischem Querschnitt auftreten. Der Genotyp der Gattung konnte damals nicht untersucht werden, die Autoren vermuteten aber, daß auch hier quadratische Formen existieren würden. Nun konnten sie gefunden werden. Im gleichen Sinne betonte J. ZIEGLER 1959, daß die Gattung *Tetraplasia* einzuziehen sei.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide Europas, besonders im alpinen Bereich (Coniac — Untermaastricht). Österreich: Untere Gosau des Edlbachgrabens (Coniac) und Wegscheidgrabens bei Gosau (Rss., 1854). Untere

Gosau des Edlbachgrabens und Grabenbachgrabens im Gosaubecken (Material KÜPPER, 1956).

In allen Fundpunkten des Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals häufig außer in Punkt 10 (s).

*Triplasia beisseli* (MARIE), 1941

Taf. VIII, Fig. 4 a—c

- 1891 *Haplophragmium murchisoni* (RSS.) BEISSEL (non Reuss 1854), S. 15, T. 4, F. 1—10  
 1928 *Ammobaculites murchisoni* BEISSEL, FRANKE, S. 165, T. 15, F. 5  
 1941 *Frankeina Beisseli* MARIE, S. 23, T. 2, F. 12 a—c  
 1952 *Triplasia beisseli* (MARIE), LOEBLICH & TAPPAN, S. 32, T. 5, F. 18 bis 20 b; Textabb. 1—10.

Sandschale, grob agglutiniert. Anfangsteil annähernd planspiral gerollt, der gerade, gestreckte, jüngere Teil mit vierkantigem Querschnitt überwiegt weitaus. Die horizontale Kammerteilung äußerlich unkenntlich. Leicht ausgehöhlte Seitenflächen, die vier Kanten gerundet. Knapp unter der Mündung bei dem einen vorhandenen Exemplar Übergang zu dreikantigem Querschnitt.

Die Gehäuse dieser Art sind gegenüber den zusammen damit vorkommenden Schalen von *Triplasia murchisoni* dicker, die Flügel sind bei weitem nicht so schlank. Die ähnliche *Triplasia cushmani* (A. & S.) aus dem amerikanischen Senon ist etwas schmaler und gröber agglutiniert.

Bisherige Vorkommen: Coniac-Campan von Mittel- und Westeuropa. Österreich: Unteres Obercampan (Obere Gosau) des Vd. Glaselbachgrabens im Gosaubecken (HAGN 1957, 13).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss.

TEXTULARIIDAE

*Spiroplectammina* CUSHMAN, 1927

*Spiroplectammina praelonga* (REUSS), 1845

Taf. IX, Fig. 1—3

- 1845 *Textularia praelonga* REUSS, 1. Abt., S. 39, T. 12, F. 14 a, b, c  
 1854 *Textularia praelonga* REUSS, S. 72, T. 26, F. 8  
 1928 *Spiroplecta praelonga* REUSS, FRANKE, S. 149, T. 13, F. 20  
 v 1956 *Textularia praelonga* REUSS, KÜPPER, S. 291  
 1957 *Textularia praelonga* REUSS, ZIEGLER, S. 69.

Die im vorliegenden Material enthaltenen Exemplare gleichen z. T. völlig dem von REUSS abgebildeten und beschriebenen Typus. Die schmale, lange, scharfwinkelige Sandschale läßt bei nicht korrodierten Exemplaren (Taf. IX, Fig. 1) eine kleine, aber deutliche Spira am Unterende erkennen, so daß die Zuordnung zur Gattung *Spiroplectammina* gesichert ist. Die Kammerwände bei den jüngsten Kammern sind stark eingefallen, die Suturen sind verdickt und springen vor, ebenso ragt die gezackte Mittellinie vor. Der scharfe Rand ist im jüngeren Teil der Gehäuse gekerbt. Neben langen, schlanken Formen kommen auch etwas breitere, kürzere Exemplare vor.

Bisheriges Auftreten: Cenoman — Santon von Europa. Die von EGGER aus der bayrischen Oberkreide abgebildete Art ist nicht mit der besprochenen Art ident. Auch das von CHAPMAN aus dem Gault von Folkestone wieder-gegebene Exemplar muß nicht zu *Sp. praelonga* gestellt werden.

Österreich: Untere Gosau des Wegscheidgrabens im Gosaubecken (Rss. 1854), Coniac/Santon des Grabenbaches im Gosaubecken (KÜPPER 1956).

Fundstellen im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 4 ns, 5 s, 6 ss, 7 s, 8 h, 9 s.

*Spiroplectammina baudouiniana* (d'ORB.), 1840

Taf. IX, Fig. 4—5

- 1840 *Textularia Baudouiniana* d'ORB., S. 46, T. 4, F. 29, 30  
 1845 *Textularia anceps* REUSS, I. Abt., S. 39, T. 13, F. 78 a, b; non T. 8, F. 79 a, b  
 1899 *Textularia Baudouiniana* d'ORB., EGGER, S. 24, T. 2, F. 10—11  
 1928 *Textularia baudouiniana* d'ORB., FRANKE, S. 135, T. 12, F. 12 a, b  
 1932 *Spiroplectammina laevis* (ROEM.) var. *cretosa* CUSH., Contr. Cush. Lab. For. Res., 8, Tl. 4, No. 124, S. 87, T. 11, F. 3 a, b  
 1941 *Textularia Baudouiniana* d'ORB., MARIE, S. 63, T. 2, F. 21 a, b  
 1946 *Spiroplectammina laevis* (ROEM.), CUSH. var. *cretosa* CUSH., CUSH., S. 27, T. 6, F. 1 a, b—3 a, b  
 non *Spiroplectammina baudouiniana* (d'ORB.), CUSH. 1946, S. 27, T. 5, F. 12  
 1953 *Textularia baudouiniana* d'ORB., BARNARD & BANNER, S. 183, Textabb. 5 G, H, I  
 1953 *Spiroplectammina laevis* (ROEM.) var. *cretosa* CUSH., HAGN, S. 9, T. 1, F. 10  
 1955 *Spiroplectammina baudouiniana* (d'ORB.), LISZKA, S. 171  
 1957 *Spiroplectammina baudouiniana* (d'ORB.), HOFKER, S. 60, Textabb. 57 a, b.

Kleinwüchsige *Spiroplectammina*-Art mit kleinem, aber von außen gut kenntlichem spiraligem Initialteil, der die Zugehörigkeit zu dieser Gattung erweist. Der zweizeilige Teil nimmt relativ rasch an Breite zu. Breitezunahme aber etwas variabel. Rhombischer Schalenquerschnitt. Seltener sind Gehäuse mit schwach konkaven Seitenfläche, bei denen die gewinkelte Außenkante etwas stärker betont ist. Kammernähte verstärkt und erhaben. Die gewinkelte Außenkante setzt auch am letzten Kammerpaar fort, wodurch die rhombische Aufsicht entsteht.

Gerade am vorliegenden Material erkennt man klar die Zusammengehörigkeit der als *Spiroplectammina baudouiniana* (d'ORB.) und *Sp. laevis cretosa* (CUSH.) bezeichneten Formen: Die Übergänge der beiden von verschiedenen Autoren verschieden gefaßten „Arten“ sind vorhanden: Das etwas raschere oder langsamere Anwachsen der Schalenbreite, die konkaven bis geraden Flanken und die leicht variierende Schrägstellung der Kammern berechtigt keineswegs zur Abtrennung einer neuen Art. Die meisten der mir vorliegenden Exemplare sind völlig ident mit den von CUSHMAN 1946 und HAGN 1953 abgebildeten Formen, die restlichen zeigen in Übergängen

die von d'ORBIGNY hervorgehobene Eigenart der leicht konkaven Seitenflächen und eine schlanke Form, die der *Sp. baudouiniana* entspricht.

HOFKER hatte 1957 *Textularia anceps* REUSS 1860 (non 1845) als eigene Art abgetrennt aufrecht erhalten, auf Grund der gegenüber *Sp. baudouiniana* schlankeren, schmäleren, schärfer gewinkelten Schale. Dies mag berechtigt sein. Die von REUSS 1845 dargestellte Form ist sicher mit *Sp. baudouiniana* (d'ORB.) ident. Die von ROEMER 1841 beschriebene *Spiroplectammina laevis* aus der norddeutschen Kreide ist durch den breit-ovalen Querschnitt, auf den schon ROEMER verwies, von *Sp. baudouiniana* getrennt zu halten.

Bisherige Vorkommen: Obercenoman?, Turon—Obermaastricht von Europa, Austin—Navarro von N-Amerika. Österreich: Oberstes Cenoman des Lidringgraben, Oberöst. (NOTH, 1951, S. 12).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ss, 6 ss, 7 ss, 9 ss.

*Bigenerina* d'ORBIGNY, 1826

*Bigenerina* sp.

Taf. IX, Fig. 6

Ausschließlich in Probe 10 waren in nicht geringer Zahl Exemplare der Gattung *Bigenerina* vorzufinden. Die Gehäuse bestehen aus einem äußerlich allgemein undeutlich gegliederten größeren Abschnitt mit zweizeiliger, alternierender Kammeranordnung mit leicht kantengerundetem, rechteckigem Querschnitt, auf den bei etlichen Exemplaren noch ein einzeliger Teil mit Kammern mit gerundetem Querschnitt folgt. Beim Durchleuchten erkennt man die regelmäßige paarige Kammeranordnung im zweizeiligen Teil bis zur Spitze. Bis zu zehn Kammerpaare sind sichtbar. Der einzeilige Abschnitt ist schmaler und allgemein kurz. Er fehlt auch häufig, so daß dann nur das Textularienstadium erreicht wird. Die Schale ist grobsandig agglutiniert.

VERNEUILINIDAE

*Verneuilina* d'ORBIGNY, 1840

*Verneuilina münsteri* REUSS, 1854

Taf. IX, Fig. 7—8

1854 *Verneuilina Münsteri* REUSS, S. 71, T. 26, F. 5 a—c

1928 *Verneuilina triquetra* v. MÜNSTER, FRANKE (non Münster), S. 136, T. 12, F. 13 a, b

v 1956 *Tritaxia münsteri* (REUSS), KÜPPER, S. 291.

Diese Art unterscheidet sich von der hier mit ihr gemeinsam vorkommenden *Tritaxia tricarinata* (Rss.) durch die textularienartige Mündung an der Basis der letzten Kammer, durch die nur schwach konkaven Seitenflächen und durch die leicht vorragenden, verdickten Kammergrenzen. Im allgemeinen nimmt die Schale gegen den jüngeren Teil hin gleichmäßig an Breite zu, nur die letzte Kammerreihe übertrifft oft die vorige nicht an Breite. Die letzte Kammerreihe ist auf der Mündungsfläche stark abgeflacht und scharfrandig abgesetzt. Fig. 8 (Taf. IX) zeigt ein Exemplar mit sehr kleiner Mündungsfläche. Die Identifizierung unserer Art mit

*Verneuilina triquetra* (MSTR.) aus dem norddeutschen Jungtertiär ist auf Grund der schlechten Originalbeschreibung und Abbildung unmöglich.

Bisherige Vorkommen: Turon—Obersenon von Mitteleuropa. Österreich: Oberturon von Leitersdorf (KARRER 1870), Coniac des Edelbachgrabens im Gosaubecken (RSS., 1854), Coniac/Santon des Grabenbachgrabens im Gosaubecken (KÜPPER 1956).

Fundstellen im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ss, 6 h, 7 ns, 8 ns, 9 ns.

*Tritaxia* REUSS, 1860

*Tritaxia tricarinata* (REUSS), 1844

Taf. IX, Fig. 9

1844 *Textularia tricarinata* REUSS, II, Bd. 2, S. 215

1845 *Textularia tricarinata* REUSS, RSS., I. Abt., S. 39, T. 8, F. 60 a, b

1850 *Verneuilina dubia* REUSS, RSS., S. 24, T. 4, F. 3 a—c

1860 *Tritaxia tricarinata* REUSS, RSS., S. 228, T. 12, F. 1, 2

1928 *Tritaxia tricarinata* REUSS, FRANKE, S. 137, T. 12, F. 17 a—c

1953 *Tritaxia tricarinata* (REUSS), HAGN, S. 13, T. 1, F. 13

1957 *Tritaxia tricarinata* (REUSS), HOFKER, S. 67, Abb. 67.

Gehäuselänge varriert stark. Es erscheinen auch sehr kurze Formen, breiter als hoch; die gestreckten Formen dominieren aber. Diese sind beiderseits zugespitzt. Kammernanordnung dreizeilig, letzte Kammer mehrweniger endständig mit runder, zentraler Mündung. Schalenquerschnitt dreieckig, Seiten konkav. Durch Vorherrschen des Zementes erhält die Schale glänzendes, glattes Aussehen. Nähte von außen kenntlich, schwach eingesenkt.

Bisherige Vorkommen: Cenoman—Obersenon von Mitteleuropa; Oberturon bis Untersanton von England.

Österreich: Unteres Obercampan des Gosaubeckens (HAGN, 1957, 13).

Fundstellen im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ns, 3 s, 4 h, 5 h, 6 h, 7 ss, 8 ns, 9 ss, 10 ss.

*Gaudryina* d'ORBIGNY, 1839

*Gaudryina pyramidata* CUSHMAN, 1926

Taf. IX, Fig. 10—11

1926 *Gaudryina laevigata* FRANKE var. *pyramidata* CUSH., Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 10, S. 587, T. 16, F. 8 a, b

1937 *Gaudryina* (*Pseudogaudryina*) *pyramidata* CUSH., CUSH., C. Lab. For. Res., Sp. Pub., 7, S. 87, T. 12, F. 13

1946 *Gaudryina* (*Pseudogaudryina*) *pyramidata* CUSH., CUSH., S. 36, T. 8, F. 14

1956 *Gaudryina pyramidata* CUSH., SAID & KENAWY, S. 124, T. 1, F. 26.

Sandschale mit glänzender Oberfläche. Anfangsteil dreizeilig, später zweizeilige Kammernanordnung. Dreikantig, etliche Exemplare im jüngeren Teil unregelmäßig vierseitig. Gewinkelt. Oberfläche der beiden letzten Kammern zu den Seitenflächen klar abgesetzt, leicht gewölbt. Auf den beiden breiteren Längsseiten der Schale sind die verzahnten Grenzen der beiden wechselständigen Kammerreihen sichtbar, auf der schmälere Seite ist nur eine Reihe von einfachen, horizontalen Nähten zu erkennen. Nähte

etwas eingesenkt und deutlich, Kammern etwas aufgeblasen. Die Öffnung besteht aus einer schmalen, horizontalen Spalte am Innenrand der letzten Kammer.

Bisherige Vorkommen: Obersenon von Europa, Untermaastricht bis Dan von Nordafrika, Oberkreide von Trinidad und Kalifornien, Velasco (Obersenon) von Mexiko. Österreich: Höheres Senon von Rogatsboden (PREY 1957), Maastricht des Gosaubeckens (GANSS & KNIPSCHER 1954).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 s, 6 h, 9 ns.

*Gaudryina rugosa* d'ORBIGNY, 1840

Taf. IX, Fig. 12

- 1840 *Gaudryina rugosa* d'ORB., S. 44, T. 4, F. 20, 21  
 1845 *Gaudryina rugosa* d'ORB, REUSS, Abt. I, S. 38, T. 12, F. 15, non 24  
 1851 *Gaudryina rugosa* d'ORB, REUSS, S. 41  
 1891 *Gaudryina rugosa* d'ORB., BEISSEL, S. 69, T. 13, F. 30—37  
 1928 *Gaudryina rugosa* d'ORB., FRANKE, S. 141, T. 13, F. 2  
 1941 *Gaudryina rugosa* d'ORB., MARIE, S. 65, T. 2, F. 22—23  
 1953 *Gaudryina rugosa* d'ORB., BARNARD & BANNER, S. 184, T. 9, F. 3, Textabb. 5 T, U  
 1953 *Gaudryina rugosa* d'ORB., HAGN, S. 14, T. 1, F. 14  
 1955 *Gaudryina rugosa* d'ORB., LISZKA, S. 172, T. 12, F. 4 a, b  
 1957 *Gaudryina rugosa* d'ORB., HOFKER, S. 63, Abb. 56, 60  
 1957 *Gaudryina supracretacea* (HOFKER), HOFKER S. 65, Abb. 64, non 65.

Sandschale mit tri-, später biserialer Kammeranordnung. Die längliche Schale ist im ältesten, kleinsten Teil dreikantig, später vierkantig. Der jüngste Teil ist kantengerundet oder weist kreisförmigen Querschnitt auf.

Bisherige Vorkommen: Turon—Maastricht von Europa. Die aus dem nordamerikanischen Navarro hierher gestellte Art ist kaum mit der ORBIGNY-Form ident. Österreich: Oberturon von Leitersdorf (KARRER 1870), Unteres Obercampan des Gosaubeckens (HAGN, Sber., 1957, 13).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 4 ns, 5 ss.

*Pseudogaudryinella* CUSH., 1936

*Pseudogaudryinella* sp.

Taf. IX, Fig. 13—18

Eine Art der Gattung *Pseudogaudryinella* mit gut entwickeltem gewinkeltem dreiseitigem Abschnitt und allgemein sehr kurzem zweizeiligem Teil, bei dem das letzte Kammerpaar oft durch seine Schrägstellung und etwas deutlichere Abgrenzung von den übrigen Kammern den Ansatz eines einzeiligen Endstadiums andeutet. Bei der Mehrzahl der Exemplare aber folgt auf den triserialen Abschnitt nur noch ein Paar schräg stehender Kammern, der einzeilige Teil fehlt. Bei wenigen Exemplaren ist auch das letzte Kammerpaar nicht abgesetzt (Taf. IX, Fig. 13, 14). Der biserialer Teil enthält maximal drei Kammernpaare. Der triserialer Teil ist stets stark kompreß, so daß eine Seite des Querschnittes wesentlich kürzer als die beiden anderen ist. In seltenen Fällen ist dieser Abschnitt auch voll-

kommen abgeflacht. Die Endkammern sind aufgeblasen und zeigen runden Querschnitt. Die runde Mündung liegt auf einer deutlichen halsartigen Verlängerung der letzten Kammer.

Von der sehr nahestehenden Gattung *Spiroplectinata* CUSH. unterscheidet sich die genannte Gattung durch das undeutlichere dreizeilige Stadium, besonders aber durch das kurze zweizeilige Stadium. Gegenüber der ähnlichen *Spiroplectinata westfalica* OLBERTS aus dem Coniac-Santon von Norddeutschland fehlt bei dieser Art der deutliche einzeilige Endteil. Das auf Fig. 16, Taf. IX abgebildete Exemplar mit klarer Tendenz zur Einzeiligkeit des Schlußabschnittes ist in dem reichen Material eine Seltenheit.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 h, 7 h, 9 ns.

*Spiroplectinata* CUSHMAN, 1927

*Spiroplectinata* sp.

Taf. IX, Fig. 19

In Probe 6 und 7 sind Fragmente einer Art der Gattung *Spiroplectinata* nicht selten, bei der der einreihige Teil aus niedrigen, breiten Kammern besteht, deren letzte die auf halsartiger Verlängerung stehende Öffnung enthält. Da stets nur Bruchstücke anzutreffen sind, ist eine Bestimmung unmöglich.

*Heterostomella* REUSS, 1865

*Heterostomella leopolitana* OLSZEWSKI, 1875

Taf. IX, Fig. 20, 21

1875 *Heterostomella leopolitana* OLSZEWSKI, Spraw. Kom. Fiz. Akad. Um. Krak., 9, S. 136, T. 2, F. 9

1937 *Heterostomella leopolitana* OLSZ., CUSH., Cush. Lab. For. Res., Sp. Pub., 7, S. 147, T. 20, F. 9—11

1954 *Heterostomella leopolitana* OLSZ., HAGN, S. 18, T. 1, F. 23

1955 *Heterostomella leopolitana* OLSZ., LISZKA, S. 173, T. 12, F. 18.

Anfangs dreizeilige, später zweizeilige Sandschale mit feinagglutiniertes Struktur. Schalenquerschnitt anfangs dreieckig, später ungefähr rechteckig. Der Übergang vom dreieckigen zum rechteckigen Teil erfolgt in verschiedener Schalenhöhe und wird durch leicht vortretende, schwach gekrümmt verlaufende, nicht fistulöse Rippen markiert. Die Flanken der Schale sind leicht konkav. Die Öffnung besteht aus einem einfachen Loch auf der Spitze der letzten Kammer, das bei den untersuchten Exemplaren nicht auf einem sonst etwas vorgezogenen, halsartigen Abschnitt steht. Aber auch die Originalabbildung bei OLSZEWSKI zeigt, daß dieser Hals nur schwach angedeutet sein kann.

Bisherige Vorkommen: Emscher bis Obercampan von Europa, besonders Untersenon von Mitteleuropa.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ns, 6 ns.

## VALVULINIDAE

*Arenobulimina* CUSHMAN, 1927*Arenobulimina d'orbigny* (REUSS), 1845

Taf. X, Fig. 1—2

- 1845 *Bulimina d'Orbigny* REUSS, I. Abt., S. 38, T. 13, F. 74 a, b  
 1936 *Arenobulimina d'orbigny* (RSS.), BROTZEN, S. 42, T. 2, F. 9 a—c,  
 Textfig. 7  
 1951 *Arenobulimina orbigny* (RSS.), NOTH, S. 39  
 1953 *Arenobulimina d'orbigny* (RSS.), HAGN, S. 21, T. 2, F. 7  
 1957 *Arenobulimina d'orbigny* (RSS.), ZIEGLER, S. 70.

Mäßig breite Schale mit vier rasch anwachsenden Umgängen. Schale glänzend, fein agglutiniert. Nähte deutlich, dunkel, aber kaum eingesenkt. Umgänge beim abgebildeten Exemplar etwas steiler als beim Typus.

Bisherige Vorkommen: ? Gault, Turon—Campan von Europa. Österreich: Oberkreide von Korneuburg (NOTH, 1951).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss.

*Marssonella* CUSHMAN, 1933*Marssonella oxycona* (REUSS), 1860

Taf. X, Fig. 3

- 1860 *Gaudryina oxycona* REUSS, S. 229, T. 12, F. 3  
 1899 *Gaudryina oxycona* REUSS, EGGER, S. 38, T. 4, F. 1—3  
 1928 *Gaudryina oxycona* REUSS, FRANKE, S. 143, T. 13, F. 8 a, b  
 1933 *Marssonella oxycona* (RSS.), CUSH., Contr. Cush. Lab. For. Res., 9,  
 S. 36, T. 4, F. 13 a, b  
 1946 *Marssonella oxycona* (RSS.), CUSH., S. 43, T. 12, F. 3—5  
 1951 *Marssonella oxycona* (RSS.), BARTENST. & BRAND, S. 277, T. 4, F. 80  
 1951 *Marssonella oxycona* (RSS.), NOTH, S. 38  
 1953 *Marssonella oxycona* (RSS.), HAGN, S. 23, T. 1, F. 28  
 v 1956 *Marssonella oxycona* (RSS.), KÜPPER, S. 292  
 1957 *Marssonella oxycona* (RSS.), HOFKER, S. 85, Abb. 86—90  
 1957 *Marssonella oxycona* (RSS.), ZIEGLER, S. 71.

Kegelförmiges Gehäuse. Seiten bisweilen auch etwas konkav. Glänzend-durchscheinende oder weiße Sandschale. Nähte schwach vertieft, durch hellere Färbung deutlich abgehoben. Endflächen der beiden letzten Kammern flach, Rand scharfkantig, seltener wulstig.

Bisherige Vorkommen: Weltweit verbreitete Art. Unter- bis Oberkreide von Europa, Unter- bis Oberkreide von Asien, Oberkreide Amerikas. Österreich: Oberturon von Leitersdorf (KARR, 1870), Obersanton der Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa (RUTTNER 1956), Campan von Silbereg in Kärnten (PAPP 1953), Unteres Obercampan des Gosaubeckens (HAGN 1957), höheres Senon von Rogatsboden (PREY 1957).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 s, 7 s, 8 ns, 9 h, 10 ss.

*Textulariella* CUSHMAN, 1927*Textulariella humilis* n. sp.

Taf. X, Fig. 4—6

Holotypus: Taf. X, Fig. 5—6, deponiert im Nat. Hist. Mus. Wien, Geol.-pal. Abt., Inv.Nr. 347/1959.

Material: 9 Exemplare in Schalenhaltung.

Locus typicus: Weißenbachtal bei Aussee, Steiermark. Aufschluß am linken Bachufer, 250 m SE der Ostecke der Weißenbachalm. Punkt I.

Stratum typicum: Mergel des Oberconiac, Gosau.

Derivatio nominis: humilis = niedrig.

Diagnose: Eine flach-kegelförmige Art der Gattung *Textulariella* mit leicht konkaven Seiten des Kegels, etwas eingesenkten Nähten und mäßig dichter innerer Untergliederung der Kammern.

Maße des Holotypus: Durchmesser 0,65 mm, Höhe 0,25 mm.

Beschreibung: Sehr flache, kegelförmige, basal stark verbreiterte Sandschale. Bei Durchleuchtung im Initialteil undeutlich drei Kammern pro Umgang zu erkennen. Sehr rasche Reduktion auf je zwei sichelförmig umgreifende Kammern im jüngeren Schalenteil. Kammerninnenraum vom Rand her vielfach unvollkommen unterteilt. Die Verbreiterung der Schale gegen die Basis des Kegels hin erfolgt rapid, so daß eine konkave Kontur entsteht. Die flache, z. T. nicht ganz regelmäßige Basisfläche dieses Kegels wird von der Außenseite der beiden letzten Kammern gebildet. Die textularienartige Mündungsspalte an der Basis der letzten Kammer ist meist schlecht sichtbar. Die Kammergrenzen sind von außen verschieden deutlich erkennbar, Nähte schwach eingesenkt.

Die Abplattung der Aperturseite und die starke Verbreiterung der letzten Kammern stellen Anpassungserscheinungen an die festsitzende Lebensweise dar. Tatsächlich sind auch noch auf großen Sandschalern — hier *Triplasia purchisoni* Rss. — vereinzelt festsitzende Exemplare erhalten geblieben.

Die Konvergenz im Schalenbau zum genetisch entfernt stehenden, auch aus Europa bekannten Kalkschaler *Patellina subcretacea* CUSH. & W. verdient hervorgehoben zu werden. Habituelle Konvergenzen sind auch bei manchen Arten der sandschaligen Valvulinen auffällig, die sich aber in der Kammeranordnung und in der Struktur grundlegend unterscheiden.

Noch recht wenige Arten sind bisher von der von CUSHMAN 1927 aufgestellten Gattung bekannt geworden. Die einzige ähnliche, gedrunken-kegelförmige Art unter diesen ist *Textulariella cretosa* (CUSH.), 1932, aus der englischen Kreide — von BARNARD 1954 unbegründet als *Pseudotextulariella cretosa* (CUSH.) wiederbeschrieben — die sich aber in der Schalenform, Kammerteilung und durch die rippenförmig erhabenen Nähte von unserer Art deutlich unterscheidet. *Textulariella trochoides* (d'ORB.) aus dem Pliozän von Castel Arquato, Italien, besitzt eine gebauch-kegelförmige Schale mit nur schwacher Andeutung der internen Untergliederung der Kammern.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 s, 3 ss, 8 ss, 10 ss.

*Dorothia* PLUMMER, 1931  
*Dorothia conulus* (REUSS), 1845

Taf. X, Fig. 7—8

- 1845 *Textularia conulus* REUSS, I. Abt., S. 38, T. 8, F. 59; T. 13, F. 75  
 1854 *Textularia conulus* REUSS, Rss., S. 72, T. 26, F. 7 a, b  
 1860 *Textularia conulus* REUSS, S. 231, T. 13, F. 3 a, b  
 1928 *Textularia conulus* REUSS, FRANKE, S. 132, T. 12, F. 4 a, b, non 5 a, b  
 1937 *Dorothia conula* (REUSS), CUSH., Cush. Lab. For. Res., Sp. Pub., 8,  
 S. 76, T. 8, F. 11—17  
 1956 *Dorothia conula* (REUSS), KÜPPER, S. 292.

Die drei ähnlichen Arten *Dorothia conulus* (Rss.), *D. pupa* (Rss.) und *D. pupoides* (d'ORB.) unterscheiden sich schon in der Form: kegelförmig-spitz-lang, kegelförmig-gebaucht-kurz, etwas seitlich abgeflacht-gebaucht-lang; ferner durch kurzen oder langen biserialen Endteil (lang, kurz, lang) u. a. Übergänge sind vorhanden. Auch durch die mehr oder weniger starke Abplattung der beiden Endkammern (abgeplattet, hoch gewölbt, hoch gewölbt) unterscheiden sich die Arten.

Im untersuchten Material tritt neben der häufigeren *Dorothia pupoides* die spitze, kegelförmige *Dorothia conulus* auf. Die Schale ist feinsandig agglutiniert, die Oberfläche durch reichlichen Zement glänzend. Auf den gut entwickelten kegelförmigen Anfangsteil folgen meist noch drei Kammerpaare mit leicht seitlich kompresssem Querschnitt. Die Abplattung der Endkammern ist mäßig. Jugendformen sind zahlreich vorhanden.

Bisherige Vorkommen: Unter- bis Oberkreide (bes. Turon—Senon) von Europa. Oberkreide Amerikas. Österreich: Untere Gosau des Edelbachgrabens (Rss., 1854), Campan/Maastricht des Gosaubeckens (KÜPPER).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 s, 6 ns, 7 ss, 9 s.

*Dorothia pupoides* (d'ORB.), 1840

Taf. X, Fig. 9—10

- 1840 *Gaudryina pupoides* d'ORB., S. 44, T. 4, F. 22—24  
 1928 *Gaudryina pupoides* d'ORB., FRANKE, S. 143, T. 13, F. 7 a, b  
 1951 *Dorothia pupoides* (d'ORB.), NOTH, S. 38, T. 6, F. 20  
 1957 *Dorothia pupoides* (d'ORB.), HOFKER, S. 36, Abb. 20.

Gehäuse spitz ansetzend, anfangs rasch an Breite zunehmend, seitlich leicht abgeflacht. Langer biserialer Teil. Letzte Kammern hoch. Nähte deutlich eingesenkt. Gehäusegröße sehr variabel.

Bisherige Vorkommen: Unter- bis Oberkreide Europas, besonders Campan-Maastricht. Österreich: Coniac/Santon Grabenbach im Gosau-becken (Material KÜPPER, P. 11), Senon von Nußbach im oberösterr. Helvetikum (NOTH, 1951), höheres Senon von Rogatsboden (PREY, 1957).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ns, 6 h, 7 h, 8 ns, 9 h.

*Trochammina* PARKER & JONES, 1859*Trochammina* sp.

Taf. X, Fig. 11—12

Sandschale in sehr niedriger Spirale trochoid gerollt, letzter Umgang aus 6—7 Kammern nahezu in einer Ebene gelegen. Die große Anfangskammer auf einer Seite im Zentrum vorragend, von außen sichtbar. Kammergröße im letzten Umgang nicht rasch anwachsend, durch deutlich eingesenkte Nähte getrennt. Öffnung auf der Innenseite der letzten Kammer. Beim abgebildeten Schliff (Fig. 12) ist die große, aus der Aufrollungsebene des letzten Umganges ragende Anfangskammer bereits weggeschliffen.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 4 ss, 6 ss.

## MILIOLIDAE

*Quinqueloculina* d'ORB., 1826*Quinqueloculina* sp.

In etlichen Proben (3, 4, 5, 6, 8) sind, recht selten, Steinkerne von kleinwüchsigen, schlanken, schwach gewinkelten Quinqueloculinen vorhanden, die keine artliche Bestimmung zulassen.

In dem Korallenmergel der Probe 10 bilden Quinqueloculinen einen wesentlichen Bestandteil der gesamten Mikrofauna. Es liegen großwüchsige, gedrungene, außen leicht abgestutzte Formen vor, die aber ebenfalls nur in Steinkernen erhalten geblieben sind. Die Schale ist meist weitgehend korrodiert. Offenbar hatte auch A. E. REUSS diese Art in seinem Material vom Nef- und Wegscheidgraben vorgefunden. Er bezeichnete diese „an den Seitenrändern der äußeren Kammern abgestutzte Species“ als *Quinqueloculina Gosae* n. sp., gab aber keine nähere Beschreibung, so daß eine Nachbestimmung ohne Materialüberprüfung unmöglich ist.

## OPHTHALMIDIIDAE

*Spirophthalmidium* CUSHMAN, 1927*Spirophthalmidium cretaceum* (REUSS), 1854

Taf. XI, Fig. 1

1854 *Spiroloculina cretacea* REUSS, S. 72, T. 26, F. 91928 *Spiroloculina cretacea* REUSS, FRANKE, S. 127, T. 11, F. 271946 *Spiroloculina cretacea* REUSS, CUSH., S. 49, T. 14, F. 19—23v 1956 *Spiroloculina cretacea* REUSS, KÜPPER, S. 2941957 *Spirophthalmidium cretaceum* (REUSS), HOFKER, S. 434, Abb. 491.

Die leicht kenntliche Art mit dem schmalen, rechteckigen Gehäusequerschnitt liegt im untersuchten Material nur in Form von Pyrit- und Calcit-Steinkernen vor. Die Beschreibungen besser erhaltener Exemplare zeigten aber, daß die Art auf Grund des Mangels eines quinqueloculinen Embryonalteiles bei der mikrosphärischen Form und zufolge des Fehlens des Zahnes in der Öffnung in die Gattung *Spirophthalmidium* eingereicht werden muß.

Bisherige Vorkommen: Cenoman bis Obersenon von Europa, Oberkreide von N-Amerika. Österreich: Coniac des Edlbachgrabens (REUSS

1854 und KÜPPER 1956), Obere Gosau des Gosaubeckens (GANSS 1954, 79), Campan Grünbacher Becken (OBERHAUSER in: HAGN 1957).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss.

### LAGENIDAE

*Robulus* MONTFORT, 1808

*Robulus orbiculus* (REUSS), 1854

Taf. XI, Fig. 2

1854 *Cristellaria orbicula* REUSS, S. 68, T. 25, F. 12 a, b  
v 1956 „*Cristellaria*“ spp. KÜPPER, S. 294, partim.

1957 *Lenticulina (Lenticulina) orbicula* (RSS.), HOFKER, S. 112, Abb. 113 bis 114.

Eine dicke, scharf gewinkelte *Robulus*-Art mit fast kreisförmigem Umriß und mit durchscheinender, starker Nabelscheibe. Ebene oder schwach konvexe Mundfläche mit randlicher, schlitzförmiger Öffnung. Kammergröße im letzten Umgang nur langsam anwachsend. Kammergrenzen nicht oder nur schwach erhaben, ebenso wie der Gehäuserand und die Umbilicalgegend aus klarem, dunkel erscheinendem Kalzit. Zu *Robulus subalatus* (RSS.) bestehen Übergänge. Gegenüber *Lenticulina comptoni* (Sow.) fehlt hier eine deutlich vorspringende, abgegrenzte Nabelscheibe.

Bisherige Vorkommen: Obercenoman — Turon von NW-Deutschland und Holland. Österreich: Coniac des Edlbachgrabens im Gosaubecken (REUSS 1854), Untere Gosau des Grabenbachgrabens im Gosaubecken (Material KÜPPER, P. 11), Gosau des Nefgrabens und von St. Wolfgang (REUSS 1854).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 h, 3 hh, 4 h, 5 hh, 6 hh, 7 hh, 8 h, 9 hh, 10 s.

*Robulus subalatus* (REUSS), 1854

Taf. XI, Fig. 3

1854 *Cristellaria subalata* REUSS, S. 68, T. 25, F. 13

1862 *Cristellaria subalata* REUSS, RSS., S. 76, T. 8, F. 10; T. 9, F. 1

1895 *Cristellaria subalata* REUSS, CHAPM., VIII, S. 3, T. 1, F. 3

1950 *Cristellaria (Lenticulina) subalata* REUSS, TEN DAM, S. 21, T. 2, F. 1

1951 *Lenticulina (Lenticulina) subalata* (RSS.), BARTENST. & BRAND, S. 283, T. 5, F. 112, 113

1951 *Lenticulina (Robulus) subalata* (non REUSS), FRANKE, NOTH, S. 40, T. 1, F. 34 a—c

1953 *Lenticulina subalata* (RSS.), HAGN, S. 37, T. 3, F. 8.

Eine weit verbreitete *Robulus*-Art, die durch ihre Berippung, den scharfen Kiel, die kleine Nabelscheibe und die schwach gegen die Öffnung vorgezogene letzte Kammer charakterisiert ist. Die sehr nahestehende Form mit kreisförmigem Umriß, größerer Nabelscheibe und weniger scharfem Kiel hatte REUSS 1860 als *Cristellaria secans* bezeichnet. Zu dieser Art würde demnach auch die von FRANKE 1925 und 1928 als *Cristellaria subalata* bezeichnete Form gehören.

Bisherige Vorkommen: Lias — Oberkreide von Europa. Österreich: Coniac des Edlbachgrabens im Gosaubecken (Rss. 1854, Material KÜPPER 1956, P. 8).

Fundstellen im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 h, 3 ss, 4 ns, 5 s, 6 h, 7 s, 8 s.

*Robulus cf. truncatus* (REUSS), 1850

Taf. XI, Fig. 4—5

1850 *Cristellaria truncata* REUSS, S. 32, T. 2, F. 8 a, b

1899 *Cristellaria nuda* Rss., EGGER, S. 117, T. 12, F. 25, 26

1928 *Cristellaria gibba* d'ORB. f. *truncata* Rss., FRANKE, S. 106, T. 9, F. 24 a, b

1953 *Lenticulina cf. truncata* (Rss.), HAGN, S. 37, T. 3, F. 7.

Durch den geraden Übergang von der schmalen, stark gewölbten Mundfläche in den Außenrand der Spira gut gekennzeichnet. Spaltförmige Mündung, gestrahlt. Die Gehäusedicke variiert ziemlich, im Zentrum stets eine kleine Nabelscheibe kenntlich. Die vorliegenden Exemplare stimmen vollkommen mit dem von HAGN aus dem bayrischen Obercampan gezeichnetem Exemplar überein, gut auch mit den übrigen in der Synonymie angeführten Typen. Vom Typus aus dem Mucronatensenon (Obercampan) von Lemberg, wie ihn REUSS 1850 darstellte, weicht unsere Art durch die bauchigere Form ab.

*Robulus truncatus* (Rss.) existierte nach FRANKE vom Lias bis in die Gegenwart.

Fundstelle im Oberconiac der Gosau des Weißenbachtals: 6 s.

*Lenticulina* LAMARCK, 1804

*Lenticulina subangulata* (REUSS), 1863

Taf. XI, Fig. 6

1863 *Cristellaria subangulata* REUSS, S. 74, T. 8, F. 7

1928 *Cristellaria (Robulina) subangulata* REUSS, FRANKE, S. 112, T. 10, F. 13 a, b

1951 *Lenticulina (Lenticulina) subangulata* (Rss.), BARTENST. & BRAND, S. 283, T. 5, F. 111

1951 *Lenticulina (Lenticulina) subangulata* (Rss.), NOTH, S. 41, T. 3, F. 9

1957 *Lenticulina subangulata* (Rss.), POZARYSKA, S. 128, T. 18, F. 2.

Etwas längliche, gestreckte Gehäuse, mäßig dick, randlich gewinkelt, charakterisiert durch die im flachen Winkel aneinanderstoßenden, nur schwach konvexen Kammeraußenränder. Gehäusequerschnitt gegenüber dem Typus mehr rhombisch. Nähte deutlich, bei manchen Exemplaren durch vorspringende Leisten verstärkt — NOTH hatte 1951 ein solches Exemplar abgebildet. Keine Nabelscheibe. Jedoch wurden in der Literatur wiederholt Formen mit Umbilicalknopf zu *L. subangulata* gestellt (HAGN 1953, POZARYSKA 1957). Innenrand der letzten Kammer weit in die Nabelgend winkelig zurückgebogen. Runde, gestrahlte Öffnung auf leicht vorgezogener Spitze am Außenrand der letzten Kammer.

Bisherige Vorkommen: Unterkreide-Jungtertiär von Europa. Österreich: Alb von Leonstein (NOTH 1951), Coniac des Edlbachgrabens im Gosaubecken (Material KÜPPER 1956, Pr. 8).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals:  
5 s, 7 s.

*Lenticulina ovalis* (REUSS), 1845

Taf. XI, Fig. 7

- 1845 *Cristellaria ovalis* REUSS, I. Abt., S. 34, T. 8, F. 49; T. 12, F. 19;  
T. 13, F. 60—63  
1928 *Cristellaria ovalis* REUSS, FRANKE, S. 107, T. 10, F. 1 a, b  
1936 *Lenticulina comptoni* SOW., BROTZEN (partim), S. 48, T. 3, F. 8 a, b  
1951 *Lenticulina (Lenticulina) ovalis* REUSS, NOTH, S. 42  
1953 *Lenticulina ovalis* (REUSS), HAGN, S. 36, T. 3, F. 6  
1957 *Lenticulina (Lenticulina) comptoni* (SOW.), HOFKER, S. 114, partim:  
A<sub>2</sub>-Gener.  
1957 *Lenticulina ovalis* (REUSS), POZARYSKA, S. 126, T. 15, F. 4.

Gedrungene, dicke *Lenticulina*. Bauchig-gewölbte Schale mit großer Anfangskammer und wenigen (hier maximal 6) Kammern. Gekielt, Kiel nicht bis über die erste Kammer laufend. Mündungsfläche flach dreiseitig, gegen unten hin nicht scharf begrenzt, gegen Gehäuse-Seitenflächen mit scharfem Rand gewinkelt abgesetzt. Mündung rund, gestrahlt.

Bisherige Vorkommen: Unter- und Oberkreide von Europa, Oberkreide Australiens. Österreich: Turon von Korneuburg (NOTH 1951), Oberturon von Leitersdorf (KARRER 1870), Untere Gosau des Grabenbachgrabens im Gosaubecken (Material KÜPPER, Pr. 10 a, 11).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals:  
1 ss, 4 ss, 5 s, 6 ss, 7 s, 8 ss, 9 s.

*Lenticulina marcki* (REUSS), 1860

Taf. XI, Fig. 8; Taf. XII, Fig. 1

- 1860 *Cristellaria Marcki* REUSS, S. 212, T. 9, F. 4  
1928 *Cristellaria marcki* REUSS, FRANKE, S. 103, T. 9, F. 20 a, b  
1957 *Lenticulina marcki* (REUSS), POZAR., S. 125, T. 16, F. 5 a, b

Große, flache, rasch an Größe zunehmende Spira. Dicke, vorragende Nabelscheibe. Gehäuse dicker als beim Typusexemplar. Leicht schräg nach hinten ziehende Kammergrenzen. Schwache Berippung an den Kammergrenzen angedeutet. Schalenaußenrand gerundet. Umrißlinie an Kammergrenzen sehr schwach gewinkelt. Letzte Kammern erreichen Spira nicht. Öffnung rund.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide Europas (Turon — Maastricht) und Amerikas.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals:  
3 ns, 4 ns, 5 h, 6 s, 8 ss, 9 ss.

*Vaginulina d'ORBIGNY*, 1826

*Vaginulina gosae* (REUSS), 1854

Taf. XII, Fig. 2—8

- 1854 *Cristellaria Gosae* REUSS, S. 67, T. 25, F. 10, 11  
1956 *Marginulina gosae* (REUSS), KÜPPER, S. 294  
1957 *Lenticulina (Astaculus) gosae* (RSS.), ZIEGLER, S. 74, T. 1, F. 2.

Durch Berippung und Form charakteristische Vaginulinen, die vollkommen dem bei REUSS abgebildeten Typus entsprechen. Megalo- und mikrosphärische Generation ist im untersuchten Material ungefähr gleich häufig vertreten und schon rein äußerlich gut unterscheidbar. Die mikrosphärische Form beginnt relativ spitz mit geschwungenem Anfangsteil, die makrosphärische setzt breit ein und läßt bei Durchleuchtung (Taf. XII, Fig. 5 und 7) den locker aufgerollten spiraligen Initialteil erkennen. Auch auf der Abbildung von REUSS erkennt man beide Formen: A-Form (Fig. 10) und B-Form (Fig. 11). Die rippenförmige, wulstartige Skulptur über den Suturen ist beiderseits nur auf den mittleren Längstreif des Gehäuses beschränkt.

Bisherige Vorkommen: Vom Oberturon bis zum Maastricht vorwiegend aus der alpinen Oberkreide bekannt. Die von FRANKE 1928 hierher gestellte Art ist mit *Vaginulina gosae* nicht ident. Das Entwicklungsoptimum von *Vaginulina gosae* liegt im Coniac-Santon, wie die alpinen Vorkommen, aber auch das außeralpine Auftreten (ZIEGLER 1957) zeigen. Österreich: Oberturon von Leitersdorf bei Stockerau (KARRER 1870), Coniac des Edlbachgrabens im Gosaubecken (RSS., KÜPPER), Untere Gosau des Tiefen Grabens (RSS. 1854), Coniac der Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa (RUTTNER 1956).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 h, 3 ns, 4 h, 5 h, 6 ns, 7 h, 8 ns, 9 ns, 10 ns.

