Jahrb. Geol. B.-A.	Bd. 115	S. 1—48	Wien, September 1972

Some Data on the Hydrology of the Tabas — Shirgesht — Ozbak-kuh Area (East Iran)

A. W. Ruttner and A. E. Ruttner-Kolisko

With 12 Figures and 2 Supplements (Beilage 1, 2)

Schlüsselwörter

Iran
Hydrogeology
Hydrochemistry
Springs
Groundwater
Arid areas

Contents/Inhaltsverzeichnis

Page/Seite

I. Introduction 2

II. General Setting 2

1. Geography 2
2. Climate 5
3. Geology 8

III. Hydrochemistry 11

1. Methods 11
2. Results 12
(a) Rain and "sang-ab" 12
(b) Springs and qanats 13

IV. Hydrogeology 32

1. Waters of low salinity 34
2. Waters of higher salinity 36
(a) Sulphate waters 36
(b) Intermediate sulphate-chloride waters 37
(c) Chloride waters 38
(d) Waters containing soda 40

V. Deutsche Kurzfassung 42

VI. Bibliography 47

Plate I (Chemical analyses of springs, qanats and wells in the Tabas-Shirgesht-Ozbak-Kuh-region) 14

Plate II (Hydrogeologic-hydrochemical map of the Tabas-Shirgesht-Ozbak-Kuh-area) as supplement ..... Beilage 1

Plate III (Stratigraphy of the Tabas-Shirgesht-Ozbak-Kuh-area) as supplement ..... Beilage 2

Abstract

The major constituents Na, Ca, Mg and CO_3, Cl, SO_4 of about 150 springs and qanats were analysed and correlated to the results of geological mapping in the report area. There are waters of a chloride type and waters of a sulphate type, and waters of an intermediate type between the two, but no carbonate waters exist within the area. In spite of a precipitation (average ~ 100 *mm.* per annum) decreasing from north to south the intake area for the main aquifers of the whole region is situated in the southernmost mountains where thick masses of limestone and dolomite are exposed. No other rocks of the report area are suitable for the formation of groundwater. The main intake area supplies three big settlements and quite a few small villages, all of which have waters of low salinity (<15 mval/l) and of an intermediate anionic type. Small springs of higher salinity (15—120 mval/l) of a chloride as well as a sulphate type are closely related to certain mountain ranges and to special geological features, sulphate springs deriving mainly from Lower Devonian red beds, intermediate types from Upper Jurassic marls as well as from Paleozoic shales, siltstones and sandstones, and chloride waters from Liassic sandstones and Neogene evaporites. Waters of high salinity (>120 mval/l) always belong to the chloride type and are located on geological faults. In most waters of the intermediate type, and in some of the chloride ones as well, a small amount of alkali carbonate is found. Rain water, being affected by salt dust from the Kavir, has an average salt content of 3 mval/l and also contains a small amount of soda.

I. Introduction

Between 1963 and 1966 one of the main projects of the newly founded Geological Survey of Iran was the geological mapping of the mountain ranges bordering the Great Central Iranian Salt Desert (Great Kavir) to the east (Fig. 1). The results of that geological field work done by UN-experts and by young Iranian geologists have either already been published or are to be published in the near future (STÖCKLIN et al. 1965, RUTTNER et al. 1968, RUTTNER et al., in press).

During the mapping campaign in 1963/64 one of us (A. W. RUTTNER) did the geological mapping in the Shirgesht—Ozbak-kuh area; the other (A. E. RUTTNER-KOLISKO) accompanied the geological field party and investigated the waters of the area, mainly from a limnological point of view. Similar studies had been made earlier in the Ozbak-kuh region in 1960.

Water resources, which are scarce in that area, show a clear relation to the geology both in their geographical distribution and chemical composition. Since this relation leads to some general conclusions, which might be applied to other arid regions, we feel that our findings should be published in a special paper.

We are very much indebted to the Societé Minak for supporting all the work done in 1960; to the Geological Survey of Iran for providing the equipment and personnel for both of us during the field trips of 1963/64; to the Intern. Fed. of University Women for a Winifred-Cullis-Grant to cover the extra expences for limnological work; to the Water Irrigation Laboratory Amirabad, where part of the chemical analyses was carried out; to the Meteorological Department of Iran for most kindly supplying all the available meteorological data for the investigated area; and, last not least, to the Austrian Ministry of Education for generously giving leave of absence to both of us.

II. General Setting

1. Geography

Tabas is a small town and an oasis in the south of our area, famous for its beautiful gardens and well-known as a starting-point for expeditions to the Great Kavir and to the Lut (e.g. SVEN HEDIN, A. GABRIEL). The town is situated in a small desert basin at an altitude of only 630 *m.* above sea level.

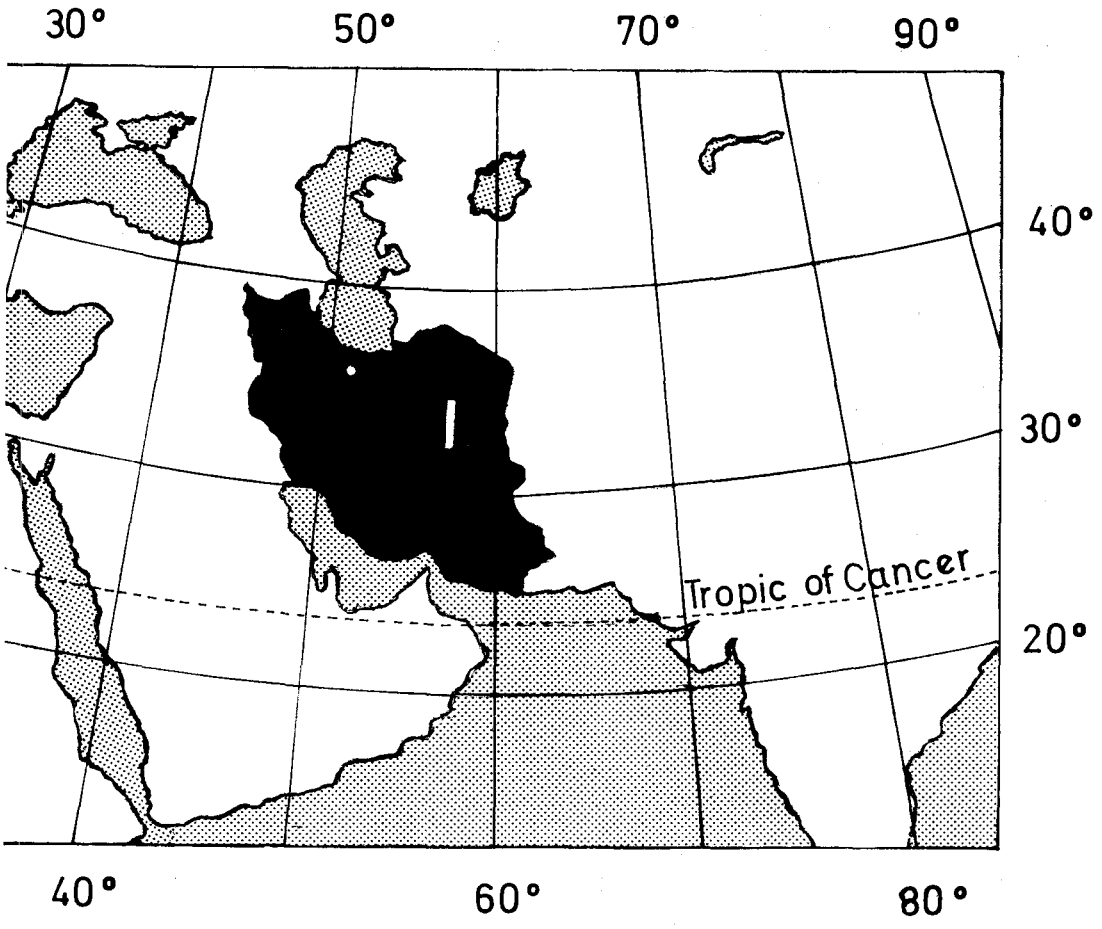


Fig. 1: Geographical location of the report area (white rectangle) within the boundaries of Iran (black).
Geographische Lage des Untersuchungsgebietes (weißes Rechteck) innerhalb der Grenzen Irans (schwarz).
O = Tehran

From Tabas a road leading to Sabzewar crosses the whole area from south to north. Shirgesht is a police station on this road, lying about 50 *km.* north of Tabas on the watershed between the Tabas basin and the Great Kavir at an altitude of about 1010 *m.* 80 *km.* further north is the lead mine of Ozbak-kuh, named after a small village north of the mine (1100 *m.* above sea level).

The Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh area can be reached either from the north (from Sabzewar on the main Tehran—Mashad road), or from the west (from Yazd on the main Esfahan—Kerman road), or also from Mashad via Ferdows. The distance from Tehran is about 1000 *km.*

On the whole, the character of the area is that of a typical central Iranian landscape: isolated mountain ranges and mountain groups are separated from each other either by basins or by plains. Between and near the mountains the plains consist of gravel fans, which slope down gently towards the basins. The Persian name for these gravel plains is dasht. The basins are filled with salt clay; such salt flats are called kavir.