*Vaginulina ensis* (REUSS), 1845

Taf. XIII, Fig. 1

1845 *Marginulina ensis* REUSS, I. Abt., S. 29, T. 13, F. 26 a, b, 27 a, b

1928 *Cristellaria ensis* RSS., FRANKE, S. 97, T. 9, F. 1

1953 *Vaginulinopsis ensis* (RSS.), HAGN, S. 55, T. 6, F. 1

1957 *Vaginulinopsis ensis* (RSS.), POZAR., S. 115, T. 13, F. 3, 4 a, b.

Bei dem einzigen, in Probe 6 vorhandenen Exemplar ist der Anfangsteil nicht gerollt, nur die erste Kammer nach dem makrosphärischen Proloculum erreicht noch nicht die volle Breite. Die Nähte der letzten Kammern sind etwas eingesenkt, sonst im Mittelstreif der Breitseite der Schale mit flachen Rippen versehen. Schalenquerschnitt oval. Tatsächlich ist auch aus der REUSS'schen Beschreibung und Abbildung zu ersehen, daß die Gehäuse von *V. ensis* mit Nahtwülsten versehen sein können.

Zu der Diskussion über die Trennung oder Zusammengehörigkeit der beiden Arten *V. ensis* (RSS.) und *V. trilobata* (d'ORB.) kann auf Grund des Materialmangels nichts beigetragen werden. Recht verschiedenartiger taxionomischer Wert wurde von verschiedenen Autoren der Berippung und Einrollung der Gehäuse beigemessen. BROTZEN und HOFKER hatten die beiden Arten nur als mikro- und makrosphärische Generation von *Saracenaria* bzw. *Lenticulina trilobata* (d'ORB.) aufgefaßt.

Bisherige Vorkommen: Turon — Obercampan von Europa. Österreich: Oberturon von Leitersdorf (KARRER 1870).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

*Marginulina* d'ORB., 1826  
*Marginulina bullata* REUSS, 1845

Taf. XIII, Fig. 2

- 1845 *Marginulina bullata* REUSS, I. Abt., S. 29, T. 13, F. 34—38  
 1860 *Marginulina bullata* REUSS, RSS., S. 61, T. 6, F. 4—6  
 1936 *Marginulina bullata* REUSS, BROTZEN, S. 62, T. 4, F. 1 a—c  
 1946 *Marginulina bullata* REUSS, CUSHM., S. 62, T. 21, F. 32—37  
 1953 *Marginulina bullata* REUSS, HAGN, S. 40, T. 4, F. 1  
 1955 *Marginulina bullata* REUSS, LISZKA, S. 178, T. 13, F. 2.

Kurze, gedrungene *Marginulina* mit kreisförmigem Querschnitt. Die vorliegenden Exemplare zeigen vollkommene Übereinstimmung mit dem von REUSS beschriebenen Typus.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide (Turon-Obermaastricht) von Europa, N-Amerika und Australien. Österreich: Turon von Leitzersdorf bei Stockerau (KARRER 1870).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

*Planularia* DEFRANCE, 1824  
*Planularia complanata* (REUSS), 1845

Taf. XIII, Fig. 3—5

- 1845 *Cristellaria complanata* REUSS, I. Abt., S. 33, T. 13, F. 54 a, b  
 1928 *Cristellaria complanata* REUSS, FRANKE, S. 101, T. 9, F. 18, 19  
 1951 *Lenticulina* (*Planularia*) *complanata* (RSS.), NOTH, S. 45, T. 3, F. 4 a, b;  
 T. 4, F. 19, 20  
 1953 *Planularia complanata* (REUSS), HAGN, S. 38, T. 5, F. 17—19.

In erwachsenem Zustand vollkommen flache, ovale, vorn etwas zugespitzte *Planularia* mit parallelen Seitenflächen. Rücken beiderseits durch rechtwinkelige Kanten begrenzt, Kammergrenzen mit Rippen, die gegen den Rücken hin je einen Knoten tragen, versehen. Knopfförmige Verdickung im Zentrum der sich rasch öffnenden Spira. Gehäuseoberfläche bei erwachsenen Exemplaren deutlich chagriniert. Die Jugendformen zeigen noch etwas gewölbte Seitenflächen.

Bisherige Vorkommen: Unter- und Oberkreide Europas. Österreich: Albien von Leonstein (NOTH 1951), Untere Gosau vom Grabenbachgraben im Gosaubecken (Material KÜPPER, P. 11).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 s, 9 ss.

*Planularia liebusi* BROTZEN, 1936

Taf. XIII, Fig. 6

- 1936 *Planularia liebusi* BROTZEN, S. 60, T. 4, F. 5—6  
 1957 *Planularia liebusi* BROTZEN, POZAR., S. 102, T. 11, F. 5  
 1957 *Lenticulina* (*Planularia*) *liebusi* (BROTZEN), HOFKER, S. 113, Abb. 115, 116.

Nur drei juvenile Exemplare wurden in Probe 6 gefunden, die zufolge der oben zugespitzten längsovalen Form, dem gerundeten Rücken, den leicht aufgeblasenen, wenig gebogenen Kammern u. a. dieser Art angehören.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide Europas (Cenoman bis Unter-campan).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 s.

*Astacolus* MONTFORT, 1808

*Astacolus crepidula* (FICHTEL & MOLL), 1798

Taf. XIII, Fig. 7

1798 *Nautilus crepidula* FICHTEL & MOLL, Testaceogr. microscopica, Wien, S. 64, T. 19, F. g—i

1894 *Cristellaria crepidula* FICHTEL & MOLL, CHAPM., S. 648, T. 9, F. 8 a, b  
non *Lenticulina (Astacolus) crepidulus* (F. & M.), NOTH 1951, T. 4, F. 21.

Das einzige vorliegende Exemplar besitzt eine längliche, abgeflachte, schwach sichelförmig gekrümmte Schale. Ein geschlossener Spiralteil fehlt. Die Kammern sind schmal, die letzten Kammern reichen nicht zur Anfangskammer durch. Der Rücken ist scharf gewinkelt, die Bauchseite abgeflacht. Die leicht konvexen Nähte sind etwas eingesenkt. Die gestrahlte Öffnung befindet sich an der Spitze der letzten Kammer.

*Astacolus crepidula* ist als Durchläufer vom Lias bis zur Gegenwart bekannt. Der Typus stammt aus rezenten Bildungen der Küste bei Livorno, Italien. *Astacolus crepidula* besitzt Ähnlichkeit zu *A. cretaceus* (CUSH.) aus der höheren Oberkreide, weist aber einen schlankeren Umriss auf.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

*Dentalina* d'ORB., 1826

*Dentalina communis* d'ORB., 1840

Taf. XIII, Fig. 8—10

1826 *Nodosaria (Dentaline) communis* d'ORB., Tabl., Ser. 1, Tom. 7, S. 254

1840 *Dentalina communis* d'ORB., S. 13, T. 1, F. 4

1928 *Dentalina communis* d'ORB., FRANKE, S. 31, T. 2, F. 26

1951 *Dentalina communis* d'ORB., BARTENST. & BRAND, S. 308, T. 9, F. 228—231

1951 *Dentalina communis* d'ORB., NOTH, S. 53, T. 4, F. 17

1953 *Dentalina communis* d'ORB., HAGN, S. 43, T. 4, F. 14.

Die nach Schalenform und Kammeranordnung leicht kenntliche Art war nur sehr spärlich vertreten.

Vorkommen: Lias-Gegenwart. Österreich: Alb von Leonstein (NOTH 1951), Campan von Silbereg in Kärnten (PAPP & K., 1953).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss.

*Dentalina oligostegia* REUSS, 1845

Taf. XIII, Fig. 11—12

1845 *Dentalina oligostegia* REUSS, 1. Abt., S. 27, T. 13, F. 19—20

1850 *Dentalina oligostegia* REUSS, Rss., S. 25, T. 1, F. 10

1928 *Dentalina oligostegia* REUSS, FRANKE, S. 24, T. 2, F. 9, 10

1936 *Dentalina oligostegia* REUSS, BROTZEN, S. 70, T. 5, F. 7

1951 *Dentalina oligostegia* REUSS, NOTH, S. 56, T. 2, F. 23

1953 *Dentalina oligostegia* REUSS, HAGN, S. 46, T. 4, F. 11.

Die wenigen vorgefunden Exemplare aus Probe 6 sind durchwegs zweikammerig, kurz und schwach gebogen. Die beiden Kammern sind gleich stark, die erste trägt bisweilen einen Zentralstachel. NOTH hatte 1951 eine Form ohne Zentralstachel abgebildet. Die Öffnung, zu der die zweite Kammer vorgezogen ist, liegt etwas exzentrisch.

Vorkommen: Lias — Oberkreide. Österreich: Alb von Leonstein (NOTH), Oberturon von Leitzersdorf (KARRER 1870).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ns, 6 s.

*Nodosaria* LAMARCK, 1812  
*Nodosaria zippei* REUSS, 1845  
Taf. XIII, Fig. 13

- 1844 *Nodosaria Zippei* REUSS, II. Teil, S. 210  
1845 *Nodosaria Zippei* REUSS, I. Abt., S. 25, T. 8, F. 1—3  
1899 *Nodosaria Zippei* REUSS, EGGER, S. 78, T. 8, F. 1—3  
1936 *Nodosaria zippei* REUSS, BROTZEN, S. 82, T. 5, F. 12  
1950 *Nodosaria zippei* REUSS, TEN DAM, S. 27  
1953 *Nodosaria zippei* REUSS, HAGN, S. 50, T. 5, F. 1  
v 1956 *Nodosaria* cf. *affinis* RSS., KÜPPER, S. 295  
1957 *Nodosaria zippei* RSS., POZAR., S. 72, T. 9, F. 13, Textfig. 12.

Große, stark gerippte Nodosarien, bei denen die flügelartigen Rippen im älteren Teil an den Kammergrenzen nur wenig eingebuchtet, im jüngeren Teil — ebenso wie die Kammern selbst — deutlicher abgegliedert sind. 8—9 Rippen, die teils auch erst bei etwas jüngeren Kammern ansetzen. Letzte Kammer manchmal anders gestaltet, wie bereits EGGER 1899 zeichnete, z. B. unten glockenförmig abgesetzt oder mit krönchenförmigem Aufbau, der die Öffnung trägt, versehen.

Die Unterschiede zu den wesentlich jüngeren Arten mit ähnlichem Aussehen, wie *Nodosaria affinis* d'ORB. 1846 (aus dem Torton des Wiener Beckens mit fast gleichbleibender Schalenbreite), *Nodosaria bacillum* DEFR. (Tertiär, mit gleichbleibender Schalenbreite), *Nodosaria raphanistrum* (LIN.), einer rezenten Art aus dem Mittelmeer und *Nodosaria vertebralis* (BATSCH, 1791) mit einer an den Kammergrenzen fast ungegliederten Schalenform, liegen besonders in der Gehäuseform und in der gröberen Berippung unserer Art begründet.

Bisherige Vorkommen: Unterkreide (ab Hauterive) und Oberkreide (bis Maastricht) von Europa, Oberkreide Amerikas. Österreich: Oberturon von Leitzersdorf (KARRER 1870), Coniac des Edlbachgrabens im Gosaubecken (Material KÜPPER, P. 8).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ns, 3 ss, 4 s, 5 ss, 6 ss, 8 ss.

*Lingulina* d'ORB., 1826  
*Lingulina denticulocarinata* CHAPMAN, 1893  
Taf. XIII, Fig. 14

- 1893 *Frondicularia denticulocarinata* CHAPMAN, V., S. 155, T. 3, F. 4  
1899 *Frondicularia denticulo-carinata* CHAPM., EGGER, S. 89, T. 10, F. 13—14  
1928 *Frondicularia denticulo-carinata* CHAPM., FRANKE, S. 57, T. 4, F. 38.

*Lingulina* mit elliptischer Gehäuseform, leicht aufgeblähten Kammern und einem breiten randlichen Kiel, der bei jedem Kammerhinterende deutlich abgesetzt ist.

Bisherige Vorkommen: Gault — Maastricht von Europa.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss.

*Saracenaria* DEFR., 1824

*Saracenaria tripleura* REUSS, 1860

Taf. XIII, Fig. 15

1860 *Cristellaria tripleura* REUSS, S. 211, T. 9, F. 5 a, b

1950 *Vaginulinopsis tripleura* (RSS.), TEN DAM, S. 40

1953 *Saracenaria tripleura* (RSS.), HAGN, S. 53, T. 6, F. 8

1954 *Citharina tripleura* (RSS.), FRIZZELL, S. 96, T. 11, F. 33, 34

1957 *Lenticulina (Planulina) tripleura* (RSS.), HOFKER, S. 127, Abb. 142.

Gehäuse leicht sichelförmig gekrümmt, mit gerundetem gleichschenkelig-dreieckigem Querschnitt. Die Dreiseitigkeit tritt bei etwas stärker seitlich kompressen Gehäusen nicht so deutlich hervor. Rasche Zunahme der Kammergröße, Kammern nicht bis zum Schalenbeginn übergreifend. Suturen der älteren Kammern schwach konvex, der jüngeren Kammern fast gerade.

Bisherige Vorkommen: Alb — Obersenon Europas, Unterkreide Amerikas.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 6 ss („cf.“).

*Saracenaria jarvisi* BROTZEN, 1936

Taf. XIII, Fig. 17

1928 *Cristellaria navicula* d'ORB., FRANKE, S. 104, T. 9, F. 25 a, b

1936 *Astacolus jarvisi* BROTZEN, S. 56, T. 3, F. 5—7, Abb. 17

1957 *Lenticulina (Saracenaria) jarvesi* (BROTZEN), HOFKER, S. 116, Abb. 120—124.

Eine *Saracenaria*-art mit kleinem, aber deutlichem Spiralteil, langem aufgerolltem Abschnitt, scharfem, dreieckigem Querschnitt und mit Leisten, die die Bauchseite einrahmen. Von der ebenfalls gestreckten Art *Saracenaria italica* DEFR. unterscheidet sie sich durch die deutliche Spira, von *Saracenaria navicula* (d'ORB.) und *Saracenaria triangularis* (d'ORB.) durch das Vorherrschen des entrollten Teiles. Zur Frage des Generationswechsels bei *Saracenaria jarvisi* zwischen mehr und weniger entrollten Formen könnte nur bei reichlicherem Material Stellung genommen werden.

Bisherige Vorkommen: Santon — Untermaastricht von Europa.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

*Saracenaria triangularis* (d'ORB.), 1840

Taf. XIII, Fig. 16

1840 *Cristellaria triangularis* d'ORB., S. 27, T. 2, F. 21—22

1946 *Saracenaria triangularis* (d'ORB.), CUSH., S. 58, T. 28, F. 1—3.

Die Gehäuse zeigen, wie aus der Originalabbildung und -beschreibung hervorgeht, in Frontalansicht eine kleine Spira. Im entrollten Spiral-

abschnitt sind unterhalb der großen Mundfläche nur noch wenige Kammeransätze sichtbar. Diese Form ist dadurch von der gestreckteren Art *S. italica* und *S. jarvisi* und von der stärker aufgerollten *S. navicula* zu unterscheiden. Auch hier könnte nur reichliches Material über die Stellung dieser noch als Art gefaßten Form Aufklärung bringen.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide von Europa, N-Afrika und N-Amerika. Österreich: Oberturon von Leitersdorf (KARRER 1870), Untere Gosau des Tiefen Graben im Gosaubecken (REUSS 1854).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ss, 8 ss.

*Saracenaria navicula* (d'ORB.), 1840

Taf. XIII, Fig. 18

1840 *Cristellaria navicula* d'ORB., S. 27, T. 2, F. 19—20

1899 *Cristellaria navicula* d'ORB., EGGER, S. 116, T. 12, F. 3—4

1946 *Lenticulina navicula* (d'ORB.), CUSH., S. 56, T. 18, F. 16 a, b

1953 *Saracenaria navicula* (d'ORB.), HAGN, S. 52, T. 6, F. 6.

Eine weitgehend aufgewundene *Saracenaria*art mit konvexer Bauchfläche und ohne Randleisten, die die Bauchfläche begrenzen.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide Europas und Nordamerikas.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ss, 6 s.

*Frondicularia* DEFR., 1824

*Frondicularia turgida* REUSS, 1846

Taf. XIV, Fig. 1

1846 *Frondicularia turgida* REUSS, 2. Abt., S. 107, T. 24, F. 44

1928 *Frondicularia turgida* REUSS, FRANKE, S. 64, T. 5, F. 12 a, b

1953 *Frondicularia turgida* REUSS, HAGN, S. 65, T. 5, F. 11.

Beschreibung und Abbildung bei REUSS und FRANKE gelten weitgehend auch für unsere Formen.

Bisheriges Vorkommen: Oberkreide Europas.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 6 ss.

*Frondicularia archiaciana* d'ORB., 1840

Taf. XIV, Fig. 2

1840 *Frondicularia Archiaciana* d'ORB., S. 20, T. 1, F. 34—36

1946 *Frondicularia archiaciana* d'ORB., CUSH., S. 91, T. 37, F. 11 a, b

1953 *Frondicularia archiaciana* d'ORB., HAGN, S. 61, T. 5, F. 10

v 1956 *Frondicularia archiaciana* d'ORB., KÜPPER, S. 295.

Lanzettliche, wenigkammerige Schale mit parallelen Seitenrändern. Die Seitenflächen sind randlich gesäumt, wodurch sich ein rechteckiger Gehäusequerschnitt ergibt. Erste Kammer kurz elliptisch mit Längsrippe und kurzem Zentralstachel.

In sämtlichen neueren Arbeiten wird diese schmale gestreckte, ungerippte *Frondicularia*art als *F. archiaciana* d'ORB. bestimmt. Die Abbildung des Originals aus der weißen Kreide (Campan) von Meudon bei d'ORBIGNY

zeigt zwar eine gestreckte, sich nicht verbreiternde Form, die aber eine deutliche Kerbung an den seitlichen Kammergrenzen erkennen läßt. Im Text wird dieses Merkmal von d'ORB. nicht beschrieben. Ob daher die stets als *F. archiaciana* bestimmten Formen tatsächlich hierher zu stellen sind, könnte nur eine Überprüfung des Originalmaterials erweisen.

Bisherige Vorkommen: Turon — Obersenon von Europa, Navarro — Taylor N-Amerikas. Österreich: Untere Gosau des Edlbachgrabens (Material KÜPPER 1956, P. 8).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

*Frondicularia bicornis marie* nov. nom.

Taf. XIV, Fig. 3

1928 *Frondicularia apiculata* RSS., FRANKE (non Rss.), S. 69, T. 6, F. 6 (non 5).

1941 *Frondicularia bicornis* Rss. var. *rhomboidalis* MARIE, Tom. 12, Fasc. 1, S. 129, T. 15, F. 184 a, b.

Die vorliegenden Exemplare lassen sich mit Sicherheit mit der von MARIE aus dem Campan des Pariser Beckens beschriebenen Unterart identifizieren. Typisch ist die rhombisch-geschweifte Schalenform, sind die ebenen Seitenflächen und die Längsfurche an den Seitenrändern. Die Längsfurche wird beiderseits von Leisten umsäumt, welche gegen unten in zwei kurze Dornen auslaufen. Kugelige Embryonalkammer mit zwei Rippen jederseits.

Da der von MARIE zur Bezeichnung der Unterart gewählte Name bereits von d'ORB. 1826 und TERQUEM 1862 für Arten der Gattung *Frondicularia* vorvergeben ist, fällt er unter die Homonymie und wurde nun durch einen neuen Namen ersetzt. Das von REUSS 1860 (non 1845) abgebildete Exemplar von *Frondicularia apiculata* unterscheidet sich in erster Linie durch den einfachen Basaldorn.

Bisherige Vorkommen: Unter- bis Obersenon von Europa.

Fundpunkte im Oberconiac des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss, 8 ss.

*Frondicularia inversa* REUSS, 1845

Taf. XIV, Fig. 4—6; Taf. XV, Fig. 1

1844 *Frondicularia inversa* REUSS, 2, S. 211

1845 *Frondicularia inversa* REUSS, I. Abt., S. 31, T. 8, F. 15—19; non T. 13, F. 42

1893 *Frondicularia inversa* REUSS, CHAPMAN, S. 155, T. 3, F. 8

1928 *Frondicularia inversa* REUSS, FRANKE, S. 60, T. 5, F. 1

1936 *Frondicularia inversa* REUSS, BROTZEN, S. 96, T. 6, F. 12

1946 *Frondicularia inversa* REUSS, CUSH., S. 86, T. 33, F. 11—18

1955 *Frondicularia inversa* REUSS, LISZKA, S. 181, T. 12, F. 17

Eine flache, großwüchsige *Frondicularia*art mit rhombischem oder elliptisch-zugespitztem Umriss. Die Gehäuseform besitzt eine große Variationsbreite, wie die Abbildungen bei REUSS, CUSHM. usf. zeigen. Im untersuchten Material überwiegen die rhombischen Formen. Die Schalenoberfläche wird durch Leisten über den Kammergrenzen gegliedert, die aber

nicht bis zur Mitte durchreichen. Sie fehlen im älteren Teil. Die Seitenränder sind abgestutzt, die Kanten von Leisten gesäumt.

Fast sämtliche Exemplare besitzen mikrosphärische, äußerlich nicht kenntliche Anfangskammern im unten spitz zulaufenden Gehäuse. Nur ein Exemplar aus Probel (Taf. XV, Fig. 1) zeigt eine größere Embryonalkammer (makrosphärische Generation). Hier sind die über den Kammergrenzen auftretenden Rippen gegen oben spitzbogenförmig geschlossen. Auch unter den von CUSHMAN 1946 abgebildeten Exemplaren erscheinen neben Formen mit offenen Rippenbogen seltener solche mit geschlossenen Bogen.

Bisherige Vorkommen: Cenoman — Senon von Europa, Oberkreide Amerikas.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 s, 4 s, 5 s, 6 ss, 7 ss, 8 ss, 9 s.

*Frondicularia goldfussi* REUSS, 1860

Taf. XV, Fig. 2—3

1860 *Frondicularia Goldfussi* REUSS, S. 48, T. 4, F. 7

1899 *Frondicularia Goldfussi* REUSS, EGGER, S. 89, T. 13, F. 12, 13, 16, 17

1946 *Frondicularia goldfussi* REUSS, CUSH., S. 87, T. 34, F. 18—20; T. 35, F. 1—2

1953 *Frondicularia goldfussi* REUSS, HAGN, S. 63, T. 5, F. 4

1957 *Frondicularia goldfussi* REUSS, POZAR., S. 143, T. 22, F. 4; T. 25, F. 3.

Ovale, oben zugespitzte flache Schale mit aufgeblähten, schlanken, gebogenen Kammern. Suturen dadurch tief eingesenkt. Die längsovale bis langgestreckte, spindelispitze Embryonalkammer trägt manchmal eine Längsrippe. Die Seitenränder des Gehäuses sind abgestutzt.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide (Turon-Maastricht) von Europa, Oberkreide von Nordafrika und Nordamerika.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 s, 3 s, 4 s, 5 s, 6 ss, 8 ss, 9 s.

*Frondicularia lanceola bidentata* (CUSH.), 1930

Taf. XV, Fig. 7

1930 *Frondicularia verneuiliana* d'ORB. var. *bidentata* CUSH., Contr. Cush. Lab. For. Res., 6, S. 37, T. 5, F. 13—15

1946 *Frondicularia lanceola* REUSS var. *bidentata* CUSH., CUSH., S. 85, T. 33, F. 5—8.

Schmal-lanzettliche *Frondicularia* mit gewinkelttem Rand, charakterisiert durch die paarförmig angeordneten, kurzen verdickten Rippen über den Oberenden der Nähte in der mittleren Schalenzone. Die Zugehörigkeit zu *Frondicularia lanceola* REUSS kommt in den übrigen Schalenmerkmalen klar zum Ausdruck.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide Nordamerikas.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 10 ss.

*Frondicularia angusta* (NILSSON), 1827

Taf. XV, Fig. 4—5

- 1827 *Planularia angusta* NILSSON, S. 11, T. 9, F. 22  
 1854 *Frondicularia angusta* NILSSON, Rss., S. 66  
 non *Frondicularia angusta* NILSSON, Rss. 1860, S. 196, T. 4, F. 5  
 1928 *Frondicularia angusta* NILSSON f. *marginata* Rss., FRANKE, S. 67,  
 T. 5, F. 21  
 1946 *Frondicularia verneuilliana* d'ORB., CUSH., S. 90, T. 36, F. 15  
 1957 *Frondicularia angusta* (NILSSON), POZAR., S. 136, T. 20, F. 1.

Schmale, lanzettliche Form mit scharfen, schmalen, rippenförmig vortretenden Kammergrenzen. Seitenränder abgestutzt und beiderseits durch schmale Leisten gesäumt. Seiten an den Kammergrenzen ganz schwach gekerbt. Feine, schwache Längsrippchen in lockerer Anordnung auf den Flächen zwischen den Kammergrenzen. Diese Rippen können fast ganz zurücktreten und sind kein Artmerkmal.

Bisherige Vorkommen: Unter- bis Oberkreide Europas, Oberkreide Amerikas. Österreich: Oberturon von Leitzersdorf (KARRER 1870), Coniac Edlbachgraben bei Gosau (REUSS 1854).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Weißenbachtals bei Aussee: 3 ss, 4 ss, 5 s, 7 ss.

*Frondicularia angustissima* REUSS, 1860

Taf. XVI, Fig. 2

- 1860 *Frondicularia angustissima* REUSS, S. 53, T. 4, F. 6  
 1928 *Frondicularia angustissima* REUSS, FRANKE, S. 68, T. 6, F. 3, 4  
 1953 *Frondicularia angustissima* REUSS, HAGN, S. 61, T. 5, F. 8.

Schlanke, lanzettliche Gehäuse mit leicht bikonvexem Schalenquerschnitt und abgestutzten, an den Kammergrenzen schwach gekerbten Seitenrändern. Die hervortretenden Nahtleisten sind streckenweise in kurze, längsgerichtete Rippen aufgelöst. Dicke und Zahl der kurzen, von den Nähten nicht über die ganze Kammer reichenden Rippen wechselt, auch treten feiner berippte Formen als das abgebildete Exemplar auf. Die Berippung erreicht hingegen nicht das von REUSS 1860 und HAGN 1953 dargestellte Ausmaß.

Vorkommen: Turon — Obersenon von Mitteleuropa.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 4 s, 5 ns, 7 ss, 9 ss, 10 ss.

*Frondicularia frankei* CUSH., 1936

Taf. XV, Fig. 6

- 1860 *Frondicularia angusta* REUSS (non NILSSON), S. 196, T. 4, F. 5  
 1925 *Frondicularia gracilis* FRANKE (non PERNER), S. 50, T. 4, F. 9  
 1936 *Frondicularia frankei* CUSH., Contr. Cush. Lab. For. Res., 12, S. 18,  
 T. 4, F. 6, 7  
 1944 *Frondicularia frankei* CUSH., ebenda, 20, S. 9, T. 2, F. 9  
 1946 *Frondicularia frankei* CUSH., CUSH., S. 89, T. 35, F. 14—16; T. 36, F. 1  
 1953 *Frondicularia frankei* CUSH., HAGN, S. 62, Abb. 7.

Breit-lanzettförmige *Fronicularia* mit großer Zahl kurzer, nicht durchgehender Längsrippchen über den Kammergrenzen, Mittellinie frei, vertieft. Querschnitt schwach bikonvex, seitlich ein wenig, besonders auf der letzten Kammer, abgestutzt. Sämtliche Exemplare etwas breiter als die von REUSS und CUSHMAN dargestellten.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide von Europa (Unterturon — Oberesenon), Nordamerika und Nordafrika.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 s.

*Fronicularia multilineata* REUSS, 1854

Taf. XVI, Fig. 1

1854 *Fronicularia multilineata* REUSS, S. 66, T. 25, F. 5.

Eine dünne, feinberippte, rhomboidale *Fronicularia*art, mit sehr flacher, gegen die Seiten hin dünner werdender Schale, randlich abgestutzt. 12 Kammern. Die Anfangskammer ellipsoidal, vorspringend, berippt. Die zahlreichen zarten Längsrippen laufen durch, konvergieren schwach gegen oben und springen über den Kammergrenzen etwas deutlicher vor.

Bisher nur aus der Gosau des Didlbachgrabens bei St. Wolfgang von REUSS 1854 beschrieben.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 10 ss.

*Neoflabellina* BARTENSTEIN, 1948

*Neoflabellina suturalis* (CUSH.), 1935

Taf. XVI, Fig. 3—4

1910 *Flabellina rugosa* d'ORB., HERON-ALLEN & EARL. (non d'ORB.), Roy. Micr. Soc. J., S. 422, T. 8, F. 7

1928 *Flabellina rugosa* d'ORB., FRANKE (non d'ORB.), S. 92, T. 8, F. 18 a, b

1935 *Flabellina suturalis* CUSH., Contr. Cush. Lab. For. Res., 11, S. 86, T. 13, F. 9—18 partim.

1940 *Flabellina deltoidea* WEDEKIND, S. 190, Abb. 6 a

1946 *Palmula suturalis* (CUSH.), CUSH., S. 82, T. 32, F. 3—14

1953 *Neoflabellina „deltoidea“* WEDEK., HILTERMANN, S. 52, Abb. 3, F. 1—3.

Gerundet-deltoidische Schalenform. Größte Breite etwa im unteren Drittel der Schale. Gehäuse dünn, Seitenflächen subparallel. Die Schale wird gegen den jüngeren Teil hin etwas flacher. Kleine Spira. Die Nähte werden von erhabenen Leisten überlagert. Die Ränder sind abgestutzt und etwas vertieft, die Leisten der Kammergrenzen greifen ein Stück schräg auf die Seitenränder über (s. Abb.). Die Nahtleisten können auch entlang der Seitenkanten weiterlaufen und so den Seitenstreifen abgrenzen. Übergänge zu der im folgenden beschriebenen *Neoflabellina laterecompressa* angedeutet. Rippenform und Mündungsfigur zeigen phylogenetisch einfaches Gepräge: Mündungsornamente fehlen. Es erscheinen einfache, geschlossene Bogen, selten auch, und zwar nur bei den jüngsten Kammern, offene Bogen. Warzenbildung tritt nur im Initialteil und auch dort spärlich auf, im jüngeren Schalenteil fehlt sie. Die Breitezunahme der Schale variiert in begrenztem Ausmaß. Neben Formen mit ungefähr rechtem Öffnungswinkel und relativ gerader Seitenbegrenzung (z. T. jüngere Exemplare)

treten häufiger solche mit beiderseits stark konkaver Umgrenzung des unteren Schalenteiles auf.

Zu *Neoflabellina suturalis* (CUSH.) scheinen außerdem noch einzelne Exemplare der von REUSS 1845 aus dem böhmischen Pläner (!) als *Flabellina cordata* bezeichneten und abgebildeten Formen zu gehören. Die Originale sind aber in seinem in Wien deponierten Material nicht auffindbar.

Bisherige Vorkommen: Coniac und Santon von Mitteleuropa. Oberkreide (Austin und Taylor?) Nordamerikas. Österreich: Coniac des Edlbachgrabens bei Gosau? (REUSS 1854).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ss, 6 ns, 7 ss, 8 ss, 9 s. Diese Art vertritt in den höheren Proben gleichsam *Neoflabellina laterecompressa* n. sp., die nur auf die tieferen Fundpunkte beschränkt ist.

*Neoflabellina laterecompressa* n. sp.

Taf. XVII, Fig. 1—3

Holotypus: Taf. XVII, Fig. 1. Samml. Geol.-pal. Abt. Nathist. Mus. Wien, Aquis. Nr.: 346/1959.

Locus typicus: Weißenbachtal bei Aussee, Steiermark. Linke Talseite, 250 m SE der Ostecke der Weißenbachalm, P. 1.

Stratum typicum: Mergel des Oberconiac, Untere Gosau.

Derivatio nominis: Nach der seitlichen Zusammenpressung und Abplattung des unteren Schalenteiles.

Material: 16 Exemplare in Schalenerhaltung.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Neoflabellina* mit breit-deltoidisch geschweiftem Gehäuseumriß, mit breit abgestutzten, flachen, im unteren Teil stark verbreiterten Seiten, glatten, oben geschlossenen, im älteren Schalenteil auch offenen Nahtleisten, ohne Mündungsfiguren. Charakteristisch ist die seitliche Kompression und Abplattung des unteren Schalenteiles.

Maße des Holotypus: Länge 1,25 mm, Breite 0,90 mm.

Beschreibung: Breit-deltoidischer Gehäuseumriß. Spitzer Öffnungswinkel. Umrißlinien der unteren Seitenränder durch rasche Breitenzunahme der Schale bei erwachsenen Exemplaren unregelmäßig konkav. Größte Gehäusebreite nach dem unteren Schalendrittel oder bis zur Hälfte der Schale, bei Jugendformen (Fig. 3) noch höher oben. Spira klein, im allgemeinen sind nur noch 1—2 Kammern nach der Embryonalkammer unsymmetrisch angeordnet. Kammern schmal, verkehrt V-förmig. Nähte mit Leisten versehen, die bei den älteren Kammern durch wiederholte Unterbrechung in eine Kurzleisten- und Körnchenreihe aufgelöst sind. Allgemein keine Mündungsfiguren ausgeprägt, sondern die Nahtleisten stoßen flachwinkelig aufeinander. Als auffallendstes Merkmal tritt bei allen Exemplaren die starke seitliche Abplattung im unteren Schalenteil hervor, wodurch dort zugleich die größte Schalendicke gegeben ist. Die abgeplatteten Seitenflächen ragen auch noch über die Breitseite der Schale als hohe Leisten vor.

Die beschriebene Art ist trotz Ähnlichkeit zu *Neoflabellina suturalis* klar abgrenzbar. Auf Grund ihres Auftretens in den tieferen Proben, in denen *N. suturalis* noch fehlt, stellt sie — zumindest in unserem Ab-

schnitt — eine Vorform der letztgenannten Art dar. In den höchsten aufgeschlossenen Lagen herrscht schließlich *N. suturalis* allein.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 s, 3 ss, 4 s, 5 ss.

*Lagena* WALKER & JACOB, 1798  
*Lagena sulcata* WALKER & JACOB, 1798

Taf. XVII, Fig. 4

1798 *Serpula (Lagena) sulcata* WALK. & JAC., in F. KANNMACHER: Adams Essays., Lond., S. 634, T. 14, F. 5

1893 *Lagena sulcata* WALK. & JAC., CHAPMAN, 4, S. 583, T. 8, F. 11

1954 *Lagena sulcata* (WALK. & JAC.), FRIZZELL, S. 103, T. 14, F. 14.

Kugelförmiges Gehäuse, unten gerundet, oben zugespitzt, von zahlreichen Längsrippen bedeckt.

Vorkommen: Lias — Gegenwart.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

*Lagena acuticosta proboscidualis* BANDY, 1955

Taf. XVII, Fig. 5

1936 *Lagena isabella* d'ORB., BROTZEN (non d'ORB.), S. 111, T. 7, F. 5, Textabb. 37 partim

1951 *Lagena acuticosta* REUSS var. *proboscidualis* BANDY, J. Pal., 25, S. 503, T. 73, F. 16 a, b

1946 *Lagena acuticosta* REUSS, CUSH., S. 94, T. 39, F. 14, 15

1957 *Lagena cayeuxi* MARIE, HOFKER (non MARIE 1941), S. 162, Abb. 200 c.

Die beiden vorliegenden Exemplare entsprechen genau der Abb. 14, Taf. 39 in CUSHMAN 1946. Das locker berippte ovale Gehäuse ist unten gerundet und läuft gegen oben in einen berippten, deutlich abgesetzten, kleinen Fortsatz aus, der eine glatte, zapfenartige Spitze mit der Mündung trägt. Die bei BANDY 1951 zwischen den starken Rippen noch eingezeichneten schwachen, kürzeren Rippen sind auch auf unseren Exemplaren gerade noch kenntlich.

HOFKER hatte 1957 Exemplare von *Lagena acuticosta proboscidualis* BANDY aus dem höheren Maastricht von Basbeck zur 1941 von MARIE aufgestellten Art *Lagena cayeuxi* gerechnet. Die Unterschiede zwischen den beiden Formen sind aber klar: *L. cayeuxi* aus dem Obercampan des Pariser Beckens besitzt einen kleinen, pyramidenförmigen Aufsatz mit 4 flachen (!) Seiten, auf die laut Text und Abbildung die Rippen nicht mehr hinaufreichen. Außerdem vereinigen sich die Rippen bei *L. cayeuxi* paarweise am unteren Teil der Schale, bevor sie im Zentrum des Unterendes zusammentreten.

Bisherige Vorkommen: Santon — Obermaastricht von Europa, Campan von Nordamerika.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 4 ss, 6 ss, 7 ss.

*Lagena aspera apiculata* WHITE, 1928

Taf. XVII, Fig. 6

1928 *Lagena aspera* REUSS var. *apiculata* WHITE, J. Pal., 2, S. 208, T. 29, F. 5.Oberfläche der oben spitz auslaufenden, sonst kugelförmigen *Lagena* unregelmäßig mit Höckerchen besetzt.

Typus aus der Oberkreide (Velasco) von Tampico.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss.

*Lagena apiculata* (REUSS), 1850

Taf. XVII, Fig. 7, 8

1850 *Oolina apiculata* REUSS, S. 22, T. 1, F. 11862 *Lagena apiculata* REUSS, Rss., S. 318, T. 1, F. 4—8, 10—111928 *Lagena apiculata* REUSS, FRANKE, S. 86, T. 7, F. 34—351946 *Lagena apiculata* (REUSS), CUSH., S. 94, T. 39, F. 231950 *Lagena apiculata* (REUSS), TEN DAM, S. 401953 *Lagena apiculata* (REUSS), HAGN, S. 67, T. 2, F. 241957 *Lagena apiculata* (REUSS), POZAR., S. 40, T. 3, F. 9.

Kleine, glatte Schale von ovoider Form mit Andeutung eines Zentralstachels und ausgezogener Spitze.

Vorkommen: Lias — Tertiär. Österreich: Oberturon von Leitersdorf (KARBNER 1870).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 4 ss, 6 ss, 7 ss.

*Lagena apiculata globosa* CHAPMAN, 1893

Taf. XVII, Fig. 9

1893 *Lagena apiculata* (REUSS) f. *globosa* CHAPMAN, 4, S. 581, T. 8, F. 3 a, b

Kleine, kugelförmige glatte Schale mit sehr kurzem Basalstachel und kleiner Spitze, auf der die Öffnung sitzt.

Typus aus dem Gault von Folkestone, England.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss.

*Rectoglandulina* LOEBLICH & TAPPAN, 1955*Rectoglandulina pygmaea* (REUSS), 1851

Taf. XVII, Fig. 10

1851 *Glandulina pygmaea* REUSS, Tl. 1, S. 22, T. 2, F. 31936 *Glandulina pygmaea* REUSS, BROTZEN, S. 90, T. 4, F. 14non *Pseudoglandulina pygmaea* (REUSS), CUSH. 1946, S. 76, T. 27, F. 27, 281956 *Rectoglandulina pygmaea* (REUSS), SAID & KENAWY, S. 134, T. 3, F. 12.

Die ziemlich variablen Gehäuse dieser Art weisen eine beiderseits spitz zulaufende, stark gebauchte Form auf, die aus einer Reihe von wenigen Kammern besteht, von denen die letzte mehr als die halbe Schalengröße ausmacht und noch ein Stück über die Mitte hinabgreift. Im Intialteil, der aus einer etwas unsymmetrisch gelegenen Spitze besteht, Kammerung undeutlich. Nähte der jüngeren Kammern mäßig gut bis deutlich sichtbar, schwach oder nicht eingesenkt. Öffnung endständig, gestrahlt. Das Größenverhältnis der letzten Kammer, die die anderen aber an Länge stets weit

übertrifft, schwankt im vorliegenden Material ziemlich, so daß sowohl Typen, wie sie REUSS 1851 abgebildet hat, als auch solche, wie sie BROTZEN 1936 zeichnete, vorkommen.

Bisherige Vorkommen: Oberturon bis Obersenon von Europa. Maastricht von Ägypten.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 s.

### POLYMORPHINIDAE

*Ramulina* RUP. JONES, 1875

*Ramulina laevis* R. JONES, 1875

Taf. XVII, Fig. 11, 12

1875 *Ramulina laevis* JONES, in: WRIGHT, Flints and Foram., S. 88, T. 3, F. 19

1896 *Ramulina laevis* JONES, CHAPMAN, 9, S. 582, T. 12, F. 2

1928 *Ramulina laevis* JONES, FRANKE, S. 123, T. 11, F. 18

1951 *Ramulina laevis* (JONES), BARTENST. & BRAND, S. 323, T. 11, F. 309 bis 312.

Ungefähr röhrenförmige Bruchstücke von Ramulinen in wechselnder Gestalt mit glatter Oberfläche. Aufgeblähte Abschnitte mit oder ohne Verzweigungen.

Vorkommen: Unterkreide bis Gegenwart. Österreich: Untere Gosau des Grabenbachgrabens bei Gosau (Material KÜPPER, P. 11).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ss, 6 s, 8 ss.

*Ramulina aculeata* (d'ORB.), 1840

Taf. XVII, Fig. 13, 14

1840 *Nodosaria (Dentalina) aculeata* d'ORB., S. 13, T. 1, F. 2—3

1896 *Ramulina aculeata* WRIGHT, CHAPMAN, 9, S. 583, T. 12, F. 7—9

1928 *Ramulina aculeata* WRIGHT, FRANKE, S. 124, T. 11, F. 16—17

1946 *Ramulina aculeata* (d'ORB.), CUSH., S. 100, T. 43, F. 13—16 (non 11—12)

1953 *Ramulina aculeata* (d'ORB.), HAGN, S. 71, T. 6, F. 9—10

1955 *Ramulina aculeata* WRIGHT, LISZKA, S. 183, T. 13, F. 8.

Röhrenförmige, streckenweise aufgeblähte, grob und locker bestachelte Bruchstücke von Ramulinen.

Vorkommen: Jura bis Gegenwart.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 9 ss.

*Bullopورا* QUENSTEDT, 1856

*Bullopورا laevis* (SOLLAS), 1877

Taf. XVII, Fig. 15; Taf. XVIII, Fig. 1

1877 *Webbina laevis* SOLLAS, Geol. Mag. 4, S. 103, T. 6, F. 1—3

1896 *Vitriwebbina laevis* SOLLAS, CHAPM., 9, S. 585, T. 12, F. 12

1928 *Vitriwebbina laevis* SOLLAS, FRANKE, S. 125

1946 *Bullopورا laevis* (SOLLAS), CUSH., S. 98, T. 42, F. 1—4

- 1950 *Bullopورا laevis* (SOLLAS), TEN DAM, S. 43  
 1951 *Bullopورا laevis* (SOLLAS), BARTENST. & BRAND, S. 321, T. 11, F. 300  
 bis 302  
 1953 *Bullopورا laevis* (SOLLAS), HAGN, S. 72, T. 6, F. 26.

Reihe aus drei halbkugeligen bis halbovalen, auch etwas unregelmäßigen, auf Muschelsplittern oder anderen Foraminiferen aufgewachsenen, verbundenen Abschnitten. Kalkschale.

Bisherige Vorkommen: Unter- und Oberkreide in Europa und Nordamerika.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss.

*Bullopورا* sp.

Taf. XVII, Fig. 16, 17

In Probe 10 war vereinzelt, auf Muschelschalensplitter aufgewachsen, eine Art der Gattung *Bullopورا* anzutreffen, die mit keiner bisher beschriebenen Art vollkommen übereinstimmt. Die langgestreckten Kammern besitzen eine weiße Schale. Ihre Form wechselt zwar stark, charakteristisch aber ist der parallele Seitenrand der schlanken Kammern, der häufig in der Mitte beiderseits leicht eingebuchtet ist, ferner die schmale, röhrenförmige Verlängerung, mit der jede Kammer in die nächste unter sehr verschiedenem Winkel einmündet. Ähnliche Formen wurden von TERQUEM 1870 aus dem Jura beschrieben.

HETEROHELICIDAE

*Gümbelina* EGGER, 1899

*Gümbelina striata* (EHRENB.), 1838

Taf. XVIII, Fig. 2—3

- 1838 *Textilaria striata* EHRENB., Abh. Preuß. Ak. W. Berl., S. 135, T. 4, F. 1—3  
 1899 *Gümbelina striata* EHRENB., EGGER, S. 33, T. 14, F. 37—39  
 1936 *Gümbelina striata* EHRENB., BROTZEN, S. 118, T. 9, F. 1 a, b  
 1946 *Gümbelina striata* (EHRENB.), CUSH., S. 104, T. 45, F. 4—5  
 1951 *Gümbelina striata* EHRENB., NOTH, S. 61  
 1953 *Gümbelina striata* (EHRENB.), HAGN, S. 73, T. 6, F. 14—15  
 1957 *Gümbelina striata* (EHRENB.), HOFKER, S. 418 f., Abb. 477.