Further, our area is characterized by its location between two large salt-desert basins: the Great Kavir to the west and the Kavir-e-Namak to the east. Because of an inlet of the Great Kavir north of Shirgesht the distance between the two salt deserts is no more than 50 *km.* at its narrowest point.

Despite this geographical position and in spite of the dry climate (see below), the area is nevertheless fairly populated. There are villages and even small towns in the dasht, and there are small settlements in the mountain valleys. Apart from the towns of Tabas and Boshruyeh, the biggest settlement is an assemblage of about 40 villages called Jolgeh ('fertile plain') accumulated east of the above-mentioned inlet of the Great Kavir. About 15.000 people are said to live there.

Except for the small Sardar River east of Tabas, no free-running natural watercourses exist in the Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh area. The settlements of the dasht are supplied with water by the so-called 'qanats'. These are underground drainage canals driven into the gravel fans of the dasht until they reach a ground-water horizon. This is an old Persian technique going back as far as about 1000 B. C. The qanats are usually several kilometres long and in some parts of Iran reach a length of several tens of kilometres. On the surface the course of a qanat is marked by a row of heaps of earth and gravel — like a row of huge molehills. These heaps consist of the excavated material brought to the surface by means of shafts sunk to the underground canal (Fig. 2).

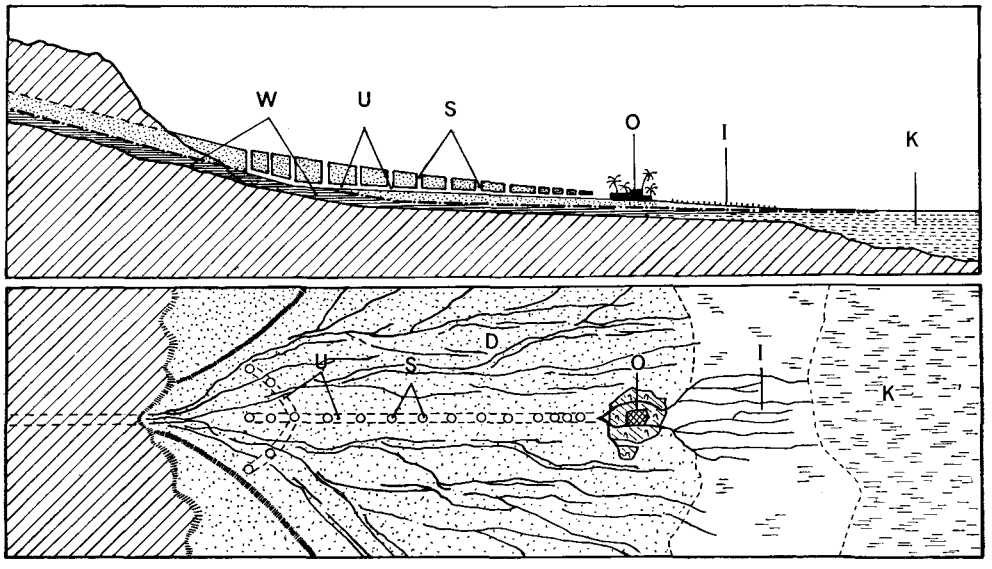


Fig. 2: Scheme of a qanat (after H. Bobek 1961). O = Oasis; I = Irrigated area; K = Kavir; D = Gravel fan of the Dasht; W = Water table; U = Underground canal; S = shafts.

Schema eines Qanats (nach H. Bobek 1961). O = Oase; I = bewässertes Gebiet; K = Kavir; D = Schotterfächer der Dascht; W = Grundwasser; U = Kanal; S = Schächte.

A qanat is dug in such a way that its direction is generally roughly parallel to the slope of the gravel fan and that the gradient is somewhat less than that of the surface slope. Settlements and fields watered by qanat water are mostly close to the mouth of the qanat; in some cases, however, the water from the qanat is conducted to the settlements in surface canals up to several kilometres long. In our area qanats supplying larger villages are estimated to discharge 20—50 *l/sec.*

The qanats and surface canals of the Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh area are shown on the map (Plate II) as far as they can be recognized on an aerial photograph. The watered and cultivated areas (fields, gardens, etc.) figure on the map as black patches showing the small amount of agriculture in that barren semi-desert region.

At the foot of the mountains and in the mountain ranges springs supply small settlements and grazing animals with water. Because of the dry climate the discharge of these springs is very small, except for a few ones which are subject to special geological conditions. Very often the water of the small springs is dammed up by men for the use of the flocks, to form small pools in several steps, to prevent the water from disappearing in the scree or in the gravel of the dasht.

Qanats and springs were the main objects of our hydrological investigations in the Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh area. In some cases we have included the water of isolated wells. It was not possible to make any exact measurements of the discharge of springs and qanats; all the data given in this paper concerning the quantity of water are based on rough estimation only.

2. Climate

According to the precipitation map of Iran (1959, Fig. 3) the Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh area is among the driest inhabited parts of the country, precipitation amounting to an annual average of 100 *mm.* only. Within the area there is a trend towards more pronounced desert conditions as one moves south and west. This trend is shown in the Table below, which gives mean values of the first five years of meteorological survey in this part of the country (1959—1963).

	Average Precipitation (millimetre/year)	Temperature °C			Relative Humidity at noon %	
		Max	Min	Mean	Nov.—April	May—October
Sabzewar (north)	130	44	—11	16	35	23
Gonabad (east)	165	45	— 7	17	49	38
Tabas (south)	80	47	— 5	20	32	18

More important than this general trend are local microclimatic differences: places protected from the wind at the foot of the hills get much more rain than dasht plains open to kavir basins. Nearly all the precipitation is brought by westerly winds blowing across the salt desert; consequently, it has a salt content unusual in continental rain and comparable only with rain on oceanic coasts (cf. Chapter III, Chemistry). In summer-time the air is mostly somewhat hazy from dust carried into the atmosphere by ascending currents, but in winter the weather is normally clear, radiation high and a fresh wind blowing.

The measurements made in 1960 at the newly installed meteorological station of Tabas *) give a good impression of the general climatic conditions of the region although Tabas is known to be hotter and drier than other parts of the investigated area. The diagram in Fig. 4 shows the monthly mean values of temperature, the relative humidity at 6 a.m. and at noon, and the precipitation per month.

Most of the rain falls in spring (March—April) during a few — but heavy — thunderstorms; 20 *mm.* or more of precipitation within half an hour are not exceptional. The greatest part of such showers does not percolate into the ground, but forms sudden flood waves rushing through the dry valleys of the dasht to the salt marshes of the

*) Data kindly provided by the Iranian Meteorological Department.