Kleinwüchsige *Gümbelina* mit feiner, oft nur schwer kenntlicher Längsstreifung der Kammern. Längen-Breiten-Index variiert im vorliegenden Material stark. Mit der unterschiedlichen Form und Berippung haben sich BROTZEN und HOFKER eingehend beschäftigt. Die sonst ähnliche *Gümbelina globulosa* (EHRENB.) weist eine glatte Oberfläche auf.

Bisherige Vorkommen: Turon — Maastricht von Europa, Austin — Navarro von Nordamerika. Österreich: Untere Gosau vom Grabenbach (Mat. KÜPPER, P. 11, 12), Senon des oberösterr. Helvetikums (NOTH 1951).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ns, 3 ss, 4 h, 5 ns, 6 hh, 7 hh, 8 ss, 9 ss.

## BULIMINIDAE

*Bulimina* d'ORB., 1826*Bulimina ovulum* REUSS, 1845

Taf. XVIII, Fig. 4

- 1844 *Bulimina ovulum* REUSS, S. 215  
 1845 *Bulimina ovulum* REUSS, Rss., (non ovula d'ORB.), 1. Abt., S. 37,  
 T. 13, F. 73 (non T. 8, F. 57)  
 1850 *Bulimina ovulum* REUSS, Rss., S. 38, T. 4, F. 9  
 1854 *Bulimina ovulum* REUSS, Rss., S. 71  
 1934 *Bulimina reussi* MORROW (nov. nom.), J. Pal., 8, S. 195, T. 29, F. 12  
 1946 *Bulimina reussi* MORROW, CUSH., S. 120, T. 51, F. 1—5  
 1953 *Bulimina reussi* MORROW, HAGN, S. 78, T. 6, F. 21  
 1957 *Praebulimina ovulum* (Rss.), HOFKER, S. 184.

Dicke, gedrungene, kleine *Bulimina*art. Die letzten 3 Kammern überragen an Größe weitaus den übrigen Gehäuseteil. Die größte Schalenbreite liegt über der Mitte der Schale. Dünne, glänzende, feinporöse Schale. Nähte leicht eingesenkt, kenntlich, Öffnung kommaförmig. Die Gehäuseform variiert ziemlich: der spitz-kegelförmige ältere Schalenteil erreicht verschiedene Größe, tritt aber immer gegenüber dem letzten Umgang stark zurück.

Die Namensänderung, die MORROW 1934 vorgenommen hatte, ist unberechtigt, wie bereits FRIZZELL 1954 festgestellt hatte. „Ovulum“ ist eine substantivische Beifügung, *Bulimina ovula* d'ORB. daher kein Homonym.

Bisherige Vorkommen: Turon — Untersanton (oder bis Obersenon) von Europa, Austin — Taylor von Nordamerika. Österreich: Coniac Edlbachgraben im Gosaubecken (Rss. 1854).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 3 ns, 6 h, 7 s, 8 h, 9 h.

*Buliminella* CUSH., 1911*Buliminella obtusa* (d'ORB.), 1840

Taf. XVIII, Fig. 5

- 1840 *Bulimina obtusa* d'ORB., S. 39, T. 4, F. 5—6  
 1928 *Bulimina ovulum* Rss., FRANKE, S. 157, T. 14, F. 14  
 1941 *Buliminella obtusa* (d'ORB.), MARIE, S. 197, T. 33, F. 291 a—e.

Verlängert-tropfenförmige Schale. Die vorliegenden Exemplare sind etwas schlanker als der von d'ORBIGNY abgebildete Typus. Seiten geradlinig gegen unten zusammenlaufend, nur Spitze gerundet. Drei Umgänge sind kenntlich, der letzte besteht aus vier Kammern. Die Öffnung ist in der von MARIE beschriebenen Art Y-förmig ausgebildet.

Vorkommen: Campan-Maastricht von Europa.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ns, 3 s, 4 hh, 6 s, 7 ns, 8 ns, 9 ns.

*Entosolenia* EHRENBERG, 1848  
*Entosolenia orbignyana* (SEGUENZA), 1862

Taf. XVIII, Fig. 6

- 1862 *Fissurina d'Orbignyana* SEGUENZA, Foram. Monotal. Mar. Miocen. Messina, S. 60, T. 2, F. 24, 26  
 1899 *Lagena Orbignyana* SEG., EGGER, S. 104, T. 5, F. 8—9  
 1936 *Lagena d'orbignyana* SEGU., BROTZEN, S. 112, T. 7, F. 9 a—c  
 1946 *Entosolenia orbignyana* (SEG.), CUSH., S. 126, T. 52, F. 16—17  
 1951 *Entosolenia orbignyana* (SEG.), NOTH, S. 64, T. 6, F. 34  
 1953 *Entosolenia orbignyana* (SEG.), HAGN, S. 80, T. 7, F. 3  
 1956 *Fissurina orbignyana* (SEG.), SAID & KENAWY, S. 145, T. 7, F. 20.

Ovales, seitlich zusammengedrücktes Gehäuse, das sich durch einen beiderseitigen, ringförmigen, scharfrandigen, etwas vom Rand einwärts gelegenen Saum, zusätzlich zum scharfen Kiel von *Entosolenia marginata* W. & B. unterscheidet. Spaltförmige Öffnung in der Abplattungsebene auf kleinem, zu einem Hals ausgezogenen Fortsatz des Gehäuses. Interntubus durchscheinend.

Bisherige Vorkommen: Oberkreide — Jungtertiär von Europa, Maasricht—Dan Nordafrikas, Mendez—Velasco von Mexiko. Österreich: Senon von Nußbach, Ob.-Öst. (NOTH 1951).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss.

### ROTALIIDAE

*Conorboides* THALMANN, 1952  
*Conorboides squamiformis* (REUSS), 1854

Taf. XVIII, Fig. 7

- 1854 *Rosalina squamiformis* REUSS, S. 69, T. 26, F. 2 a—c.

Sehr flache, kegelförmige, scharfgerandete Schale mit kreisförmigem Umriß, flacher bis ganz schwach konvexer Basisfläche und — abweichend vom sonst gut übereinstimmenden Typus — sehr schwach gebauchtem Kegelmantel. Die drei Umgänge bestehen aus schräg zugeschnittenen, besonders gegen den jüngeren Teil hin dorsal sichelförmigen, ventral am letzten Umgang dreieckig umgrenzten Kammern. Den letzten Umgang bilden vier bis fünf Kammern. Nähte ventral schwach eingesenkt. Der kleine Nabel vielleicht nur durch die Auswitterung kenntlich. Schale weiß, undurchsichtig, bei den vorliegenden Exemplaren stark korrodiert, so daß meist der aus Pyrit bestehende Steinkern bloßliegt. Dadurch ist ausgezeichnet das schmale, geschlungene Protoforamen sichtbar, ebenso die im Inneren stehende pfeilerförmige Zahnplatte, die in jeder Kammer nahe dem Protoforamen zum Dach der Kammer hinaufreicht. Das schlitzförmige Deuteroforamen ist durch die Abwitterung der Schale nicht kenntlich.

Die beschriebenen Merkmale gestatten einwandfrei diese Art der Gattung *Conorbis* HOFKER 1951 zuzuordnen. Aus Gründen der Homonymie wurde der Name dieser Gattung von THALMANN 1952 in *Conorboides* abgeändert.

Bisher nur aus Österreich gemeldet: Untere Gosau des Gosaubeckens (REUSS 1854), Rondograben im Gosaubecken (Material KÜPPER 1956).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 7 ss.

*Conorboides* sp.

Taf. XVIII, Fig. 8

In Probe 7 waren schlecht erhaltene Exemplare einer Conorboidesart mit bikonvexer Schale, dorsal schlecht kenntlichen älteren Umgängen, relativ schrägen Kammerwänden und 4—5 Kammern im letzten Umgang vorhanden. Die Art ähnelt in manchem *Conorboides valendisensis* (BARTENST. & BRAND), das schmale, gebogene Protoforamen unterscheidet sie von der mit zungenförmiger Öffnung ausgestatteten Art aus dem Valendis. Ähnlichkeit besteht auch zu *Conorboides valendisensis tomaszowiensis* (SZTEJN).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 7 s.

*Valvulineria* CUSH., 1926*Valvulineria lenticula* (REUSS), 1845

Taf. XVIII, Fig. 9

- 1845 *Rotalia lenticula* REUSS, I. Abt., S. 35, T. 12, F. 17  
 1862 *Rotalia lenticula* REUSS, Rss., S. 82, T. 10, F. 3 a—c  
 1928 *Anomalina lenticula* REUSS, FRANKE, S. 183, T. 16, F. 11 a—c  
 1936 *Valvulineria lenticula* REUSS, BROTZEN, S. 151, T. 11, F. 5 a—c  
 1941 *Ceratobulimina lenticula* (REUSS), MARIE, S. 226, T. 35, F. 326—328  
 1953 *Valvulineria lenticula* (REUSS), HAGN, S. 82, T. 7, F. 15.

Bikonvexe, außen mehr-weniger gewinkelte, trochoid gerollte Schale mit deutlicher Spiral- und Spindelseite. Spiralseite schwächer gewölbt, mit 2—3 Umgängen, Kammern der inneren Umgänge nicht bei allen Exemplaren äußerlich kenntlich. Kammernähte gerade bis konvex. Ventralseite konvexer, ein Fortsatz von der letzten Kammer gegen das Zentrum hin verdeckt den Nabel. Spaltförmige Öffnung, vom Rand bis zum Nabel fortgesetzt. Radiale Einsenkung auf der Stirnseite der letzten Kammer.

Bisherige Vorkommen: Turon — Obercampan von Europa. Entwicklungsoptimum vom Turon bis zum Santon.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: In allen Proben außer in P. 10 nicht selten.

*Gavelinella* BROTZEN, 1942*Gavelinella lorneiana* (d'ORB.), 1840

Taf. XVIII, Fig. 10—11

- 1840 *Rosalina Lorneiana* d'ORB., S. 36, T. 3, F. 20—22  
 1941 *Discorbis Lorneiana* d'ORB., MARIE, S. 214, T. 33, F. 314; T. 34, F. 315  
 1953 *Pseudovalvulineria lorneiana* (d'ORB.), HAGN, S. 85, T. 7, F. 12 a—c  
 v 1956 *Gavelinella tumida* BROTZEN, KÜPPER, S. 303.

Nur wenig unsymmetrisch gerollte trochoide Schale, bei der die Kammern im letzten Umgang stark an Breite zunehmen, so daß die Endkammer in charakteristischer Art breit aufgebläht erscheint. Im letzten Umgang 9—10 Kammern, auf der Dorsalseite auch die teilweise verdeckten inneren Umgänge noch sichtbar. Vorderrand der Kammern entlang der

Nähte auf der Dorsal- und Ventralseite, besonders gegen das Zentrum der Schale zu, von radial stehenden, wulstartigen Verdickungen begleitet. Diese treten gegen innen hin wie starke Rippen hervor, gegen die Peripherie hin laufen sie allmählich aus. Schalenaußenrand im älteren Teil gewinkelt, im jüngeren breit gerundet. Öffnung nahe dem Innenrand der letzten Kammer; eine lang gebogene, schmale Naht führt von hier zum Nabel hin. Der weite Nabel unterscheidet unter anderem diese Art von der enggenabelten *Gavelinella clementiana* (d'ORB.).

Die in großer Zahl vorliegenden Exemplare sind vollkommen ident mit der von HAGN 1953 abgebildeten *Pseudovalvulineria lorneiana* (d'ORB.). Ebenso stimmen sie mit der bei P. MARIE dargestellten *Discorbis Lorneiana* d'ORB. aus dem Campan von Meudon überein, aus dem auch d'ORBIGNY seine Art beschrieb. Die von MARIE vorgenommene Trennung einer forma *typica* und forma *costulata* ist auf Grund des gleitenden Überganges unzweckmäßig, wie bereits HAGN festgestellt hatte. Bei dem von d'ORB. 1840 dargestellten Exemplar fehlt die Berippung. Aber auch bei den uns vorliegenden Exemplaren läßt sich an stark aufgeblähten Formen das Zurücktreten der Berippung erkennen, so daß dann die letzten Kammern vollkommen glatt sind, bei den älteren aber die Rippen noch kenntlich bleiben.

Keine Übereinstimmung ergibt sich hingegen mit der von BROTZEN 1936 (S. 178) als *Anomalina lorneiana* d'ORB. bezeichneten Form aus dem Eriksdaler Mittelsanton nach der Schalenform, Kammeranordnung, der weiteren Öffnung und dem vollkommenen Fehlen der Berippung. 1942 bildete BROTZEN eine ganz andere Form als *Pseudovalvulineria lorneiana* (d'ORB.) ab (S. 18, F. 6, Nr. 7), die er als Genotypus der neu aufgestellten Gattung verwendete (S. 20). Die alte Abbildung von 1936 wurde zugleich von BROTZEN als *Gavelinella tumida* nov. nom. bezeichnet (S. 47). Als Unterschied zwischen den Gattungen *Pseudovalvulineria* und *Gavelinella* wird besonders der bei der erstgenannten Gattung weitgehende reduzierte Nabel angeführt, der durch einen Nabelknopf geschlossen sein kann. HOFKER wies 1957, S. 366 nach, daß die Gattung *Pseudovalvulineria* zugunsten von *Gavelinella* aufzuheben sei.

HOFKER hatte 1957 die Entwicklung der Gavelinellen NW-Deutschlands dargestellt. Unsere Art aber läßt sich mit keiner von ihm abgebildeten Art identifizieren. Die ähnliche *Gavelinella costata emscheriana* (S. 287) aus dem Coniac bis unteren Mittelsanton zeigt stärkere Berippung, geringere Kammerzahl und geringere Breitenzunahme der jüngeren Kammern. Auch mit der Form mit stark aufgeblähten Endkammern, der *Gavelinella costata tumida* (S. 289) aus dem Untercampan bestehen grundsätzliche Differenzen.

Die von K. KÜPPER 1956 aus der Unteren Gosau des Grabenbachgrabens als *Gavelinella tumida* BROTZEN bestimmte gerippte Form ist ident mit unserer, als *Gavelinella lorneiana* (d'ORB.) erkannten Art.

Bisher nur im europäischen Campan mit Sicherheit nachgewiesen. Österreich: Coniac/Santon vom Grabenbachgraben bei Gosau (Material KÜPPER 1956).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 3 ss, 4 ns, 5 h, 6 h, 7 ns, 8 ns, 9 h.

*Gavelinella stelligera* (MARIE), 1941

Taf. XVIII, Fig. 12

1941 *Planulina stelligera* MARIE, S. 245, T. 37, F. 344 a—c1954 *Gavelinella stelligera* (MARIE), HAGN, S. 84, T. 7, F. 13v 1956 *Gavelinella pertusa* (MARSSON) *costata* BROTZEN, KÜPPER, S. 303.

Das Aussehen der Gehäuse dieser hier nicht seltenen Art stimmt vollkommen mit den von MARIE und HAGN gegebenen Abbildungen überein. Die Form ist relativ flach, die Schale am Außenrand leicht gewinkelt. Der kleine Nabel unterscheidet diese Art gut von der viel jüngeren *Gavelinella pertusa* (MARSSON) aus dem Maastricht und ihrer Vorform aus dem Santon bis Unteracampan, der gerippten Varietät *Gavelinella pertusa costata* (BROTZEN).

Die im Material K. KÜPPER 1956 aus dem Gosau Becken als *Gavelinella pertusa costata* BROTZEN und *Gavelinella complanata* (REUSS) bezeichneten Formen gehören nach Nabelbildung und anderem eindeutig zu *Gavelinella stelligera* (MARIE). *Gavelinella stelligera* besitzt eine klar unterschiedene Spiral- und Spindelseite. Sie ist beiderseits durch die radial angeordneten, z. T. leicht abgknickten Rippen über den Kammern oder an den Nähten charakterisiert. Die Mündung ist hier schlecht kenntlich, von der Mündungsspalte zieht eine Fortsetzung zum Nabel. Rechts und links gewundene Schalen liegen vor.

Bisheriges Vorkommen: Europäisches Obercampan. Österreich: Untere Gosau des Grabenbachgrabens (Material KÜPPER, 1956).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ns, 7 ns.

*Gavelinopsis* HOFKER, 1951*Gavelinopsis* sp.

Taf. XIX, Fig. 1

Linsenförmiges, außen gewinkeltes, trochoid gerolltes Gehäuse mit stark evoluter Dorsalseite. Die schlecht erhaltene Schale ist weiß, undurchsichtig und porös. Auf der Dorsalseite sind die beiden letzten Umgänge deutlich sichtbar. Über den Kammergrenzen verlaufen leicht konvexe, schräg nach hinten ziehende Leisten. Das Zentrum der Spira ist durch kräftige Granula besetzt. Ventral übergreifen die Kammern involut, nur der letzte Umgang ist von außen sichtbar. Auf dieser Seite tritt die dreieckige Kammerumgrenzung durch die eingesenkten Nähte scharf hervor. Im Zentrum der Ventralseite erhebt sich die für die Gattung charakteristische Kalkmasse im Nabel, die gut gegen die Umgebung abgegrenzt ist. Die Öffnung ist zufolge des schlechten Erhaltungszustandes der Gehäuse unkenntlich.

Im Oberconiac des Ausseer Weißenbachtals war diese Art nur im Korallenmergel der Probe 10 nicht häufig vorzufinden.

*Gyroidinoides* BROTZEN, 1942*Gyroidinoides nitida* (REUSS), 1844

Taf. XIX, Fig. 2

1844 *Rotalina nitida* REUSS, S. 2141845 *Rotalina nitida* REUSS, Rss., 1. Abt., S. 35, T. 8, F. 52; T. 12, F. 8, 201928 *Rotalia soldanii* d'ORB. forma *nitida* REUSS, FRANKE, S. 187, T. 18, F. 1 a, b

- 1946 *Gyroidina nitida* (REUSS), CUSH., S. 140, T. 58, F. 5  
 1953 *Gyroidina nitida* (REUSS), HAGN, S. 86, T. 7, F. 17  
 v 1956 *Gyroidinoides nitida* (REUSS), KÜPPER, S. 304  
 1957 *Gyroidinoides nitida* (REUSS), HOFKER, S. 393, Abb. 437—440, 444  
 1957 *Gyroidina nitida* (REUSS), ZIEGLER, S. 75.

*Gyroidinoides nitida* (REUSS) stellt den Genotyp der Gattung *Gyroidinoides* dar. Diese unterscheidet sich durch den offenen Nabel und die verlängerte schlitzförmige Öffnung am Innenrand der letzten Kammer von *Gyroidina*. Die Gehäuse sind kegelförmig-gebaucht, der Rand zwischen der flachen Dorsal- und der kegelförmigen Ventralseite ist unscharf gewinkelt. Der offene Nabel kann teilweise durch die gegen innen vorgezogene letzte Kammer verdeckt sein. 7 Kammern bilden den letzten Umgang.

Bisherige Vorkommen: Turon bis Untermaastricht von Mittel-Europa, ab Cenoman mit Schwerpunkt im Untersenon in England, Maastricht von Nordafrika. Österreich: Untersenon bis Obermaastricht des Gosaubeckens (KÜPPER 1956), Maastricht, Gosaubecken (GANSS & KNIPSCHER, 1954).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 h, 3 ns, 4 ns, 5 h, 6 ns, 7 ss, 8 ns, 9 ss, 10 ns.

*Stensiöina* BROTZEN, 1936

*Stensiöina exsculpta exsculpta* (REUSS), 1860

Taf. XIX, Fig. 3

- 1860 *Rotalia exsculpta* REUSS, S. 78, T. 11, F. 4 a—c  
 1936 *Stensiöina exsculpta* REUSS, BROTZEN, S. 165, T. 11, F. 8 a—c  
 1954 *Stensiöina exsculpta* (REUSS), HAGN, S. 88, T. 8, F. 1  
 1954 *Stensiöina exsculpta* (REUSS), POZAR., S. 264, Textabb. 22 a—c  
 v 1956 *Stensiöina exsculpta* (REUSS), KÜPPER, S. 304  
 1957 *Stensiöina exsculpta* (REUSS), ZIEGLER, S. 76, T. 1, F. 8.

Durch die flache, niedrige, gewinkelte Form gut von anderen *Stensiöinen* unterscheidbare Art. Die Spiralseite ist flach, die Nabelseite leicht konvex. Spiralnaht und Kammernähte sind wellig und leistenartig erhaben. Schmalere, kleiner Nabel. Die typische Unterart ist von *Stensiöina exsculpta gracilis* BROTZEN in erster Linie durch den Mangel der radiären, schmalen, nicht sehr regelmäßig verlaufenden Kanäle auf der Ventralseite rings um den Nabel unterschieden. Von *St. praeexsculpta* KELLER unterscheidet sich unsere Art deutlich durch die viel flachere Umbilikalseite und eine andere Ornamentation. Im vorliegenden Material treten nur sehr spärlich links- und rechtsgewundene Exemplare auf.

Bisherige Vorkommen: Coniac — Untermaastricht von Europa. Hauptverbreitung im Santon und Unter campan. Im Coniac der Pfalz, NW-Deutschlands und Schwedens nachgewiesen. Österreich: Untere Gosau des Rondograbens (KÜPPER 1956), Coniac/Santon des Grabenbachgrabens bei Gosau (KÜPPER 1956), Oberconiac bis Obersanton des Gosaubeckens (GANSS 1954).

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 7 ss.

*Höglundina* BROTZEN, 1948  
*Höglundina stelligera* (REUSS), 1854

Taf. XIX, Fig. 4

1854 *Rotalina stelligera* REUSS, S. 69, T. 25, F. 15

1899 *Rotalina stelligera* REUSS, EGGER, S. 158, T. 20, F. 13—15.

In allen Proben waren die schlecht erhaltenen Gehäuse mit weißer, porendurchsetzter Kalkschale zu finden. Breites spaltförmiges, sekundär geschlossenes Protoforamen auf der Ventralseite nahe dem Außenrand jeder Kammer. Gehäuse bikonvex, linsenförmig, mit gewinkeltm Rand. Nur die Gliederung des letzten Umganges ist deutlich, die älteren Kammern sind äußerlich meist unkenntlich. Ein Unterschied zu ähnlichen Arten (*H. elegans* [d'ORB.], *H. caracolla* [ROEMER]) liegt in den relativ geraden, nur wenig zurückgebogenen Kammergrenzen auf der Dorsalseite.

Bisherige Vorkommen: Coniac-Maastricht der Alpen. Österreich: Untere Gosau des Gosaubeckens (Rss. 1854, Material KÜPPER 1956), Gosau des Weißenbachtals bei Aussee (REUSS 1854).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ns, 3 s, 4 s, 5 h, 6 s, 7 ss, 8 ns, 9 ns, 10 ns.

*Höglundina?* *colomi* (SIGAL), 1949

Taf. XIX, Fig. 5

1949 *Epistomina colomi* SIGAL, Bull. Soc. géol. France, Ser. 5, Vol. 19, S. 217, T. 6, F. 4 a—c

1951 *Epistomina colomi* DUB. & SIGAL, NOTH, S. 72, T. 3, F. 1 a—c.

Die großen Gehäuse mit weißer Kalkschale sind asymmetrisch bikonvex gebaut, die Oberseite ist relativ flach, der Rand gewinkelt. Die erhabenen Leisten über den Nähten verlaufen nicht sehr regelmäßig, besonders gegen den Nabel und das Zentrum der Spira hin zeigen sie unregelmäßige Anordnung. Die Leisten bilden ein kräftiges, grobes Relief. Protoforamina kenntlich.

Bisherige Vorkommen: Apt und Alb von Algier. Österreich: Alb von Leonstein (NOTH, 1951). Untere Gosau des Grabenbaches bei Gosau (Material KÜPPER 1956, Pr. 10 a).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 s, 7 ss.

*Höglundina favosoides* (EGGER), 1899

Taf. XIX, Fig. 6—7

1899 *Truncatulina favosoides* EGGER, S. 150, T. 20, F. 22—25

1954 *Höglundina favosoides* (EGGER), HOFKER, Paläontogr. 105, A, S. 195, Abb. 38—41.

Eine bikonvexe *Höglundina* mit stark gewölbter Unterseite, welche beiderseits durch ein charakteristisches enges oder mäßig weites Netzwerk von feinen Rippen überzogen ist, wodurch eine wabenförmige Oberflächenstruktur entsteht. Bei dem Exemplar Fig. 7, Taf. XIX treten besonders bei den letzten Kammern die ursprünglichen Nahtleisten noch gegenüber

dem Netzwerk deutlich hervor. Die sekundär geschlossenen Protoforamina sind als lange streifenförmige Einsenkungen nahe dem ventralen Außenrand der Kammern im letzten Umgang kenntlich.

Bisherige Vorkommen: Höheres Untermaastricht der Gerhardsreuter Schichten, Bayrische Alpen (EGGER 1899, DE KLASZ 1956), Obercampan von Holland (HOFKER 1954). Österreich: Unteres Obercampan (Obere Gosau) vom Vorderen Glaselbach im Gosaubecken (HAGN 1957).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 6 ss, 7 ss.

#### CASSIDULINIDAE

*Ceratobulimina* TOULA, 1915

*Ceratobulimina woodi* KHAN, 1950

Taf. XIX, Fig. 8—11

- 1898 *Pulvinulina Hauerii* d'ORB., CHAPMAN (non d'ORB.), 10, S. 5, T. 1, F. 7 a—c  
 1950 *Ceratobulimina woodi* KHAN, J. Roy. Mikr. Soc. Lond., Ser. 3, Bd. 70, Tl. 3, S. 276, T. 2, F. 15—16, 20—21  
 1954 *Ceratobulimina (Ceratolamarckina) woodi* KHAN, TROELSEN, Meddel. Dansk Geol. Foren., Copenh., Bd. 12, No. 4, S. 454, T. 10, F. 3, 10—12.

Ziemlich variable Art der Gattung *Ceratobulimina* mit etwa  $1\frac{1}{4}$  Umgängen, sehr kleiner, runder Anfangskammer, rascher Kammergrößenzunahme und ovaler bis länglicher Form. Diese Merkmale unterscheiden die Art von der gedrungeneren, mit größerer Initialspira ausgestatteten *Ceratobulimina cretacea* CUSH. & HARRIS aus dem texanischen Obersenon. Die von TROELSEN studierte Öffnung an unseren Exemplaren nicht kenntlich, da die Erhaltung schlecht ist und der Großteil der Exemplare in Form von Pyritsteinkernen vorliegt. Die abgebildeten Exemplare zeigen die starke Variabilität, bei Fig. 10 erkennt man die Tendenz zur Entrollung.

Bisherige Vorkommen: Unterhalb von Folkestone.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 s, 7 ss.

#### CHILOSTOMELLIDAE

*Allomorpha* REUSS, 1850

*Allomorpha trochoides* (REUSS), 1845

Taf. XIX, Fig. 12

- 1845 *Globigerina trochoides* REUSS, 1. Abt., S. 36, T. 12, F. 22  
 1850 *Globigerina trochoides* REUSS, Rss., S. 37, T. 4, F. 5  
 1928 *Valvulina trochoides* REUSS, FRANKE, S. 162, T. 15, F. 2 a—c  
 1929 *Turrilina trochoides* REUSS, WHITE, Tampico, S. 46, T. 5, F. 4  
 1931 *Bulimina?* *trochoides* (REUSS), CUSH., Tennessee Div. Geol. Bull., 41, S. 48, T. 7, F. 20  
 1941 *Allomorpha trochoides* (REUSS), MARIE, S. 230, T. 35, F. 331 a—f  
 1946 *Eggerella?* *trochoides* (REUSS), CUSH., S. 43, T. 12, F. 2.

Kleine, ungefähr kegelförmige Kalkschale, Kammern zartschalig, triserial-trochoid angeordnet. Rasche Zunahme der Kammergröße, letzter

Umgang überwiegt weitaus. Die Ansicht von oben zeigt vorwiegend das letzte Kammernpaar, die dritte Kammer springt nicht so weit vor. Der Querschnitt weist dadurch einen ungleichmäßig dreiseitig-gerundeten Umriß auf. Die Öffnung besteht aus einer niedrigen, langen Spalte an der Basis der letzten Kammer.

Bisherige Vorkommen: Turon — Maastricht von Europa, Taylor und Navarro von N-Amerika. Österreich: Oberturon von Leitersdorf (KARRER 1870).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 4 ns, 5 ss, 6 s, 8 ss.

*Quadriformina* FINLAY, 1939  
*Quadriformina allomorphinoides* (REUSS), 1860

Taf. XX, Fig. 1—3

- 1860 *Valvulina allomorphinoides* REUSS, S. 223, T. 11, F. 6 a—c  
 1936 *Valvulineria allomorphinoides* (RSS.), BROTZEN, S. 153, T. 11, F. 1 a—c, Abb. 56  
 1936 *Valvulineria camerata* n. sp., BROTZEN, S. 155, T. 10, F. 2  
 1946 *Valvulineria allomorphinoides* (RSS.), CUSH., S. 138, T. 57, F. 6 a—c (non 7)  
 1951 *Allomorphina allomorphinoides* (RSS.), NOTH, S. 73, T. 9, F. 5 a—c, 6  
 1953 *Quadriformina allomorphinoides* (RSS.), HAGN, S. 90, T. 8, F. 17  
 v 1956 *Quadriformina allomorphinoides* (RSS.), KÜPPER, S. 306  
 1957 *Allomorphina allomorphinoides* (RSS.), HOFKER, S. 198, Abb. 243, 244.

Durch starkes Vorragen der letzten Kammer, die ihre abgerundete Spitze gegen außen richtet, entsteht ein gerundeter, auf einer Seite zu einer stumpfen Spitze ausgezogener Umriß der trochoid gewundenen Schale. Gedrungene, randlich gerundete Form mit aufgeblähten Kammern. Die Kammern des letzten Umganges nehmen an Größe rasch zu, meist sind vier oder etwas mehr Kammern im letzten Umgang kenntlich. Die Spira im älteren Teil kaum durchverfolgbar, da die Nähte kaum eingesenkt und un deutlich sind. Eine breite Lippe springt von der letzten Kammer gegen den Nabel hin vor.

BROTZEN hatte 1936 von dieser Art die Formen mit deutlicher erkennbarem spiraligem Bau und nicht so rascher Größenzunahme der Kammern als *Valvulineria camerata* n. sp. abgetrennt. Auch in meinem Material fanden sich wenige Exemplare, bei denen die Spira deutlicher, die Kammerngrößenzunahme geringer ist (Taf. XX, Fig. 1). Übergänge zeigen aber an, daß es sich um ein und dieselbe Art mit einer etwas größeren Variationsbreite handelt. Die Gattung *Valvulineria* unterscheidet sich von *Allomorphina* bzw. *Quadriformina* durch die im Vertikalschliff sichtbaren Zahnplatten in den Kammern.

Bisherige Vorkommen: Oberturon — Untermaastricht von Europa. Austin-Navarro von N-Amerika. Österreich: Untersenenon — Untermaastricht des Gosaubeckens (KÜPPER 1956), Senon vom Gschlifgraben (NOTH 1951).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 3 ss, 4 h, 5 ns, 6 s, 7 s, 8 h, 9 ns.

## GLOBIGERINIDAE

*Globigerina* d'ORB., 1826*Globigerina infracretacea* GLAESSNER, 1937

Taf. XX, Fig. 4—5

- 1896 *Globigerina cretacea* d'ORB., CHAPMAN (non d'ORB.), 9, S. 588, T. 13, F. 5, 6  
 1937 *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, Stud. in Micropal., Moskau, 1, H. 1, S. 28, F. 1  
 1950 *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, TEN DAM, S. 54  
 1951 *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, NOTH, S. 73, T. 7, F. 5.

Die vorliegenden Gehäuse sind durchwegs leicht trochoid gewunden, fünf an Größe stetig zunehmende Kammern bilden den letzten Umgang. Der Umriß variiert von rundlichen (Fig. 4, Taf. XX) bis zu den selteneren länglich-ovalen Typen (Fig. 5, Taf. XX). Der Nabel ist offen. GLAESSNER hatte am Topotypmaterial von Meudon festgestellt, daß bei *G. cretacea* d'ORB. eine eigene Öffnung bei jeder Kammer des letzten Umganges charakteristisch ist, gleich aussehende Formen aber mit einer einzigen Öffnung in der Windungsebene an der Basis der letzten Kammer hingegen abzutrennen sind. Er bezeichnete diese als *Gl. infracretacea* n. sp. Der Erhaltungszustand der vorliegenden Exemplare ist allerdings nicht geeignet, die in der Windungsebene gelegene Öffnung mit Sicherheit erkennen zu lassen, hingegen sind keinesfalls gegen den Nabel zu sich öffnende Mündungen bei jeder Kammer vorhanden.

Bisherige Vorkommen: Hauterive — Campan von Europa. Apt — Alb des Kaukasus. Alb — Campan von Österreich.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 6 ns, 7 s, 9 ns.

*Globigerinella* CUSHMAN, 1927*Globigerinella aequilateralis* (BRADY), 1879

Taf. XX, Fig. 6

- 1879 *Globigerina aequilateralis* BRADY, Quart. Journ. Micr. Sci., Lond., n. S., Bd. 19, S. 285  
 1884 *Globigerina aequilateralis* BRADY, Challenger, 9, S. 605, T. 80, F. 18—21  
 1896 *Globigerina aequilateralis* BRADY, CHAPMAN, S. 589, T. 13, F. 7 a, b  
 1951 *Globigerinella aequilateralis* BRADY, NOTH, S. 74, T. 9, F. 7.

Diese Art lieferte den Genotyp für *Globigerinella*. Die Gehäuse sind im letzten Umgang symmetrisch aufgerollt, die kugeligen Kammern nehmen nur langsam an Größe zu. Trochoid gewunden ist nur der Embryonalteil der Schale. Umriß der Gehäuse fast kreisförmig.

Vorkommen: Unterkreide — Gegenwart. Österreich: Alb von Leonstein (NOTH 1951), Senon von Nußbach, OÖ. (NOTH), Campan von Silbereggen in Kärnten (PAPP & KÜPPER).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 4 ss, 5 ss, 6 ns, 7 ss, 8 ss.

## GLOBOROTALIIDAE

*Globotruncana* CUSH., 1927*Globotruncana schneegansi* SIGAL, 1952

Taf. XX, Fig. 7

1952 *Globotruncana schneegansi* SIGAL, S. 23, Textfig. 34.

Großwüchsige *Globotruncana* mit relativ flachem bikonvexem Gehäuse. Dorsalseite nur schwach konvex. Charakteristisch ist der einfache randliche Kiel. Weit genabelt. Kammern sehr schwach aufgebläht. 6 Kammern im letzten Umgang. Nahtleisten stark schräg gegen hinten gerichtet, periumbilikale Abschnitte der Nahtleisten streckenweise verstärkt und deutlich vorspringend. Die Öffnung liegt interiomarginal, nahe dem Nabel, von einer leistenförmigen Aufragung überdeckt. Öffnung nur bei der letzten Kammer klar kenntlich. Ob die Abtrennung dieser Form von *Globotruncana sigali* REICHEL 1949 gerechtfertigt ist, könnte nur auf Grund des Originalmaterials entschieden werden. DALBIEZ schrieb über das tunesische Material, daß eine Trennung der beiden Arten nur selten möglich ist und meist intermediäre Formen vorliegen.

Bisheriges Vorkommen: Turon — Coniac von Nordafrika.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 ss.

*Globotruncana lapparenti angusticarinata* GANDOLFI, 1942

Taf. XX, Fig. 8—9

1942 *Globotruncana linnei* (d'ORB.) var. *angusticarinata* GANDOLFI, Riv. Ital.

Pal., 48, S. 127, F. 46/3; T. 4, F. 17, 30

1952 *Globotruncana angusticarinata* GANDOLFI, SIGAL, S. 34, F. 371954 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN *angusticarinata* GAND., HAGN & ZEIL, S. 44, T. 7, F. 9, 101957 *Globotruncana lapparenti angusticarinata* GAND., ZIEGLER, S. 78, T. 1, F. 11.

Eine dorsal stark gewölbte, niedrig-konische *Globotruncana*art mit zwei eng aneinanderliegenden Kielen, die sich erst gegen den Kammer-vorderrand hin teilen. Die Unterseite ist unregelmäßig, leicht konvex bis eben, der Nabel weit. Jede Kammer zeigt eine deutliche Wellung auf der Dorsalseite: der hintere Abschnitt der Kammerwand ist stets aufgeblasen, im Vorderabschnitt ist die Wand eingesenkt. Die Nahtleisten sind z. T. in Perlenreihen aufgelöst.

Vorkommen: Unterturon — Coniac von Europa, Mittelturon — Obercampan von N-Afrika. Österreich: Obersanton der Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa (RUTTNER 1956).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 ss, 4 hh, 5 h, 6 h, 7 ns, 8 s, 9 hh.

*Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, 1936

Taf. XX, Fig. 10—11

1918 *Rosalina linnei* Typ I DE LAPPARENT, Mém. Carte géol. France, S. 7, F. 1 a, b1936 *Globotruncana linnei* (LAPP.), RENZ, S. 20, T. 6, F. 32—341936 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, S. 175

- 1944 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ., BOLLI, S. 230, F. 1 (15—16); T. 9, F. 11  
 1951 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, NOTH, S. 76  
 1953 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ., HAGN, S. 96, T. 8, F. 12, Abb. 16—17  
 1954 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ., HAGN & ZEIL, S. 39, T. 3, F. 3; T. 6, F. 5, 8  
 v 1956 *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ., KÜPPER, S. 309.

Schachtelförmige Globotruncanen-Gehäuse mit flacher Ventral- und Dorsalseite. Hohes, gerades Kielband. Kiele und Leisten sind körnig und gleichmäßig hoch erhaben. Die Kammeroberseiten erscheinen dazwischen tiefliegend, flach, auch sehr schwach konvex oder konkav. Auf der Unterseite übergreifen sie zungenförmig.

Im vorliegenden Material wäre ebenso wie in dem von K. KÜPPER bearbeiteten Material aus dem Gosaubecken die von REUSS 1854 von dort beschriebene *Gl. canaliculata* zu erwarten, eine Form, die in allen übrigen Merkmalen mit *Gl. lapparenti lapparenti* BROTZ. übereinstimmt, nur auf der Ventralseite geradlinig radial gerichtete Kammergrenzen aufweisen soll. Tatsächlich trifft man unter *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZ. auch Exemplare, bei denen die Kammern auf der Ventralseite mit nur schwach gekrümmten Nähten aneinandergrenzen (Taf. XX, Fig. 10). CUSHMAN hatte 1946 solche Formen als *Gl. canaliculata* (Rss.) abgebildet. Tatsächlich aber können solche Formen nicht von der Nominatunterart abgetrennt werden. Wenn REUSS 1854 ebenfalls diese Form vorlag, müßte auf Grund der Priorität der von REUSS verwendete Name für die ganze Lapparenti-Gruppe verwendet werden. Auf Grund des Fehlens des REUSSschen Originalmaterials und von Topohyle, kann diese Frage vorderhand nicht entschieden werden. Die Abbildung bei REUSS legt eher die Abtrennung nahe.

Vorkommen: Langlebige Globotruncanenart. Unterturon — Untermaastricht von Europa. Turon — Untermaastricht von N-Afrika. Österreich: Turon — Maastricht (Helvetikum bzw. Gosau).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 h, 3 ns, 5 h, 6 hh, 7 ns, 9 s, 10 s.

*Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), 1893

Taf. XXI, Fig. 1

- 1893 *Pulvinulina tricarinata* QUEREAU. Beitr. Geol. K. Schweiz, 33, S. 89, T. 5, F. 3  
 1918 *Rosalina linnei* Typ II DE LAPPARENT. Mém. Carte géol. France, S. 7, F. 1 b, d, e, f  
 1941 *Globotruncana linnei tricarinata* (QUEREAU), VOGLER, Palaeontogr., Supp. B, 4, S. 287, T. 23, F. 22—31  
 1944 *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUER.), BOLLI, S. 232, F. 1, Abb. 19, 20; T. 9, F. 13  
 1953 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN *tricarinata* (QUER.), HAGN, S. 97, T. 8, F. 13  
 1956 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN *tricarinata* (QUER.), KÜPPER, S. 309.

Eine Form, die der *Gl. lapparenti lapparenti* BROTZ. äußerst nahe steht, in allem, auch dem rechteckigen Querschnitt mit ihr übereinstimmt und nur durch die Ausbildung eines dritten Kieles am Nabelrand sich von dieser unterscheidet. Im vorliegenden Material ist diese Unterart in etlichen Proben durch laufende Übergänge mit der Nominatunterart verbunden. Die Spiralseite ist ebenso wie bei dieser flach, nicht stärker gewölbt.

Bisherige Vorkommen: Unterturon — Obermaastricht von Europa, Campan — Untermaastricht von N-Afrika, Turon — Campan von N-Amerika. Eine der langlebigsten Globotruncanaarten. Österreich: Coniac — Obermaastricht im Gosaubecken (KÜPPER, 1956), Campan des Gosaubeckens (GANSS & KNIPSCHER 1954), Maastricht von Klein St. Paul (PAPP & KÜPPER 1953).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 5 s, 6 ns, 7 s, 9 ss.

*Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, 1944

Taf. XXI, Fig. 2

1918 *Rosalina linnei* Typ IV DE LAPPARENT, Mém. Carte géol. France, S. 4  
1944 *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, S. 233, T. 1, F. 21, 22; T. 9, F. 14, 15

1949 *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, MORNOD, S. 591, F. 13

1951 *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, NOTH, S. 76, T. 5, F. 8 a—c

1954 *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, HAGN & ZEIL, S. 43, T. 3, F. 4; T. 7, F. 1—3

v 1956 *Globotruncana lapparenti BROTZEN coronata* BOLLI, KÜPPER, S. 310

1957 *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, ZIEGLER, S. 77.

Eine schwach bikonvexe Form aus der Lapparenti-Gruppe mit Doppelkiel, der gegenüber der Nominat-Unterart bereits wesentlich enger zusammengerückt ist, jedoch im ganzen Verlauf deutlich getrennt bleibt. Die Kiele sind nicht wie bei *Gl. lapparenti angusticarinata* GAND. am Anfang jeder Kammer fast zu einem Kiel verschmolzen. Bei manchen Exemplaren ist der Periumbilikalteil des Kieles deutlich erhaben, was auch bei den von BOLLI im Schriff dargestellten Typen zu erkennen ist.

Bisherige Vorkommen: Unterturon — Untercampan von Europa, Turon — Campan von Nordafrika. In Österreich vom Turon bis ins Maastricht nachgewiesen. Maastricht: Klein St. Paul, Kärnten (PAPP & KÜPPER 1953).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 4 h, 5 hh, 6 h, 7 hh, 8 hh, 9 h.

*Globotruncana marginata* (REUSS), 1845

Taf. XXI, Fig. 3

1845 *Rosalina marginata* REUSS, 1. Abt., S. 36, T. 8, F. 54, 74; T. 13, F. 68

1854 *Rosalina marginata* REUSS, Rss., S. 69, T. 26, F. 1

1946 *Globotruncana marginata* (REUSS), CUSH., S. 150, T. 62, F. 1, 2

1953 *Globotruncana marginata* (REUSS), HAGN, S. 93, T. 8, F. 10, Abb. 10—11

1954 *Globotruncana marginata* (REUSS), HAGN & ZEIL, S. 46, T. 2, F. 4; T. 7, F. 5, 6

1957 *Globotruncana marginata* (REUSS), ZIEGLER, S. 78.

In Probe 4 waren 2 Exemplare einer Globotruncanaart mit zwei mäßig starken randlichen Kielen und niedrigen, gegen den jüngsten Teil hin leicht aufgeblähten Kammern enthalten. Sie stimmen mit der von REUSS 1854 gegebenen Abbildung und Beschreibung von *G. marginata* weitgehend überein.

Bisherige Vorkommen: Unterturon — Untermaastricht von Europa, Austin — Navarro von N-Amerika. In Österreich vom Oberturon bis Obercampan aus Helvetikum bzw. Gosau bekannt.

Fundpunkt im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 4 ss.

*Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, 1936

Taf. XXI, Fig. 4—5

- 1936 *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, S. 177, T. 12, F. 3 a—c; T. 13, F. 3  
 1944 *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, BOLLI, S. 233, F. 1, Abb. 23, 24; T. 9, F. 16  
 1951 *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, NOTH, S. 76, T. 5, F. 4 a, b  
 1953 *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, HAGN, S. 94, T. 8, F. 9, Abb. 12—13  
 1955 *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, LISZKA, S. 185, T. 13, F. 13 a—c  
 1957 *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, ZIEGLER, S. 77.

Die kugelig aufgeblähten Kammern mit dem sehr feinen, aber kenntlichen Doppelkiel auf der Externseite charakterisieren diese Art gut. Besonders bei den jüngeren Exemplaren (Taf. XXI, Fig. 5) sind die Kiele nur schwach angedeutet. Auch die Kammern des älteren Teiles der Spira sind aufgebläht und kugelig gerundet. Die Exemplare stimmen mit der Abbildung von BROTZEN weitgehend überein.

Bisherige Vorkommen: Turon — Obercampan von Europa mit Maximum im Coniac und Santon. Santon — Maastricht des Kaukasus. Österreich: Turon von Korneuburg (NOTH 1951).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 1 s, 3 ss, 4 ss, 6 ss, 8 ss.

*Globotruncana ventricosa ventricosa* WHITE, 1928

Taf. XXI, Fig. 6—7

- 1928 *Globotruncana canaliculata* (Rss.) var. *ventricosa* WHITE, J. Pal., 2, S. 284, T. 38, F. 5  
 1946 *Globotruncana ventricosa* WHITE, CUSH., S. 150, T. 62, F. 3  
 1950 *Globotruncana ventricosa* WHITE, MORNOD, S. 590, F. 1—2  
 1952 *Globotruncana asymmetrica* SIGAL, S. 35, F. 35  
 1953 *Globotruncana ventricosa* WHITE, HAGN, S. 99, T. 8, F. 15, Abb. 26—27  
 1955 *Globotruncana ventricosa ventricosa* WHITE, DALBIEZ, S. 163, F. 7 a—d (S. 171).

Eine zweikielige Globotruncanaart mit ventral stark gebauchten, vorgewölbten Kammern. Oberseite der Kammern flach oder schwach gewölbt. Kiel- und Septalleisten deutlich. Die Kiele eng bis sehr eng stehend, schmales Karinalband. Die ventral allgemein rund vorgewölbten Kammern manchmal gegen den Nabel hin schwach gewinkelt. Eine sichere Trennung von *G. ventricosa* WHITE und *G. concavata* BROTZEN wäre nur auf Grund der

Originale vorzunehmen. Im vorliegenden Material weisen etliche Exemplare dieser Art auch etwas niedrigere Kammern auf und stellen Übergangsglieder zu der aus dem tunesischen Oberconiac von DALBIEZ 1955 beschriebenen *Gl. ventricosa primitiva* dar.

Bisherige Vorkommen: Coniac — Campan von Europa, Turon — Santon von N-Afrika, Austin von N-Amerika. Österreich: Obere Gosau des Gosaubeckens (GANSS 1954, S. 79).

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 4 ss, 5 ss, 6 s.

*Globotruncana* aff. *spinea* KIKOÏNE, 1947

Taf. XXI, Fig. 8—9

1947 *Globotruncana spinea* KIKOÏNE, C. R. Somm. Soc. géol. France, 1947, Paris, No. 1—2, S. 21, Fig. S. 21

1953 *Globotruncana spinea* KIKOÏNE, CASTAÑARES, Micropaleontologist, 7, Nr. 4, S. 26

Charakteristische doppelkielige, bedornte Gehäuse. Die Kammern im letzten Umgang sind stark schräg gegen hinten gezogen, dadurch schmal, konkav, gebogen. Die Nahtleisten treten wulstartig hervor und sind im älteren Gehäuseteil in eine Knoten- bis Rippenreihe aufgelöst. Die Nahtleisten laufen entweder direkt in die Dornfortsätze der Kammern aus oder daran entlang vorbei. Im allgemeinen sitzt ein Dorn auf jeder Kammer, die Verteilung ist aber nicht immer ganz regelmäßig. Die Dornen können auf der unteren und oberen Kielleiste auftreten. Bei einem Exemplar ist auch die Naht am Innenrand der Kammern auf der Ventralseite zu einem schwachen Kiel erhöht. Insgesamt ist der Aufbau der vorliegenden Gehäuse wesentlich unruhiger und unregelmäßiger als bei dem von KIKOÏNE abgebildetem Exemplar.

*Gl. spinea* KIKOÏNE unterscheidet sich von *Gl. calcarata* CUSH. durch den Doppelkiel, die nicht aufgeblähten Kammern und die schrägere Anordnung der schmäleren Kammern. Die beiden vorgefundenen Exemplare sind nur mäßig gut erhalten, zeigen aber in den wesentlichen Merkmalen Übereinstimmung mit dem von KIKOÏNE dargestellten Typus. Auffällig ist, daß die bisher nur aus dem Campan von Europa und Amerika bekannte Art nun auch im Coniac erscheint, demnach keine Leitform darstellt.

Im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals nur in Probe 6 ss.

*Globorotalites* BROTZEN, 1942

*Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), 1840

Taf. XXI, Fig. 10

1840 *Rotalina Micheliniana* d'ORB., S. 31, T. 3, F. 1—3

1845 *Rotalina Micheliniana* d'ORB., REUSS, I. Abt., S. 36, T. 12, F. 31

1946 *Globorotalia micheliniana* (d'ORB.), CUSH., S. 152, T. 63, F. 2, 3

1948 *Globorotalites Micheliniana* (d'ORB.), TEN DAM & MAGNÉ, S. 225

1951 *Globorotalia micheliniana* (d'ORB.), NOTH, T. 4, F. 24 a, b

1953 *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), HAGN, S. 99, T. 8, F. 4.

Plankonvexe Schale, dorsal gänzlich abgeflacht, Ventralseite hoch konvex, Umfang ganz schwach gelappt und scharf gekielt. Kammern an

Größe langsam zunehmend. Im letzten Umgang 6—7 Kammern. Nähte ziemlich deutlich, dorsal schräg nach hinten gerichtet. Ventralnähte konvex bis median gewinkelt. Nabelgröße variabel, auch tief genabelte Formen sind vorhanden. Die lange schlitzförmige Öffnung am Innenrand der letzten Kammer auf der Ventralseite zieht zum Nabel hin.

*Globorotalites micheliniana* (d'ORB.) unterscheidet sich von *Globorotalites multisepta* (BROTZEN) durch das Fehlen der Kielleiste, die nicht konvexe Dorsalseite, die geringere Kammerzahl im letzten Umgang und die viel höher konvexe Ventralseite.

Bisherige Vorkommen: Alb — Maastricht von Europa, also nicht auf Santon — Campan beschränkt. Austin — Taylor von N-Amerika.

Österreich: Alb von Leonstein (NOTH 1951), Oberturon von Leitzersdorf (KARBER 1870), Campan des Gosaubeckens (GANSS & KNIPSCHER 1954).

WICHER & BETTENSTAEDT betonten 1957, daß im bayrischen Molasseuntergrund *Gl. multisepta* (BROTZEN) im Coniac als Vertreter von *Gl. micheliniana* (d'ORB.) charakteristisch sei, und verwiesen auf die Angabe von TEN DAM & MAGNÉ, in der diese *Gl. multisepta* (BROTZEN) als bezeichnende Form des Coniac und tieferen Santon betrachteten. Aber bereits BROTZEN hatte 1936 bei Aufstellung seiner neuen Art auch ihr Vorkommen im Obercampan, später sogar im Maastricht erwähnt. *Gl. micheliniana* (d'ORB.) erscheint übrigens auch nach DAM & MAGNÉ bereits im Coniac und ist im Santon und Campan verbreitet.

Fundpunkte im Oberconiac der Gosau des Ausseer Weißenbachtals: 3 ss, 5 hh, 6 h, 7 s, 9 hh.

### Liste der Gesamt-Foraminiferenfauna

- Lagenammina pyriformis* TAPPAN
- Spirillina cretacea* (REUSS)
- Glomospira gordialis* (JONES & PARKER)
- Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX.
- Ammobaculites aequalis* (ROEMER)
- Haplophragmoides latidorsatum* (BORN.)
- Ammomarginulina texana* (CUSH.)
- Lituola irregularis* (ROEMER)
- Lituola nautiloidea* LAM.
- Triplasia murchisoni* REUSS
- Triplasia beisseli* (MARIE)
- Spiroplectammina praelonga* (REUSS)
- Spiroplectammina baudouiniana* (d'ORB.)
- Bigenerina* sp.
- Verneuilina münsteri* REUSS
- Tritaxia tricarinata* (REUSS)
- Gaudryina pyramidata* CUSH.
- Gaudryina rugosa* d'ORB.
- Pseudogaudryinella* sp.
- Spiroplectinata* sp.
- Heterostomella leopolitana* OLSZEW.
- Arenobulimina d'orbigny* (REUSS)
- Marssonella oxycona* (REUSS)

- Textulariella humilis* n. sp.  
*Dorothia conulus* (REUSS)  
*Dorothia pupoides* (d'ORB.)  
*Trochammina* sp.  
*Quinqueloculina* spp.  
*Spirophthalmidium cretaceum* (REUSS)  
*Robulus orbiculus* (REUSS)  
*Robulus subalatus* (REUSS)  
*Robulus* cf. *truncatus* (REUSS)  
*Lenticulina subangulata* (REUSS)  
*Lenticulina ovalis* (REUSS)  
*Lenticulina marcki* (REUSS)  
*Vaginulina gosae* (REUSS)  
*Vaginulina ensis* (REUSS)  
*Marginulina bullata* REUSS  
*Planularia complanata* (REUSS)  
*Planularia liebusi* BROTZEN  
*Astacolus crepidula* (FICHEL & MOLL)  
*Dentalina communis* d'ORB.  
*Dentalina oligostegia* REUSS  
*Nodosaria zippei* REUSS  
*Lingulina denticulocarinata* CHAPMAN  
*Saracenaria tripleura* REUSS  
*Saracenaria jarvisi* BROTZEN  
*Saracenaria triangularis* (d'ORB.)  
*Saracenaria navicula* (d'ORB.)  
*Fronicularia turgida* REUSS  
*Fronicularia archiaciana* REUSS  
*Fronicularia bicornis marie* nov. nom.  
*Fronicularia inversa* REUSS  
*Fronicularia goldfussi* REUSS  
*Fronicularia lanceola bidentata* (CUSH.)  
*Fronicularia angusta* (NILSSON)  
*Fronicularia angustissima* REUSS  
*Fronicularia frankei* CUSH.  
*Fronicularia multilineata* REUSS  
*Neoflabellina suturalis* (CUSH.)  
*Neoflabellina laterecompressa* n. sp.  
*Lagena sulcata* WALKER & JACOB  
*Lagena acuticosta proboscidualis* BANDY  
*Lagena aspera apiculata* WHITE  
*Lagena apiculata* (REUSS)  
*Lagena apiculata globosa* CHAPMAN  
*Rectoglandulina pygmaea* (REUSS)  
*Ramulina laevis* R. JONES  
*Ramulina aculeata* (d'ORB.)  
*Bullopore laevis* (SOLLAS)  
*Bullopore* sp.  
*Gümbelina striata* (EHRENBERG)  
*Bulimina ovulum* REUSS

*Buliminella obtusa* (d'ORB.)  
*Entosolenia orbignyana* (SEGUENZA)  
*Conorboides squamiformis* (REUSS)  
*Conorboides* sp.  
*Valvulineria lenticula* (REUSS)  
*Gavelinella lorneiana* (d'ORB.)  
*Gavelinella stelligera* (MARIE)  
*Gavelinopsis* sp.  
*Gyroidinoides nitida* (REUSS)  
*Stensiöina exsculpta exsculpta* (REUSS)  
*Höglundina stelligera* (REUSS)  
*Höglundina? colomi* (SIGAL)  
*Höglundina favosoides* (EGGER)  
*Ceratobulimina woodi* KHAN  
*Allomorphina trochoides* (REUSS)  
*Quadriformina allomorphinoides* (REUSS)  
*Globigerina infracretacea* GLAESSNER  
*Globigerinella aequilateralis* (BRADY)  
*Globotruncana schneegansi* SIGAL  
*Globotruncana lapparenti angusticarinata* GAND.  
*Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU)  
*Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI  
*Globotruncana marginata* (REUSS)  
*Globotruncana globigerinoides* BROTZEN  
*Globotruncana ventricosa ventricosa* WHITE  
*Globotruncana* aff. *spinea* KIKOÏNE  
*Globorotalites micheliniana* (d'ORB.)

## Literatur

### a) Geologisch-stratigraphische Arbeiten

- BRINKMANN, R.: Zur Schichtfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. — Sber. Preuß. Ak. Wiss., ph.-m. Kl., 27, Berlin 1934, 470—475.
- FELIX, J.: Die Kreideschichten bei Gosau. — Palaeontographica, 54, 1908, 251—344.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, Wien 1947, 181—200.
- PETERS, C.: Beiträge zur Kenntnis der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten an einigen Lokalitäten der östlichen Alpen. — Abh. Geol. R. A., 1, Wien 1852, 1. Abt., Art. 2, S. 1—10.
- REDTENBACHER, A.: Die Cephalopodenfauna der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. — Abh. G. R. A., 5, Wien 1873, 93—140, Taf. 22—30.
- REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. — Denksch. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 7, Wien 1854, 1—156, Taf. 1—31.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. — Graz 1871.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B. A., 103, Wien 1960, 37—131.
- WEIGEL, O.: Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. — Jb. G. B. A., 87, Wien 1937, 11—40.

## b) Arbeiten über Kreideforaminiferen

BARNARD, T. & F. BANNER: Arenaceous Foraminifera from the Upper Cretaceous of England. — *Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 109, 1953, London 1954, 173—212, Taf. 7—9.

BARTENSTEIN, H.: Taxonomische Bemerkungen zu den Ammonbaculites, Haplophragmium, Lituola und verwandten Gattungen (For.). — *Senckenbergiana*, 33, Frankfurt/Main 1952, 313—342, 7 Taf.

BARTENSTEIN, H.: Zur Mikrofauna des englischen Hauterive. — *Senck.*, 37, Frankfurt/Main 1956, 509—533.

BARTENSTEIN, H. & E. BRAND: Mikropal. Unters. zur Stratigraphie des nordwestdeutschen Valendis. — *Abh. senckenb. nf. Ges.*, 485, Richter-Festschr., Frankfurt/Main 1951, 239—336, Taf. 1—25.

BEISSEL, I. & E. HOLZAPFEL: Die Foraminiferen der Aachener Kreide. — *Abh. Preuß. Geol. L. A.*, Berlin 1891, N. F., 3, 78 S., 16 Taf.

BERTHELIN, M.: Sur les foraminifères de l'étage Albien de Montclay. — *Mém. soc. géol. France*, Paris 1880, 1—87, Taf. 24—27.

BETTENSTADT, F. & C. A. WICHER: Stratigraphische Parallelisierung von Ober- und Unterkreide in der Tethys und dem Boreal mit Hilfe von Mikrofossilien. — *Proc. 4. Wld. Petrol. Congr., Sect. I/D, Repr.* 5, Rom 1956, 493—513, Taf. 1—5.

BOLLI, H.: Die Foraminiferengattung Globotruncana CUSHMAN, 1927. In: *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken.* — *Ecl. geol. Helv.*, 37, Basel 1944, 217—330 (bzw. 219—241).

BOLLI, H.: The genus Globotruncana in Trinidad etc. — *J. Pal.*, 25, Tulsa 1951, 187—199, Taf. 34—35.

BOLLI, H. & A. LOEBLICH & H. TAPPAN: Die planktonischen Foraminiferenfamilien Hantkenidae, Orbulinidae, Globorotaliidae und Globotruncanidae. — *U. S. nat. Mus. Bull.*, 215, 3, 1957.

BRÖNNIMANN, P. & N. K. BROWN: Taxonomy of the Globotruncanidae. — *Ecl. geol. Helv.*, 48, 1955, Basel 1956, 503—561, Taf. 20—24.

BROTZEN, F.: Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. — *Sver. geol. unders., Ser. C*, No. 396, Årsbok 30, 1936, No. 3, Stockholm 1936, S. 1—206, Taf. 1—14.

BROTZEN, F.: Die Foraminiferengattung Gavelinella und die Systematik der Rotaliformes. — *Sver. geol. unders., Ser. C*, No. 451, Stockholm 1942, Årsbok 36, No. 8, S. 1—60, Taf. 1.

CHAPMAN, F.: The foraminifera of the Gault of Folkstone, 1—10. — *J. roy. micr. soc. London*, London 1891—1897.

CUSHMAN, J.: A monograph of the foraminiferal family Valvulinidae. — *C. L. F. Res.*, Sp. Pub. 8, Sharon 1937.

CUSHMAN, J.: Upper cretaceous foraminifera of the gulf coastal region of the U. S. and adjacent areas. — *Geol. Surv. prof. paper*, 206, Washington 1946, 66 Taf.

CUSHMAN, J.: Foraminifera, their classification and economic use. — Cambridge, 4. ed., 1955.

DALBIEZ, F.: The genus Globotruncana in Tunisia. — *Micropaleontology*, 1, New York 1955, 161—171.

DAM, A. ten: Arenaceous Foraminifera and Lagenidae from the Neocomian (Lower Cretaceous) of the Netherlands. — *J. Pal.*, 20, Menasha 1946, 570—577, Taf. 87, 88.

DAM, A. ten: Les foraminifères de l'Albien des Pays-Bas. — *Mém. Soc. géol. France*, n. S., 29, Mém 63, Paris 1950, 67 S., Taf. 8—11.

DAM, A. ten & J. MAGNÉ: Les espèces du genre de foraminifères Globorotalites BROTZEN. — *Rev. Inst. Franc. Pétrole etc.*, 3, Paris 1948, 222—228.

EGGER, J. G.: Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der Oberbayerischen Alpen. — *Abh. k. Bayer. Ak. Wiss.*, II. Cl., I. Abt., 21, München 1899, S. 1—230, Taf. 1—27.

ELLIS, B. F. & A. R. MESSINA: Catalogue of Foraminifera. — *Amer. Mus. Nat. Hist.*, New York 1940.

FRANKE, A.: Die Foraminiferen der pommerschen Kreide. — *Abh. Geol. Pal. Inst. Univ. Greifswald*, 6, 1925, 1—96, Taf. 1—8.

FRANKE, A.: Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. — *Abh. Preuß. geol. L. A.*, Berlin 1928, N. F., H. 111, S. 1—207, Taf. 1—18.

- FRIZZELL, D. L.: Handbook of Cretaceous Foraminifera of Texas. — Univ. Texas, Rep. of Invest. No. 22, Texas 1944.
- GANDOLFI, R.: The genus *Globotruncana* in northeastern Colombia. — Bull. am. pal., 36, No. 155, New York 1955, Taf. 1—20.
- HAGENOW, F. v.: Monographie der Rügenschichten Kreide-Versteinerungen, III. Abt. — N. Jb. Min. etc., Jg. 1842, Stuttgart 1842, S. 568—575, Taf. 9.
- HAGN, H.: Die Foraminiferen der Pinswanger Schichten (Unteres Obercampan). — Palaeontographica, 104, Abt. A, Stuttgart 1953, 1.—3. Lf., S. 1—119, Taf. 1—8.
- HAGN, H.: Paläontologische Untersuchungen am Bohrgut der Bohrungen Ortenburg CF 1001, 1002 und 1003 in Niederbayern. — Z. Dt. Geol. Ges., 1953, 105, Hannover 1955, 324—359, Taf. 10.
- HAGN, H. & W. ZEIL: Globotruncanen aus dem Ober-Cenoman und Unter-Turon der Bayerischen Alpen. — Ecl. geol. Helv., 47, 1954, Basel 1955, 1—60, Taf. 1—7.
- HILTERMANN, H.: Die wichtigsten Ergebnisse der mikropaläontologischen Arbeiten von NW-Deutschland. In: A. BENTZ: Erdöl und Tektonik in NW-Deutschland. — Hannover 1949, 326—334, 4 Taf.
- HILTERMANN, H.: Stratigraphische Fragen des Campan und Maastricht unter bes. Berücksichtigung der Mikropaläontologie. — Geol. Jb., 67, Hannover 1952, 47—66, 1 Tab.
- HILTERMANN, H.: Biostratigraphie der Oberkreide auf Grund von Mikrofossilien. — Pal. Z., 30, Sd.-Heft, Stuttgart 1956, 19—32.
- HILTERMANN, H. & W. KOCH: Mikropaläontologische Feinhorizontierung von Santon-Profilen durch das Erzlager Lengede-Broistedt. — Pal. Z., 30, Sd.-Heft, Stuttgart 1956, 33—44.
- HILTERMANN, H. & W. KOCH: Die geologischen Aufschlüsse des Schachtes Graf Bismarck 10, IV. Biostratigraphische Ergebnisse. — Geol. Jb., 74, Hannover 1957, 327—331.
- HILTERMANN, H. & W. KOCH: Revision der Neoflabellinen, I. Teil. — Geol. Jb., 74, Hannover 1957, 269—304, 8 Taf.
- HOFKER, J.: Über die Familie Epistomariidae (Foram.). — Palaeontographica, 105, Abt. A, Stuttgart 1954, 166—206.
- HOFKER, J.: Foraminiferen der Oberkreide von NW-Deutschland und Holland. — Beih. Geol. Jb., 27, Hannover 1957, 464 S., 495 Abb.
- KLASZ, I. de: Einige neue oder wenig bekannte Foraminiferen aus der helvetischen Oberkreide der bayerischen Alpen südlich Traunstein (Oberbayern). — Geol. Bavar., 17, München 1953, 223—244, Taf. 4—7.
- KLASZ, I. de: Verticalverbreitung einiger stratigraphisch wichtiger Foraminiferen in der helvetischen Oberkreide. — Geol. Bavar., 26, München 1956, Beil.-Tab. 1.
- LISZKA, S.: Foraminifera of the Lower Senonian in the Vicinity of Cracow. — Rocznik Polsk. Tow. Geol., 23, 1953, Krakow 1955, S. 165—187, Taf. 12—13.
- LOEBLICH, A. R. & H. TAPPAN: The foraminiferal genus *Triplasia* REUSS, 1854. — Smiths. Misc. Coll., 117, Nr. 15, S. 1—150, Taf. 1—24, Washington 1952.
- MARIE, P.: Les Foraminifères de la Craie à *Belemnitella mucronata* du Bassin de Paris. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., n. s., 12, Fasc. 1, Paris 1941, 296 S., 37 Taf.
- MARSSON, T.: Die Foraminiferen der weißen Schreibkreide der Insel Rügen. — Mitt. natwiss. Ver. Neuvorpommern und Rügen, 10, Greifswald 1878, 115—196, Taf. 1—5.
- MORNOD, L.: Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises). — Ecl. geol. Helv., 42, 1949, Basel 1950, 573—596, Taf. 15.
- OLBERTZ, G.: Untersuchungen zur Mikrostratigraphie der Oberen Kreide Westfalens. — Pal. Z., 23, No. 1/2, Berlin 1942, 74—156, Taf. 4—5.
- ORBIGNY, A. d': Mém. sur les foraminifères de la craie blanche du bassin de Paris. — Mém. soc. géol. France, Sér. 1, Vol. 4, Paris 1840, 1—51, Taf. 1—4.
- POŻARYSKA, K.: The upper cretaceous index foraminifera from central Poland. — Acta geol. polon., 4, pars pal., Warszawa 1954, 249—276.
- POŻARYSKA, K.: Lagenidae du Crétacé supérieur de Pologne. — Palaeontologia Polonica, 8, Warszawa 1957, 190 S., 27 Taf.
- REICHEL, M.: Observations sur les *Globotruncana* du gisement de la Breggia (Tessin). — Ecl. geol. Helv., 42, 1949, Basel 1950, 596—617, Taf. 16—17.
- RENZ, O.: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Scaglia (Oberkreide — Tertiär) im zentralen Apennin. — Ecl. geol. Helv., 29, Basel 1936, 1—149.
- REUSS, A. E.: Geognostische Skizzen aus Böhmen. — 1844.

- REUSS, A. E.: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. — 1. Abt., Stuttgart 1845, 1—58, Taf. 1—13; 2. Abt., Stuttgart 1846, 1—148, Taf. 14—51.
- REUSS, A. E.: Die Foraminiferen und Entomostraceen des Kreidemergels von Lemberg. — Haiding. natw. Abh., 4, 1850, Wien 1851, 17—52, Taf. 2—6.
- REUSS, A. E.: Die Foraminiferen der westphälischen Kreideformation. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 40. Bd., Wien 1860, 147—238, Taf. 1—13.
- REUSS, A. E.: Palaeontologische Beiträge (Foraminiferen von Maastricht, Rügen u. New-Jersey). — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 44. Bd., 1861, Wien 1862, 304—342, Taf. 1—8.
- REUSS, A. E.: Die Foraminiferen des norddeutschen Hils und Gault. — Ebenda, 46 (1862), Wien 1863, 5—100, Taf. 1—13.
- ROEMER, F.: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. — Hannover 1841.
- SAID, R. & A. KENAWY: Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminifera from northern Sinai, Egypt. — Micropaleontology, 2, New York 1956, 105—174, Taf. 1—7.
- SCHIJFSMA, E.: The Foraminifera from the Hervian (Campanian) of Southern Limburg. — Meded. Geol. Sticht., Ser. C, V, Nr. 7, Maastricht 1946, 5—174, Taf. 1—10.
- SIGAL, J.: Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — 19 Cong. Géol. Int. Algérie 1952. Monogr. Rég., Sér. 1, No. 26, 1—45.
- SIGAL, J.: Notes micropaléontologiques nord-africaines. — C. R. Somm. Soc. Géol. France 1955, 7—8, Paris 1955, 157—160.
- SZTEJN, J.: Micropaleontological stratigraphy of the lower cretaceous in central Poland. — Inst. Geol. Prace, Tom. 22, Warszawa 1957, 263 S., 16 Taf.
- SZTEJN, J.: Key to recognizing foraminifers of the lower cretaceous from middle Poland. — Biul. Inst. Geol., 138, Warszawa 1958, 1—55, 120 Fig.
- WEDEKIND, R.: Die papillaten Flabellinen der Kreide und die Stufengliederung des Senons. — N. Jb. Min. etc., 84, (B), Stuttgart 1940, 177—204, Taf. 9—11.
- WIGHER, C. A. & F. BETTENSTAEDT: Zur Oberkreide-Gliederung der bayrischen Innviertel-Bohrungen. — Geol. Bav., 30, München 1957, 1—54.
- ZIEGLER, J. H.: Die Fauna des Cardientones der Oberpfalz und die Bedeutung der Foraminiferen für seine Altersbestimmung (Coniac). — Geol. Bavar., 30, München 1957, 55—86, Taf. 1.
- ZIEGLER, J. H.: *Lituola grandis* (REUSS) aus dem Untermaastricht der Bayerischen Alpen usw. — Palaeontographica, 112, Abt. A, Stuttgart 1959, 59—132, Taf. 6—10.

### c) Mikropaläontologische Arbeiten über die österreichische Oberkreide

- GANSS, O. & H. KNIPSCHER: Das Alter der Nierentaler und Zwieselalmschichten des Beckens von Gosau. — N. Jb. Geol. Pal., Abh., 99, Stuttgart 1954, 361—378.
- GANSS, O. & H. C. G. KNIPSCHER: Nochmals: Zur Altersstellung der Nierentaler Schichten. — N. Jb. Geol. Pal., Mh. B, 1956, Stuttgart 1956, 290—297.
- GANSS, O. & F. KÜMEL & E. SPENGLER: Erläuterungen zur geol. Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. Alpenvereinsh., 15, Innsbruck 1954, 1—82.
- GRILL, R.: Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A., 96, Wien 1953, 65—119 (76 f.).
- HAGN, H.: Zur Altersfrage der Nierentaler Schichten im Becken von Gosau. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., 1955, Stuttgart 1955, 16—30.
- HAGN, H.: Das Profil des Beckens von Gosau (österr. Kalkalpen) in mikropaläontologischer Sicht. — Anz. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Wien 1957, 31—67.
- KARREB, F.: Über ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitersdorf bei Stockerau und deren Foraminiferen-Fauna. — Jb. Geol. R. A., 20, Wien 1870, 157—184, Taf. 10—11.
- KLASZ, I. de: Zur Kenntnis der ostalpinen Oberkreidestratigraphie. — N. Jb. Geol. Pal., Mh., Stuttgart 1956, 410—419.
- KÜHN, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. — Sber. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, Wien 1947, 181—200.
- KÜPPER, K.: Stratigraphische Verbreitung der Foraminiferen in einem Profil aus dem Becken von Gosau (Grenzbereich Salzburg—Oberösterreich). — Jb. Geol. B. A., 99, Wien 1956, 273—320.

NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. — Jb. Geol. B. A., Sonderb. 3, Wien 1951, 1—91, Taf. 1—9.

OBERHAUSER, R.: Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). — Verh. Geol. B. A., 1958, Wien 1958, 121—140.

PAPP, A. & K. KÜPPER: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). 4 Teile. — Sitzb. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 162—164. Bd., Wien 1953—1955.

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden (N. Ö.). — Jb. Geol. B. A., 100, Wien 1957, 299—358.

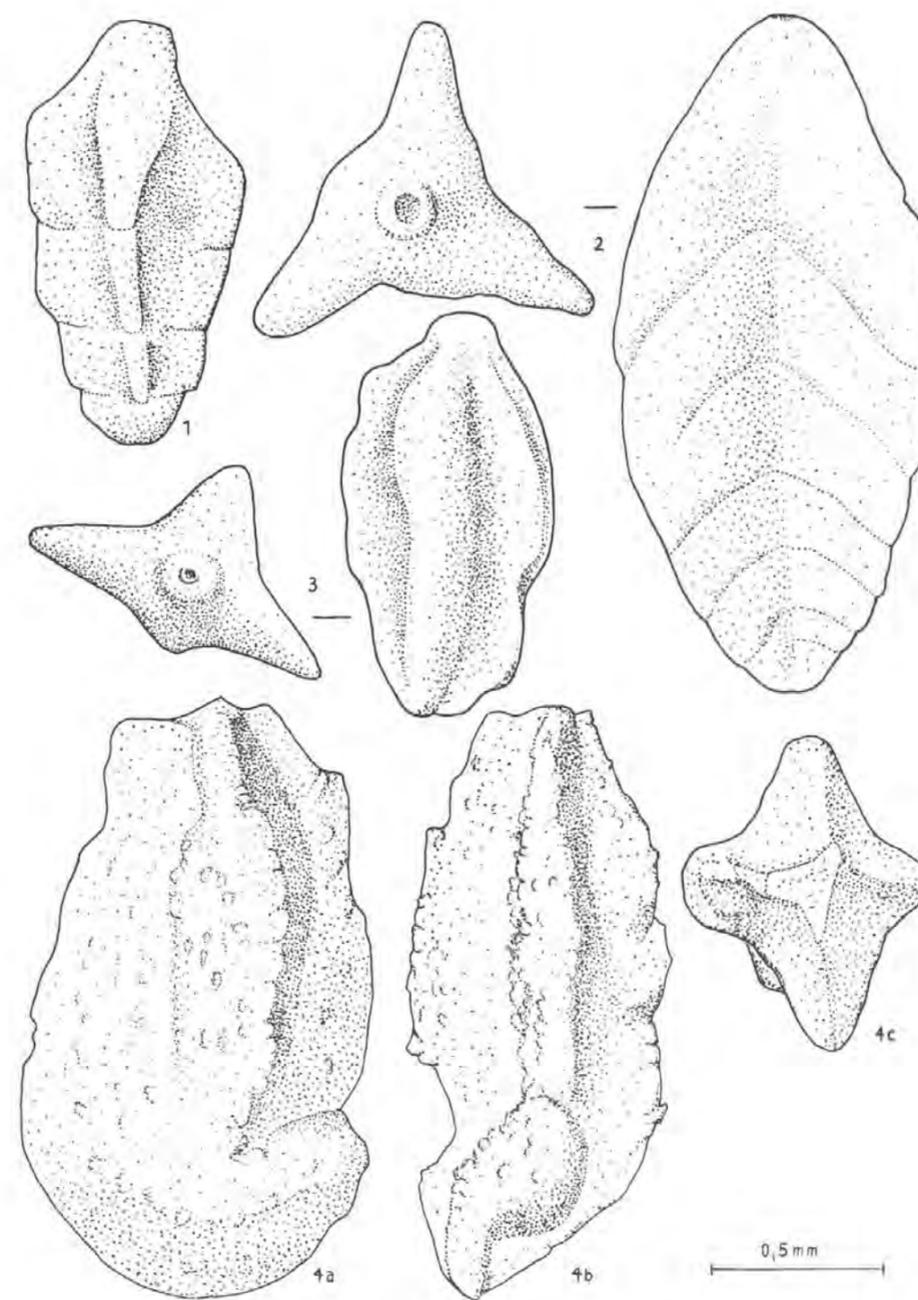
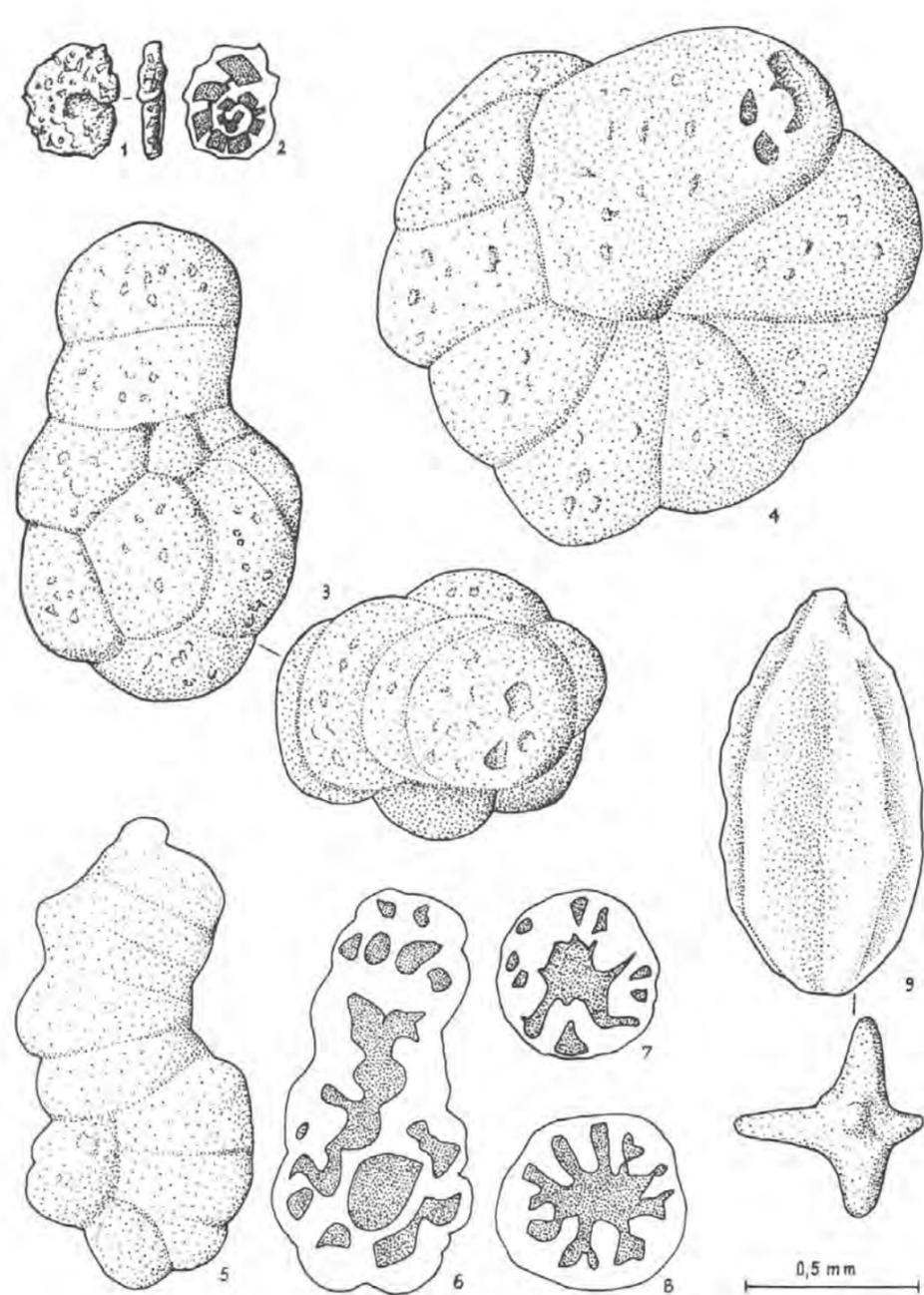
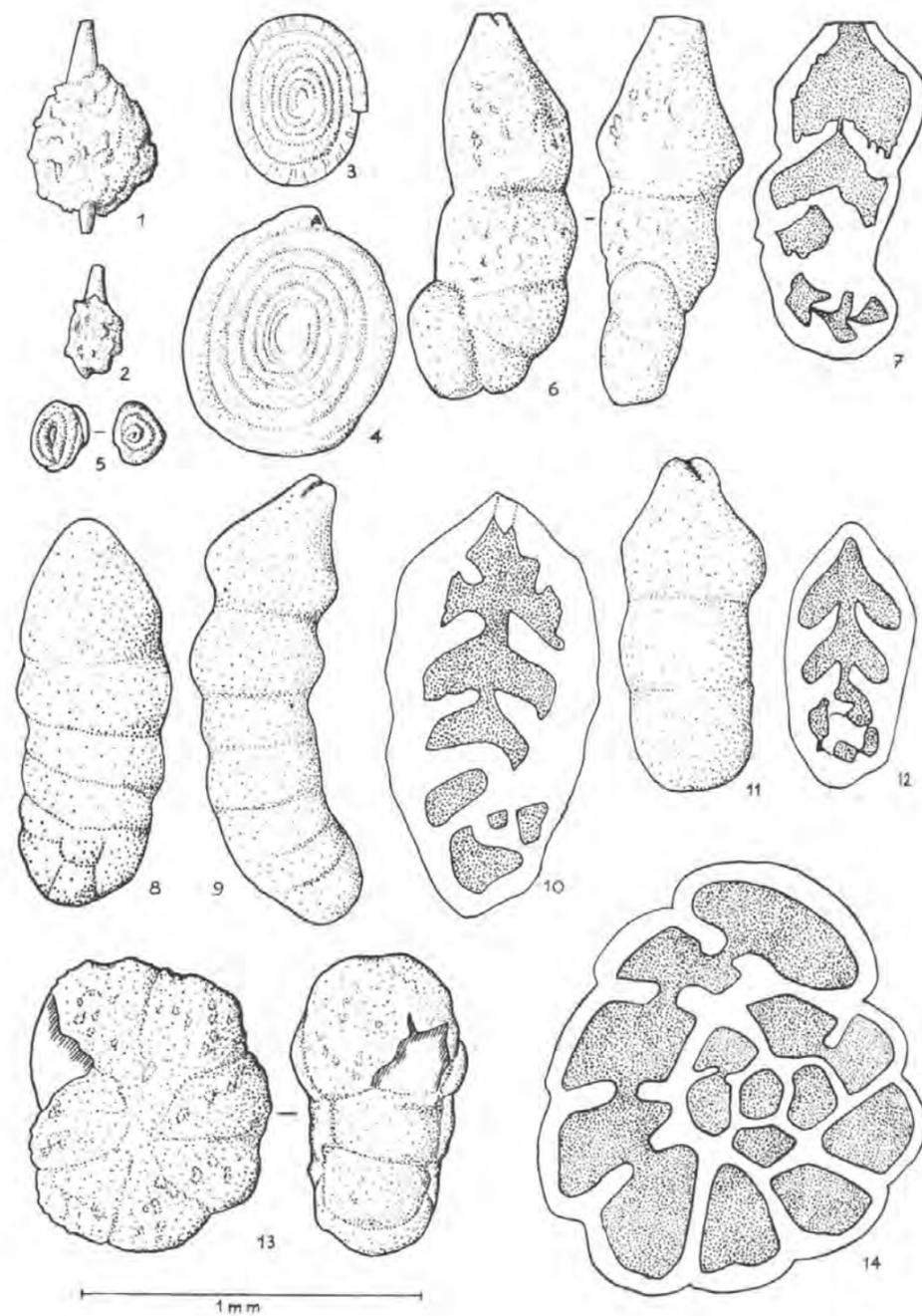
REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen. — Dksch. Ak. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 7, Wien 1854, 1—156, Taf. 1—31.

RUTTNER, A. & G. WOLETZ: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 48, 1955, Wien 1956, 221—256.

WICHER, C. A.: Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Pal. Z., 30, Sonderh., Stuttgart 1956, 87—136, Taf. 12'—13'.