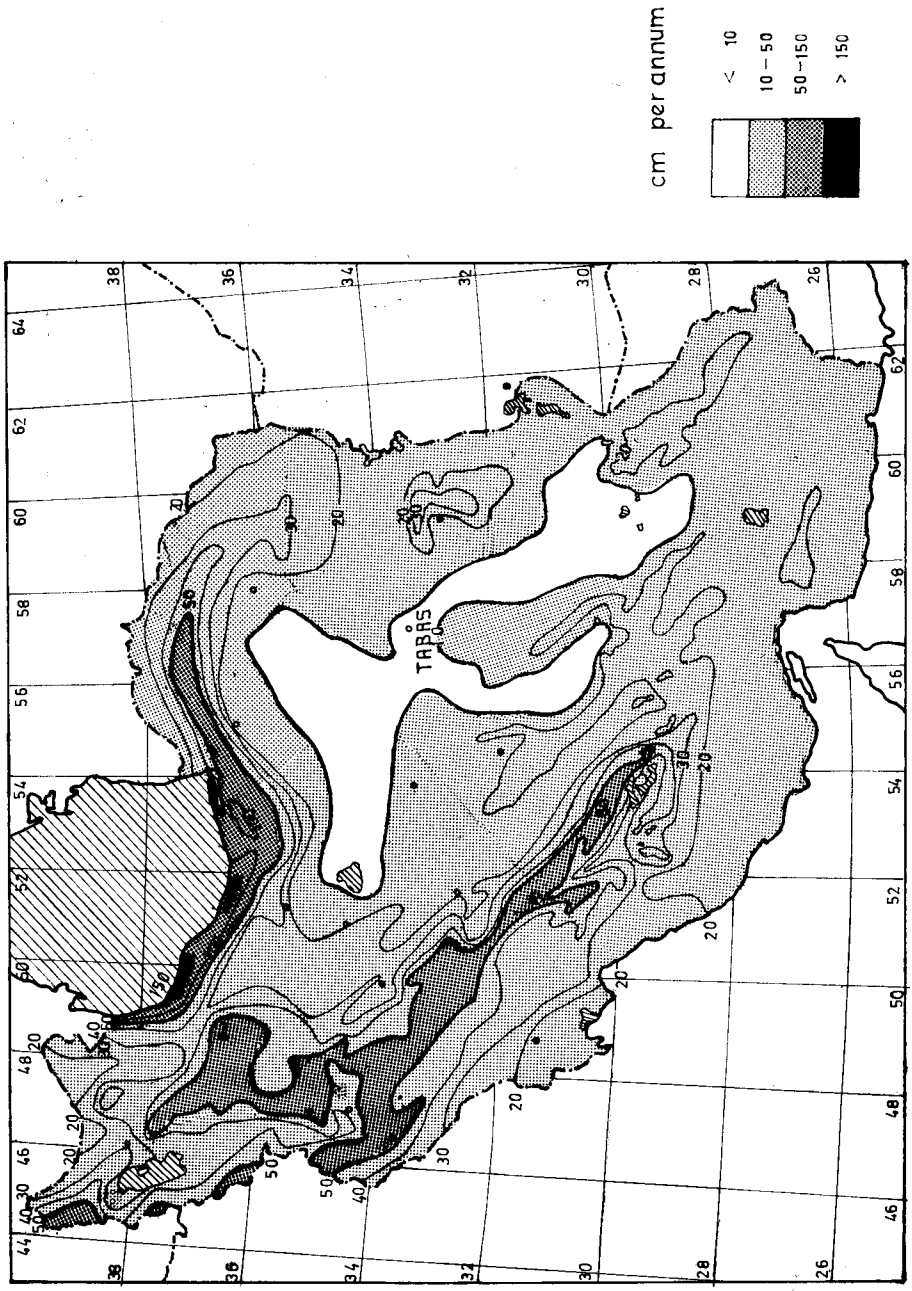


Fig. 3: Rainfall in the Iranian highland (simplified from the precipitation map edited 1959 by the Meteorol. Dep. of Iran).
Regenmengen im iranischen Hochland (vereinfacht nach der Niederschlagskarte des meteorol. Amtes Teheran 1959).

kavir. From June to October there is no rainfall at all. In winter some cloudy days may occur, during which snow or a steady drizzle provides most of the precipitation penetrating into the soil.

The average temperature ranges from +10° C in December and January to about 35° C in July; temperatures may reach a maximum of nearly 50° C at midday in summer-time (1960: 48.0° C) and drop to a minimum of nearly —10° C on mornings in midwinter (1959: —7.2° C). The daily fluctuations are also fairly great: in winter

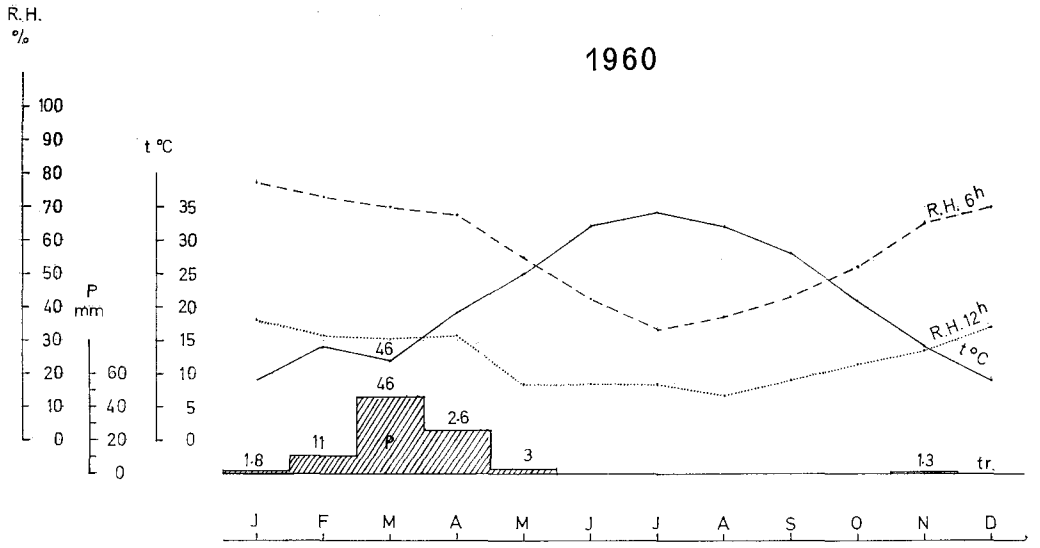


Fig. 4: Tabas Meteorological Station 1960:
Monthly precipitation (P), monthly mean values of temperature (t ° C) and relative humidity (R. H.) at 6 a.m. and at noon.

Jahresgang der Monatsmittel von Temperatur (t ° C) und relativer Feuchtigkeit (R. H.) von 6 und 12 Uhr und monatliche Niederschläge (P) in Tabas 1960.

we generally measured a difference of 10—12° C (max. 15.6° C) between morning and noon. No doubt, the daily fluctuation of temperature is even greater in summer, but we have no figures for that time of the year to prove it.

The relative humidity (% of damp saturation at a given temperature) is always low (cf. Fig. 4); even in the cold season it does not reach an average of 80% at 6 a.m., and it drops to an average below 40% at 6 a.m. in the summer. At noon the average humidity remains below 20% from May to October, and never exceeds 35%. During our stay we measured a minimum of 16% on 24th December 1963 at noon just before a big break in the weather (cf. Fig. 5).

Radiation during night might be strong enough to cause surface temperatures of the soil which are so low that the formation of dew is possible despite the scanty humidity of the atmosphere. No exact oberservations about this phenomenon are available for our region, but it is very likely that dew is one of the main water sources for the sparse vegetation in this semi-desert area.

Because of the low humidity, evaporation is extremely high. This factor plays a major rôle for the hydrology of the area as well as for the chemistry of its waters. Unfortunately, we are not able to present exact measurements of the amount of evaporation; according to Cole's diagram (1968, p. 425, Fig. 1) showing the correlation between the mean annual temperature, precipitation and evaporation per annum, our region could have 150—200 *cm.* net evaporation per annum, i.e. about 15—20 times the actual precipitation, climatic conditions which are typical for strong deserts. The only — superficial — indication we have concerning the amount of evaporation is the increase of salt concentration in small surface streams flowing from the mouth of a qanat to a village or from a natural spring through a set of man-made pools towards the kavir. In the latter case, such a stream never reaches the salt marshes, but ends somewhere in a pool, the water partly seeping away and partly evaporating. In one case the distance between the spring and the end pool was approximately 1 *km.*, and there we found an increase of concentration of 70%.

Quite different from the smooth curves (Fig. 4) representing the general character of the climatic conditions in the Tabas area were the daily changes of weather during the unusually cold winter of 1963/64, which we spent in the centre of our area near Shirgesht. In the course of this winter most of the palm-trees in the village were badly damaged, and some of them did not recover in the spring — a clear sign of exceptionally severe conditions. Fig. 5 shows our own meteorological measurements from mid-November to the beginning of February *). During this time there was a spell of six weeks with temperatures below freezing-point and a continuous snow cover. Three sudden breaks in the weather (11. 12.; 25. 12.; 20. 1.) were marked by a barometric fall of 10—30 millibar within a few hours, accompanied by an increase in temperature of 5—10° C and by a corresponding fall in humidity. As soon as the air pressure rose again, cold and wet air rushed in causing rain and snowfalls. According to our — approximate — measurements the amount of those winterly rains ranged from about 5—15 *mm.* in 24—48 hours, thus providing much more precipitation than usual to feed the ground-water of the area.

3. Geology

The mountain ranges and mountain groups of the area differ considerably from each other as far as their geological composition and structure is concerned. Consequently, we consider this region particularly suitable for a study of the mutual relationships between geological features and natural waters under the conditions of an arid climate.

Plate III shows the rocks and strata found in the Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh area in a simplified columnar section. The rock sequence exposed in the area comprises all systems, from the Pre-cambrian to the Recent, and represents a great variety of rocks; altogether this sequence of rocks would be nearly 15.000 *m.* thick.

Carbonate rocks of considerable thickness are represented by the Permo-Triassic Tabas Group and by the Upper Jurassic Esfandiar Limestone. As against that, dolomites and limestones of other formations play a minor part.

'Red Beds' **) occur in the Lower Cambrian (Lalun Sandstone), in the Lower Devonian (Padeha Formation) and in the Jurassic (Garedu Beds). A gypsum bed on top of the Padeha Formation, about 50 *m.* thick, should be specially noted. Neogene evaporites are common all over the area; they seem to have covered even larger areas formerly than they do today.

Shales, siltstones and sandstones are abundant in the Paleozoic and in the Jurassic. Large areas are built up of shales and sandstones of the Liassic (Shemshak Formation) and of slightly metamorphosed shales and sandstones, which are probably Upper Jurassic in age. Recent sand dunes are of some importance and, last not least, the gravel fans of the dasht.