Abgeschlossen im Juli 1959

---



## Erläuterungen zu Tafel VI—VIII

Vergrößerung: 50fach

## Tafel VI

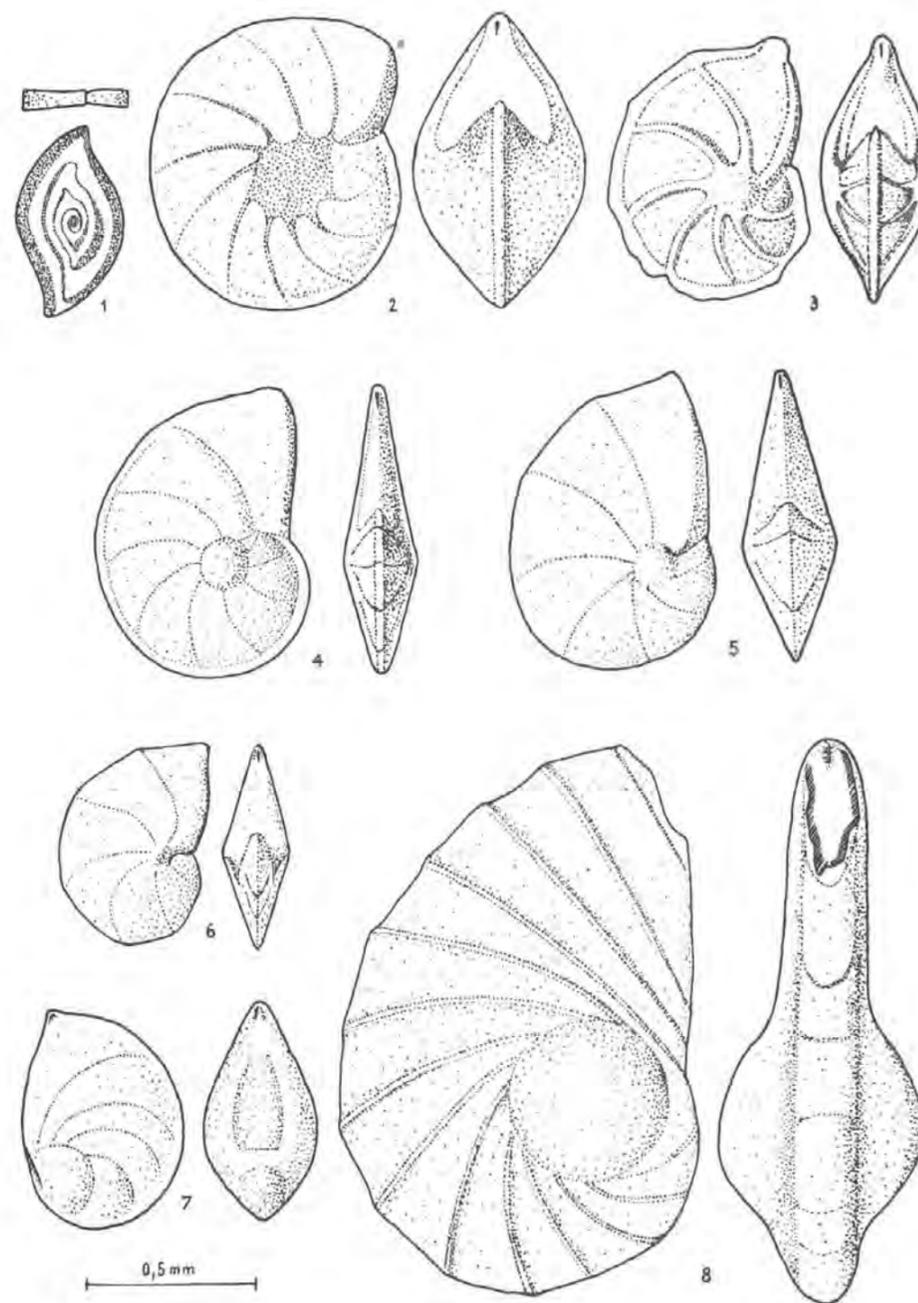
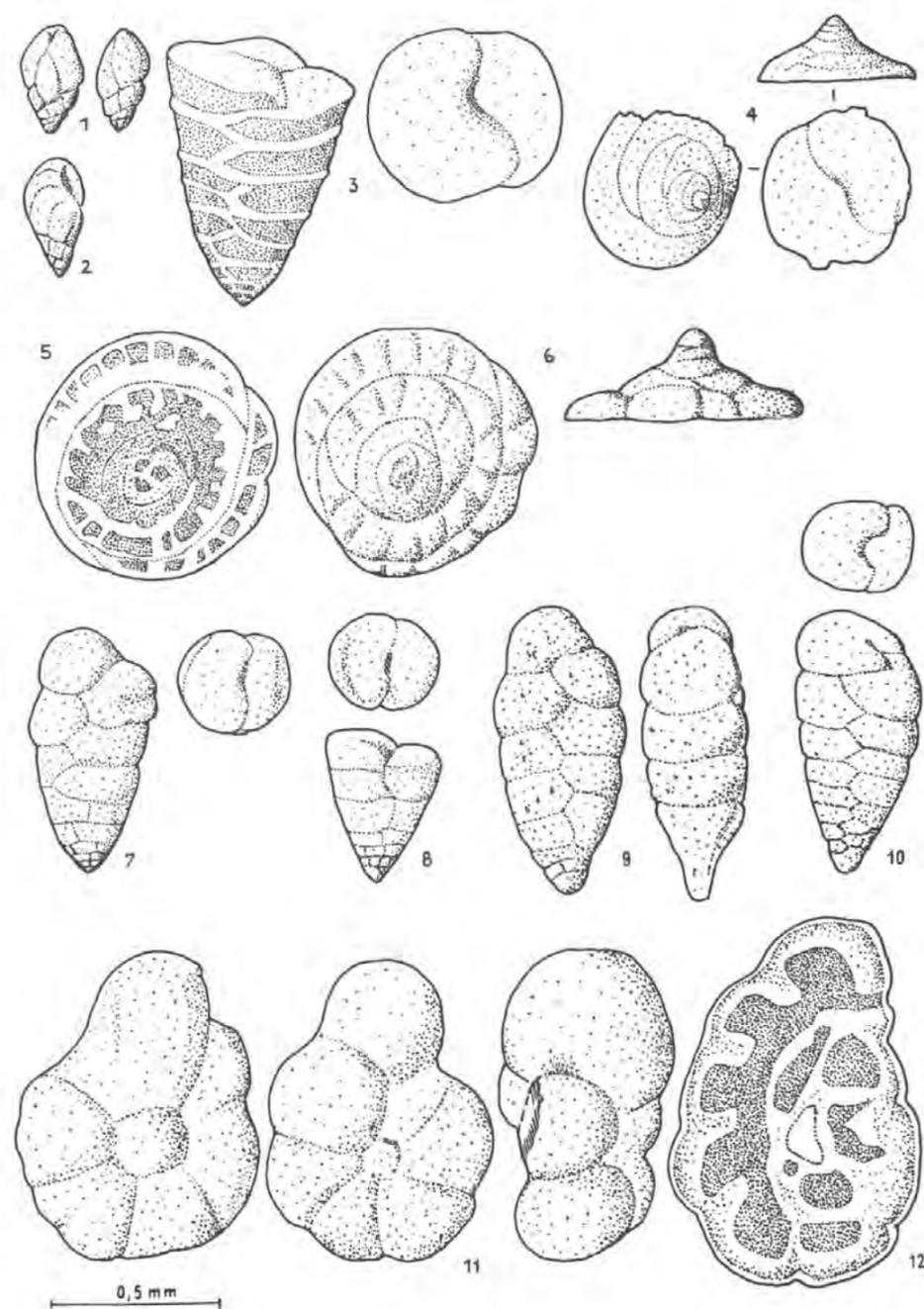
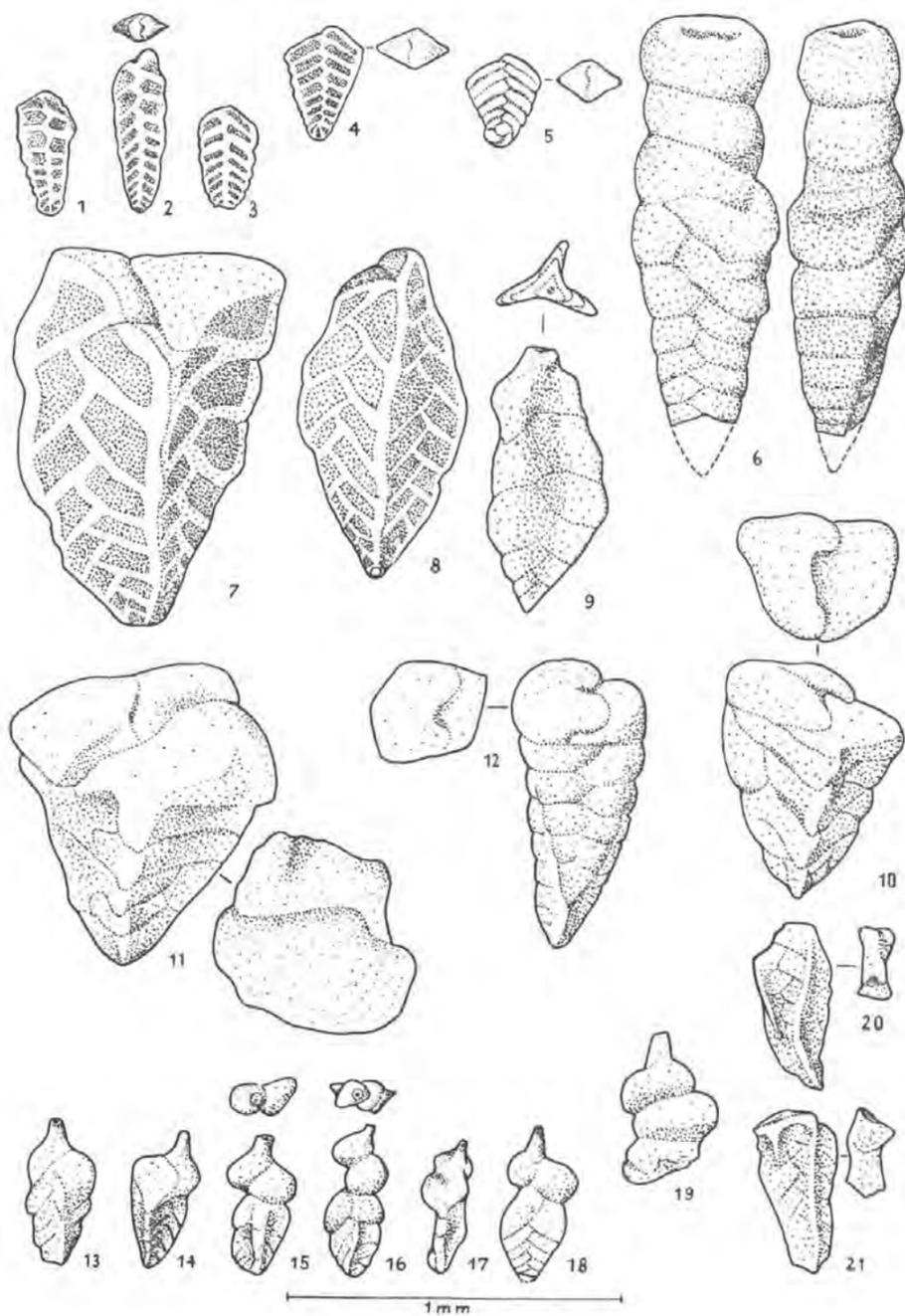
- Fig. 1—2: *Lagenammina pyriformis* TAPPAN, 2 Exempl., Probe 6  
 Fig. 3: *Spirillina cretacea* (REUSS), elliptische Schale, P. 10  
 Fig. 4: *Spirillina cretacea* (REUSS), kreisförmige Schale, P. 6  
 Fig. 5: *Glomospira gordialis* (J. & P.), P. 7  
 Fig. 6: *Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX., P. 6  
 Fig. 7: *Ammobaculites subcretaceus* CUSH. & ALEX., anderes Exemplar, Sagittalschliff, P. 6  
 Fig. 8, 9, 11: *Ammobaculites aequalis* (ROEMER), verschiedene Exemplare, P. 6, 7, 7  
 Fig. 10, 12: *Ammobaculites aequalis* (ROEMER), verschiedene Exemplare, Längsschliffe, P. 6, 7  
 Fig. 13: *Haplophragmoides latidorsatum* (BORNEM.), P. 4  
 Fig. 14: *Haplophragmoides latidorsatum* (BORNEM.), anderes Exemplar, Sagittalschliff, P. 1

## Tafel VII

- Fig. 1: *Ammomarginulina texana* (CUSH.), P. 5  
 Fig. 2: *Ammomarginulina texana* (CUSH.), gleiches Exemplar, durchleuchtet  
 Fig. 3: *Lituola irregularis* (ROEMER), P. 6  
 Fig. 4: *Lituola irregularis* (ROEMER), anderes Exemplar, P. 6  
 Fig. 5: *Lituola nautiloidea* LAM., P. 1  
 Fig. 6—8: *Lituola nautiloidea* LAM., verschiedene Exemplare, Längs- und Querschnitte, P. 1, 1, 4  
 Fig. 9: *Triplasia purchisoni* Rss., vierflügeliges Exemplar, P. 5

## Tafel VIII

- Fig. 1: *Triplasia purchisoni* Rss., Kantenansicht, P. 1  
 Fig. 2: *Triplasia purchisoni* Rss., anderes Exemplar, Flächenansicht und Aufsicht, P. 1  
 Fig. 3: *Triplasia purchisoni* Rss., vierflügeliges Exemplar, P. 5  
 Fig. 4 a—c: *Triplasia beisseli* (MARIE), P. 1, a Seitenansicht, b Frontalansicht von der Kantenseite, c Aufsicht



## Erläuterungen zu Tafel IX—XI

Vergrößerung: 50fach

## Tafel IX

- Fig. 1—3: *Spiroplectammina praelonga* (Rss.), 3 Exemplare, die beiden letzteren etwas korrodiert, P. 4, 6, 1  
 Fig. 4—5: *Spiroplectammina baudouiniana* (d'Orb.), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 6: *Bigenerina* sp., p. 10  
 Fig. 7: *Verneuilina münsteri* Rss., P. 6  
 Fig. 8: *Verneuilina münsteri* Rss., mit kleiner Mundfläche, P. 6  
 Fig. 9: *Tritaxia tricarinata* (Reuss), P. 6  
 Fig. 10—11: *Gaudryina pyramidata* CUSH., 2 Ex., P. 6  
 Fig. 12: *Gaudryina rugosa* d'Orb., P. 4  
 Fig. 13—18: *Pseudogaudryinella* sp., 6 Ex., P. 6  
 Fig. 19: *Spiroplectinata* sp., Fragment, P. 6  
 Fig. 20—21: *Heterostomella leopolitana* Olszewski, P. 6

## Tafel X

- Fig. 1—2: *Arenobulimina d'orbigny* (Rss.), 2 Ex., P. 7  
 Fig. 3: *Marssonella oxycona* (Reuss), P. 6  
 Fig. 4: *Textulariella humilis* n. sp., Paratypoid, Ansicht von oben, von unten, von der Seite, P. 1  
 Fig. 5: *Textulariella humilis* n. sp., Holotypus, durchleuchtet, P. 1  
 Fig. 6: *Textulariella humilis* n. sp., Holotypus, Oberseite und Seitenansicht  
 Fig. 7—8: *Dorothia conulus* (Rss.), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 9—10: *Dorothia pupoides* (d'Orb.), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 11: *Trochammina* sp., Ansicht von drei Seiten, P. 1  
 Fig. 12: *Trochammina* sp., Sagittalschliff. Exzentrische Anfangskammer schon abgeschliffen, P. 4

## Tafel XI

- Fig. 1: *Spirophthalmidium cretaceum* (Rss.), P. 6  
 Fig. 2: *Robulus orbiculus* (Rss.), P. 6  
 Fig. 3: *Robulus subalatus* (Rss.), P. 6  
 Fig. 4—5: *Robulus cf. truncatus* (Reuss), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 6: *Lenticulina subangulata* (Rss.), P. 5  
 Fig. 7: *Lenticulina ovalis* (Rss.), P. 5  
 Fig. 8: *Lenticulina marcki* (Rss.), P. 6

## Erläuterungen zu Tafel XII—XIV

Vergrößerung: 50fach

## Tafel XII

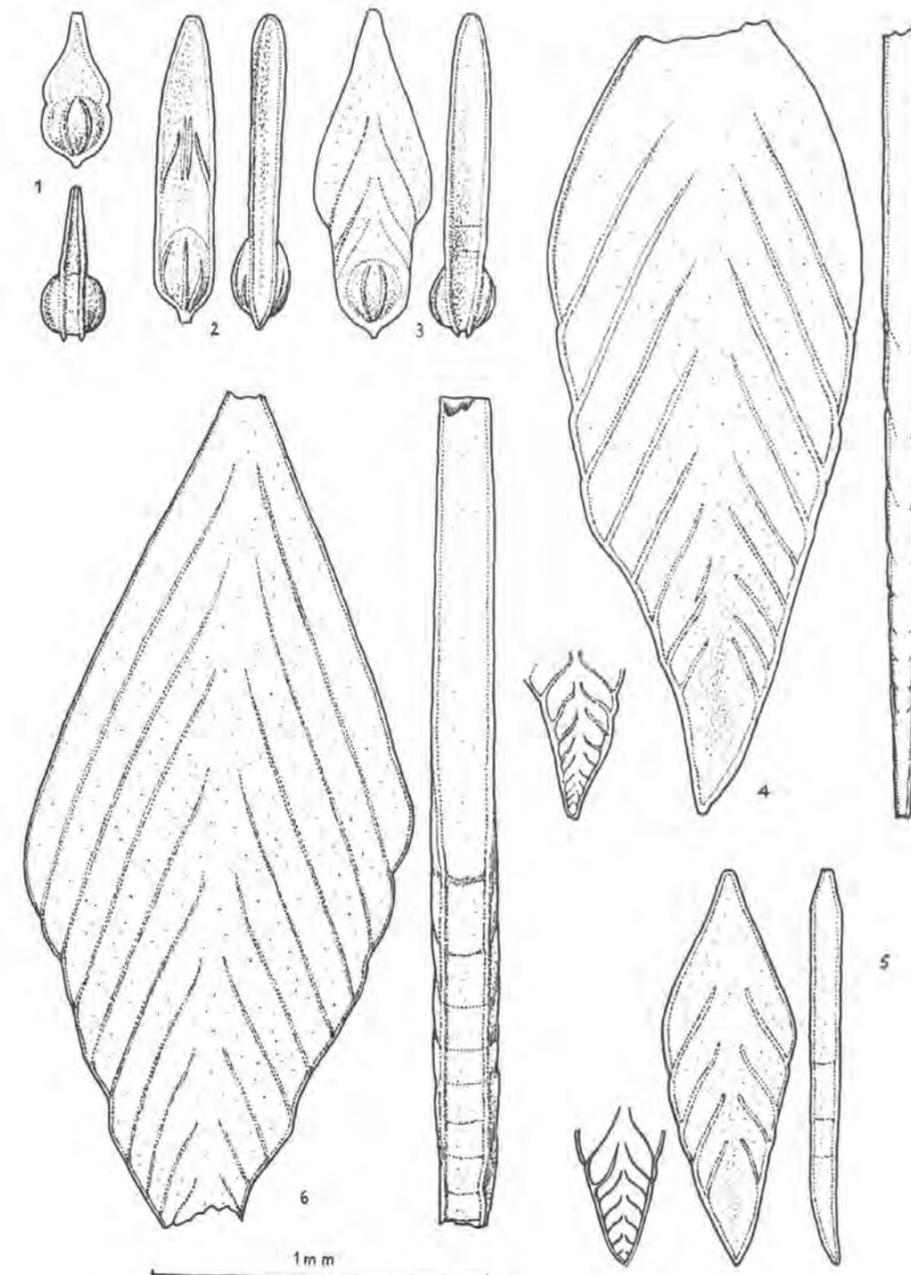
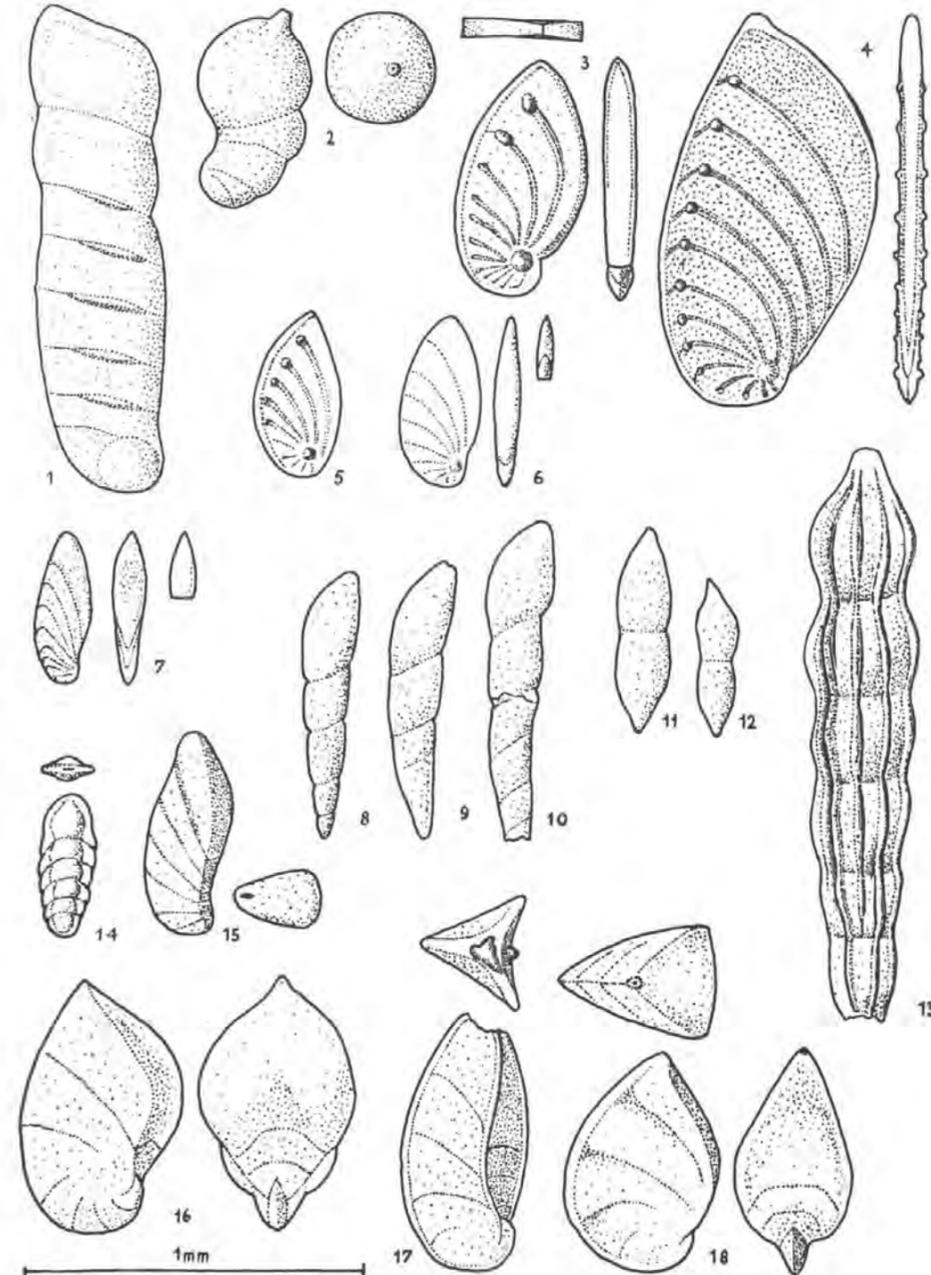
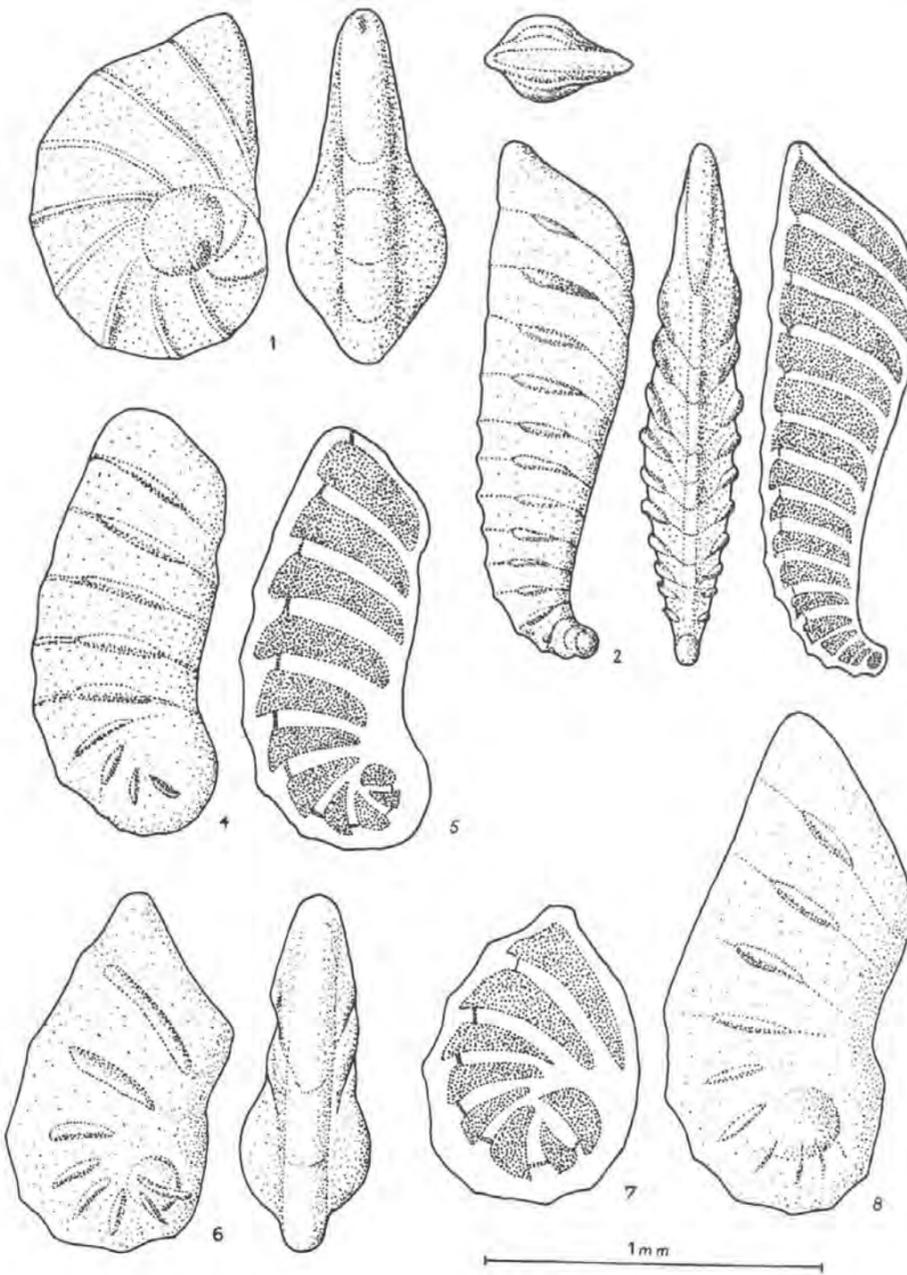
- Fig. 1: *Lenticulina marcki* (Rss.), P. 6  
 Fig. 2: *Vaginulina gosae* (Rss.), mikrosphär. Form, P. 6  
 Fig. 3: *Vaginulina gosae* (Rss.), gleiches Ex., durchleuchtet  
 Fig. 4: *Vaginulina gosae* (Rss.), makrosphär. Form, P. 6  
 Fig. 5: *Vaginulina gosae* (Rss.), gleiches Ex., durchleuchtet  
 Fig. 6: *Vaginulina gosae* (Rss.), Jugendexemplar, P. 1  
 Fig. 7: *Vaginulina gosae* (Rss.), Jugendexemplar, durchleuchtet, P. 1  
 Fig. 8: *Vaginulina gosae* (Rss.), makrosphär. Form, P. 1

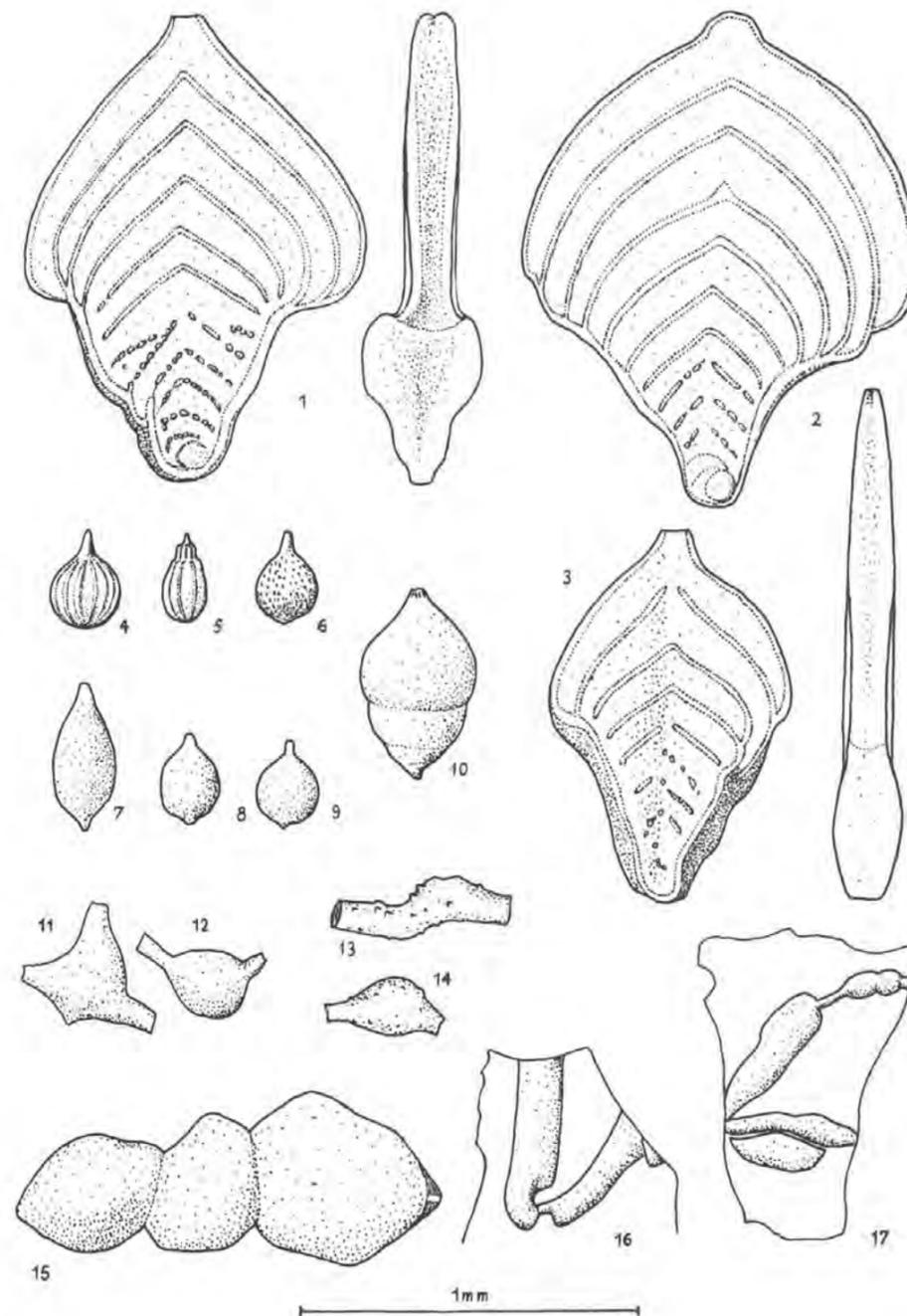
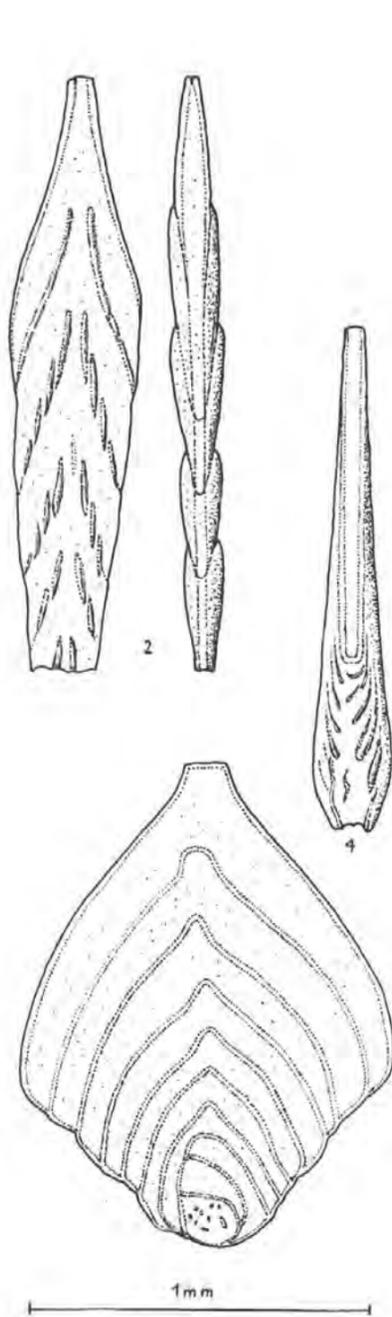
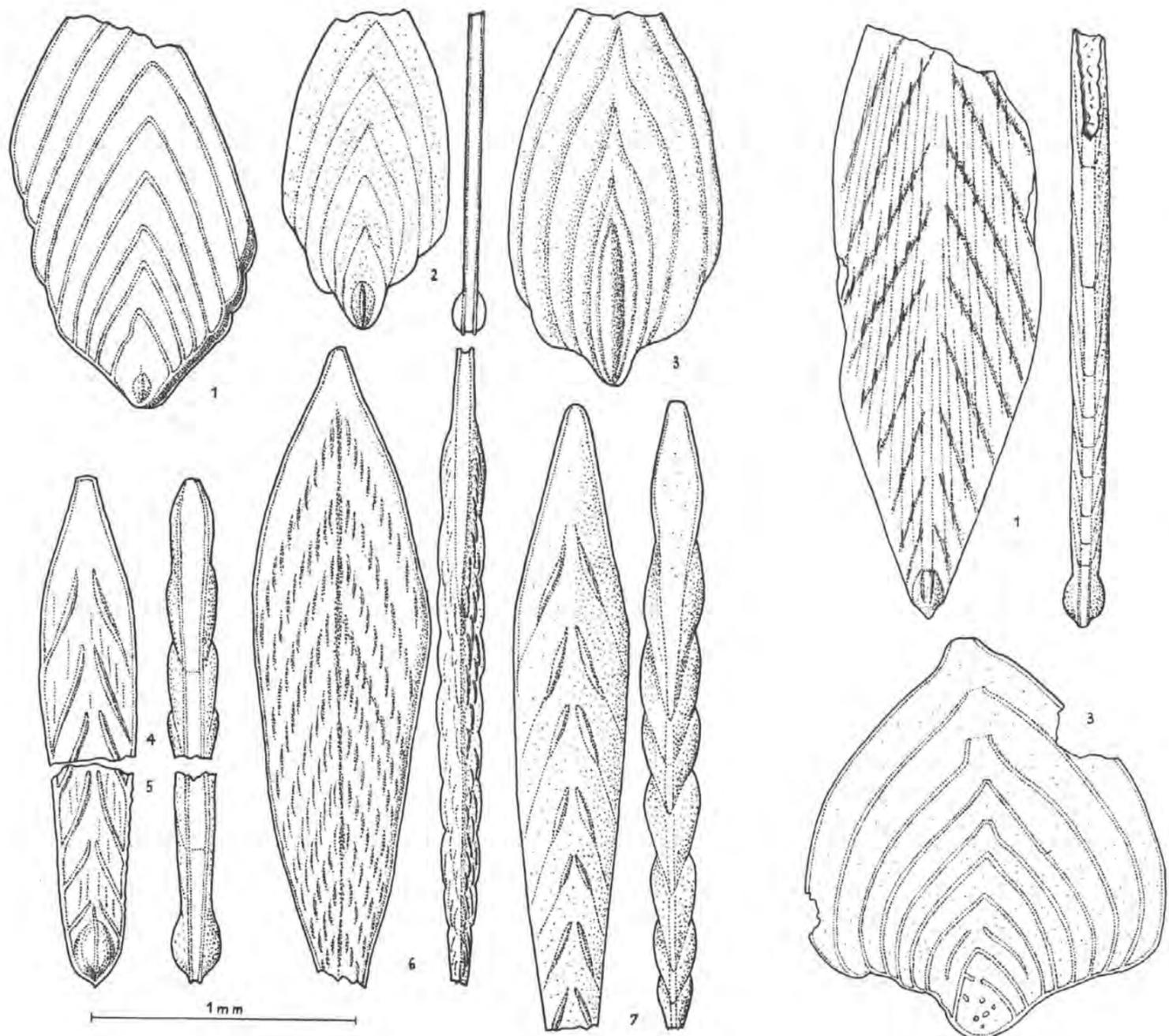
## Tafel XIII

- Fig. 1: *Vaginulina ensis* (Rss.), makrosphär. Form, P. 6  
 Fig. 2: *Marginulina bullata* REUSS, P. 6  
 Fig. 3—5: *Planularia complanata* (Rss.), 3 Ex., P. 6  
 Fig. 6: *Planularia liebusi* BROTZEN, P. 6  
 Fig. 7: *Astaculus crepidula* (F. & MOLL), P. 6  
 Fig. 8—10: *Dentalina communis* d'ORB., 3 Ex., P. 4, 4, 6  
 Fig. 11—12: *Dentalina oligostegia* Rss., 2 Ex., P. 6  
 Fig. 13: *Nodosaria zippei* Rss., P. 1  
 Fig. 14: *Lingulina denticulocarinata* CHAPMAN, P. 6  
 Fig. 15: *Saracenaria tripleura* (Rss.), P. 1  
 Fig. 16: *Saracenaria triangularis* (d'ORB.), P. 5  
 Fig. 17: *Saracenaria jarvisi* BROTZEN, P. 6  
 Fig. 18: *Saracenaria navicula* (d'ORB.), P. 6

## Tafel XIV

- Fig. 1: *Frondicularia turgida* REUSS, P. 6  
 Fig. 2: *Frondicularia archiaciana* d'ORB., P. 6  
 Fig. 3: *Frondicularia bicornis marie* nov. nom., P. 6  
 Fig. 4—6: *Frondicularia inversa* REUSS, mikrosphär. Generation, 3 Ex., P. 7, 7, 6





## Erläuterungen zu Tafel XV—XVII

Vergrößerung: 50fach

## Tafel XV

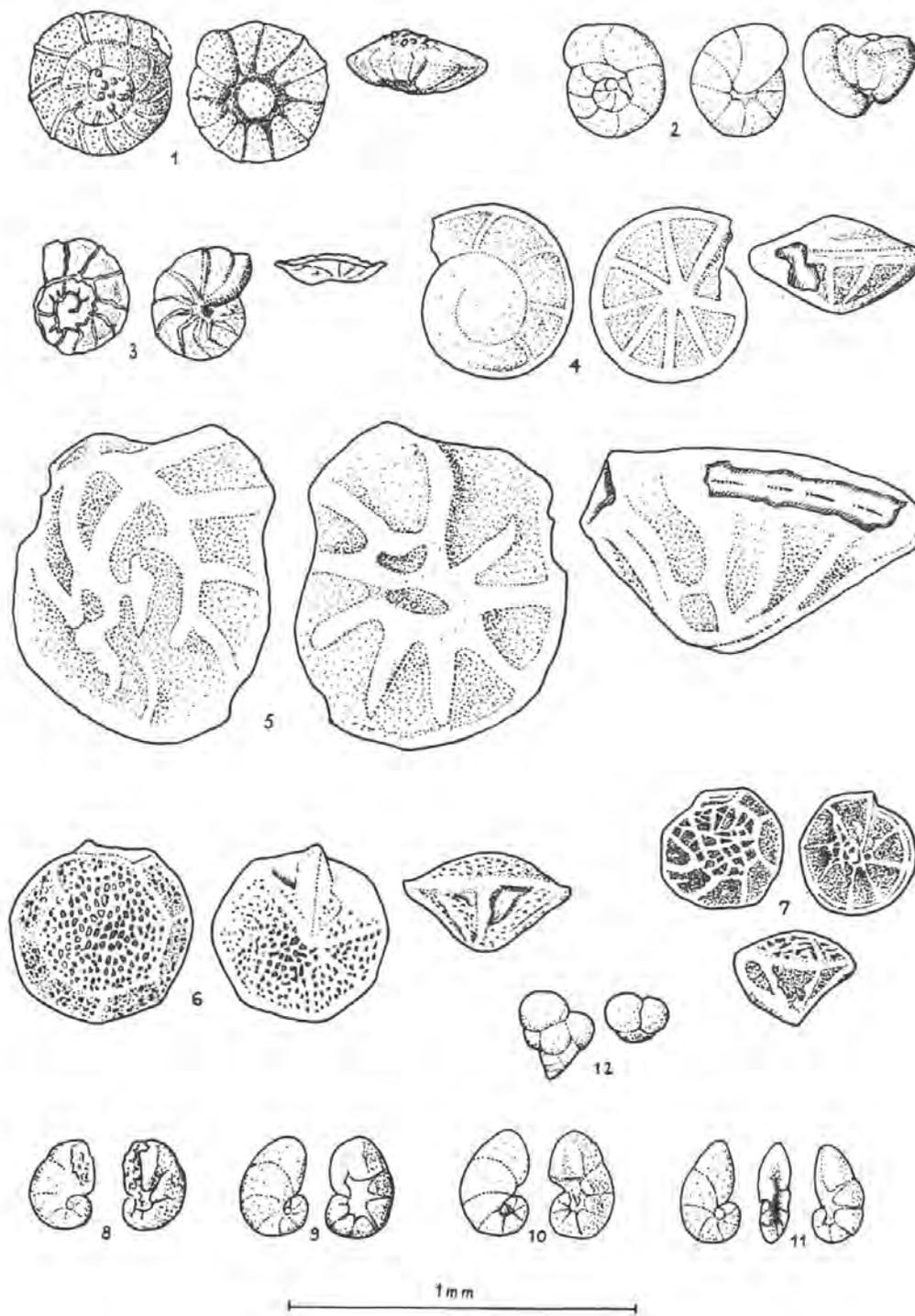
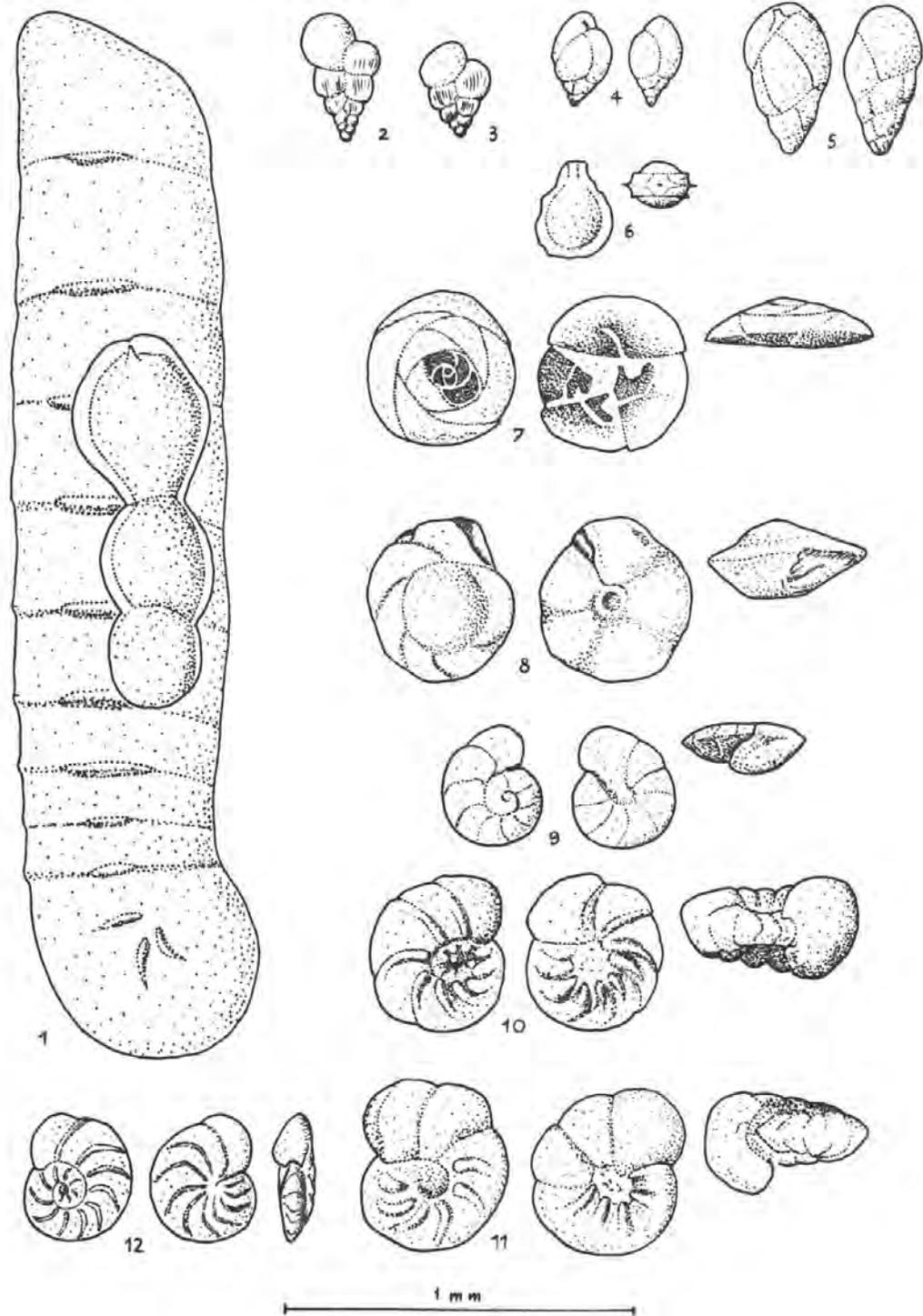
- Fig. 1: *Frondicularia inversa* REUSS, makrosphär. Form, P. 1  
 Fig. 2—3: *Frondicularia goldjussi* REUSS, 2 Ex., P. 6  
 Fig. 4—5: *Frondicularia angusta* (NILSSON), Fragmente zweier Exemplare, P. 5  
 Fig. 6: *Frondicularia franki* CUSH., P. 1  
 Fig. 7: *Frondicularia lanceola bidentata* CUSH., P. 1

## Tafel XVI

- Fig. 1: *Frondicularia multilinea* REUSS, P. 10  
 Fig. 2: *Frondicularia angustissima* REUSS, P. 5  
 Fig. 3—4: *Neostabellina suturalis* (CUSH.), 2 Ex., P. 6

## Tafel XVII

- Fig. 1—2: *Neostabellina laterecompressa* n. sp., 2 Ex., Fig. 1 = Holotypus, P. 1  
 Fig. 3: *Neostabellina laterecompressa* n. sp., Jugendform, P. 4  
 Fig. 4: *Lagena sulcata* WALKER & JAC., P. 6  
 Fig. 5: *Lagena aculeata proboscidiata* BANDY, P. 6  
 Fig. 6: *Lagena aspera apiculata* WHITE, P. 1  
 Fig. 7—8: *Lagena apiculata* (RSS.), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 9: *Lagena apiculata globosa* CHAPMAN, P. 6  
 Fig. 10: *Rectoglandulina pygmaea* (REUSS), P. 6  
 Fig. 11—12: *Ramulina laevis* R. JONES, 2 Ex., P. 6  
 Fig. 13—14: *Ramulina aculeata* (d'ORB.), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 15: *Bullopora laevis* (SOLLAS), aufgewachsen, Steinkern, P. 6  
 Fig. 16—17: *Bullopora* sp., 2 aufgewachsene Ex., P. 10



## Erläuterungen zu Tafel XVIII—XIX

Vergrößerung: 50fach

## Tafel XVIII

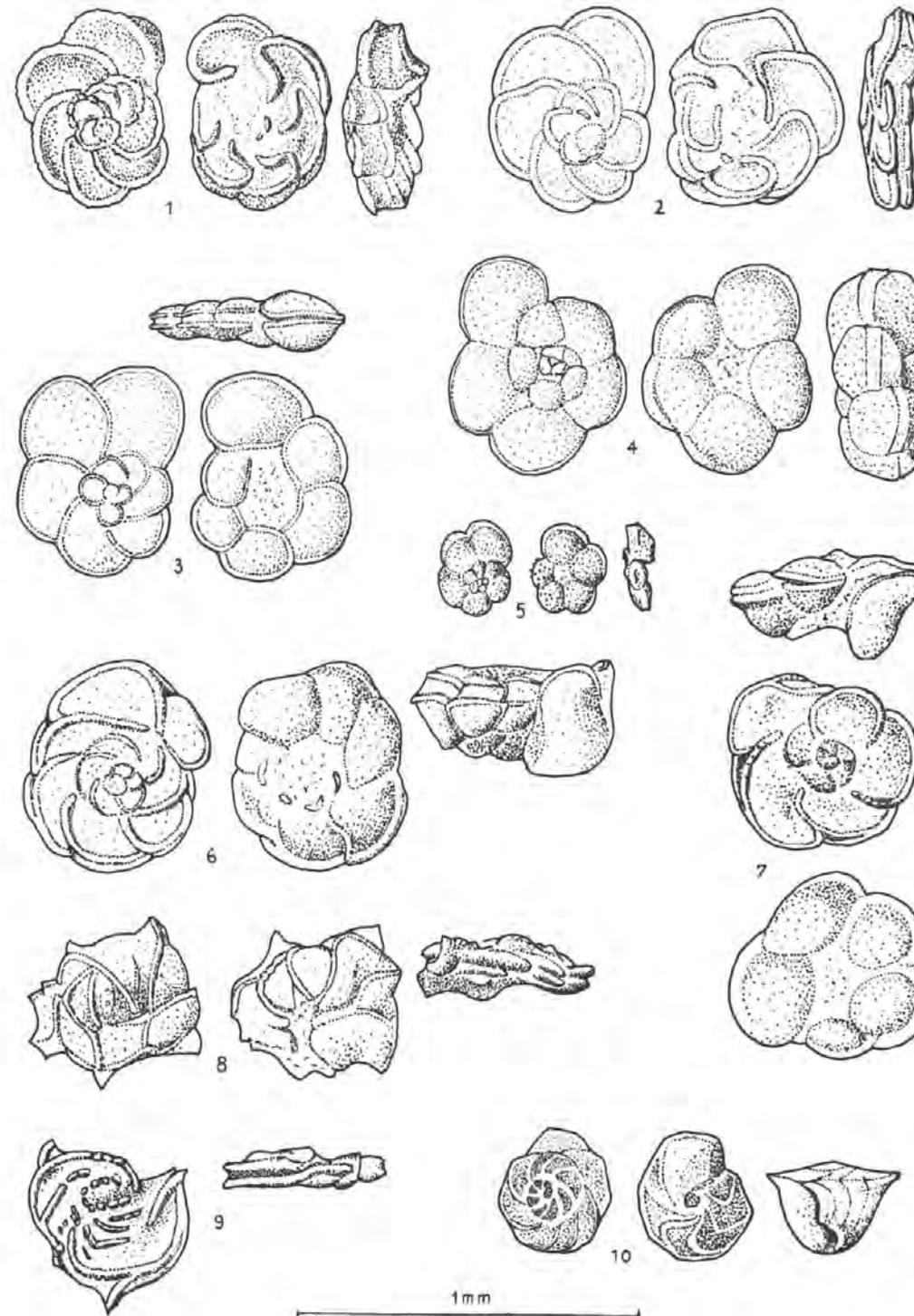
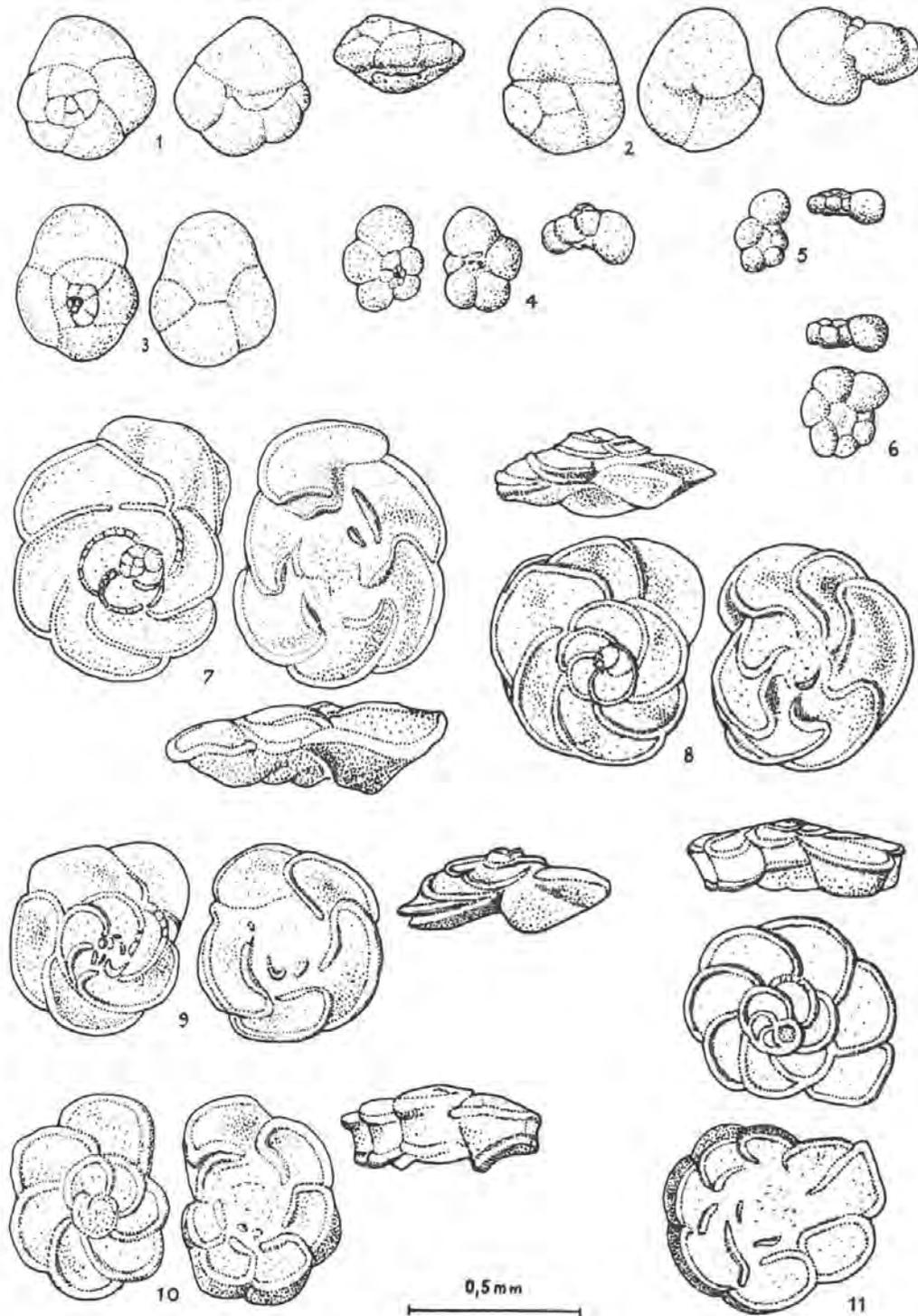
- Fig. 1: *Bullopore laevis* (SOLLAS) auf *Vaginulina gosae* (Rss.), P. 7  
 Fig. 2—3: *Gumbelina striata* (EHRENB.), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 4: *Bulimina ovulum* REUSS, P. 6  
 Fig. 5: *Buliminella obtusa* (d'ORB.), P. 1  
 Fig. 6: *Entosolenia orbignyana* (SEG.), P. 6

Die folgenden Figuren zeigen jeweils Oberseite, Unterseite und Seitenansicht in der genannten Reihenfolge.