Apart from these sedimentary rocks and deposits, Pre-Cambrian crystalline rocks (granite, gneiss, mica schist, phyllite) occur in the northern part of the area. Volcanic rocks are present in the Silurian and in the Tertiary, but only the Tertiary ones (andesite, dacite) cover larger areas.

---

*) Relative humidity was calculated from the difference between a dry and a wet thermometer, which can be done above freezing-point only; the figures are therefore missing for temperatures below zero.

**) Deposits under arid conditions.

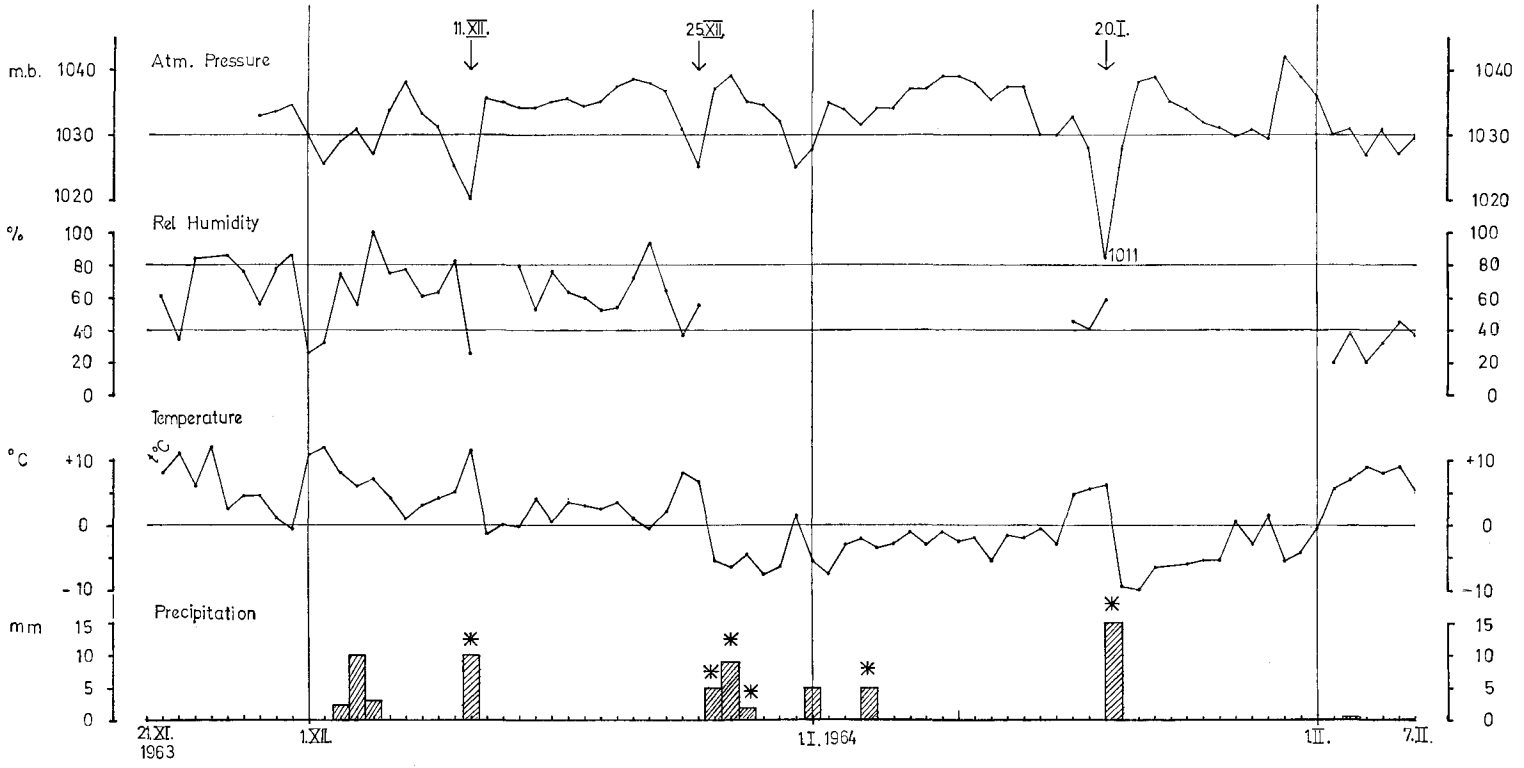


Fig. 5: Daily measurements (at 7 a.m.) of atmospheric pressure (millibar), relative humidity (% of saturation), temperature (t ° C) and precipitation (mm) during the winter of 1963/64 in the Shirgesht Area. Severe weather breaks on December 11th and 25th and on January 20th are indicated by arrows; * = Snowfall.

Tagesgang von Luftdruck (Millibar), relativer Feuchtigkeit (Sätt.-%), Temperatur (t ° C) und Niederschlag (mm), gemessen um 7 Uhr früh während des Winters 1963/64 im Gebiet von Shirgesht. Wetterstürze am 11. und 25. Dezember und 20. Jänner sind durch Pfeile angegeben; * = Schneefall.

During the Alpine Orogenesis strong folding and faulting took place. Most of the faults are ordinary vertical faults. Thrust faults could be observed in some places, but they are of importance only locally. On the other hand, a strong side-slip fault was identified in the area west of Shirgesht, and similar faults play an important rôle very probably also in the area north of Ozbak-kuh.

The structural pattern of the Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh area is characterized by a change of direction in the strike of the structural elements: from north-northwest in the south to north-northeast in the central sector of the area and, finally, to east-northeast in the north (cf. Plate II).

In the southern part of the area the basin of Tabas is bordered by two mountain ranges. The western range separates it from the Great Kavir. Only the northern end of this range is part of our area; we called it the Pirhajat Mountains after a village at their western foot. The range consists mainly of Permo-Triassic dolomites and limestones unconformably overlain by a thick Liassic (and partly Upper Jurassic) sequence of sandstones and shales. The Pirhajat Mountains are strongly cut by faults trending north-northeast and northwest. On the eastern side these mountains are bounded by the great side-slip fault mentioned above; the trend of this fault is north-northeast.

East of Tabas there is a high, steep ridge of mountains culminating in a peak called Kuh-e-Shotori (Camel Mountain) 2838 *m.* high, and the whole range is accordingly named Shotori Range (STÖCKLIN et al., 1965). This is the southernmost range of the area, and its general trend is north-northwest. Here Permo-Triassic and Jurassic dolomites and limestones predominate over Carboniferous and Jurassic shales and marls and Paleogene volcanics. The dolomites and limestones reach a thickness of more than 1000 *m.* As the result of folding and faulting they form long north-northwest trending ridges and rocky precipices.

Near Shirgesht part of the Shotori Range and most of the faults disappear below the dasht; but the eastern part of the range continues in a north-northeasterly direction as a narrow ridge, whose highest summit is called Kuh-e-Bam (1830 *m.*). Here limestone and dolomite are not as dominating as in the Shotori Range because part of the Upper Jurassic limestone changes into a marly facies. Permo-Triassic limestone and dolomite are exposed east and northeast of Shirgesht only; Upper Jurassic Esfandiar Limestone forms the narrow and steep ridge east of the village of Deh Now — Bam (Kuh-e-Bam proper).

The Shotori — Kuh-e-Bam Range, nearly 170 *km.* long, is the main range of the area. East of it lies the salt-desert basin of Kavir-e-Namak. Towards the Great Kavir in the west, however, the hills of the Derenjal Mountains (north of the village of Shirgesht) and, farther north, the Ozbak-kuh Mountains rise from the plain. These two mountain groups are completely different from the ranges described hitherto as far as their geology is concerned: they consist of Infra-Cambrian and Paleozoic rocks, and the Ozbak-kuh mountains show a complicated Schuppen-structure.

Geologically, these two mountain groups are the core of the area. Sandstones, siltstones, shales and red beds prevail, but most of the higher hills and peaks consist of dolomite or limestone. A striking lithological unit of the Derenjal Mountains is an irregular and chaotic mixture of dolomites, limestones, dolomitic shales, and basic volcanic rocks (Kalshaneh Formation, Middle Cambrian).

The structure of the Derenjal Mountains is that of an overturned anticline cut by a few faults. The Ozbak-kuh Mountains, on the other hand, are extremely faulted and partly thrust against each other; there pre-Cambrian crystalline rocks are also involved. Between the Ozbak-kuh Mountains and the Kuh-e-Bam Range there is a region of low hills, which consist of slightly metamorphosed sandstones and shales, probably Upper Jurassic in age.

In the part of the area farthest to the northeast crystalline rocks of the pre-Cambrian predominate. They consist of mica schist, orthogneiss, granite and phyllite. These rocks are overlain by a metamorphosed sequence of sedimentary rocks, which, besides phyllites and other schists, also contains dolomite up to several hundred metres thick; this sequence is probably Infra-Cambrian in age. The highest peaks of this mountain range — Kuh-e-Sarhangi and Zeber Kuh — are built up of that dolomite. Close to the southern border of the range Paleozoic rocks are folded and faulted into the crystalline pre-Cambrian; these Paleozoic rocks are the northeastern continuation of those of the Ozbak-kuh Mountains. Sandstones and shales exposed at the northern border of the range are probably Carboniferous in age. The general trend is east-northeast.