- Fig. 7: *Conorboides squamiformis* (REUSS); Schalenrest weiß, Pyritsteinkern schwarz, P. 7  
 Fig. 8: *Conorboides* sp., P. 7  
 Fig. 9: *Valvulinaria lenticula* (REUSS), P. 7  
 Fig. 10—11: *Gavelinella lorneiana* (d'ORB.), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 12: *Gavelinella stelligera* (MARIE), P. 7

## Tafel XIX

- Fig. 1: *Gavelinopsis* sp., P. 10  
 Fig. 2: *Gyroidinoides nitida* REUSS, P. 6  
 Fig. 3: *Stensöbina exsculpta exsculpta* (REUSS), P. 7  
 Fig. 4: *Höglundina stelligera* (REUSS), P. 6  
 Fig. 5: *Höglundina? colomii* (SIGAL), P. 6  
 Fig. 6—7: *Höglundina juvoscules* (EGGER), 2 Ex., P. 6  
 Fig. 8—11: *Ceratobulimina woodi* KHAN, 4 Ex., P. 5  
 Fig. 12: *Allomorphina trochoides* (REUSS), P. 6



## Erläuterungen zu Tafel XX—XXI

Vergrößerung: 50fach

## Tafel XX

- Fig. 1—3: *Quadrimorphina allomorphinoides* (REUSS), 3 Ex., P. 6, 6, 5  
 Fig. 4—5: *Globigerina infracretacea* GLAESSNER, 2 Ex., P. 6  
 Fig. 6: *Globigerinella aequalateralis* (BRADY), P. 6  
 Fig. 7: *Globotruncana schneegansi* SIGAL, P. 5  
 Fig. 8—9: *Globotruncana lapparenti angusticarinata* GANDOLFI, 2 Ex., P. 6  
 Fig. 10—11: *Globotruncana lapparenti lapparenti* BROTZEN, 2 Ex., P. 6

## Tafel XXI

- Fig. 1: *Globotruncana lapparenti tricarinata* (QUEREAU), P. 6  
 Fig. 2: *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI, P. 6  
 Fig. 3: *Globotruncana marginata* (REUSS), P. 4  
 Fig. 4—5: *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, 2 Ex., P. 6  
 Fig. 6—7: *Globotruncana ventricosa ventricosa* WHITE, 2 Ex., P. 6  
 Fig. 8—9: *Globotruncana spinea* KIKOINE, 2. Ex., P. 6  
 Fig. 10: *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), P. 6



# Die Ergebnisse der praktisch-geologischen Untersuchungen im alten Bergbau Röhrrbühel (Tirol) anlässlich der Schurfarbeiten in den Jahren 1952—1955

VON HANS HELFRICH \*)

Mit Tafel XXII, 3 Phototafeln im Text (XXIII, XXIV, XXV) und 2 Abbildungen

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung .....	206
Einleitung .....	206
Geologische Position .....	207
I. Die geologische Grubenaufnahme .....	208
1. Hauptquerschlag .....	208
2. Richtstrecke West mit Querschlägen .....	208
3. Richtstrecke Ost mit Querschlägen .....	209
4. Tiefbohrungen .....	209
II. Die Gesteine .....	209
A. Sedimente .....	209
1. Tonschieferphyllite .....	210
2. Violette sandige Phyllite (Hämatitphyllit) .....	211
3. Tonschieferphyllite i. a. ....	212
B. Umgewandelte Gesteine .....	212
a) metamorphe Eruptiva .....	212
b) veränderte Sedimente .....	213
4. Serizitschiefer und Fleckphyllite .....	213
5. Falgenschiefer .....	213
6. Bunte Falgenschiefer .....	215
III. Die Vererzung .....	215
IV. Der tektonische Bau .....	217
Flächengefüge .....	217
Sedimentäre Strukturen .....	217
s-Flächen und Fugengefüge .....	218
Verschiebungsf lächen und Ruschelzonen .....	219
Faltenstrukturen .....	221
Zusammenstellung und Diskussion .....	222
V. Zur genetischen Deutung der Lagerstätte .....	223
VI. Abbauraum und Hoffnungsfeld .....	226
VII. Schlußbemerkungen .....	229
Literatur .....	229
Beschreibung der Bildtafeln .....	233

\*) Adresse des Verfassers: Boliden, Storgatan 16, Schweden

## Zusammenfassung

Die Ergebnisse der geologischen Detailuntersuchungen an den Auf-  
 fahrungen untertage gestatten, die Entstehungsgeschichte der Lagerstätte  
 Röhrrühel wie folgt zu skizzieren: Die Erze sitzen schwach-metamorphen,  
 sandig-tonigen Sedimentgesteinen (Phyllitstadium) auf, die in Erznähe zu  
 Falgenschiefer umgewandelt wurden. Die Sedimente sind petrographisch-  
 faziell in die Wildschönauer Serie der Nordtiroler Grauwackenzone zu stellen.  
 Der tektonische Stil ist bestimmt durch einen gegen N schwach überkippten  
 Faltenbau. In dessen Scheitelnähe ist eine tiefgreifende, steilstehende,  
 ENE-streichende Mylonitzone aufgerissen. Sie wurde präkristallin in bezug  
 auf die Lagerstätten-Mineralisation angelegt. An sie geknüpft sind kata-  
 klastische, mylonitische Strukturen erzeugende Bewegungsvorgänge, die  
 das unmittelbare Nebengestein stark zerrütteten. Diese Bewegungen be-  
 reiteten die Falgenschieferbildung vor. Die Falgenschiefer selbst sind das  
 Produkt des Zusammenspiels von Bewegungen und den Absätzen der  
 aufsteigenden hydrothermalen Lösungen. Dadurch wurde das ursprüngliche  
 Sediment stofflich zum Quarz-Karbonat-Serizit-betonen Umsetzungs-  
 produkt verändert. Aus den mitfolgenden Erzlösungen wurde zuerst der  
 Pyrit abgeschieden, der seinerseits durch eine tektonische Phase von den  
 später zum Absatz gelangten Erzen Fahlerz, Kupferkies und Buntkupfererz  
 getrennt ist. In der Hauptsache sind die Erze an die Falgenschiefer gebunden.  
 Vereinzelt treten aber auch Erze in gequetschten Phylliten auf. In diesen  
 Fällen ist das härtere Erz durch tektonische Vorgänge aus seiner ursprüng-  
 lichen Umgebung herausgelöst worden. Jüngere para-postmineralische  
 tektonische Bewegungen schufen eine Vielfalt an tektonischen Begrenzungs-  
 formen der Erzkörper. Die E-Verwerfer gestalteten das heute zu beobachtende  
 stufenartige Absinken der Lagerstätte gegen Osten. Die Bindung an eine  
 regionalgeologische ENE-Struktur, die durch jüngere Blockverschiebungen  
 verstellt ist, charakterisiert die Position der Lagerstätte innerhalb der  
 nördlichen Grauwackenzone. Sie steht damit in einem gewissen Gegensatz  
 zu Mitterberg, welches in einem nach W abfallenden Schollenkomplex  
 sitzt. Auf Grund der tektonischen Bindung an alpidische Bauelemente  
 und der geochemischen Beziehungen zu anderen, der alpidischen Metallo-  
 genese zugehörigen Lagerstätten (Brixlegg, Mitterberg, Schladming) muß  
 auch die Vererbung des Röhrrühels als diesem Zyklus angehörig auf-  
 gefaßt werden.

## Einleitung

In der bewegten Geschichte des Bergbaues Röhrrühel wurde mit der  
 jüngsten Untersuchungsperiode 1953—1955 wieder ein Kapitel abgeschlos-  
 sen. Unter dem Titel „Die mögliche Wiedereröffnung des alten Kupfer-  
 bergbaues Röhrrühel bei Kitzbühel“ berichtete Direktor Dipl.-Ing.  
 M. MACZEK (1955) von der geschichtlichen Entwicklung, den wesentlichen  
 geologischen Zügen der bis dahin getätigten Auffahrungen und den berg-  
 männischen Arbeiten.

Im Rahmen meiner Tätigkeit als Werksgeologe des Mitterberger Kupfer-  
 bergbaues in Mühlbach am Hochkönig wurde mir die Aufgabe übertragen,  
 eine geologische Detailkartierung der Grubenaufschlüsse durchzuführen.  
 Dabei war Gelegenheit zu einer laufenden Bearbeitung der Grube gegeben,

die in Anbetracht der komplizierten tektonischen Bauverhältnisse für die Aus- und Vorrichtung notwendig wurde.

Die vorliegende geologische Darstellung beschränkt sich auf die Auf-fahrungen des Bergbaues und soll in erster Linie als abschließender Bericht die Beobachtungstatsachen festhalten. Aus diesem Grunde werden neben einer geologischen Grubenkarte im Maßstab 1 : 1000 einzelne Stollenpläne der Arbeit beigegeben. Die Karte selbst stellt eine wesentliche Erweiterung der von M. MACZEK (1955) veröffentlichten Skizze über „Die tektonischen Elemente vom Röhrebühel“ dar.

In Ermangelung spezieller regionalgeologischer Studien wird auf eine Erklärung und Deutung des Lagerstättenbaues nur soweit eingegangen, als dies das Beobachtungsmaterial zuließ. Hierzu notwendige Dünnschliffe wurden zum Teil in dankenswerter Weise durch die Geologische Bundesanstalt Wien, ein weiterer Teil in dem mit einfachen Mitteln eingerichteten Schleiflabor in Mühlbach durch Herrn F. RAINER hergestellt. Im selben Labor wurden auch Anschliffe angefertigt, die in der vorliegenden Arbeit erörtert werden.

Für die Erlaubnis zur Veröffentlichung möchte ich dem Herrn Direktor der Kupferbergbau Mitterberg Ges. m. b. H., Dipl.-Ing. M. MACZEK meinen besten Dank aussprechen. Dank gilt Herrn Dipl.-Ing. K. BERNADEK, der mir als Betriebsleiter stets in freundlicher Weise entgegenkam und vielerlei Anregungen gab. Den als Begutachter beigezogenen Herren G. HIESSLEITNER, F. HOLLER und K. STIER danke ich für ihre kritischen Stellungnahmen zu meinen Aufnahmen. Nicht zuletzt danke ich meinem Freunde H. KLAUSNER, der mir als Markscheider mit seinen grubengeologischen Erfahrungen stets zur Seite stand.

Mein besonderer Dank gilt dem Direktor der Geologischen Bundesanstalt, Herrn Prof. Dr. H. KÜPPER, für die Übernahme der Publikation und den Herrn A. RUTNER und O. SCHMIEDEGG sowie allen Kollegen, die mir bei der Redigierung dieser Arbeit behilflich waren.

### Geologische Position

Der neue Schurfschacht 1952, welcher am bekannten E-Ende der Röhrebüheler Vererzungszone angesetzt wurde, liegt in einer Seehöhe von +720 m, 0,75 km WNW von Oberndorf bei St. Johann in Tirol (siehe Übersichtsskizze). Morphologisch sind im weiteren Umkreis der Lagerstätte auffallende Strukturen ersichtlich: das die Kalkalpen durchbrechende, NNE-streichende Tal der Kitzbüheler Ache, östlich davon das steil aufragende Kitzbüheler Horn mit seinen devonischen Kalken und Dolomiten, westlich die Bühellandschaft der Lagerstätten-Umgebung und nördlich steigen auf der Linie St. Johann—Häring die Triasschichten des Wilden Kaisers empor.

Nach OHNESORGE sitzt die Lagerstätte paläozoischen Schiefer — Wildschönauer Schiefer — auf, altpaläozoischen Gesteinsserien, deren schwach phyllitische Metamorphose die sedimentären Strukturen sandig-toniger Sedimente als Relikte erhalten ließ.

O. M. FRIEDRICH (1953) rechnet die Lagerstätte Röhrebühel zu den Kupferlagerstätten nördlich der Zentralalpen, im Revier Leogang—Kitzbühel gelegen. Auf seiner Lagerstättenkarte (1953) ist sie mit der Nr. 20 bezeichnet. Charakterisiert ist die Lagerstätte durch ihren hohen Silbergehalt.

Als Haupterze treten Fahlerz und Kupferkies auf, welche deren Mittelstellung zwischen Mitterberg (Cu-Kies) und Schwaz—Brixlegg (Fahlerz) kennzeichnen.

## I. Die geologische Grubenaufnahme

Die Grubenkartierung wurde entsprechend der Vielfalt kleintektonischer Strukturen im Maßstab 1 : 250 durchgeführt. Später wurden die Ergebnisse zusammengefaßt und auf eine Grubenkarte im Maßstab 1 : 1000 übertragen<sup>1)</sup>. Auf diese Art konnten die Detailstrukturen und die wesentlichen geologischen Züge unabhängig voneinander zur Darstellung gelangen.

### 1. Hauptquerschlag

Abschnitt 0—100 m steht in dunkelgrau-schwarzen Phylliten bei wechsellnd sandiger und toniger Ausbildung, Abschnitt 100—160 m ist bei ähnlichen Gesteinsverhältnissen, aber erhöhter Quarzadernführung, durch das Auftreten kräftiger Mylonitisierungszonen charakterisiert. Im Abschnitt 160—213 m tritt die mylonitische Deformation zurück, die feinschichtigen Tonschieferphyllite sind flach gegen S einfallend gelagert.

Aus den Aufschlüssen konnte gefolgert werden, daß die Vererzungszone an die Mylonitzone gebunden sein muß. Der Vortrieb des Stollens wurde daher eingestellt. Um ein etwaiges Hoffnungsfeld nach S abzutasten, wurde eine Kernbohrung angesetzt. Diese wurde horizontal bis 60 m vorgetrieben und nach negativem Verlaufe bei dieser Teufe eingestellt.

### 2. Richtstrecke West mit Querschlägen

Dem Alten Mann folgend wurde ab Hauptquerschlag m 168 die Westuntersuchung angesetzt. Untersuchungsziel: die Lagerstätte in bekannten Teilen (Neuschacht-Auffahrungen 1908—1916) anzufahren, um Anhaltspunkte für deren geologische Position und den zu erwartenden Lagerstättencharakter zu gewinnen.

Zusammenfassend können folgende wesentliche geologische und lagerstättenkundliche Züge hervorgehoben werden: im Westfeld wurden verschiedenartig ausgebildete Falgenschiefer in komplizierter tektonischer Anordnung aufgeschlossen. Eine Reihe von NE-Störungen sind die Ursache, daß die in ihren Differentialbereichen WNW streichenden Falgenschieferzonen im großen gesehen ENE orientiert sind. Begleitet sind diese Zonen von mehr oder weniger mylonitischen ENE-Störungen, die sich als raumbeständige tektonische Elemente erwiesen. Die Falgenschiefer können Erzträger sein. Sie müssen es aber nicht sein. Auch in dunkelgrauen Phylliten wurden schwächere Erze angetroffen, insbesondere die kupferkiesreichen.

<sup>1)</sup> Anmerkung der Red.: Von der Grubenkartierung 1 : 250 werden in dieser Veröffentlichung nur drei Ausschnitte — verkleinert auf den Maßstab 1 : 500 — gebracht. Aus drucktechnischen Gründen mußte dabei die ursprüngliche Farbdarstellung einem Schwarz-Weiß-Druck weichen, wobei die Signaturen der Übersichtskarte und der Detailaufnahme aufeinander abgestimmt wurden, was geringfügige Vereinfachungen bei letzterer erforderlich machte.

Die vollständigen Detailaufnahmen und die (in vorliegender Veröffentlichung sehr stark gekürzte) ausführliche textliche Beschreibung der Grubenaufnahme liegen im Archiv der Lagerstättenabteilung der Geologischen Bundesanstalt auf.

Nicht eindeutig erkannt wurde die Wirkung der sogenannten Deckelstörungen (DENKMANN), da mit Ausnahme der halben 2. Sohle W keine Vertikaluntersuchungen zur Durchführung kamen. Die negative Entwicklung der Westuntersuchung rechtfertigte keine weiteren Aufschlußarbeiten.

### 3. Richtstrecke Ost mit Querschlägen

Die Ostuntersuchung sollte die Fortsetzung der Röhrebüheler Lagerstätte über die Abbaufrent der Alten hinaus in unverritzte Teile erkunden. Als Ausgangspunkt wurde die im Hauptquerschlag bei 168 m angetroffene alte Schrämmstrecke gewählt.

Faßt man die wichtigsten Ergebnisse zusammen, so ergibt die E-Untersuchung folgendes Bild: die im Hauptquerschlag fehlende Mylonit-Falgschieferzone konnte nach dieser fensterartigen (M. MACZEK) Unterbrechung, in mehrere Teilzonen aufgegliedert, wieder erschlossen werden. Das gleiche gilt für die mächtigen Mylonitstreifen, deren Aufspaltungstendenz deutlich hervortrat. Als drittes markantes Glied muß das stärkere Hervortreten der NE-Tektonik vermerkt werden. Eine entscheidende Änderung der Ausbildungsform tritt eigentlich nur bei den Falgschiefern auf. Die im Osten angefahrne Fazies derselben läßt auf ein wesentlich höheres Lagerstätten-Niveau (niederthermal) im E schließen, worauf noch zurückgekommen wird.

### 4. Tiefbohrungen

Zur Erweiterung der Streckenaufschlüsse wurden über den gesamten Lagerstättenbereich verteilt Bohrungen abgeteuft.

Die Bohrresultate lassen erkennen, daß auch in den untersuchten Zonen unterhalb des angefahrenen Streckenniveaus Mylonite und Falgschiefer vorhanden sind. Überall wurden alte Abbaue und Auffahrungen (Gas-konzentrationen) angetroffen. Das positivste Resultat lieferte die Bohrung S 14, die zur Auffahrung der im NE des Lagerstättenraumes befindlichen Falgschieferzonen führte, die jedoch steril waren.

## II. Die Gesteine

Aus der Zeit von 1908—1916 liegen von G. HOFFMANN (1918) petrographische Untersuchungen über die innerhalb des Bergbaues auftretenden Gesteinsserien vor. Hier wird nun versucht, das petrographische Bild zu erweitern und neue Gesichtspunkte zur Entstehung der Falgschieferzonen festzuhalten.

Im großen gesehen lassen sich die Gesteine in zwei Gruppen gliedern:

- A. Sedimente,
- B. Umgewandelte Gesteine,
  - a) metamorphe Effusiva,
  - b) veränderte Sedimente.

### A. Sedimente

Die Grubenaufschlüsse stehen in Phylliten der sogenannten „Grauwackenzone“, worunter im allgemeinen paläozoische Gesteine im Kleide phyllitischer Metamorphose verstanden werden. Aus anderen Gebieten der Grauwackenzone in den Ostalpen sind auch höher metamorphe Glieder

bekannt (METZ, 1951, u. a.), die aber im unmittelbaren Bereich der Lagerstätte Röhlerbühel nicht anstehen. Regionalgeologisch gesehen gehören die Gesteine des Röhlerbühels den sogenannten Wildschönauer Serien an. OHNESORGE gliedert die Gesteine wie folgt (VRA, 1909):

Buntsandstein,  
 Dolomit,  
 Quarzporphyr- und Quarzporphyritschiefer,  
 Buntfleckschiefer,  
 dichte grüne, graue und violette Tonschiefer,  
 Komplex von Kalken, kupfer- und fahlerzführenden dolomitischen Grauwackenschiefern,  
 blaugraue Tonschiefer,  
 Devondolomit,  
 Silurdolomit,  
 Tonschiefer und Grauwackenschiefer,  
 schwarzer Kalk und schwarzer Quarzitschiefer,  
 Diabasdecke,  
 Unten Grauwackenschiefer (Wildschönauer Schiefer).

Während das Kitzbüheler Horn aus mächtigen Dolomiten aufgebaut ist, fehlen solche im Gebiet des Röhlerbühel vollständig. Es ist denkbar, daß sie in diesem Raum primär fehlten. Wahrscheinlich sind ein Teil der schieferigen Gesteine im Röhlerbühel denen gleichzusetzen, die oberhalb der Dolomit-Kalkserie von OHNESORGE ausgeschieden wurden. Die Begriffe „Wildschönauer Schiefer“ und „Wildschönauer Serie“ wurden in jüngster Zeit von K. METZ (1955) diskutiert.

Dazugehörige basische Eruptiva (SPITZ) sind in mehr oder weniger metamorpher Ausbildung im Nachbarbereich der Lagerstätte mehrfach anzutreffen.

Ausdrücklich soll aber an dieser Stelle betont werden, daß die im folgenden zu skizzierenden petrographischen Ergebnisse in Ermangelung spezieller regionalgeologischer Kenntnisse vom Verfasser nicht zur Grundlage einer Diskussion der Stratigraphie der Grauwackenzone herangezogen werden können.

Der unmittelbare Abbruch der Untersuchungsarbeiten in Röhlerbühel und das später darauffolgende Auswandern des Verfassers sind die Ursache, daß diese Arbeit eigentlich nicht zu dem gedachten Ende geführt werden kann. Vielleicht können aber diese Ergebnisse als kleiner Baustein späteren Arbeiten regionalgeologischer Art zunutze sein.

### 1. Tonschieferphyllite

Zwei verschiedene fazielle Ausbildungen lassen sich unterscheiden: graue sandig-tonige und grüne chloritreichere Phyllite. Letztere könnten als tuffitische Sedimente bezeichnet werden.

Makroskopisch macht sich bei den sandig-tonigen grauen Phylliten eine oft rhythmische sedimentäre Bänderung bemerkbar. Diese Art der Phyllite überwiegt bei weitem. Vielfach ist diese Bänderung bzw. die sedimentäre Schichtung von einer Feinschieferung derart überprägt, daß diese als Transversalschieferung anzusprechen ist und die alten Strukturen nur mehr relictisch erhalten sind. In heftig tektonisch beanspruchten Zonen (Mylonite u. a.) kommt es zur vollständigen Zermahlung der Gesteine. Bei diesem Beanspruchungszustand schwimmen dann nur mehr kompakte

Knollen (Quarzscherlinge) quarzitischer Gesteine in den mylonitisierten Partien, wie an einem schönen Beispiel am Mylonit im Hauptquerschlag bei m 135 gezeigt werden kann. Man kann hier vielleicht von tektonischen Breccien sprechen. Reichliche Graphitharnische sind eine weitere Ursache der bis ins Korngefüge durchgreifenden Deformation.

U. d. M. beobachtet man folgenden Mineralbestand: Quarz, Serizit, Chlorit als Hauptgemengteile, Karbonat, Plagioklas, Zirkon, Turmalin, Apatit, Titanitstaub und Opake als Accessorien.

Lepidoblastisches Gefüge, heftige Deformationserscheinungen wie undulöse Auslöschung der Quarze, Verbiegungen der Glimmerlamellen, kataklastische Zertrümmerungen, Mörtelstruktur insbesondere der mehr sandig-quarzitischer Typen sind Zeugen deutlicher postkristalliner Deformationen. Das Vorherrschen von Serizit oder Chlorit ist für die Färbung des Gesteins bestimmend. Ein Teil des Chloritgehaltes kann, wie bereits erwähnt, tuffogen sein (briefliche Mitteilung H. MEIXNER). In den quarzitischer betonten Phylliten zeigen die etwas in den Vordergrund tretenden Plagioklase selten einfache Albitzwillinge und Füllmikrolithen. Das Verhältnis Quarz : Plagioklas ist etwa 3 : 1. Zusammen bilden sie eine mehr oder weniger deutliche granoblastische Struktur. Serizitfilze geben dem Handstück und auch dem Schliffbild mitunter ein flaseriges Aussehen. Die Textur ist meist feinschiefrig bis feinschichtig, die Bänderung wird in Zonen mit sandigen Typen durch das Auftreten von mehreren cm mächtigen pelitisch-psammitischen Lagen charakterisiert. Die psammitischen bilden dann kompetente Lagen in den sonst häufig kleingefalteten Gesteinsserien.

Die Klüfte sind quarz-karbonat-verheilt. In der Nähe von Falgenschiefern können auch feine Gipsklüfte auftreten. Diffus verteilte Pyritkristalle (Pentagondodekaeder und Würfel) sind als sedimentäre Bildungen aufzufassen.

## 2. Violette sandige Phyllite

Im NE-Teil des Feldes stehen in den Querschlägen II und III violette bis grünliche sandige Phyllite an. Hervorstechendste Merkmale dieser Serie sind die Feinkörnigkeit, dichtkörnig—mikrokristallin, eine nicht unbeträchtliche Hämatitführung und eine Bänderung, deren geopetales Gefüge durch Andeutungen von „graded bedding“ noch erhalten ist. Diese Bänderung ist bis zu einem Zentimeter mächtig, leicht gefältelt mit kleiner Amplitude, und zeigt normale Schichtfolge. Diese Serie geht gegen S ohne Hiatus in die Karbonat-Serizitphyllite des E-Feldes über, wobei diese eine den Falgenschiefern äquivalente Stellung einnehmen können. Diese Veränderung wird zum Kreislauf der hydrothermalen Stoffveränderungen im Bergbau Röhrerbühel gerechnet.

U. d. M.: Hauptgemengteile sind: Quarz, Serizit; als Nebengemengteile treten Hämatit, Karbonat, Leukoxen, Limonit und Opake auf.

In diesem dichtkörnigen—mikrokristallinen Gestein sind keine kataklastischen Strukturen zu erkennen. Scherflächen erzeugen eine nur im cm-Bereich hervortretende Scherfaltung. Makroskopisch summieren sich diese Differentialbewegungen zu dem bereits genannten weitwelligen Faltenbau, der im Hauptquerschlag gut zu beobachten ist.

Gegen die Falgenschieferzone im S nimmt der Gehalt an Leukoxen und Karbonat allmählich zu, daß so ein kontinuierlicher Übergang zu Karbonat-Serizitphyllit zu beobachten ist. Bevorzugt setzt diese Umwandlung längs s-Flächen ein (siehe Tafel XXIII, Bild 6).

### 3. Tonschieferphyllite i. a.

Unter dieser Bezeichnung sind Phyllite verschiedener Art in der Karte ausgeschieden. Wesentliches Kennzeichen ist die heftige tektonische Durcharbeitung, wobei diese faltungsbetont oder rupturrell-mylonitisch sein kann. Sie entsprechen in ihrem Mineralbestand den oben angeführten Sedimenten mit Ausnahme der violetten sandigen Phyllite. Diese wurden nie mylonitisiert beobachtet.

Im W-Teil des Erzfeldes herrscht der mylonitisch-rupturelle Typus innerhalb der Tonschieferphyllite vor, während im E-Teil mit mylonitischen zusammen auch mächtige Zonen stark verfalteter auftreten. Dies könnte darauf zurückzuführen sein, daß im E-Teil quarzreichere Gesteinspartien einschieben, die etwas widerstandsfähiger gegenüber den mylonitizierenden Bewegungen gewesen sind.

Diese Gesteine wurden nicht zu Falgenschiefer umgewandelt. Ihre tektonische Deformation ist jünger als die Vererzung und die damit verbundenen Stoffveränderungen.

## B. Umgewandelte Gesteine

### a) Metamorphe Eruptiva

Die im weiteren Bereich der Lagerstätte auftretenden metamorphen Eruptiva, auf der geologischen Karte „Blatt Kitzbühel“ als Diabas, Diabasporphyrit und Augitporphyrschiefer ausgeschieden, konnten innerhalb der Grube nicht beobachtet werden.

Am Schacht war ein Diabasabkömmling zu beobachten, was H. MEIXNER bestätigte, der in dankenswerter Weise eine Reihe von Schliften durchsah. Das stark chloritische Gestein läßt mit größter Wahrscheinlichkeit Pseudomorphosen nach Pyroxen erkennen. Neben Hornblende, Chlorit, Epidot, Leukoxen u. a. lassen sich unter dem Mikroskop uralitisierte und chloritisierte Pyroxene als Relikte erkennen.

F. ANGEL (1955) diskutiert eine Reihe von Diabasvorkommen im Raume der Nordtiroler Grauwackenzone hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit zu Spiliten. Das aufgesammelte Material war zu klein, um einen Beitrag zu dieser Diskussion liefern zu können. Außerdem waren solche Gesteine nur in der weiteren Umgebung aufgeschlossen, weshalb auf diese im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht Bezug genommen werden kann.

In den Jahren 1908—1916 wurden im Verlaufe der Untersuchungen Diabase in der Grube aufgeföhren, die von G. HOFFMANN (1918) beschrieben wurden. Während der nunmehrigen Untersuchungen konnte nur an einer einzigen Stelle (Querschlag IV W) eine kleine diabasähnliche Gesteinscholle angetroffen werden. Diese war jedoch so stark chloritisiert und zertrümmert, daß die Ursprungsnatur nicht mehr sicher zu erkennen war.

Die starke Diaphtorese und Tektonisierung der diabasähnlichen Gesteine (am Schacht anstehend) deutet darauf hin, daß diese älter als die Erz-

mineralisation sind. Sie können nicht als intermineralisatorisch im Sinne junger Diabaseinbrüche im Bereiche alpidischer Lagerstätten (G. HIESSLEITNER, 1954) aufgefaßt werden. Es wird dagegen angenommen, daß sie als Widerlager das Strukturbild der Lagerstättenumgebung modifizieren konnten.

#### b) Veränderte Sedimente

##### 4. Serizitschiefer und Serizitfleckphyllite (Porphyroiddetritus?)

Von den eigentlichen Falgenschiefen sind graugelbliche bis grünliche, stark fleckige und gefaserte, aber auch deutlich geschieferte Typen abzutrennen. Ihrem eigentümlichen Aussehen entsprechend werden sie als Serizitfleckphyllite sowie als Serizitschiefer ausgeschieden. Sie treten im gesamten Grubenbereich auf und sind lagemäßig innig an die Falgenschiefer geknüpft. Aber auch im Mineralbestand sind starke Ähnlichkeiten festzustellen.

U. d. M. beobachtet man ein verzahntes, teils lagiges Quarz-Karbonat-Gemenge, dessen Korngrößen erheblich gröber sind als die des Grundgewebes. Als weiteres Gemengteil tritt Plagioklas auf, der als Albit zu bestimmen war. F. ANGEL und G. HIESSLEITNER (mündliche Mitteilung) halten es für wahrscheinlich, daß sich innerhalb dieser Serie ehemalige Porphyroide verstecken. Der nunmehrige Habitus des Gesteins ließe sie als Porphyroid-Detritusschiefer bezeichnen. Der Name Serizitfleckphyllite wird hier jedoch als neutraler Lokalname vorgezogen. Das Mineralgefüge ist so stark tektonisiert, daß typische Quarzeinsprenglinge eines Quarzporphyres nicht mehr zu erkennen sind. Einzelne Partien erinnern an porphyrische Kornstrukturen (tuffogenes Material?). Vergleicht man das Schliffbild mit dem eines sicheren Sandsteinabkömmlings, so zeigen sich aber auch zu diesen große Ähnlichkeiten.

Das Grundgewebe ist aus feinkörnigen Quarz-Serizit-Schlieren zusammengesetzt, welche als umkristallisiertes und tektonisiertes ehemaliges Bindemittel gedeutet werden können. Allerdings muß betont werden, daß auch die Grundmasse eines Porphyres unter tektonischer Beeinflussung ähnlichen Charakter erlangen kann. Ähnlich wie bei den Serizitschiefern beginnt auch hier eine Karbonatisierung umsichzugreifen. Diese verändert zusammen mit zunehmender Leukoxenbildung das Gefüge derart, daß eine eindeutige Grenze zwischen Serizitfleckphyllit und Falgenschiefer nicht gezogen werden kann; es gibt alle Übergänge.

##### 5. Falgenschiefer

Ursprünglich wurden falbe bis gelbgefärbte Schiefer als Falbenschiefer bezeichnet. So beschreibt WAAGEN L. (VRA, 1929) für den Raum Voitsberg—Köflach (Steiermark) solche Schiefer, die ein bestimmtes stratigraphisches Niveau repräsentieren. Auch in der Literatur vom Röhrenbühel war der Terminus Falbenschiefer früher gebräuchlich. Später wurde er zu Falgenschiefer umgeändert. Diesen Begriff wollen wir nun beibehalten, zumal hier diesem ein petrographischer Begriffsinhalt ohne stratigraphische Bedeutung gegeben wurde.

Dem vorliegenden Mineralbestand entsprechend müßten diese Gesteine petrographisch als Quarz-Karbonatschiefer bezeichnet werden. Neben diesen herrschenden Gemengteilen tritt noch Albit, Serizit, Gips-Anhydrit, Leukoxen und Erz auf. Der Quarz zeigt stark wechselnde Korngrößen und Ausbildungsformen. Kräftige undulöse Auslöschung, Rekristallisation und Kataklyse (kristalloklastisch) sind typisch. Das Karbonat erfüllt die Zwischenräume (granoblastisch), folgt mitunter dem „s“ reliktsch vorhandener Glimmergewebe (Paläosom = Altbestand von Tonschieferphylliten — Tafel XXIII, Bild 3, 4 und 5) und tritt in einer weiteren Generation klufffüllend auf. Serizitfilze geben dem Gestein ein flaseriges Aussehen.

Das vorliegende Mineralgefüge läßt eindeutig Altbestand und jüngere Mineralparagenese erkennen. Das Reliktgefüge bekundet, daß das heutige Mineralbild das Ergebnis eines Kristallisationsprozesses ist, der mit dem Vererzungsvorgang in Verbindung stehen muß. Auf genetische Fragen wird noch zurückgekommen. Die Anreicherung von Leukoxen und Karbonat verleiht dem Gestein eine charakteristische gelbbraune Farbe. Bemerkenswert ist der hohe Gehalt an Gips und Anhydrit, die das gesamte Mineralgefüge durchwuchern und gleichfalls dem jungen Stoffhaushalt angehören. Am E-Ende der Auffahrungen wurden richtige Gips-Anhydritschollen angetroffen. POSEPNY (1880) hat diese Vorkommen im Zusammenhang mit dem Auftreten von Salz diskutiert.

Nach den nun getätigten Aufschlüssen erscheint eine tektonische Einwanderung aus der nahen, im Norden gelegenen Triasgrenze nicht ausgeschlossen. Die Bindung dieser beiden Minerale besonders an Störungs- und Ruschelzonen scheint diese Auffassung zu bekräftigen. Darüber hinaus sind gipserfüllte Haarklüfte als sekundäre Bildungen zu deuten. Diese Gipslösungen folgen der Vererzung und sind wahrscheinlich bei Reaktionen mit Sulfidlösungen entstanden.

Eine Fazies der Falgenschiefer stellt der sogenannte gebleichte gelbe Karbonat-Serizitphyllit des E-Feldes dar. Diese Phyllite zeigen ihrerseits alle Übergänge zu den violetten, hämatitreichen, sandigen Phylliten. Ein kräftiger Leukoxengehalt und eine quer zur Schichtung laufende Karbonatisierung längs ausgeprägter s-Flächen bestätigen die Beziehungen zu den Falgenschiefern. Der geringe Grad der Umwandlung, der reichliche Absatz von Gips-Anhydrit in eisenkarbonat-reichen Gängchen und das Fehlen einer Vererzung weisen auf niederthermale Entstehungsbedingungen.

Diese Karbonatgänge waren nur im E-Teil der Grube zu beobachten. Wie bereits erwähnt, sind sie praktisch unvererzt (von wenigen Fahlerz-Kupferkiesspuren abgesehen), quarzführend und führen lokal blaßvioletten Flußspat.

Die Phyllite sind feinkörnig bis mikrokristallin. Der Mineralbestand ist mit Ausnahme des jungen Stoffbestandes (Karbonat, Leukoxen) normalphyllitisch. Es zeigt sich hier, daß nicht nur die psammitischen Gesteine des Westfeldes, sondern auch die rein pelitischen Gesteine des E-Feldes Karbonat- und Leukoxen-infiltriert wurden. Während im E aber das s-Gefüge erhalten blieb, fiel dieses den höher temperierten Lösungen im W und den dort herrschenden heftigeren Mylonitisierungen zum Opfer. Dadurch waren auch schärfere Grenzen zum Nebengestein zu beobachten, was auf die abdämmende Wirkung der zu Letten mylonitisierten Phyllite zurückzuführen

ist. Im E-Feld hingegen verläuft sich die Karbonatisierung ins Liegende (das Hangende ist tektonisch begrenzt) und alle Übergänge zu den violetten Phylliten sind zu studieren.

### 6. Bunte Falgenschiefer

Während im E-Feld die violetten Gesteine als sichere regionalmetamorph veränderte Sedimente aufzufassen sind, treten in den Falgenschieferzonen bunte (grün-violette) Gesteine auf, deren Herkunft nicht eindeutig geklärt werden kann. F. ANGEL hatte die Freundlichkeit, auf eine Anfrage hin brieflich zu diesem Problem Stellung zu nehmen. F. ANGEL faßt diese Gesteine als altpaläozoische Tonschiefer bzw. Diabastuffite auf. Soweit ihr reines Aussehen und der Mineralbestand; die Lagerungsverhältnisse sind wie folgt zu charakterisieren: nirgends im W-Feld wurden solche Gesteine außerhalb der Falgenschieferzonen beobachtet. Der Mineralbestand ähnelt in vielem den gelben Falgenschiefen. Es fehlt der Leukoxen, dafür ist eine Anreicherung von Opaksubstanz (Hämatit) zu beobachten. Faßt man diese Gesteine im Sinne von F. ANGEL auf, so passen sie durchaus in den genetischen Rahmen: zu Falgenschiefer umgewandelte hämatitführende Phyllite. Ihre Stellung innerhalb der Falgenschieferzonen ist dann tektonisch bedingt, etwa in dem Sinne, daß im Verlauf der mylonitischen Deformationen und der damit verbundenen Relativbewegungen andere Lagerstättenhorizonte als Keile in den Bereich der Richtstrecke W gelangten (Linsen- und Scheerungstektonik). Mangels entsprechender Vertikalaufschlüsse kann der Umfang solcher Bewegungen quantitativ nicht bestimmt werden. Diese tektonischen Vorgänge können nicht auf die NE-Tektonik zurückgeführt werden. Sie war bedeutend jünger als die Falgenschieferbildung. Hingegen werden im E-Feld die im Hangenden der Falgenschieferzone angetroffenen bunten Schiefer mit den violetten Phylliten des Liegendraumes in Beziehung gesetzt.

Anhang: Quarz-karbonatgebänderte Tonschieferphyllite wurden in der Grube nur am Beginn des Querschlag E II angetroffen. Sie stellen eine stark quarzgebänderte karbonatreiche Phyllitserie dar, deren Charakter sie in die Reihe der veränderten Gesteine eingliedern läßt.

### III. Die Vererzung

Nach dem Erzinhalt können zwei Vererzungsgruppen unterschieden werden:

- a) fahlerzbetonte Erzkörper, auftretend als Schollen, Linsen, Gänge, Nähte und Imprägnationen,
- b) kupferkiesbetonte Erzkörper, als Gänge und Linsen auftretend.