The isolated Sefid Kuh, situated northwest of Ozbak-kuh, consists of marble (Upper Jurassic ?) unconformably overlain by Cretaceous limestone. The hills east of this mountain are of slightly metamorphosed sandstones and shales (Jurassic ?).

III. Hydrochemistry

1. Chemical Methods

To characterize the chemical composition of springs and qanats in the investigated area the following data were established: temperature, electric conductivity, p_H, and the major ionic constituents, i.e. sodium, calcium, magnesium (cations), and alkalinity, chloride, sulphate (anions). Potassium is present, but in very low quantities (below 0.5 mval even in highly concentrated waters) as we know from previous investigations (RUTTNER-KOLISKO, 1964). Silicium, which may be important in some cases, is partly included in the value for alkalinity; nitrate was not considered, but seems negligible.

To get comparable values characterizing the ionic composition of a sample at a glance by means of a formula we used the portion of Na, Ca, and Mg given as percentage of the whole cation sum, and Alk, Cl and SO_4 as percentage of the anion sum, all values calculated in milli-equivalents per litre (Na/Ca/Mg — Alk/Cl/SO_4 mval%), (cf. Plate I a. II).

In order to be able to investigate as many springs as possible and to get an immediate impression of their chemical character we employed field methods for the determination of the major constituents listed above. From several representative waters out of each group of springs — and from doubtful cases as well — samples were taken back to Tehran to check the results of our field investigations by the usual routine methods, i.e. electric p_H-meter, gravimetric measurement for sulphate, and flammphotometer for sodium. The figures found by laboratory methods are marked in Plate I with a black dot.

During field work we applied the following methods:

1) Temperature: a normal water thermometer reading 0.1 degrees centigrade (° C).

2) p_H was only roughly estimated with indicator paper. Colorimetric measurements (MERCK, MICHAELIS) did not work in waters of higher concentration: the organic indicator substance reacted apparently with one of the ions in solution and always gave the same very dark blue colour.

3) Electric conductivity was measured with a battery Wheatstone bridge from Messrs. HARTMANN & BRAUN, Germany. The figures shown in Plate I represent $k_{18} \cdot 10^{-6}$, i.e. reciprocal megohms/*cm.*^{2} at 18° C. It is well known that conductivity is in a nearly linear relationship to the total ionic content only in a low range of concentration — up to $k_{18} = 1000$. At higher concentrations the increase of conductivity is less than the increase of salinity. We avoided this difficulty by diluting the sample to a conductivity below $k_{18} = 1000$ and multiplying with the dilution factor. In this way, a sufficient correspondence between conductivity and total ionic content was obtained up to a salinity of about 30.000 p.p.m. since the ionic composition of the samples was similar in the investigated area (RUTTNER-KOLISKO, 1964). Consequently, the speedy measurement of conductivity could be applied over the whole range of the salt content of our samples, giving a valuable indication of the total ionic concentration.

4) Alkalinity (the concentration of weak acid salts) was measured in the usual way by titration with n/10 hydrochloric acid with methyl orange as indicator.

5) The standard sodium versenate method was used to determine the amount of calcium+magnesium (eriochrome Black T indicator) and of calcium alone (ammonium purpurate indicator). It was not possible to heat the samples to 70° as prescribed and, for this reason, the titration error was perhaps higher than usual; even so, the method proved satisfactory in the field. From the difference between Ca+Mg and alkalinity the amount of alkali carbonate was calculated. Samples which contained more alkali carbonate than 50% of their alkalinity value are marked in Plate I with a triangle.

6) Chloride determination was done by the routine method: silver nitrate titration with potassium chromate as indicator. Because of the high chloride concentration we used n/10 $AgNO_3$, but even so it was necessary in many cases to dilute the sample to ensure a sharp titration end-point.

7) For the determination of the total salt content we applied the ion-exchange method described by MACKERETH, 1963. First attempts with samples of high concentration showed rather uneven results: the exchanging capacity of the substance was apparently insufficient for these samples and was used up at an unequal rate in different parts of the exchanger column. After diluting the more highly concentrated salt waters to a conductivity below 1000.10^{-6}, 1000.10^{-8} however, the method worked satisfactorily. We used cation—as well as anion—exchanging columns, and the correspondence

proved to be fairly good. Allowing for field conditions and dilution errors, we took an incongruity of the anion and cation sum within $\pm 10\%$ to be admissible for our purpose. The samples analysed by the ion-exchanging method are marked in Plate I with an asterisk. The sulphate content was calculated as the difference between the anion sum and the Alk+Cl value. This means that other possible constituents are included in the sulphate value; since, however, we never found appreciable differences when checking with the routine sulphate method mentioned above, there is no indication of further major anionic constituents. The same is true for sodium, which was calculated as the difference value from the cation sum; it includes potassium as well, but nevertheless did not differ very much from the flammphotometric results. Calculated values are marked with a cross.

2. Chemical Results

The chemical data of about 150 waters found in the report area are computed in Plate I. We included all the springs, qanats and wells, but omitted ponds as their chemical constitution is very much influenced by biological processes and therefore of no value for our purpose. Only about half of these water-bodies could be shown on the hydrogeological map (Plate II), but our chemical conclusions are based on the whole of the material. In Plate I the waters are arranged in geographical groups, as far as possible each group belonging to one mountain range.

(a) Rain and 'sang-ab'

The analyses of rain-water and of various small rock pools (called 'sang-ab', i.e. 'stone water' in Persian) are to be found in Plate I, Group 9. As has been mentioned in a previous chapter (II. 2), rain falls only during a short time and is always laden with salt dust derived from the kavir. Even after a continuous rainfall of more than 24 hours — which probably occurs only once in several years — we found a concentration of precipitation water about ten times as high as that of 'exorheic' (ocean-drained) continental areas *). In general, the short and intermittent rains contain about 50 mg/l Na corresponding to a total salinity of approximately 2—3 mval/l (150—200 mg/l). Ca and Mg are also always present, but less than equivalent to alkalinity, which indicates that the desert rain-water of the report area invariably contains a small amount of alkali carbonate, whereas sulphate is entirely missing.

The small rock pools (sang-ab) are to be found mainly in limestone rocks. For a fairly short time after each rainfall they are filled with water which has washed over the mountain slopes and dissolved some of the salt dust and salt crust covering the surface of the rocks. The chemical constitution of this water gives a fair idea of the ionic content of the precipitation percolating into the rock fissures of the mountains.

Although the concentration of a sang-ab varies a great deal depending on precipitation and evaporation it is always considerably higher than that of the corresponding rain. We found an average salt content for sang-ab of about 5 mval/l; consequently, one cannot expect the concentration of any spring or ground-water within the whole area to be considerably less than 5 mval/l ($\sim$300 mg/l) total salinity.

The average ionic composition of sang-ab does not change very much with changing concentration; it is about 50 Na/35 Ca/15 Mg mval% for the major cationic constituents and 45 CO_3/35 Cl/20 SO_4 mval% for the major anionic constituents. This constitution is quite different from what we know of precipitation water in the humid climate of exorheic regions (HUTCHINSON, 1957). Moreover, the precipitation water of those areas has to penetrate vegetation-covered layers of humus where it becomes saturated with CO_2 and therefore able to dissolve calcium carbonate, which is the main constituent (about 75%) of inland waters in exorheic regions (Standard Composition

*) Average Na-content for continental rain-water 0.3 *mg/l* according to HUTCHINSON, 1957.

RHODE, 1949). This source of weak carbonic acid is lacking in our desert area; consequently, the amount of dissolved calcium hydrocarbonate remains low, whereas the soluble salts of strong acids rise to a considerable amount. This different constitution of precipitation water should be kept in mind when considering the springs of the report area.

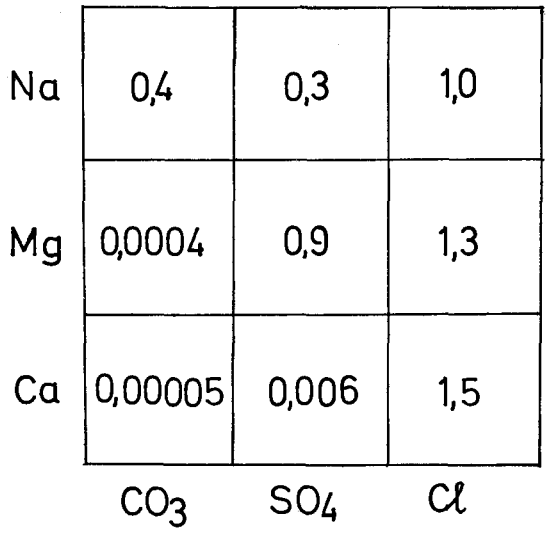


Fig. 6: Solubilities of salts in destilled water at 10° C relative to *NaCl = 1.* (After Cole 1968.)
Relative Löslichkeit verschiedener Salze in Aqua dest. bei 10° C, bezogen auf *NaCl = 1.* (Nach Cole 1968.)