Zu a) gehören die meisten Vererzungen. Angetroffen wurden im Streichen und Fallen tektonisch begrenzte Schollen und Linsen mit einer Mächtigkeit bis maximal 30 cm. Sie sind als zerscherte Trümmer eines ehemals zusammenhängenden Gangkörpers aufzufassen. Daneben treten Erznähte bis unter 1 cm Mächtigkeit auf, die sich kreuz und quer verästeln und damit den Eindruck einer Netz- und Maschenvererzung liefern. Die Frage, ob es sich bei dieser Art der Vererzung um Lagergänge oder echte Gänge handelt, wurde früher von POSEPNY (1880), HOFFMANN (1918) und MACZEK (1955) diskutiert. Nach Abschluß der Untersuchungen kann nun folgendes Resultat

vorgelegt werden. Im Kleingefüge sind deutliche Lagerungsdiskordanzen zwischen Vererzung und reliktem Sedimentärgefüge zu beobachten. Man sieht in den Schliften eindeutig, wie diese Strukturen von quergreifenden Vererzungen beschnitten werden (Tafel XXIV, Bild 7). Natürlich kommt es zu lokalem Eindringen der Vererzung auch in das Schichtungs- und Schieferungs-s der Erzträger. Im Korngefügebereich haben wir es also mit einem Gangnetz zu tun. Auch für den Lagerstättenbereich kann von echter Gang-Mylonitvererzung gesprochen werden. Die Mylonitzone und die an sie gebundene Vererzung durchziehen diskordant alle Kleinfaltungsstrukturen und liegen in der tektonischen Position eines Kuppelrisses.

Einzelne Erzkörper liegen heute parallel einer s-Schar. Die Mylonitierungsbewegungen setzten nach der Mineralisation fort oder lebten neu auf, wobei die wesentlich härteren Falgenschiefer und Erzkörper als kompetente Lagen den Verlauf der jüngeren Generation bestimmten.

Die Metallisation ist wesentlich eintöniger als in Mitterberg. Allerdings muß festgestellt werden, daß das kleine Beobachtungsfeld keine allzu großen Schlüsse zuläßt. Hier sind Cu, S, Fe mit Sb und Hg als Fahlerz (Schwazit) vertreten, dessen Ag-Gehalt Anlaß zu den ausgedehnten Grubenbetrieben der Alten war. Damit kann das Ag auch als typisch für den Raum Kitzbühel in die zusammenfassende Tabelle von MEIXNER (1953) eingefügt werden. Ca und Ti haben nur in den Gangarten (wenn man die Falgenschiefer als solche bezeichnen kann) Bedeutung. Als weitere Erzminerale erlangen Kupferkies, Bornit, Kupferglanz (?) ökonomische Bedeutung. Ältestes Mineral ist häufig der Pyrit. Trotz heftiger Tektonisierung (Pyritfalten in Kupferkies, s. Bild 9) zeigt er als einziges Mineral eine Tendenz zur Eigengestaltigkeit (spätere Sammelkristallisation?). Die anderen Erze sind alle fremdgestaltig ausgebildet und zeigen mancherlei Verwachsungsformen. Besonders innig ist die Verwachsung zwischen Kupferkies und Pyrit sowie zwischen Fahlerz und den anderen Gefügegenossen (Bild 8, 10, 11 und 16). Dies erwies sich später bei verschiedenen Aufbereitungsversuchen als äußerst nachteilig. Das Erz müßte bis unter  $30\mu$  aufgeschlossen werden, um einen entsprechend niederen Verwachsungsgrad zu erzielen (Bild 13, 14, 15). Der Buntkupferkies tritt in Form flammiger Spindeln in Kupferkies auf.

Im Erzträger (Falgenschiefer i. B.) treten Anatas — Rutil Pseudomorphosen neben Titanitstaub und Graphit häufig in Erscheinung. Quarz, ein Fe-reiches Karbonat in z. T. grobspätiger, z. T. mörteliger Ausbildung, Baryt, Anhydrit und Gips treten als Begleitminerale im Erzbereich auf. Als Oxydationsminerale waren Malachit sowie Limonit und Azurit zu beobachten.

Das Erz ist als Imprägnationserz mit silikatisch-karbonatischer Porenfüllung anzusprechen, die Einzelmineral-Struktur allotriomorph, Kupferkies poikiloblastisch (Pyritfalten als si), Pyrit zeigt relikte Kataklasetexturen. Auf Grund der Größe der Körnung ist das Erz als kleindichtkörnig zu bezeichnen. Verdrängungsstrukturen zwischen Kupferkies — Pyrit, Fahlerz-Kupferkies, Kupferkies — Buntkupferkies mit körnigen, vereinzelt auch buchtig auftretenden Verdrängungsformen sind häufig. Entsprechend der heftigen Deformationsvorgänge macht sich eine gewisse gerichtete Kornstruktur bemerkbar, die sich durch eine schwache gebänderte Anordnung der

Gemengteile zu erkennen gibt. Die Erzparagenese ist hydrothermal, hochtemperierte Erscheinungen an den Mineralen fehlen gänzlich. Entsprechend ihrer Mineralisation, aber auch auf Grund ihrer tektonischen Position stellt die Lagerstätte Röhrerbüchel ein Bindeglied zwischen dem Cu-betonten Mitterberg und dem fahlerzbetonten Brixlegg dar (FRIEDRICH, 1953).

Mit diesen kurzen Betrachtungen soll die Beschreibung der Vererzung abgeschlossen werden. Auf ihre genetischen Zusammenhänge mit den lokalen Gesteinsverhältnissen und ihre Eingliederung in die ostalpine Metallprovinz wird noch eingegangen bzw. zurückgekommen.

#### IV. Der tektonische Bau

Fragen der Tektonik wurden bisher für die Lagerstätte Röhrerbüchel von DENKMANN (1913, 1914), J. WIEBOLS (1943) und für deren Rahmen und Stellung innerhalb der nördlichen Kitzbüheler Alpen von A. FUCHS (1943, 1954) eingehend behandelt. Der Verfasser stellt nun alle tektonischen Daten, die aus der letzten Untersuchungsperiode (1953—1955) aufgezeichnet wurden, übersichtlich zusammen und diskutiert sie im Anschluß mit bereits vorliegenden Resultaten.

#### Flächengefüge

##### Sedimentäre Strukturen

Die anstehenden Gesteinsserien sind durch die Regionalmetamorphose (I. Stresszonenstufe) im allgemeinen so wenig verändert worden, daß das sedimentäre Gefüge noch vielfach erhalten ist. Auch die tektonische Deformation hat das Gefüge der an und für sich hoch-teilbeweglichen phyllitischen Serien meist nur überprägt. Besonders charakteristisch tritt das Sedimentärgefüge in gebänderten, sandig-tonig wechselgelagerten Schichtserien hervor. Rhythmische Bänderungen, hervorgerufen durch Lagen verschiedener Korngrößen und Mineralbestand (Serizit-Quarz und Graphit) sind im cm- und dm-Bereich sehr typisch. In den violetten Hämatitphylliten ist „graded bedding“ reliktsch gut zu erkennen, desgleichen eine rhythmische Einstreuung von Hämatit.

Diese genannten sedimentären Strukturen können zunehmend so stark über- bzw. umgeprägt werden, daß schließlich ein neues s-Flächengefüge entstand. Dabei wurden oft die sedimentären ss als vorgezeichnete Inhomogenitätsflächen benutzt, aber auch im verschiedensten Winkel geschnitten. In diesen Fällen ist von Transversalschieferung zu sprechen. Gerade die Phyllite zeigen stets schöne Beispiele derselben (MERZ, 1957, u. a.).

Besonders hervorzuheben sind relikte sedimentäre Strukturen in den Falgenschiefern, die deren Genesis — umgewandelte Sedimentgesteine — wohl eindeutig erkennen lassen (siehe Tafel XXIII). Alle Entwicklungsstadien von schwacher Kataklase bis zur vollständigen Umprägung sind zu erkennen.

Im Nordteil des Grubenfeldes, am Beginn des Hauptquerschlages, herrscht steiles N-Fallen, welches gegen S allmählich einer horizontalen bis S-geneigten Lagerung der ss-Flächen Platz macht. Gegen E schwenkt das generelle E—W-Streichen in ein solches gegen ENE bzw. NE. Aus

der Verteilung der ss-Flächen ist ein unsymmetrischer Faltenbau mit steilem Nord- und flachem Südschenkel zu konstruieren. Der N-Schenkel zeigt liegende, offene bis spitzgefaltete Kleinfaltenstruktur (vorwiegend Biegefaltung), während der S-Schenkel Spitzfalten bei vorherrschender Scherfaltung bis in sehr kleinen Maßstab aufweist. Im großen gesehen ist im Faltenbau eine überkippende Tendenz gegen N zu erkennen. Damit ergeben sich große Analogien zum Kuppelbau im Bergbau Mitterberg, wo gleichfalls einem steileren N-Schenkel ein flacher S-Schenkel mit vorherrschenden Scherbewegungen gegenübersteht. In beiden Fällen sind die Lagerstätten in einer steil S-fallenden Linie durch den Scheitel der Antiklinale angeordnet. Sie folgen damit Struktur-Analogien, auf die später noch zurückgekommen wird.

### s-Flächen und Fugengefüge

Neben dem sedimentären ss-Gefüge treten in den schiefrigen, sandigen, äußerst verformbaren Gesteinen verschiedene s-Flächenscharen auf. Stärkstens markiert ist das mittelsteil bis steil S-fallende und um E—W streichende Schieferungs-s (Transversalschieferung). Entsprechend dem verfalteten, sedimentären ss liegt diese Schieferung in verschiedenem Winkel zum ss-Gefüge (siehe Ulm-Bilder auf den Tafeln). Bei steileren ss-Lagen schleppt die Schieferung in die vorgezeichnete Ebene ein, s und ss laufen parallel und sind nicht mehr voneinander zu trennen. Diese s-Schar ist so überbetont, daß ein zugehöriges zweites System nur untergeordnet auftritt.

Daneben treten zwei spitzwinkelig das oben genannte Schieferungssystem kreuzende Scherflächenscharen auf (WNW und ENE / mittelsteil S-fallend), die eine linsige Deformation erzeugten. An solchen s-Flächen sind Relativbewegungen mit Relativsinn: Hangendes gegen Liegendes abwärts, aber auch aufwärts verschoben, abzulesen. Ein weiteres, jüngerer, ungleichscharig entwickeltes s-System (vorherrschend N 30 E/60° S, minderbetont N 24 E/30 W) zeigt in beiden Fällen Relativbewegungen: Hangendes absinkend. In dem SE-fallenden System wird der die E-Verwerfer prägende letzte Bewegungsakt erblickt, der das treppenartige Absinken der Lagerstätte gegen E verursachte.

Im größten Teil der Grube herrscht S-Tektonik, nur im N-Teil kommen Faltenstrukturen stärker zum Ausdruck. Von N gegen S fortschreitend können einzelne Grubenabschnitte wie folgt typisiert werden:

Zone A: Liegendraum, vorwiegend verfalteter Komplex im Bereich des Nordschenkels der Faltenkuppel (10er m-Bereich). Hier konnten flache Ab- und Überschiebungen (Deckelklüfte) beobachtet werden.

Zone B: Erzzone mit Mylonitisierungen, Quetschfaltung und S-Tektonik wechselweise ausgebildet. Bevorzugter Wirkungsbereich der Falten-scheiteltektonik.

Zone C: Vorherrschende S-Tektonik mit s-Gleitung, Scherfaltung im S-fallenden Schenkel der Röhrebüheler Faltenkuppel.

Mit Ausnahme des NNE/WNW-fallenden s-Flächensystems werden alle Flächen mehr oder weniger zu Störungsbahnen ausgebildet. Auf diese Systeme wird im Kapitel „Verschiebungsflächen“ zurückgekommen.

Das Fugengefüge tritt gegenüber dem s-Flächengefüge stark in den Hintergrund. ac-Klüfte, als Zerrklüfte den B-Achsen zuzuordnen, sind

vielfach Quarz-Karbonat-erfüllt. Sie können aber auch klaffend auftreten. Vorwiegend sind diese Klüfte an die weniger deformierten Gesteinspartien gebunden (Liegendraum). Von reinen Fugen bis zu Scherfugen mit Relativbewegungen sind alle Übergänge zu beobachten, als welche sie dann das Gefüge modifizieren. Richtungsänderungen an festigkeitsverschiedenen Gesteinen oder Gesteinslagen (tonige—sandige Zonen) sind häufig abzulesen. Gleiches gilt auch für das s-Flächengefüge, wobei auch durch Gefügevorzeichnungen Lageveränderungen desselben statistische Häufungen geben können, die aber nicht verschiedenen Formungsplänen zuzuordnen sind.

Den größeren Verwerfern sind Fiederspalten und Entlastungsklüfte zugeordnet. Die Klufteinteilung DENKMANN'S (1918) wird erst im Anschluß an die Erörterung der Verschiebungsflächen diskutiert, da es sich dabei um Fugengefüge mit meßbaren Relativbewegungen im Sinne SANDERS (1948) handelt.

### Verschiebungsflächen und Ruschelzonen

(Siehe hierzu Tafel XXII)

Markanteste Dislokation im Bergbau ist eine bis 2 m mächtige Mylonitzone. Alle Stadien von kataklastischen Spuren bis zur vollständigen mylonitischen Ausbildung können beobachtet werden. Ihr ENE-Streichen wird durch versetzende Wirkung von NE-Störungen etwas ausgeprägter. Im Streichen, insbesondere im E-Teil, teilt sie sich in mehrere Streifen. An solchen Differentialruscheln und an den hangend bzw. liegend vorgelagerten Parallelstörungen sind Relativbewegungen zu erkennen, deren Hauptkomponente E—W, vorwiegend horizontal gerichtet erscheint. Untergeordnet sind aber auch deutliche Vertikalbewegungen abzulesen. Die Intensität, Ausdehnung und Raumorientierung machen es wahrscheinlich, daß es sich bei dieser Mylonitzone um eine regional-geologische Struktur handelt. Vergleicht man nämlich die Lage der Mitterberger Gangspalte mit der hiesigen Ruschelzone, so ist beiden gemeinsam das Auftreten in Schwächezonen unmittelbar am Übergang zwischen dem flachen S-fallenden und dem steil N-fallenden Schenkel eines nach N vergierenden Faltenbaues, also eine verblüffende Bau-Analogie über 60 km Entfernung hinweg. Unterschiede bestehen in der tektonischen Zuordnung zu bestimmten Bauplänen. Während sich die Mitterberger Gangspalte dem W- bzw. WNW-gerichteten B-Achsenbau unterordnet und nur von wenigen, dafür aber intensiven Störungen eines ENE-Systems überlagert wird, kann die Ruschelzone des Röhrerbühels als ENE-Störung einem entsprechenden Verformungsplan zugeordnet werden. Dieser Plan tritt auch in dem von A. FUCHS (1954) vermessenen Raum der Kitzbüheler Alpen hervor. HIESSLEITNER (1954) betont die Bedeutung der Klammkalkzone (ENE) als tektonisch wesentliche Struktur für die Position der Lagerstätte am Mitterberg. KARL (1953) weist auf Analogien in der Gerlos, am Achensee, dem Kaisergebiet und Tauern-Westende hin, die die regionalgeologische Bedeutung derselben klar zum Ausdruck bringen.

Betrachtet man das geologische Kartenbild, so fällt auf, daß sich die aufgenommene Falgenschieferzone im W-Teil der Grube an das Hangende der Ruschelzone anlehnt, im E-Teil aber in das Liegende derselben gewechselt hat. Vorgezeichnete Schwächezonen im angrenzenden Nebengestein können

diese Lageänderung verursacht haben. Obwohl in der Lagerstätte nur ein einziger Horizont aufgeföhren wurde, was vom geologischen Standpunkt aus zur Klärung der Tektonik nur bedingt ausreicht, ist zwischen Ruschelzone und Falgenschiefer ein genetischer Zusammenhang anzunehmen. Wie oben beschrieben, sind am Aufbau der Falgenschiefer Psammite und Pelite wechselweise beteiligt. Ihre Karbonatisierung, das Einwandern von Erzlösungen, Anhydrit und Gips ist demnach im Bereich einer ruschelzonenartig vorgezeichneten Dislokation erfolgt. Es wird noch darauf zurückgekommen.

Die Ruschelzonen erlangten erst nach der Vererzung ihre heutige Ausbildung, sind also in ihrer letzten tektonischen Entwicklung postkristallin in bezug auf die Vererzung und die stattgehabten Stoffveränderungen des Erzträgers. Man erkennt deutlich, wie Falgenschiefer und Erztrümmer in die Mylonite eingeschleppt sind und heftig tektonisiert wurden.

Die wechselweise Lagerung der Falgenschiefer gegenüber den Ruschelzonen wird auf das Vorhandensein resistenter Gesteinsserien zurückgeführt. Im W sind Serizitfleckphyllite den Falgenschiefen benachbart, die Mylonitierung erfolgte an deren nördlichen Grenze zu den Tonschieferphylliten. Im E-Teil ist die Mylonitzone ans Hangende der bunten Falgenschiefer gebunden.

Gleichzeitig tritt gegen E die Mylonitierung mehr als Quetschfaltung hervor, zweifelsohne eine den Ruschelbildungen zugehörige Bewegungsfazies. Im äußersten W der Grube wurde keine Ruschelzone in der Karte ausgeschieden, da der Zustand des gesamten durchhörerten Gesteinskörpers mehr oder weniger gequetschtes Aussehen zeigte, was zum größten Teil auf die durch den alten Abbau hervorgerufenen Entlastungsbewegungen, verbunden mit Quellungen in den Tonschieferphylliten, zurückgeführt wird. Eine objektive tektonische Gliederung dieser Quetschbereiche ist aus dem genannten Grunde nicht möglich. Ähnliches gilt für das E-Ende. Hier waren allerdings deutliche Tendenzen zu heftigen NE-Störungen vorhanden und es ist wohl gerechtfertigt, wenn in diesen zumindest Anzeichen einer sogenannten NE-Tal-Randstörung (Kitzbüheler Achentalstörung) vermutet werden. Ein hartes Schicksal blies gerade in diesem Augenblick der Aufgeföhren der jüngsten Schurfperiode (Juli 1955) das Lebenslicht aus. Mit den Worten: Einstellung der Vortriebe in verwickeltem Gebirge — eine Parallele zu alten Bergbauberichten — ist weiterhin der Mantel der Ungewißheit über eine allfällige E-Fortsetzung der Lagerstätte gebreitet. Dennoch kann auch nach geologischen Erwägungen eine bauwürdige Fortsetzung mit größter Wahrscheinlichkeit nicht erwartet werden (siehe unten).

Überschiebungen (DENKMANN'S Deckelklüfte) konnten nur vereinzelt als ausgeprägte tektonische Strukturen beobachten werden. Wo dies der Fall war, wurden Relativbewegungen Hangend gegen N relativ verschoben beobachtet. Wie auch FUCHS angibt, sind auch widersinnige Bewegungen (Hangendes gegen S) auf Grund der Lagerstättenstruktur zu erwarten (Abbaurisse der Alten). An Differentialflächen im cm- und dm-Bereich wurden solche auch beobachtet. Dieses System war offenbar auch als s-Schar (weitscharig) wirksam, wie an einem Abbauversuch auf der halben 2. Sohle W festzustellen war. Dort sind die Flächen im dm-Bereich aufgetreten. Das Erz wurde im Einfallen dadurch stark zerrissen, ausgelinst und ausgequetscht. Aus diesem Grunde wurde der Versuch bereits nach wenigen Meter Vor-

trieb eingestellt. Jünger als die Ruschelzonen ist ein NE-Störungssystem mit mittelsteilem bis steilem SE-Fallen (siehe geologische Karte). Es versetzte die Lagerstätte staffelartig gegen NE und, was die Erzhöflichkeit besonders beeinflußt, die Hangendschollen der Verwerfer relativ abwärts gegen E.

Mit anderen Worten bedeutet diese folgendes: fortschreitend gegen E treten höhere Lagerstättenteile auf das erschlossene 140 m-Niveau, also in die Tiefe. Eine Zementationszone scheint zu fehlen. In Mitterberg sind es W-fallende Verwerfer, die die Lagerstätte gegen W in die Tiefe drücken.

Die intensive Falgenschieferbildung und Vererzung im W des Grubenfeldes, die stufenweise Abnahme der Gesteinsumwandlung im E-Feld bis in das Stadium der gebleichten Karbonat-Serizitphyllite mit geringen Erzspreuen in Karbonatgängen unter Begleitung von Flußpat, Anhydrit und Gips werden als Beweise für das Verhalten der NE-Schollentektonik angeführt. Geologisch wäre erst jenseits des Achentales ein Ansteigen der geologischen Horizonte zu erwarten. Geologische Untersuchungen bezüglich dieser Frage fehlen jedoch. Somit ist in dem unmittelbaren Bereich der Lagerstätte nur in großer Tiefe mit Erz zu rechnen.

Dieses NE-System setzte auch die scheinbar stratigraphisch höheren violetten Phyllite in den Aufschlußbereich. Es wird auch vermutet, daß die Triasgrenze gegen S vorrückt, wodurch das häufige Auftreten von Anhydrit und Gips in dem früher genannten Sinne eine Stütze erfährt.

Diesem NE-System, dem auch die vermutete Achentalstörung zuzurechnen ist, können entsprechende W-fallende Verwerfer im Sinne einer ungleichscharigen Scherung zugeordnet werden. Diese treten allerdings hier völlig untergeordnet auf.

### Faltenstrukturen

(Siehe hiezu Tafel XXII)

Im Aufschlußbereich sind folgende B-Achsenrichtungen zu erkennen:

System ENE—WSW mit vorherrschendem flachem WSW-Fallen.

System WNW—ESE mit 25° pendelndem Einfallen gegen WNW und ESE.

System NW—SE, welches ausschließlich in den Mylonit- und Falgenschieferzonen beobachtet wurde.

System NNE—SSW, stets gegen S einfallend und

System NNW—ESE, gleichfalls S-fallend.

Alle diese Achsenlagen passen sich gut in die regionalen Diagramme ein, die A. FUCHS (1954) zur Darstellung brachte. Hier werden drei Diagramme aller eingemessenen Falten und Linearstrukturen vorgelegt, die entsprechend ihrer Verteilung nach Hauptquerschlag, W-Feld und E-Feld getrennt, zur Darstellung gebracht wurden. Dabei lassen sich folgende wesentliche Züge hervorheben: von NW gegen den Uhrzeiger laufend zeigen die Diagramme des W- bzw. des E-Feldes bis gegen ENE einen peripher besetzten 2/3-Kreis. Dieser weist im Südteil etwas steilere Achsenlagen auf. Dagegen ist im Diagramm des Hauptquerschlages von S—SE eine Lücke, die dadurch ihre Erklärung findet, daß im annähernd N—S-streichenden Hauptquerschlag die B-Lagen parallel zur Strecke unterrepräsentiert bleiben müssen. Das Fehlen des stark besetzten Feldes um SE ist auf das Nichtvorhandensein der Falgenschieferzonen zurückzuführen.

Wenn auch charakteristische Achsenkombinationen und deren Überprägung im Handstückbereich erkannt werden konnten und sie regionalen Erkenntnissen über Gefügestrukturen einzugliedern sind, so muß doch darauf hingewiesen werden, daß die große Streuung der eingemessenen Achsenlagen auf die Inhomogenität der Grauwackenschiefer zurückgeführt werden muß. Zieht man ferner die kräftigen Schichtverstellungen durch Differentialbewegungen (Störungen und Mylonitisierungen) in Betracht, so muß gleichzeitig mit starken Verstellungen der betroffenen Faltenstrukturen gerechnet werden.

Besonders die von A. FUCHS (1954) erkannten regionalgeologisch wirksamen Blockverstellungen (Verwerfertechnik) wirken in erster Linie strukturverstellend. Diesen anzuschließen wären also die einmal nach der einen und einmal nach der anderen Richtung pendelnden Achsenlagen, die bestimmt nicht verschiedene Baupläne darstellen. Aus diesem Grunde unterbleibt an dieser Stelle ein genereller Versuch der Altersgliederung und Bauplanzuordnung der B-Achsenstrukturen. Sicher scheint dagegen zu sein, daß die NW-Faltung die jüngste ist, da sie die Falgenschieferzonenstrukturen überprägend auftritt und nur mehr von einer jüngeren Verwerfertechnik selbst überprägt wird. Auch A. FUCHS gelangt zur gleichlautenden Auffassung.

Die meisten der Falten sind unsymmetrisch—steiler N- bzw. flacher S-Schenkel, z. T. monotrop, z. T. polytrop. Scherfaltung ist häufiger als Biegefaltung, beide überlagern sich aber vielfach.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß ein weitgespannter, etwa E—W streichender Faltenbau durch sedimentäre Strukturen repräsentiert erscheint, der, vielfach faltend überprägt, heute als kompliziert gebauter Falten- und Schuppenbau vorliegt. Scherbewegungen vom Korngefüge bis in den Aufschlußbereich zerlegten den Schichtkomplex in Teilschollen, deren SE-fallende Komponente für den Röhrrühel typisch ist (W-fallende Komponente beispielsweise für Mitterberg typisch).

Da eine Analyse des Korngefüges nicht zum Ziel dieser geologischen Kartierung gehörte, wurde von einer weiteren Gefügeanalyse Abstand genommen.

### Zusammenstellung und Diskussion

Auf Grund der Ausführungen ist folgende Gliederung aufzustellen:

1. Faltung und Scherung des s-Gefüges.
2. ENE-Mylonite und ENE-Verwerfer, meist steil S-fallend, Relativbewegungen: Hangendes gegenüber Liegendem relativ gegen E horizontal oder vertikal verschoben. Die beiden letztgenannten Bewegungen sind jedoch als wiederaufgelebte (para-postmineralische) zu verstehen.

DENKMANN bezeichnet sie als Sprungklüfte, FUCHS sieht sie eventuell in Verbindung mit der Erzmigration (Gutachten 1942), wobei diese dann älter als das EW-(ENE?-)System wäre. Verfasser neigt zu der Auffassung, daß die Anlage dieses Systems prämineralisch in bezug auf die Verzerzung, ein Wiederaufleben para-postmineralisch anzusetzen ist. Damit kommt die Verzerzung intermineralisch in ein zweiphasiges EW/ENE-System zu liegen.

3. Überschiebungen, E—W/N 60 W streichend und flach S-fallend. Sie werden von DENKMANN als Deckelklüfte bezeichnet und von FUCHS als jüngstes tektonisches Element angesehen. Die Untersuchungen zeigten aber, daß die NE-Verwerfer als jüngstes Glied anzusehen sind.

4. NE-Verwerfer als Hauptverwurfsystem. Dieses verursacht das treppenartige Absinken der Lagerstätte gegen E. Entgegen der Auffassung von FUCHS wird dieses System auf Grund der Observationen als jüngstes tektonisches Glied aufgefaßt.

Bereits von M. MACZEK (1955) wurde eine Skizze über die tektonischen Elemente von Röhrerbüchel veröffentlicht, deren Gültigkeit nunmehr für den gesamten Grubenbereich ausgedehnt werden kann. Alle tektonischen Teilakte waren von entsprechenden Bewegungen im s-Gefüge begleitet.

### V. Zur genetischen Deutung der Lagerstätte

Der relativ kleine geologische Aufschluß (Lagerstättenbereich) des Schurfbaues Röhrerbüchel gestattet es nicht, die gemachten Beobachtungen für weitläufige regionalgeologische Schlüsse zu verwenden. Hier werden die erlangten Ergebnisse und deren lagerstättenkundliche Bedeutung diskutiert. Am Schluß dieser Ausführungen werden einige regionale Fragen erörtert.

Abgesehen von der weitgehend tektonisch bedingten Form der Erzkörper muß der Vererzungsvorgang als Durchtränkungsvererzung mit allen Übergängen von engbegrenzter Gangfüllung bis zur diffusen Imprägnation aufgefaßt werden. Die hydrothermalen (Westfeld meso-, Ostfeld telethermalen) Erzlösungen fanden in einer heftig zerrütterten Zone in Anlehnung einer offenbar regional-geologisch bedeutenden Strukturlinie = ENE-Mylonitzone ihren Absatzraum vor. Das vollständige Fehlen von Kokarden-erzen deutet darauf hin, daß in den plastisch deformierbaren Phylliten wohl ruptuelle Zerlegung des vorhandenen Gefüges eintrat, aber zu keinem Zeitpunkt offene Spalten oder Hohlräume auftraten. Den Erzlösungen war es daher nur möglich, längs s-Flächen und Korngrenzen in das Gesteinsgefüge vorzudringen, was im Vererzungsbild zum Ausdruck kommt. Dagegen konnten in der Gangfüllung des Mitterberger Kupferganges, besonders in den östlicheren Gangteilen, reichlich solche Kokardenstrukturen beobachtet werden. Dies spiegelt deutlich die unterschiedliche Mechanik der Gangzonenbildung wider.

Wo es am Röhrerbüchel lokal zu Gangmächtigkeiten bis zu 30 cm kommt, war dieses auf das Zusammenspiel verschiedener sich kreuzender s-Flächen zurückzuführen. An den Kreuzlinien zwischen der steilen Schieferung und den flachen s-Flächen (sed s oder Deckelklüfte) kam es zum alternierenden Überspringen der Vererzung von einem s-System auf das andere. Dabei kommt es lokal zu Erzanreicherungen in Auflockerungszonen an solchen Kreuzungslinien. Aus der Position der alten Abbaue im gesamten alten Grubenfeld muß angenommen werden, daß gerade diese beiden s-Flächensysteme für das Einfallen der Erzzone von wesentlicher Bedeutung sind. Es ist dabei durchaus möglich, daß von den vermuteten drei parallelen Erz-zonen (auf der halben 2. Sohle W insgesamt drei Erzschnüre bei einem zusammengelegten Horizontalabstand von 30 m angefahren) über- oder abgeschobene Teiltrümmer ineinandergeschoben wurden und damit untereinander zu liegen kamen, ohne wirklich zu ein- und demselben Erzstreifen zu gehören. Dieser Deformationstypus zeigt im übrigen ausgezeichnet, wie das Großgefüge das Kleingefüge abbildet.

Dieses verwickelte Bild wird noch zusätzlich überprägt durch das wechselweise bis postmineralische Wiederaufleben vorgezeichneter Bewegungsbahnen

innerhalb der herrschenden s-Flächenscharen. Lagerstättenbildend hat die Mylonitzone gewirkt. Durch ihre stark lettige Ausbildung hatte sie dämmende, durch ihre Graphit- und Pyritführung wohl erzfallende Wirkung ausgeübt.

Mit dem Eindringen der Erzlösungen wurde gleichzeitig das kataklastisch aufbereitete Nebengestein metasomatisch verändert. Unter Zufuhr von vorwiegend Ca sowie Ti kommt es zur Bildung der eingehend beschriebenen Falgenschiefer, Serizitfleckenphyllite und Serizitschiefer, alle mitunter reichlich Leukoxen führend. Alle diese genannten Gesteine sind innerhalb des erschlossenen Lagerstättenkörpers an die Vererzung und an die Mylonitzone gebunden. Bei einem Teil (Falgenschiefer) handelt es sich um ein ehemaliges Sediment (siehe Beschreibung und Bilder). Die Falgenschiefer haben keinen stratigraphischen Begriffsinhalt. Sie werden genetisch als im Zuge metasomatischer Stoffveränderungen unter Zufuhr von Alkalien, Ca und Ti als umgewandeltes tonig-sandiges Sediment definiert. Dies kann vorläufig nur für den Bereich der hier diskutierten Lagerstätte Gültigkeit haben. Diese Konsequenz wurde von G. HOFFMANN (1918) nicht gezogen, obwohl er karbonatdurchtränkte Sedimente erwähnte, sie aber in kein Verhältnis zu den gleichfalls nur beschriebenen Falgenschiefen stellt.

Auch hier schuf die rupturale Deformation die erhöhte Wegsamkeit im Mikrogefüge, die das Eindringen und die umsetzende Wirkung der Lösungen förderte. Ähnlich verliefen die Stoffveränderungen in den Gesteinen, die heute als Serizitfleckenphyllite oder Serizitschiefer vorliegen. Allerdings ist hier das Primärgefüge stofflich und strukturell so stark verändert, daß das Ausgangsmaterial nicht eindeutig erkannt werden kann. Da zur Deutung auch die räumliche Lagerung von entscheidender Bedeutung ist, muß von Haus aus der Mangel an Vertikalaufschlüssen bei einem Deutungsversuch sehr hemmend wirken. Die oben genannten Gesteine liegen diskordant zur Schichtung. Nimmt man für diese Gesteine ein sedimentäres Ausgangsstadium an, muß die linsige Scherungstektonik den ursprünglichen sedimentären Verband zerrissen haben. Dabei wurden die Linsen im Bereich der Mylonitzone und der eindringenden Erzlösungen verändert. Dies ist sehr wahrscheinlich, da wohl kaum angenommen werden kann, daß letzteres im unverlagerten Gebirge vor sich gegangen sein kann. Über das Ausmaß solcher Verschuppungen kann qualitativ nichts ausgesagt werden. Bei der Annahme eines vulkanischen Abstammens (Tuffe od. dgl. siehe Sediment), etwa Quarzporphyr oder ähnliches, müßte es sich um quergreifende Gänge oder Lager handeln, wobei diese als kompetente Lagen vorzeichnend auf die Entwicklung der Tektonik wirken konnten.

Mikroskopisch sind keine sicheren vulkanischen Strukturen zu erkennen. Vielmehr deuten die Strukturen gleichwohl auf sedimentären Ursprung. In Anbetracht der noch reliktführenden Falgenschiefer möchte man auch relikte vulkanische Gesteinspartien erwarten. Im E-Feld ist zwischen Serizitschiefer und dem gebleichten Karbonat-Serizitphyllit ein sedimentärer Verband gewahrt. Deutlich war aus dem Sediment kommend gegen die Erzzone eine zunehmende Serizit- und Karbonatisierung zu kartieren.

Sicher ist jedoch der Zusammenhang zwischen Mylonitzone, umgewandeltes Gestein und der Vererzung mit der beobachtbaren Großfaltung (Scheitelriß). Wahrscheinlich stehen auch die außerhalb der Grube anstehend beobachteten Diabase und deren Abkömmlinge in ursächlichem Zusammenhang mit der Lagerstättentektonik (Blockversteifung).

Abschließend muß festgestellt werden, daß die genetische Deutung der Serizitfleckphyllite im Rahmen dieser Lagerstätten-Untersuchung nicht eindeutig geklärt werden kann. Der Verfasser hatte in den letzten Jahren mehrfach Gelegenheit, im sogenannten Erzdistrikt des Skelleftefeldes in Nordschweden Übergänge von erzführendem Serizitschiefer zu mehr oder minder umgewandelten Quarzporphyren studieren zu können. Dort kann man regionalgeologisch den Übergängen folgen und die Herkunft der Serizitschiefer meist eindeutig ableiten. Dies kann aber in dem hier beschriebenen speziellen Fall des Röhrebühels nicht einfach übertragen werden.

Die zum Absatz gelangten Erze gehören nicht einer einzigen Generation an. Eine ältere Pyritgeneration (Bild 9), die aber jünger als die Ruschelzone ist, wird durch eine in bezug auf die folgenden Mineralabsätze inter-mineralische tektonische Bewegungsphase (Aufleben der Mylonitisierung und s-Gleitung) von der nachfolgenden Erzgeneration getrennt. Diese besteht im wesentlichen aus Fahlerz, Kupferkies und Buntkupferkies, die den ökonomischen Bestandteil der Vererzung ausmachen. Nach dem Absatz dieser Erzlösungen lebt die Mylonitisierung neuerdings auf, greift aber nicht mehr voll ins Korngefüge durch. Die tektonischen Vorgänge klingen mit s-Gleitungen und als letzter Prozeß mit Schollenverstellungen (A. FUCHS, 1954) entsprechend der NE-Störungen ab. Letzte Mineralisation sind Quarzfüllungen der Fugen, begleitet von etwas Karbonat, ferner treten Anhydrit und Gips als Verheilung von flachen Verwerfersystemen auf.

Auf Grund der im Kitzbüheler Raum gewonnenen Gefügedaten (FUCHS, 1954; KARL, 1953) und deren Auswertung schließend, sind die prae- (ENE Mylonit), para- (s-Gleitung) und posttektonischen Strukturen (NE-Verwerfer) alpidischen Teilformungsakten zuzuordnen. A. THURNER (1947) stellt die Anschuppung der Grauwackenzone im Raume Kitzbüchel in die austrische Phase. Die ENE-Mylonitzone kann als Teilbewegung der Verschluckungs- oder Narbenentwicklungszeit in dieser Phase ihre Anlage gefunden haben. Diese Bindung an alpidische Bauelemente und die geochemische Verwandtschaft mit den umliegenden Lagerstätten in der nördlichen Grauwackenzone bestätigt die Auffassung von M. FRIEDRICH (1933), daß die Lagerstätte Röhrebüchel seiner Gruppe: Kupferlagerstätten der nördlichen Zentralalpen angehört. Damit ist sie als Teilglied der alpidischen Metallogenese (PETRASCHER, 1945; CLAR, 1953) aufzufassen. Mineralfaziell ist die Lagerstättenmineralisation in die erste Streßzonenstufe und damit in den Zyklus der Tauernmineralisation zu stellen.

Der Herd der hydrothermalen Lösungen ist unbekannt. Es ist kein Beweis vorhanden, daß die Erzlösungen in die Abfolge der zahlreich im Kitzbüheler Distrikt auftretenden basischen oder sauren Eruptiva einzureihen sind. Hingegen können die Karbonatisierung (Karbonatischer Thermalwasserschwall, G. HIESSLEITNER, 1954), Serizitisierung und die schwache Albitisierung mit Stoffwechselvorgängen im Zuge der Diaphtorese umliegender Diabase und Diabasporphyrite (Pseudomorphe Umwandlung Pyroxen—Hornblende—Chlorit u. a.) in Zusammenhang gebracht werden. Gleiches gilt auch für die Leukoxenbildung, also für den Ti-Haushalt. Abschließend sollen einige regionaltektonische Bemerkungen angeschlossen werden.

Die im Bergbau Röhrebüchel so bedeutungsvolle ENE-Mylonitzone scheint morphologisch auch westlich des Kitzbüheler Achentales im Verlauf

des Inntales, Gerlos- oder oberes Salztal, östlich von Kitzbühel durch die Linie Saalfelden—Mühlbach (Klammkalklinie), dem Verlauf des Enntales (Selzthal) und des Mur- und Mürztal regionalen Strukturlinien zu entsprechen. Dazu querlaufende Strukturen sind westlich von Innsbruck und beispielsweise durch das Liesing-Paltental gegeben. Diese sehr charakteristisch und raumkonstant auftretenden morphologischen Linien kommen deutlich auf der Übersichtskarte von F. KARL (1953) zum Ausdruck.

Auch die Lagerstättenkarte von M. FRIEDRICH (1953) zeigt die Anordnung einer Reihe von Lagerstätten an die ENE-Linien. Dieses Übereinstimmen lokaler Gefügestrukturen mit regionalen Strukturen kann allenfalls den Schluß erlauben, daß sich noch, gebunden an solche Linien, Lagerstätten in der Tiefe verstecken. Mit zunehmender Verfeinerung geophysikalischer Methoden müßten solche in Zukunft zugänglich werden.

Dazu kommt die ständige Verdichtung des gefügekundlichen Beobachtungsnetzes, das die Lokalisierung lokaler ENE-Strukturen gestattet. Die Bindung von Lagerstätten an solche Strukturlinien ist nicht von ungefähr. Hier müssen die Vorstellungen von KRAUS (1954) über Tiefenlinien im Untergrund der nördlichen Grauwackenzone genannt werden. Eine solche wird ENE verlaufend gedacht und es ist dabei nur naheliegend, daß sie als bevorzugte tektonische Struktur als Absatzzone für Erzlösungen zu denken ist. Die Strukturgebundenheit der Lagerstätten und das Resistenzvermögen alter tektonischer Baulinien könnte auch in der Frage, ob ein Teil der alpidischen Erzlagerstätten rejuvenierte (SCHNEIDERHÖHN, 1952) alte Erzkonzentrationen darstellen, neue Gesichtspunkte bringen. Variscische tektonische Strukturen sind mehrfach in den Alpen beschrieben worden (METZ u. a.). Vielleicht gelingt es nach Eliminierung regionalmetamorpher Mineralparagenesen relikte erzbedingte Gesteinsveränderungen abzuscheiden. Morphologisch-tektonische Studien auf Grund von Luftbildern erweisen sich stets als sehr fruchtbar. Leider standen dem Verfasser während seiner Tätigkeit am Röhrebühel solche nur in beschränktem Maße zur Verfügung. Die Auswertung derselben ohne entsprechende Luftbilder aus den angrenzenden Gebieten blieb naturgemäß ohne Resultat.

## VI. Abbauraum und Hoffnungsfeld

Es wird hier versucht, eine schematische Übersicht über die zeitperiodische Entwicklung des Abbaurumes zu geben. Aus den überlieferten Berichten ist zu entnehmen, daß sehr charakteristische Etappen im Abbaugeschehen festzustellen sind:

- Zone A: Intensivst untersuchtes und abgebautes Grubenfeld durch alle Betriebsperioden, z. T. bis in die Jetztzeit (0—300 m).
- Zone B: Nur in frühen Stadien abgebautes Grubenfeld (300—600 m).
- Zone C: Kurzfristiger Abbau, Rückzug nach heftigen Gas- und Wassereintrüben (600—900 m); tiefste Schächte der damaligen Zeit.
- Zone D: Unberührte Zone, mögliches Hoffnungsfeld (900—1200—? m).

Während der Vertikalmaßstab größenordnungsmäßig richtig gezeichnet ist, wurde die Horizontalausdehnung lediglich angedeutet (siehe Abb. 1).

Auf Grund gemachter Erfahrungen während der letzten Untersuchungsperiode kann ausgesagt werden, daß die überlieferten Zeichnungen und

Rapporte keinesfalls vollständig alle Auffahrungen registrierten. Es wurde eine ganze Reihe von alten Strecken angetroffen, die nicht erwartet worden waren. Die Ungenauigkeit geht so weit, daß das alte Streckensystem um den alten Rosenbergschacht überhaupt nicht registriert aufscheint. Weiters konnte beobachtet werden, daß die „Alten“ sehr wohl mit den Regeln der Tektonik vertraut waren und auch die verworfensten Gangtrümmer ausrichteten. Ihnen stand natürlich zum Studium der Tektonik unbeschränkte Zeit zur Verfügung, die Arbeitskosten waren außerordentlich nieder, die Auffahrungen waren so dimensioniert, daß die Erzschüttung pro Quadratmeter nicht durch taube Bergmassen beeinträchtigt wurde, Faktoren, die in wesentlichen Teilen das Unternehmen überhaupt erst ermöglichten, ganz abgesehen von dem hohen Metallwert des Silbers.