Comparing the analyses of rain and sang-ab (cf. Table), one striking fact is the lack of sulphate in rain-water, the other the diminishing of alkali carbonate (or hydrocarbonate) in sang-ab waters. If one considers the solubility of the relevant salts (see Fig. 6) this finding suggests that gypsum is present in the surface film of the rocks, which is dissolved, simultaneously precipitating calcium carbonate. The small amount of alkali carbonate in rain, obviously derived from the kavir salts, gives a hint on the provenance of the soda content found in several springs with a low sulphate ratio (cf. Chapter IV, 2 d).

	$k_{18} \cdot 10^{-6}$	mval			mval			Ion sum	Soda mval	Salinity
		Na	Ca	Mg	Alk.	Cl	SO_4			
Normal rain, 1 h	268	1.9	0.6	0.6	1.6	1.5	0.0	3.1	0.4	167
Sang-ab	430	2.4	1.7	0.8	2.0	1.6	1.4	5.0	0.1	282

(b) Springs and Qanats

The concentration of the waters found in our area ranges from the greatest possible dilution (i.e. nearly equal to rain and sang-ab) to a salinity of approx. 100 mval/ (~7 g/l or one fifth of sea-water concentration). There were, however, a few exceptions, namely very small natural springs in a special geological position (cf. Chapter IV, 2 c) rising to a concentration of 140 mval/l (~10 g/l) and even 265 mval/l (~16 g/l).

Plate I: Chemical analyses of springs, qanats and wells in the Tabas-Shirgesht-Ozbak-Kuh-region. + = reckoned values; · = measured by flamphotometric (Na), resp. gravimetric method (SO_4); * = values obtained by ion exchanging columns; ▲ = samples containing soda > 50% of alkalinity; ciphers in italics = extrapolated conductivity values; (s) = spring; (q) = qanat.

No. in the map	Sampling No.	Locality	Date	Temperature °C	Conductivity		Salinity mg/l	pH	Na		Ca	
					original	deluted			mva l	mg/l	mval	mg/l
1. Sarhangi Range (and Doruneh)												
		a. Doruneh										
	8	Saltriver 50 *km.* above Doruneh	22. 10. 1966	—	18.100	26.000	14.927	8·5	238 ·	5.474	0	—
	12	Saltriver below Doruneh	22. 10. 1966	—	70.000	178.000	96.264	8·5	1.360 ·	31.280	0	—
		b. Sarhangi — north										
	112	Sorkh Kuh, 1	20. 11. 1966	11·2	1.751	1.975	1.208	—	14·7 ·	338	1·7	34
	114	Sorkh Kuh, 2	20. 11. 1966	17·4	1.860	1.975	1.250	—	14·9 ·	343	3·2	64
1	119	Narm, (q)	20. 11. 1966	19·5	2.010	2.330	1.654	—	14·4 ·	331	3·0	60
2	116	Yakhab, (q)	20. 11. 1966	18·0	2.156	2.420	1.682	—	18·0 ·	414	3·4	68
3	117	Yeylaq, (s)	20. 11. 1966	13·2	1.373	1.532	1.063	—	10·8 ·	248	2·1	42
	120	Neyzar, (q)	20. 11. 1966	13·4	3.043	3.200	2.243	—	27·8 ·	639	0·6	12
		c. Sarhangi — south										
4	325	Cheshmeh Tohu, (s)	22. 4. 1964	19·5	1.594	1.760	1.186	7·4	18·2+	419	1·2	24
5	330	Chah Paliz, (q)	22. 4. 1964	20·0	1.043	1.113	796	7·4	11·8+	272	1·0	20
	333	Karimabad 1, (q)	22. 4. 1964	20·0	840	—	606	7·2	7·2+	166	2·0	40
6	336	Karimabad 2, (q)	22. 4. 1964	—	800	—	578	7·4	6·8+	156	2·0	40
	337	Cheshmeh Lizab 1, (s)	23. 4. 1964	20·0	4.783	5.800	3.844	7·4	48·0 ·	1.105	8·6	172
	342	Cheshmeh Lizab 2, (s)	23. 4. 1964	15·0	3.185	3.730	2.569	7·6	35·8 ·	823	3·8	76
7	343	Cheshmeh-e-Asbi, (s)	23. 4. 1964	15·0	2.610	3.345	2.026	7·1	29·6 ·	451	9·0	180
8	348	Cheshmeh-e-Sangiche, (s)	23. 4. 1964	21·0	6.244	7.330	5.333	6·9	76·6 ·	1.761	6·2	124
		d. Kuh-e-Sefid										
9	300	Chah Tom, (well)	19. 4. 1964	15·2	5.218	6.100	4.010	7·3	62·0 ·	1.425	6·0	120
2. Ozbak-kuh Region												
		a. Hills west Ozbak-kuh										
10	310	Garqab, (s)	20. 4. 1964	19·9	4.592	5.400	4.572	7·8	55·0 ·	1.265	2·8	56
11	301	Gerdab, (s)	20. 4. 1964	21·2	10.436	14.050	7.866	7·9	155·0 ·	3.565	2·6	52

Tafel I: Chemische Analysen von Quellen, Qanaten und Wasserschächten in der Tabas-Shirgesht-Ozbak-Kuh Region.

+ = errechnete Werte; · = gemessen mit Flammenphotometer (Na) beziehungsweise gravimetrisch (SO_4); * = Ionenaustauscher-Werte; Ziffern in Kursivschrift = extrapolierte Leitfähigkeitswerte; ▲ = Proben, die > 50% der Alkalinität als Soda enthalten; (s) = Quelle; (q) = Qanat.

Mg		Alkalinity (CO_3)		Cl		SO_4		Cation sum	Anion sum	mval — %	Soda	
mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mval	Na/Ca/Mg—Alk/Cl/SO_4	mval	% of Alk.
16·2	194	2·85	86·5	180	6.408	57·6 ·	2.765	254+	240+	95/ 0/ 5 — 1/75/24	—	—
81·6	979	2·90	87·0	1.375	58.950	103·5 ·	4.968	1.442+	1.479+	95/ 0/ 5 —0·2/93/ 7	—	—
2·4	29	4·65	139·5	5·—	178	10·18 ·	489	18·8 +	19·83+	80/ 8/12 — 25/25/50	0·5	11
2·2	26	5·50	165·0	6·25	223	8·93 ·	429	20·3 +	20·68+	75/15/10 — 25/25/50	—	—
8·9	107	3·50	105·0	8·75	311·5	15·4 ·	739	26·3 +	27·65+	55/10/35 — 10/35/55	—	—
5·0	60	4·75	142·5	10·00	356·—	13·36 ·	641	26·4 +	28·11+	65/15/20 — 15/35/50	—	—
4·0	48	3·40	102·0	3·25	116·—	10·57 ·	507	16·9 +	17·22+	60/15/25 — 20/20/60	0·3	—
6·2	74	8·85	265·5	11·25	401·—	17·7 ·	850	34·6 +	37·80+	80/ 2/18 — 25/30/45	2·0	—
1·2	14	6·2	186	6·8	238	6·6 ·	317	20·6 *	19·6 +	90/ 5/ 5 — 31/36/33	3·8	60 ▲
1·0	12	5·7	171	2·7	95	4·5 ·	216	13·8 *	12·9 +	84/ 8/ 8 — 44/22/34	3·7	75 ▲
2·0	24	4·2	126	2·2	77	3·6 ·	173	11·2 *	10·0 +	64/18/18 — 42/22/36	0·2	5
1·8	22	4·2	126	2·2	77	3·3 ·	157	10·6 *	9·7 +	62/20/18 — 42/22/36	0·4	10
6·2	74	4·3	129	32·4	1.134	27·7 ·	1.330	62·8 +	64·4 +	76/14/10 — 7/49/44	—	—
3·6	43	4·3	129	14·0	493	21·2 ·	1.018	43·2 +	39·5 +	80/10/10 — 11/36/53	—	—
6·6	79	5·8	174	10·0	350	16·5 ·	792	35·2 +	32·3 +	57/25/18 — 19/31/50	—	—
5·8	70	11·0	330	49·4	1.728	27·5 ·	1.320	88·6 +	87·9 +	86/ 7/ 7 —13/55/32	—	—
4·4	53	5·9	177	47·8	1.673	11·7 ·	562	72·4 +	65·4 +	85/10/ 5 — 9/73/18	—	—
3·0	36	4·3	129	35·2	1.231	17·8 ·	855	60·8 +	57·3 +	90/ 5/ 5 — 7/62/31	—	—
5·4	65	9·5	285	94·0	3.290	13·3 ·	639	163·0 +	116·8 +	95/ 2/ 3 — 8/81/11	1·5	15

No. in the map	Sampling No.	Locality	Date	Temperature °C	Conductivity		Salinity mg/l	pH	Na		Ca	
					original	deluted			mval	mg/l	mval	mg/l
		b. Ozbak-kuh — east										
12	355	Cheshmeh Kerkesu, (s)	24. 4. 1964	19·0	3.298	3.500	2.921	8·3	39·7+	914	4·8	96
	119	Cheshmeh Sard 1, (s)	21. 4. 1960	18·0	2.483	2.800	1.977	8·3	22·7 ·	523	5·1	103
	126	Cheshmeh Sard 2, (s)	21. 4. 1960	20·5	2.536	2.886	2.158	8·2	24·2 ·	558	4·2	84
13	150	Cheshmeh Huk, (s)	24. 4. 1960	22·4	3.222	4.180	3.177	8·0	22·8 ·	522	14·4	288
	362	Cheshmeh Huk, (s)	24. 4. 1964	21·0	3.492	4.670	3.177	8·0	22·6+	520	16·0	320
14	157	Saltspring (s) near Huk	24. 4. 1960	—	18.123	26.000	16.197	8·0	192·5 ·	4.430	30·1	602
	366	Saltspring (s) near Huk	24. 4. 1964	—	17.933	27.350	16.749	7·4	185·5+	4.266	41·9	838
	160	Cheshmeh Khasimeh, (s)	24. 4. 1960	17·2	3.295	3.790	2.630	8·3	31·4 ·	722	4·2	84
		c. Ozbak-kuh — west										
15	92	Cheshmeh Taqshiru, (s)	14. 4. 1960	12·0	2.648	3.020	2.284	8·0	17·0 ·	391	12·0	240
16	29	Ma'dan-e-Bala nr. Qal'eh, (q)	3. 4. 1960	18·0	2.980	3.550	2.619	8·0	19·3 ·	443	13·6	272
17	87	Cheshmeh Senjedu, (s)	14. 4. 1960	16·8	1.021	—	708	8·1	5·8 ·	133	4·0	80
	63	Chah Farizu, (s)	10. 4. 1960	—	9.156	13.200	10.292	8·0	133·0 ·	3.060	23·6	472
18	59	Cheshmeh Mohammad Beik, (s)	10. 4. 1960	14·3	1.176	1.246	812	8·3	9·1 ·	209	2·2	44
	50	Cheshmeh Hassan Tofangi, (s)	10. 4. 1960	16·2	3.580	4.050	2.789	8·1	36·0 ·	828	5·0	100
	315	Cheshmeh Hassan Tofangi, (s)	21. 4. 1964	15·0	3.819	4.457	2.882	7·8	36·0+	828	5·4	108
19	18	Cheshmeh Bad Bad, (s)	1. 4. 1960	16·8	10.482	13.100	8.514	8·5	131·5 ·	3.025	4·4	88
	319	Cheshmeh Bad Bad, (s)	21. 4. 1964	14·2	10.670	13.578	8.798	8·3	136·5+	3.140	3·6	72
	67	Cheshmeh Khormu, (s)	12. 4. 1960	17·2	6.964	9.875	6.620	8·0	63·8 ·	1.467	23·7	474
20	406	Cheshmeh Lokeni, (s)	2. 5. 1964	21·0	4.845	6.940	4.819	7·9	49·0 ·	1.127	17·2	344

Mg		Alkalinity (CO_3)		Cl		SO_4		Cation sum	Anion sum	mval — %	Soda	
mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mval	Na/Ca/Mg—Alk/Cl/SO_4	mval	% of Alk.
4·0	48	7·6	228	21·6	757	18·3 ·	878	48·5 *	47·5 +	82/10/ 8 — 16/45/39	—	—
4·3	52	3·0	90	11·0	392	16·7 ·	802	32·3 +	30·8 +	70/16/14 — 10/35/55	—	—
5·3	64	4·0	120	11·2	399	17·6 ·	845	33·8 +	32·8 +	72/12/16 — 12/34/54	—	—
10·4	125	1·9	56	10·2	363	37·6 ·	1·805	47·7 +	49·7 +	48/30/22 — 4/20/76	—	—
8·8	106	4·5	135	10·8	378	35·8 ·	1·718	47·4 *	51·1 +	52/30/18 — 9/20/71	—	—
34·8	418	2·8	85	182·—	6.485	86·9 ·	4.170	258·0 +	271·7 +	75/12/13 — 1/67/32	—	—
36·2	434	4·7	141	200·—	7.000	84·8 ·	4.070	263·6 *	289·5 +	71/16/13 — 2/69/29	—	—
7·3	88	3·8	112	17·2	613	20·7 ·	994	43·0 +	41·7 +	72/10/18 — 9/41/50	—	—
6·3	75	2·8	85	10·2	363	22·3 ·	1.070	35·4 +	35·3 +	48/34/18 — 8/30/62	—	—
7·9	95	1·5	45	11·5	410	28·0 ·	1.343	40·9 +	41·0 +	50/30/20 — 4/28/68	—	—
3·4	41	2·2	65	4·9	175	5·1 ·	245	13·2 +	12·1 +	44/30/26 — 19/40/41	—	—
14·2	170	3·7	110	41·0	1.460	104·0 ·	4.995	171·4 +	148·7 +	78/14/ 8 — 2/27/71	—	—
1·5	18	5·7	180	5·4	193	3 4 ·	163	12·8 +	14·5 +	72/17/11 — 38/36/26	2·0	35
4·5	54	4·1	122	19·4	691	20·2 ·	970	45·7 +	43·7 +	79/11/10 — 9/44/47	—	—
5·0	60	6·0	180	19·6	698	21·0	1.008	46·4 *	46·6 +	78/12/10 — 14/42/45	—	—
9·8	118	9·5	285	83·0	2.953	42·1 ·	2.020	145·7 +	134·9 +	90/ 3/ 7 — 7/61/32	—	—
9·2	110	11·0	330	86·5	3.010	44·5 ·	2.136	149·3 *	142·0 +	91/ 3/ 6 — 8/61/31	—	—
15·0	180	2·5	75	36·0	1.282	65·0 ·	3.120	102·7 +	103·5 +	62/23/15 — 2/36/62	—	—
11·6	139	2·6	78	27·6	966	45·1 ·	2.165	77·8 +	75·3 +	63/22/15 — 3/37/60	—	—

No. in the map	Sampling No.	Locality	Date	Temperature °C	Conductivity		Salinity mg/l	pH	Na		Ca	
					original	deluted			mval	mg/l	mval	mg/l
		d. Gushkamar Valley										
	28	Cheshmeh Zoludu, (s)	24. 10. 1966	20·4	4.496	4.750	3.242	8·5	43·5 •	1.000	1·3	26
21	396	Cheshmeh Baghal, (s)	30. 4. 1964	18·8	5.958	8.630	5.317	8·4	69·8+	1.605	4·1	82
	388	Gushkamar 1, (s)	30. 4. 1964	17·0	2.016	2.720	1.869	7·9	16·0+	368	9·0	180
22	391	Gushkamar 2, (s)	30. 4. 1964	—	2.516	3.065	2.347	7·7	19·8 •	456	12·0	240
	393	Gushkamar, (q)	30. 4. 1964	22·0	3.553	4.470	3.396	7·9	30·6 •	704	16·4	328
23	394	Cheshmeh Padeha, (s)	30. 4. 1964	18·0	1.475	2.110	1.222	8·3	14·7+	338	3·0	60
	399	Cheshmeh Sibzar 1, (s)	1. 5. 1964	21·0	2.665	3.255	2.361	7·8	23·2+	534	9·5	190
	402	Cheshmeh Sibzar 2, (s)	1. 5. 1964	18·5	2.317	2.905	2.092	7·0	19·6 •	451	7·9	158
	404	Cheshmeh Siah, (s)	1. 5. 1964	23·0	1.893	2.200	1.524	7·9	20·7 •	477	2·0	40
		e. Ozbak-kuh — south										
24	368	Cheshmeh Shir, (s)	25. 4. 1964	21·0	2.538	2.910	2.527	7·2	35·5+	816	3·0	60
	25	Cheshmeh Shir, (s)	23. 10. 1966	20·4	2.820	3.057	1.849	8·5	23·3 •	536	3·0	60
25	372	Cheshmeh Estalkhaq, (s)	25. 4. 1964	15·0	11.276	15.600	9.169	7·0	125·0+	2.875	18·6	372
		3. Kuh-e-Bam Range										
		a. Abid										
26	376	Abid, (q)	25. 4. 1964	18·0	3.938	5.090	3.143	7·1	45·0 •	1.035	4·8	96
	19	Abid, (q)	23. 10. 1966	20·6	4.512	4.945	2.761	9·0	38·8 •	892	4·6	92
	24	Abid, (s)	23. 10. 1966	19·0	7.050	8.459	4.788	8·0	66·0 •	1.518	4·6	92
27	380	Khadrin, (q)	25. 4. 1964	21·0	3.985	5.050	3.220	7·0	46·2 •	1.063	6·0	120
	16	Khadrin, (q)	23. 10. 1966	21·8	4.412	4.845	2.722	9·0	35·3 •	812	6·4	124
		b. Kuh-e-bam — west										
28	209	Bam, (q)	7. 5. 1960	22·0	379	—	263	8·2	2·4 •	56	1·5	30
29	219	Abkhorak, (q)	11. 5. 1960	23·8	1.548	1.580	1.091	8·2	13·3 •	306	2·7	54
30	184	Cheshmeh-e-Khormayu, (s)	5. 5. 1960	21·3	5.740	6.940	4.551	8·5	70·0 •	1.610	2·6	52
	385	Cheshmeh-e-Khormayu, (s)	29. 4. 1964	21·5	6.160	7.940	4.707	6·9	75·2 •	1.730	2·4	48
31	177	Cheshmeh-e-Gholah, (s)	4. 5. 1960	17·5	1.655	1.810	1.262	8·4	15·2 •	351	2·3	45
32	216	Cheshmeh Neyzar, (s)	9. 5. 1960	—	1.345	1.352	932	8·4	12·8 •	295	1·4	28
33	198	Ozbak-kuh II, (s)	6. 5. 1960	22·5	2.000	2.120	1.627	8·3	27·5 •	633	1·8	37
34	196	Cheshmeh-e-Paderakhti	6. 5. 1960	22·0	2.237	2.435	1.751	8·7	25·0 •	575	1·5	30