Schematische Darstellung  
Abbaufeld — Hoffungsraum

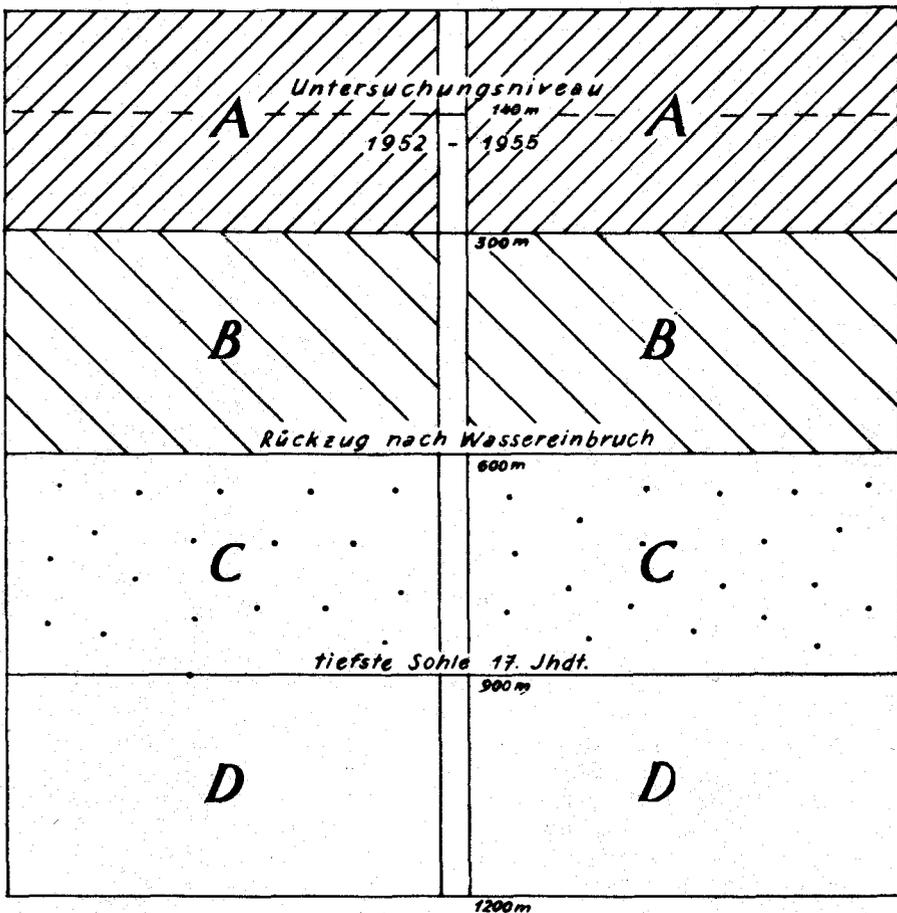


Abbildung 1

Wie aus leider nur spärlichen Angaben zu entnehmen war, dominierte in den oberen Teufen Fahlerz, gegen tiefere Horizonte begann der Kupferkies mehr und mehr in den Vordergrund zu treten. Ein rein hypothetisches Bild dieser Erzverteilung würde etwa so aussehen:

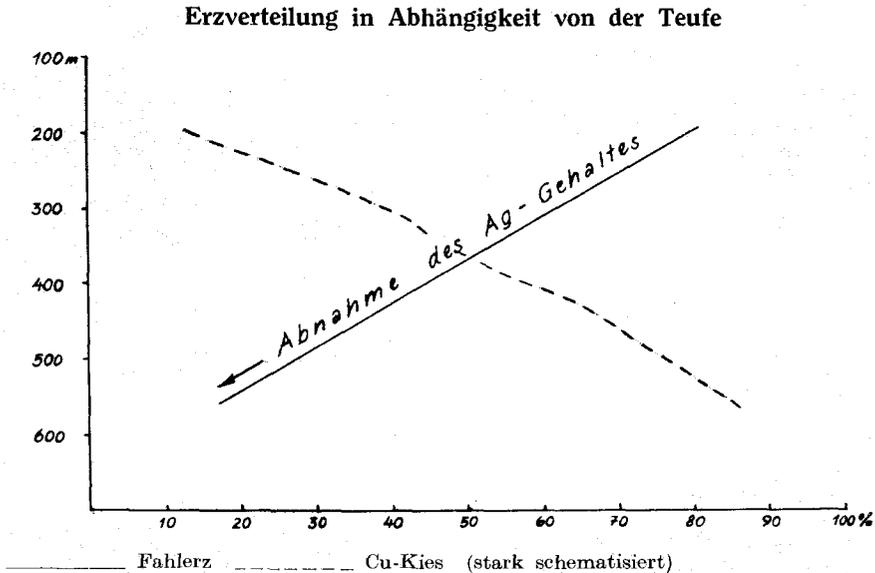


Abbildung 2

Da das Fahlerz als Silberträger fungierte, war natürlich gleichzeitig eine Abnahme des Ag-Gehaltes in Richtung Teufe und eine Zunahme des Cu-Gehaltes mit dem veränderten Erztypus verbunden. In welchen Mächtigkeiten das Erz in den untersten Teufen anstand, ist nicht bekannt. Daraus resultiert natürlich eine vollständige Unkenntnis über etwa vorhandene Erzvorräte. Sollte jemals an einen neuerlichen Versuch, die Röhlerbüheler Lagerstätte zu untersuchen, gedacht werden, so muß diesen Unbekannten Rechnung getragen werden. Das in Abb. 1 aufgezeigte Grubenschema müßte in erster Linie als Unterlage zur Planung dienen. Dies zeigt, daß erst unter einer Teufe von 900 m mit echtem unverritztem Gebirge zu rechnen ist. Nur ein Schacht, niedergebracht auf 1000 m, kann als Ausgangspunkt für Untersuchungsarbeiten fungieren. Natürlich geben dann erst entsprechende Niveau-Auffahrungen einen dreidimensionalen Aufschluß zur Feststellung der Erzsituation. Man sieht deutlich, daß nach unseren heutigen Vorstellungen selbst bei größtem Optimismus auch in ferner Zukunft die ökonomischen Voraussetzungen für ein solches Projekt fehlen werden.

Diese grundsätzlichen Überlegungen seien deshalb angeschlossen, da man bisher an einen Grubenbetrieb in minderer Skala gedacht hatte, aber, wie die Untersuchungen ergaben, in dem alten, bereits ganz oder z. T. verritzten Gebirge die Voraussetzungen zu einem solchen fehlen.

Ein weiterer Umstand muß noch geltend gemacht werden. Die äußerst komplizierte Tektonik (siehe Text und Karten) läßt keine wesentliche

Abnahme an Intensität gegen die unmittelbar anschließende Teufe erwarten. Dazu kommt die zunehmende Automation, Mechanisierung der Abbauvorgänge, die in erster Linie vorwiegend ungestörte Lagerungsverhältnisse voraussetzen. Dies konnte der Verfasser in letzter Zeit gut an einer Reihe von schwedischen Erzbergbauen studieren, wo Ganglagerstätten von alpinem Typus aus den oben genannten Gründen nicht gebaut werden können.

Durch die Weiterentwicklung geophysikalischer Untersuchungsmethoden und deren Einsatz könnten einmal genauere Daten über den Untergrund der Röhlerbüheler Lagerstätte erhalten werden und, was nicht unwesentlich ist, eine etwaige Fortsetzung der Vererzungszone gegen E östlich des Kitzbüheler Achentales aufzuspüren sein. In dieser Hinsicht, der Erschließung eines möglicherweise vorhandenen Ostfeldes des Röhlerbühels, verliefen die Untersuchungen der letzten Betriebsperiode ohne neue Erkenntnisse. Das Vorhandensein einer Achentalstörung konnte bestätigt werden. Gleich den „Alten“ mußte in dieser mächtigen Ruschelzone — Ostrandverwerfer — die Untersuchung aus finanziellen Gründen eingestellt werden.

Wie einzelne Tiefbohrungen im Grubenbereich gezeigt haben, ist an eine großzügige Untersuchung durch solche nicht zu denken. Die Lagerungsverhältnisse sind viel zu gestört, um ein brauchbares Bild von vorhandenen geologischen Strukturen zu erhalten.

## VII. Schlußbemerkungen

Mit dieser Abhandlung wurde versucht, ein möglichst objektives Bild der geologischen und erzlagerstättenkundlichen Verhältnisse zu liefern. Es wurde hier nicht in den Fehler verfallen, Unangenehmes wegzuretouchieren, wie es leider früher geschehen und zu spät berichtet worden ist. Besonders wurde darauf Wert gelegt, daß alle Auffahrungen, wenn sie auch deutlich zeigten, daß das Erz oft schon nach wenigen Metern verworfen war, in den Karten berücksichtigt wurden. Diese Tatsache des nur kurzen Aushaltens der Erzkörper wurde viel zu wenig klar und deutlich als äußerst erschwerender Umstand bei einer Erschließung der alten Grube am Röhlerbühel zum Ausdruck gebracht.

Als positive Resultate können die alleinige Höffigkeit der Röhlerbüheler Teufenzonen (unverritztes Gebirge) und die klare Beziehung der Vererzung an spezifische tektonische Strukturen aufgefaßt werden. Letzteres erlangte erhöhte Bedeutung, wenn man auf Grund gefügekundlicher Untersuchungen im Raume östlich der Kitzbüheler Ache eine nicht ausbeißende Fortsetzung der Vererzungszone vom Röhlerbühel lokalisieren könnte.

## Aus dem Schrifttum

ANGEL, F.: Über die splitisch-dibasische Gesteinssippe in der Grauwackenzone Nordtirols und des Pinzgaues. Verh. 1955.

CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. Geolog. RS., 42, 1953, H. 1.

CLAR, E.: Geologische Begleitbemerkungen zur Lagerstättenkarte. Radex-Rundschau, Heft 7/8, 1953.

FRIEDRICH, O. M.: Zur Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, Heft 7/8, 1953.

FUCHS, A.: Vorläufige Ergebnisse von Gefügeuntersuchungen in den Kitzbüheler Alpen. Tschm. min. u. petr. Mitteil., Heft 1—4, 1954.

HISSLLEITNER, G.: Ostalpine Erzmineralisation in Begleitung von vor- und zwischenmineralisatorisch eingedrungenem Eruptivgestein; Erzmetall, Bd. VII/1954.

- KARL, F.: Anwendung gefügeanalytischer Arbeitsmethoden am Beispiel eines Bergbaues (Kupferbergbau Mitterberg, Salzburg). Neues Jb. Min. Abh., Bd. 85/1953.
- KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. Jb. BA., Heft 1, Jg. 1954.
- KRAUS, E.: Neue Überlegungen zum Bau der Alpen. Mittlg. d. Geolog. Ges., Bd. 47, 1954.
- MEIXNER, H.: Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. Radex-Rundschau, Heft 7/8, 1953.
- MEIXNER, H.: Mineralogische Beziehungen zwischen Spatmagnetit- und Eisen-Spatlagerstätten der Ostalpen. Radex-Rundschau, Heft 7/8, 1953.
- METZ, K.: Die Stratigraphie und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Mittlg. d. Geol. Ges., Wien, 44. Bd. 1951.
- METZ, K.: Die regional-tektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang—Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. Berg- u. Hüttenmänn. Monatsh., H. 10, 1951.
- METZ, K.: Über Wesen und Verwendung von Serienbegriffen in den alten Gesteinen der Alpen. Verh. 1955.
- METZ, K.: Fragen zur Tiefengliederung und tektonischen Entwicklung in alpinotypen Faltengebirgen. Mittlg. Nat.-wiss. Verein, Stmk., Sonderband 1956, Graz 1956.
- METZ, K.: Lehrbuch der Tektonik. Springer, Wien, 1957.
- PETRASCHEK, W.: Die alpine Metallogenese. Jb. Geol. BA., 1954.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. Teil I., Springer, Wien u. Innsbruck, 1948.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Neues Jb. Mineral. Monatshefte, 1952.
- THURNER, A.: Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verh. 1947, Heft 4—6.

### Zusammenstellung alter und neuer Literatur, Schriften und Zeichnungen über den alten Bergbau vom Röhrrbühel und seiner Umgebung

(Auf Vollständigkeit wird kein Anspruch erhoben)

- 1556 ETTENHARDS Bergbuch (Schwazer Bergwerksbuch).
- 1617 HELFER, Dionys: Bergbericht aus dem Jahre 1617.
- 1618 BURGLECHNER: Tiroler Adler, 1., 2. und 4. Bd.
- 1765 SPERGES: Tyrolische Bergwerksgeschichte.
- 1774 Bericht der Hofkommission, betreffend die Auflassung der Grubenbaue. Explication der Nummerm der SENNHOFERSCHEN Karte vom Jahre 1774.
- 1825 SENGER, F.: Das verlassene Bergwerk am Röhrrbühel. Beiträge zur Geschichte, Statistik, Naturkunde und Kunst in Tirol und Vorarlberg, 1. Bd., Innsbruck 1825, S. 247—280.
- 1836 UNGER, F.: Über den Einfluß des Bodens auf die Verteilung der Gewächse usw., Wien.
- 1839 Über die Bergbaue von Sinwell, Schattberg, Ehrenlehen, Jochberg, Kupferplatte, Kelchalpe. M. S. in der Montanbibliothek.
- 1846 FALSER: Übersicht der Bergbaue und Schürfe der Umgebung von Kitzbühel, M. S. im Kitzbüheler Bergverwaltungsarchiv.
- 1852 FRANZIUS, A.: Fortsetzung des Kupferkieslagers aus dem Tonschiefer in die tertiäre Breccie am Schattberge. Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1852, II., S. 25.
- 1855 HAUER, F. u. FÖTTERLE, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österr. Monarchie, Wien 1855.
- 1856 TRINKER: Der Tiefbau am Röhrrbühel. Österr. Berg- und Hüttenmännische Zeitschr., 1856.
- 1856 FRIESE: Über die Tiefe der Schächte des verlassenen Bergbaues am Röhrrbühel.
- 1858 ANDRIAN, F.: Bericht über die Umgebung von Brixlegg und Kitzbühel in Tirol. Verh. d. Geol. R. A., Jg. IX, 1858.
- 1862 HAUPT: Erzformation am Röhrrbühel. Freiburger Berg- und Hüttenzeitung, 1862, S. 385.

- 1865 STAPP, F. M.: Geognostische Notizen über einige alpine Kupferlagerstätten. Freiburger Berg- u. Hüttenmänn. Zeitung.
- 1866 Amtlicher Bericht über die Aufnahme und die Auflassung des Schurfbaues am Röhrrbühel, 1862—1866.
- 1867 SCHMIDT, A. R.: Der alte Bergbau am Röhrrbühel und der Erzfund am Kleinbergl. Freiburger Berg- und Hüttenzeitung, 1867, S. 400.
- 1867 SCHMIDT, A. R.: Über den alten Bergbau am Röhrrbühel. Berg- und Hüttenmänn. Zeitung, Klausthal, 1867.
- 1870 SCHMIDT, A. R.: Freiburger Berg- und Hüttenmänn. Zeitung von B. KERL. 1869 und 1870, Nr. 41 bzw. Nr. 21 und 22.
- 1871 SCHMIDT, A. R.: Geognostisches aus Kitzbühel und Umgebung. M. S. 1871.
- 1873 Ackerbau-Ministerium, Denkbuch des Österr. Berg- und Hüttenwesens. Wien 1873.
- 1875 JÄGER: Archiv für österreichische Geschichte. Wien 1875, Bd. 53.
- 1880 POSEPNY, F.: Die Bergbaue der nördlichen Zone des Kitzbüheler Distriktes. Archiv für praktische Geologie, 1880.
- 1882 SCHMIDT, A. R.: Über den alten Silber- und Kupferbergbau am Röhrrbühel, behufs einer allfälligen Wiederaufnahme desselben. Berg- und Hüttenmänn. Jahrbuch, 1882.
- 1883 SCHMIDT, A. R.: Beiträge zur Geschichte der tirolischen Bergbaue. Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, 1883.
- 1883 GÖBEL, W.: Die Art des Abbaues der Kupferkieslagerstätten zu Kitzbühel. Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen, 1883.
- 1883 FRIESE, F. M.: Geschichtliche Mitteilungen aus dem Gebiete des Bergwesens in Tirol. Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen, Vereinsmitteilungen, 1883.
- 1884 BLAAS, J.: Über eine neue Belegstelle für eine wiederholte Vergletscherung der Alpen. Verh. d. Geol. R. A., Nr. 14 v. 1884.
- 1884 ISSER: Alpenvereinszeitschrift 1884, Nr. 28.
- 1888 ISSER: Jahrbuch der Bergakademien, 1888.
- 1888 ISSER: Die Montanbergwerke und Schurfbaue Tirols. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch. Wien 1888, S. 287—324.
- 1890 FRIESE, F. M.: Bilder von den Kupferkieslagerstätten bei Kitzbühel ... Aus der Kaiserlich-königlichen Hof- und Staatsdruckerei, Wien.
- 1893 ISSER: Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck, 1893, ferner Österr. Zeitschrift, Jg. 31, 36, 39.
- 1900 WOLFSKRON: Jahrbuch der Bergakademien, 1900, 4. Heft.
- 1901 DEMANT, L.: Die Kupferlagerstätten der Erde (Kitzbühel), Ztschr. f. prakt. Geologie, 65.
- 1902 BLAAS, J.: Geologischer Führer von Tirol. Innsbruck, 1902.
- 1902 MUCH: Prähistorischer Bergbau in den Alpen. Alpenvereins-Zeitschrift.
- 1903 WOLFSKRON: Die Tiroler Erzbergbaue 1301—1665. Innsbruck, 1903. Ferner in Ferdinandeums-Zeitschrift III, H. 22, 41, 43.
- 1905 OHNESORGE: Silur und Devon in den Kitzbüheler Alpen. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1903.
- 1913 DALLA DORRA: Junks Naturführer von Tirol. Berlin 1913.
- 1913 DENKMANN, A.: Vorschläge für neue Versuchsarbeiten im Versuchsschacht der Grube Röhrrbühel. Steglitz, 1913 (unveröffentl. Manuskript).
- 1913 HÄUSING, A.: Bericht über die Aufschlußarbeiten im Bergbau Röhrrbühel, 2. und 3. Quartal 1913, Innsbruck (unveröffentl. Manuskript).
- 1914 DENKMANN, A.: Beitrag zur Geologie der Röhrrbüheler Erzlagerstätte. Berlin 1914 (unveröffentl. Manuskript).
- 1914 DENKMANN, A.: Bericht über die Befahrung der Grube Röhrrbühel im Januar 1914, Steglitz (unveröffentl. Manuskript).
- 1915 DENKMANN, A.: Gutachten über den im Jahre 1914 erfolgten Falgenschiefer-Aufschluß im Versuchsbau der Grube Röhrrbühel. Berlin 1915 (unveröffentl. Manuskript).
- 1914 HÄUSING, A.: Der Erzreichtum des Alten Mannes am Röhrrbühel und dessen Gewinnung. Innsbruck 1914 (unveröffentl. Manuskript).
- 1915 SCHWANDTNER, R.: Untersuchung der eingesandten Mineralien vom Röhrrbühel. 1915 (unveröffentl. Manuskript).
- 1917 HÄUSING, A.: Über die Aufschlußarbeiten in Röhrrbühel i. d. Jahren 1913 und 1908—1917. Über den Erzreichtum des Alten Mannes am Röhrrbühel. Bericht Innsbruck.

- 1918 HOFFMANN: Ergebnisse der Wiedererschließung von Röhrrübhel. 1908—1916. Glückauf Nr. 28 und Nr. 29, Essen 1918.
- 1922 HÄUSING, A.: Die Schurfarbeiten am Fahlerz- und Kupferkiesbergbau Röhrrübhel, 1908—1917. Innsbruck 1922 (unveröffentl. Manuskript).
- 1924 DSCHUNITZ: Montanberichte 1924. Nr. 152. Montanzeitung 31.
- 1924 WEITHOFER, K. A.: Die Erzlagerstätte des Röhrrübhel bei Kitzbühel in Tirol. Montanistische Rundschau, Wien, Nov. 1924.
- 1925 GEYER: Die Silberbergwerke in den innerösterreichischen Ländern. Schlernschriften 1925, S. 199—218.
- 1925 MELLER, St.: Zur Geschichte des spätmittelalterlichen Bergbaues im Montafon. Zeitschrift f. Geschichte und Landeskunde Vorarlbergs 9, 1925, S. 33—44.
- 1928 STOLZ: Die Anfänge des Bergbaues und Bergrechtes in Tirol. Zeitschrift f. Rechtsgeschichte, Bd. 48, 1928, S. 207—263.
- 1929 BEHENT: Das Silber- und Kupfererz vom Röhrrübhel in Tirol. Kohle und Erz.
- 1929 SRBIK, R.: Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, 41, 1929.
- 1929 SCHEUERMANN: Die Fugger als Montanindustrielle in Tirol. 1929.
- 1929 CANAVAL: Schlagwetter in Erzbergbauen, Montan-RS. 1929.
- 1935 SRBIK, R.: Geol. Bibliographie der Ostalpen. Bd. 1, *cum lit.*
- 1938 OSTERMEIER, J. B.: Berichte über geophysikalische Untersuchungen am Röhrrübhel. 1—5, 1937—1938 (unveröffentl. Manuskript).
- 1939 STIER, K.: Gutachten.
- 1940 FUCHS, F.: Zur Tektonik des Fahlerz-Kupferkiesbergbaues Röhrrübhel, Innsbruck (unveröffentl. Manuskript).
- 1943 WIEBOLS, J.: Röhrrübhel — Bericht über den Silber-, Kupferbergbau, erstellt im Reichsamt für Bodenforschung, Zweigstelle Wien.
- 1948 PETRASCHKEK, W.: Gutachten.
- 1949 HEISSEL, W.: Bericht über die Aufnahmstätigkeit des Jahres.
- 1952 STIER, K.: Gutachten.
- 1953 STIER, K.: Gutachten.
- 1953 FUCHS, A.: Erläuterungen zum Modell des Bergbaues Röhrrübhel.
- 1955 HELFRICH, H.: Monatsberichte über die geologischen Arbeiten am Röhrrübhel (unveröffentl. Manuskripte).
- 1955 HIESSLEITNER, G. und HOLLER, H.: Gutachten.
- 1955 MACZEK, M.: Die mögliche Wiedereröffnung des alten Kupferbergbaues Röhrrübhel bei Kitzbühel. Berg- und Hüttenmänn. Monatshefte, Jg. 100, Heft 1, 1955.

### Anhang:

- HRADIL, G.: Der Geisterschacht am Röhrrübhel in Tirol.
- STAINER: Der Röhrrübhel mit seinen alten Bergwerken, Ferdinandeum, Innsbruck.
- MARSCHIKS Bericht.
- HIRN: Ferdinand II., 1. Bd., S. 539—578.
- Karte (Grund- und Aufriß) des Röhrrübhel im Jahre 1765 von SENNHOFER. (Kopie von J. Pirchl. Nummern-Erklärung fehlt. Archiv Innsbruck. Sign.: 1328.)
- Stollenplan 1764—1766. Geisterschacht  $\frac{1}{2}$  X. und X. Sohle. Archiv Innsbruck, Sign. 1316.
- Stollenplan Gsölln IX., Geisterschacht XI. Sohle. Archiv Innsbruck, Sign. 1322.
- Stollenplan 1767. Gsöllnbau VIII. und IX. Sohle. Archiv Innsbruck, Sign. 1318.
- Stollenplan 1767, Geisterschacht VII., VIII. und IX. Sohle. Archiv Innsbruck, Sign. 1319.
- Stollenplan 1765—1769. Gsöllnbau VII. und IX. Sohle, Geisterschacht  $\frac{1}{2}$  X. und XII. Sohle. Archiv Innsbruck, Sign. 1320.
- Stollenplan 1771. Geisterschacht X. und XI. Sohle. Archiv Innsbruck, Sign. 1321.
- Grubenplan (Grund- und Aufriß) aus der Betriebsperiode 1908—1917.
- (Diese Pläne wurden zur Herstellung eines Modelles über den alten Bergbau Röhrrübhel von F. FUCHS, 1953, verwendet. Ein Teil der unveröffentlichten Manuskripte und Berichte fanden sich bei Ing. WURZINGER, Innsbruck, der größte Teil derselben befindet sich derzeit in den Händen des Kupferbergbaues Mitterberg in Mühlbach am Hochkönig. Ferner ist das Revierbergamt Solbad Hall im Besitz zahlreicher Berichte über die letzte Untersuchungsperiode von 1952—1955.)

## Beschreibung der Bildtafeln

Alle Dünnschliffbilder wurden mit dem Leitzschen AMOP unter folgenden Bedingungen aufgenommen:

Objektiv P,3:1, P 25:2, CPL 4:2 und CPL 10:1, Okular: 6×, GF 10× Periplan, Blaulichtfilter, Film: Kodak plus x. Die Auflichtbilder wurden unter dem Panphot aufgenommen, alle mit Grünfilter. Für die Körnerpräparate wurde das Objektiv Ölimm. 22× verwendet.

### Tafel XXIII

Bild 1: Schliff zu Handstück Nr. 44 c aus Richtstrecke W, Querschlag IV N. Schichtiger wellig verfalteter sandiger Phyllit. Tektonische Einschuppung von eckigem Bruchstück eines tonigen Schiefers, spätere Zerklüftung, Ausheilung derselben durch Karbonat (Nicol+, Vergr. 2,5×).

Bild 2: Schliff zu Handstück Nr. 42 aus Hauptquerschlag 210 m, E-Ulm. Bänderiger Tonschieferphyllit mit s-parallelen Quarz-Karbonatlagen. Links oben toniger Anteil, stark zerschert (siehe auch Bild 4), der gröbere Sedimentanteil zeigt s-parallel eingeschaltet Quarz-Karbonat-Pyrit. Andeutung einer ersten Falgenschiefer-Umwandlung (Nicol+, Vergr. 2,5×).

Bild 3: Schliff zu Handstück Nr. 89 aus Richtstrecke W, Querschlag IV. Falgenschiefer. Deutliche kataklastische Zerlegung der alten sed. Struktur, welche noch an Relikten zu erkennen ist. Neue Stoffsubstanz: Quarz, Karbonat, Anhydrit (Nicol+, Vergr. 2,5×).

Bild 4: Schliff zu Handstück Nr. 68 aus Richtstrecke W, 130 m N-Ulm. Bunter Falgenschiefer mit Tonschieferrelikten. Nur mehr vereinzelte Relikte in dem vollkommen umgewandelten Gestein vorhanden. Bei der Kluft von rechts oben nach links unten handelt es sich um einen Riß im Schliff (+Nicol, Vergr. zirka 22×).

Bild 5: Schliff zu Handstück Nr. 77 aus Richtstrecke W, 190 m, N-Ulm. Gelber Falgenschiefer mit stark durchtränktem blastopsammitischem Reliktgefüge (+Nicol, Vergr. zirka 24×).

Bild 6: Schliff zu Handstück Nr. 11 aus E-Querschlag II, 193 m. E-Ulm. Gebleichter gelber Karbonat-Serizitphyllit. Hier wandert Fremdstanz (feinstkörniges Karbonat) längs Scherfugen in den Phyllit ein. Sie stellen einen niederen Grad der Falgenschieferbildung dar und befinden sich nur im E-Feld der Grube (+Nicol, Vergr. zirka 21×).

### Tafel XXIV

Bild 7: Anschliff E 11, Richtstrecke W, 60 m. Man erkennt einen Fahlerzgang (links) quer zum s-Gefüge der Falgenschiefer, welches in diesem Falle als sed. Gefüge zu deuten ist. An der Grenzfläche wandert etwas Fahlerz (weiß) ins s-Gefüge des Falgenschiefers vor. Im Falgenschiefer erkennt man die reichliche Karbonatführung (hellstes Grau). Alle Anschliffe sind unter einfach polarisiertem Licht aufgenommen (Vergr. 23×).

Bild 8: Anschliff E 3, Richtstrecke W, Querschlag VI. Zerbrochene Pyritaggregate (hohes Relief) sind durch Kupferkies (grauweiß) und Fahlerz (hellgrau) verkittet, oft kombiniert mit Verdrängungsstrukturen. Ungünstig für die Aufschließung. Dunkelgraue Gangart (Vergr. 185×).

Bild 9: Anschliff E 14; Richtstrecke W. Querschlag VI. Eine durch einzelne kleine Pyritkörner zusammengesetzte Falte in Kupferkies konserviert. Pyritmylonitisation und Faltung der Aggregate älter als die Kupferkieskristallisation (Vergr. 27×).

Bild 10: Anschliff E 2, 1/2 2. Sohle W, E-Auslängen. Im unteren Teil mit hohem Relief Pyrit, darüber Verwachsungs-Strukturen zwischen Kupferkies und Buntkupfererz, im übrigen Teil vorwiegend Fahlerz, dunkelgrauer Gangart, schwarze Sprünge (Vergr. 21×).

Bild 11: Anschliff E 2, 1/2 2. Sohle „, E-Auslängen. Kräftige Verdrängung von Pyrit (hohes Relief) durch Fahlerz, wahrscheinlich nach vorhergegangener Zerbrechung. In der Gangmasse sind Karbonat (dunkelgrau) und Quarz (schwarzgrau) innig miteinander verzahnt. Ungünstig für die Aufbereitung (Vergr. etwa 100×).

## Tafel XXV

Bild 12: Anschliff E 7. Idiomorpher Fahlerzkristall mit lappig hineinwucherndem Quarz (grau). Karbonatgrenzen durch den deutlichen Reflexionspleochroismus hervortretend (wechselnd hellgrau) (Vergr. 24×).

Bild 13: Körnerpräparat. Konzentrat aus einem Mitterberger Flotationsversuch. Neben zahlreichen Pyritkörnern innig verwachsene Fahlerz-Gangart-Aggregate (Vergr. 133×).

Bild 14: wie Bild 13. Feinste Haarrisse in Pyrit (Verdrängungsstruktur oder plastisches Einpressen des weicheren Materials?) von Kupferkies auszementiert. Schwierig aufzuschließen. (Vergr. 133×).

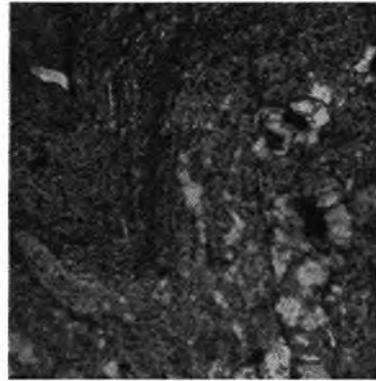
Bild 15: wie Bild 13. Gangart reichlich imprägniert mit Fahlerz. Sehr ungünstige Aufschlußmöglichkeiten (Vergr. 133×).

Bild 16: Anschliff E 4. ½ 2. Sohle N. Feinverteilte Fahlerzimpregnation. Ungünstige Aufschlußmöglichkeit (Vergr. 24×).

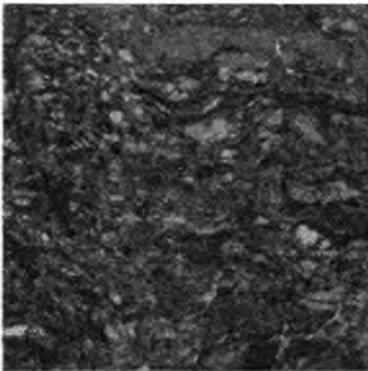
Abgeschlossen: Wien, Mitte 1959.



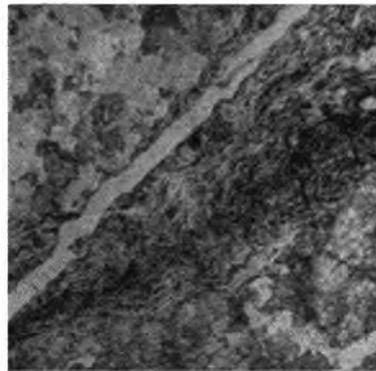
1



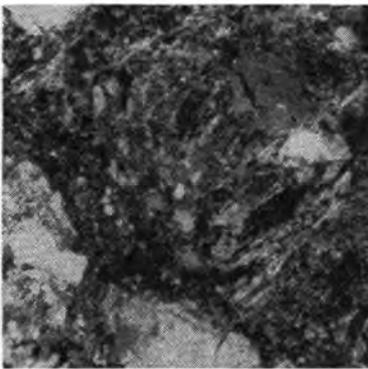
2



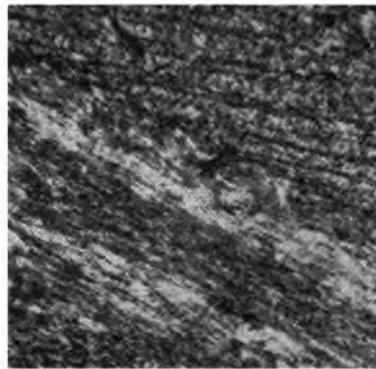
3



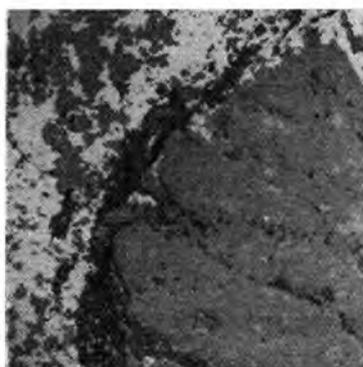
4



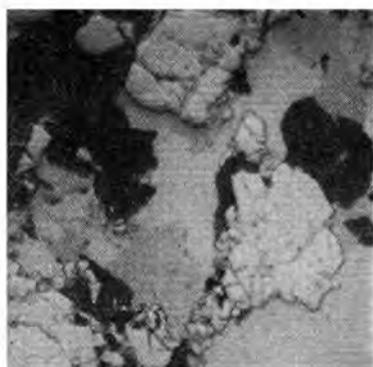
5



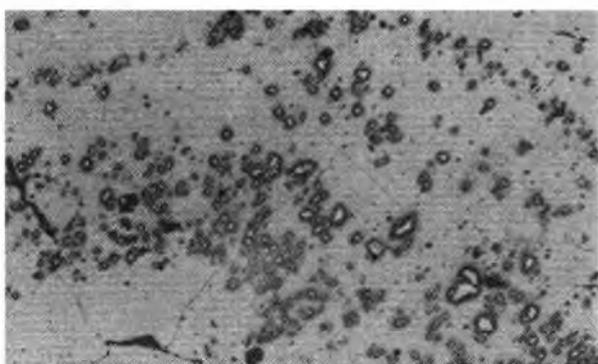
6



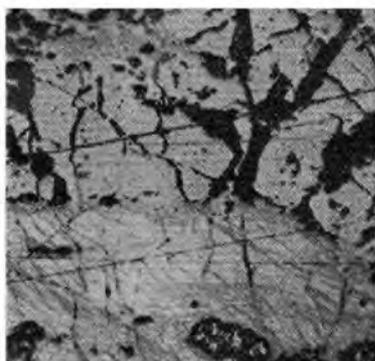
7



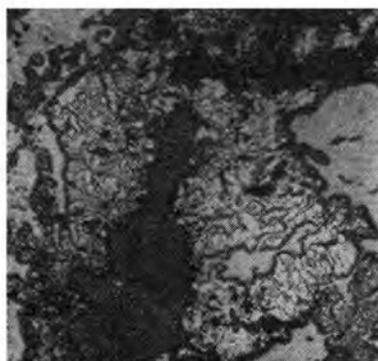
8



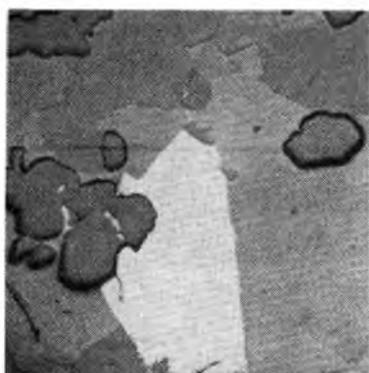
9



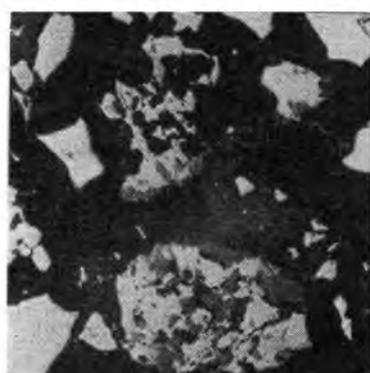
10



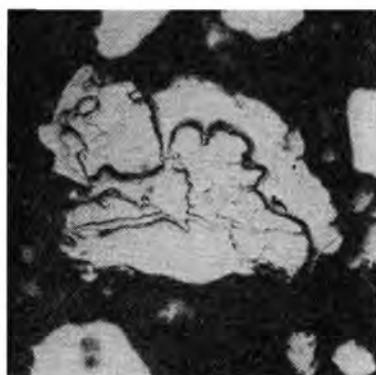
11



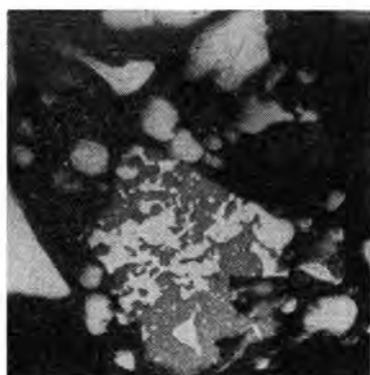
12



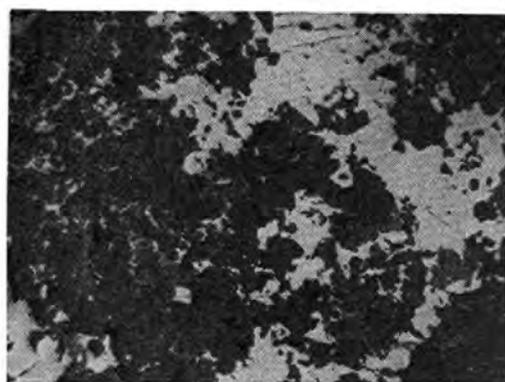
13



14



15



16

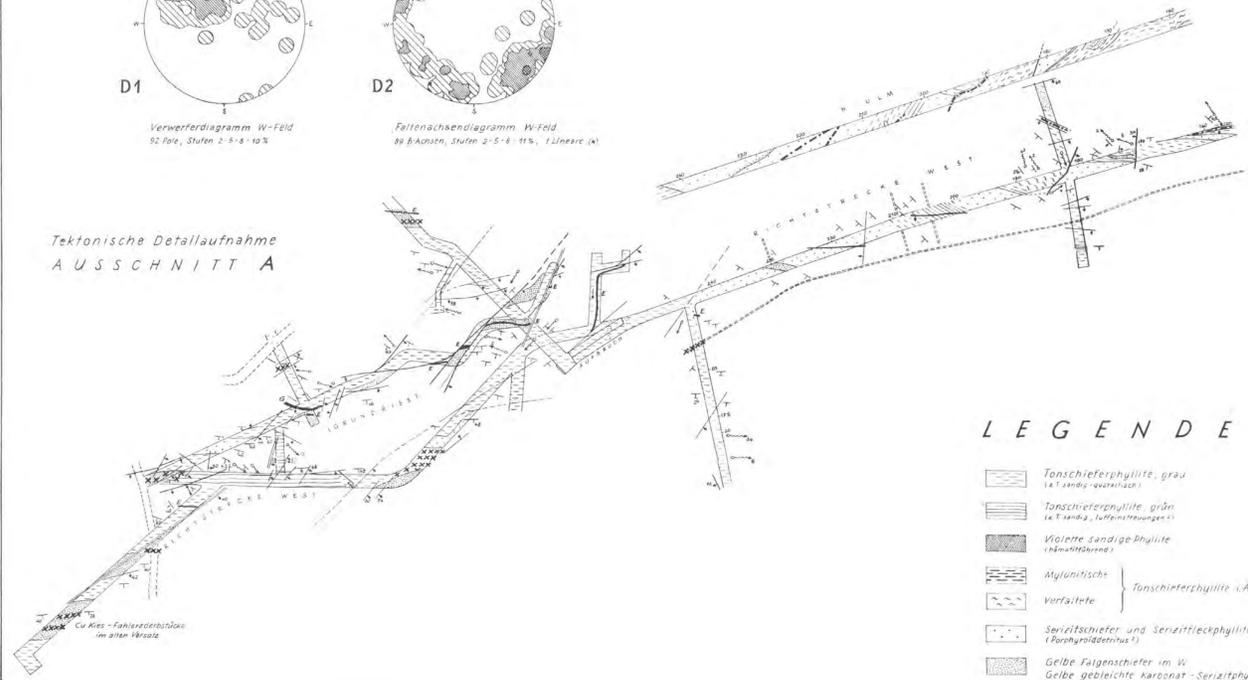
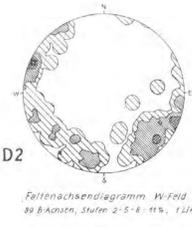
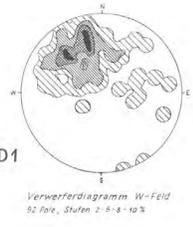
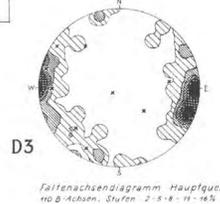
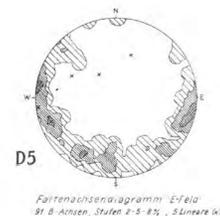
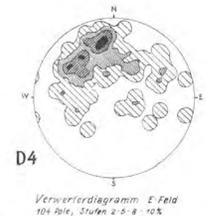
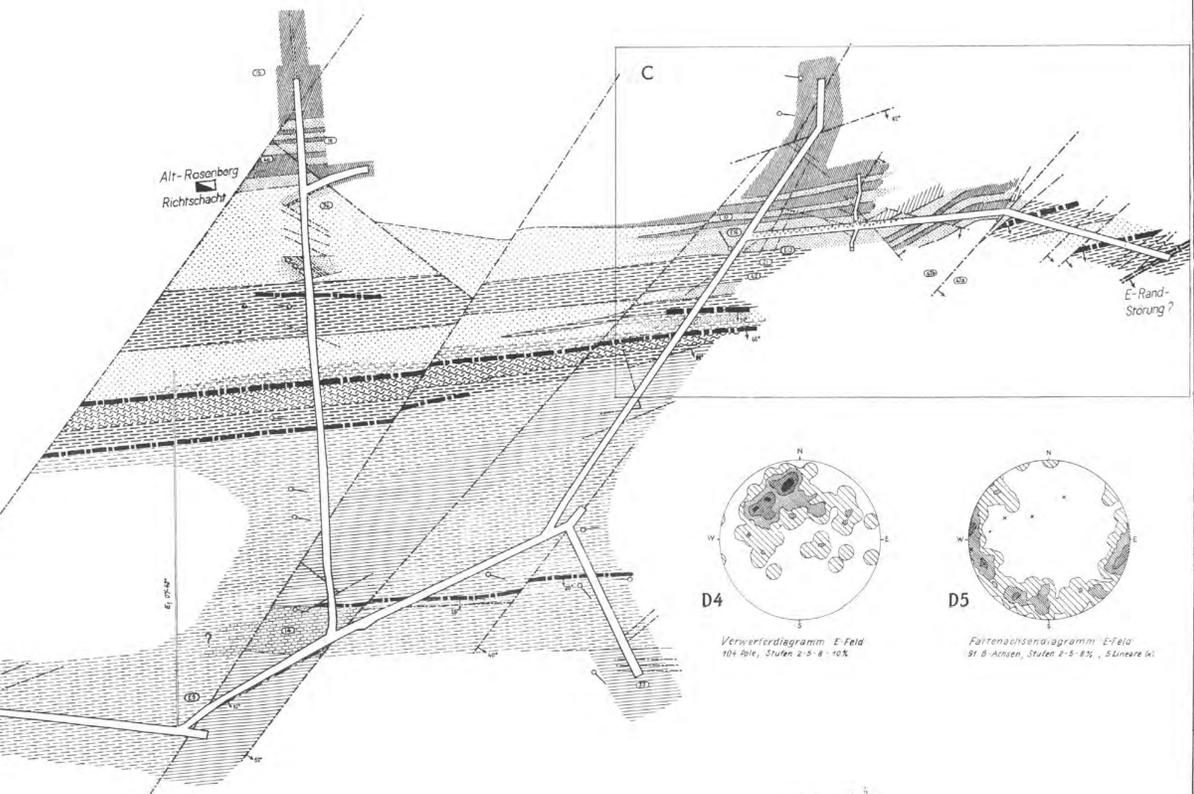
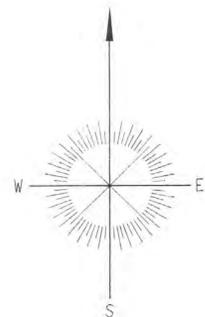
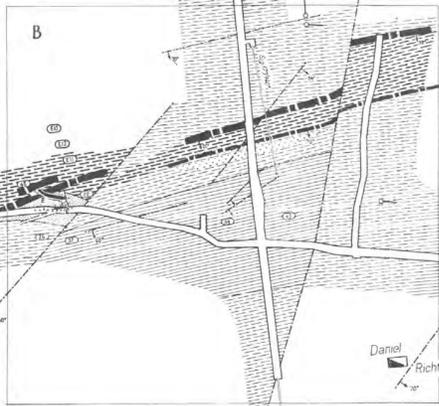
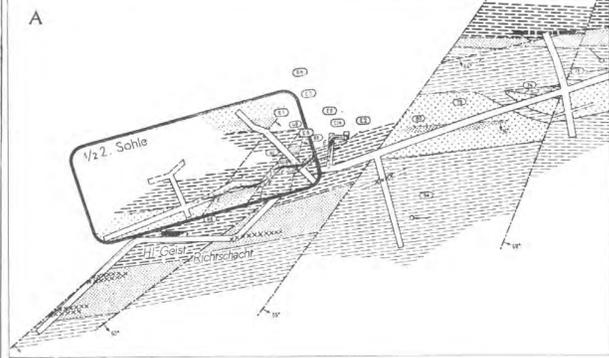
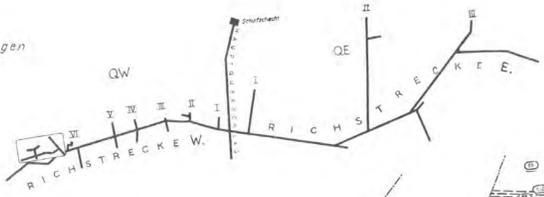
# Schurfbau Röhrebühel (Tirol)

## GEOLOGISCHE GRUBENKARTE (140m SOHLE)

H. HELFRICH 1957



Ortsbezeichnungen  
1:5000



Maßstab für tektonische Detailaufnahmen A, B, C  
1:500



### LEGENDE:

- Tonschieferphyllite, grau (s. T. sandig-quarzführend)
- Tonschieferphyllite, grün (s. T. sandig, s. Feinverfestungen)
- Violette sandige Phyllite (s. s. s. s. s.)
- Mylonitisch } Tonschieferphyllite v. A.
- Vorfallite }
- Serizitschiefer und Serizitfleckphyllite (Parahydrothermale?)
- Gelbe Falgenschiefer im W. / Gelbe gebleichte karoonat-Serizitphyllite im E. / Runte Falgenschiefer
- Quarz-Karoonat gebänderte Tonschieferphyllite
- Mylonit, Rutschelzonen
- Alter Abbau (E) / Erespuren
- E-Eze / Qu-Quarzadern / G-Gipsnah / QuK-Quarz-Karbonatgänge
- Gips-Anhydritschollen
- Störungen
- Faltenachsen und Lineare
- s-Flächen und ss-Flächen
- Bearbeitete Gesteinsproben / Erproben
- Bohrloch

Übersichtsskizze über das Röhrebüheler Bergbauegebiet mit schematischer Grenze Trias / Paläozoikum