Mg		Alkalinity (CO_3)		Cl		SO_4		Cation sum	Anion sum	mval — %	Soda	
mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mval	Na/Ca/Mg—Alk/Cl/SO_4	mval	% of Alk.
5·0	60	7·45	223·5	18·0	641	26·9 ·	1.291	49·8 +	52·35+	87/ 3/10 — 15/35/50	1·1	15
8·5	102	11·0	330	20·0	700	53·2 ·	2.552	82·4 *	84·2 +	85/ 5/10 — 13/25/62	—	—
6·2	74	3·9	117	7·6	265	18·0 ·	865	31·2 *	29·5 +	50/30/20 — 14/26/60	—	—
6·0	72	4·2	126	8·6	301	24·1 ·	1.152	37·8 +	36·9 +	52/32/16 — 11/23/66	—	—
3·6	43	3·9	117	14·2	497	35·6 ·	1.707	50·6 +	53·7 +	60/32/ 8 — 8/26/66	—	—
3·0	36	5·1	153	4·0	140	10·3 ·	495	20·7 *	19·4 +	72/14/14 — 25/22/53	—	—
5·5	66	4·4	132	8·6	301	23·7 ·	1.138	38·2 *	36·7 +	61/25/14 — 12/24/64	—	—
5·1	61	4·5	135	7·6	265	21·3 ·	1.022	32·6 +	33·4 +	61/25/14 — 13/23/64	—	—
3·2	38	7·0	210	8·0	279	10·0 ·	480	25·7 +	25·0 +	80/ 8/12 — 28/32/40	1·8	25
3·0	36	4·3	129	17·2	602	18·4 ·	884	41·5 *	39·9 +	86/ 7/ 7 — 10/43/47	—	—
3·1	37	4·25	127·5	16·0	570	10·8 ·	518	29·4 +	31·05+	80/10/10 — 15/50/35	—	—
10·3	124	4·1	123	101·0	3.540	44·5 ·	2.135	156·9 *	149·6 +	80/12/ 8 — 3/67/30	—	—
3·2	38	3·1	93	32·4	1.122	15·8 ·	759	53·2 +	50·8 +	85/ 9/ 6 — 6/63/31	—	—
2·7	32	3·3	99	26·0	926	15·2 ·	730	46·1 +	44·5 +	85/10/ 5 — 5/60/35	—	—
4·2	50	3·7	112	48·0	1.709	27·2 ·	1.306	74·8 +	78·9 +	86/ 7/ 7 — 5/60/35	—	—
2·0	24	3·6	108	30·4	1.065	17·5 ·	840	54·2 +	52·6 +	85/11/ 4 — 7/57/36	—	—
1·6	19	3·0	90	25·0	890	16·4 ·	787	43·1 +	44·4 +	80/15/ 5 — 5/55/40	—	—
0·7	8	2·2	66	1·3	41	1·3 ·	62	4·6 +	4·8 +	50/35/15 — 46/27/27	—	—
1·6	19	2·8	84	9·0	321	6·4 ·	307	17·7 +	18·1 +	75/15/10 — 15/50/35	—	—
3·8	46	5·3	158	44·4	1.580	23·0 ·	1.105	76·6 +	72·7 +	91/ 4/ 5 — 7/61/32	—	—
3·0	36	8·1	243	42·4	1.484	24·3 ·	1.166	80·6 +	74·8 +	95/ 2/ 3 — 11/57/32	2·7	35
4·6	55	6·1	183	5·4	192	9·3 ·	446	22·2 +	20·8 +	69/10/21 — 29/26/45	—	—
1·5	18	4·0	121	6·2	221	5·2 ·	249	15·8 +	15·5 +	80/10/10 — 35/40/25	1·1	30
1·7	20	4·4	133	10·6	377	8·9 ·	427	31·1 +	23·9 +	90/ 5/ 5 — 18/44/38	0·9	20
3·6	43	8·8	258	8·2	293	11·5 ·	552	30·2 +	28·5 +	83/ 5/12 — 31/29/40	3·7	4

No. in the map	Sampling No.	Locality	Date	Temperature °C	Conductivity		Salinity mg/l	pH	Na		Ca	
					original	deluted			mval	mg/l	mval	mg/l
		c. Kuh-e-Bam — east										
35	101	Neygenan 1, (q)	14. 12. 1963	—	863	—	572	7·0	7·8+	180	1·5	30
	106a	Neygenan 2, (q)	14. 12. 1963	—	915	—	608	7·0	8·1+	186	1·3	26
	107	Neygenan 3, (q)	14. 12. 1963	21·2	1.050	*1.050*	623	6·5	9·0+	207	1·7	34
36	112	Zardeh, (s)	14. 12. 1963	19·2	1.180	*1.250*	826	7·0	9·6+	221	2·2	44
	125	Saltstream south of Neygenan	19. 12. 1963	—	4.246	*4.800*	3.231	7·0	49·5+	1.140	1·8	36
37	128	Eshqabad, (q)	20. 12. 1963	—	520	—	319	6·8	4·2+	97	1·4	28
	129	Moham-madabad, (q)	20. 12. 1963	—	800	—	445	6·5	6·6+	152	1·8	36
38	114	Hosseyna-bad, (q)	14. 12. 1963	12·6	4.570	6.540	3.426	7·0	49·6 ·	1.141	4·2	84
	127	Ahmadabad, (q)	19. 12. 1963	—	3.857	*4.440*	2.827	6·3	43·4+	1.005	2·0	40
39	120	Hajadabad, (q)	19. 12. 1963	23·0	2.137	3.035	1.484	6·5	20·0 ·	460	1·7	33
40	86	Esfak, (q)	5. 12. 1963	19·8	1.128	*1.300*	636	6·5	8·4+	193	2·3	46
	92	Yahiabad, (q)	5. 12. 1963	—	1.154	*1.350*	644	7·0	7·5+	172	2·4	48
	81	Sa'adabad, (q)	5. 12. 1963	—	722	—	502	7·0	6·7+	145	1·4	28
		4. Jolgeh										
41	60	Chah-e-Kavir, (q)	27. 10. 1966	24·8	4.152	4.665	2.769	9·0	39·5 ·	909	2·0	40
	61	Sechahyeh, (q)	27. 10. 1966	21·6	4.861	5.138	3.210	8·5	44·0 ·	1.012	1·6	32
42	55	Deh-e-Luk, (q)	27. 10. 1966	23·8	3.348	3.742	2.480	9·5	32·8 ·	754	1·9	38
43	54	Deh-e-Alk-hani, (q)	27. 10. 1966	—	1.972	2.010	1.302	9·0	15·5 ·	356	3·1	62
	53	Bushtaryeh, (q)	27. 10. 1966	24·0	1.700	1.884	1.139	8·5	13·65 ·	314	1·9	36
	174	Mianabad, (q)	8. 1. 1964	—	861	—	532	7·2	8·3+	191	0·5	10
44	172	Hudar, (q)	8. 1. 1964	—	780	—	395	7·0	5·8+	133	0·6	12
	173	Nazirabad, (q)	8. 1. 1964	21·2	1.385	1.550	909	7·3	15·0+	345	0·6	12
45	212	Vakilabad, (q)	31. 1. 1964	21·0	1.200	1.414	704	7·4	11·2+	258	0·3	6
46	213	Mahmudabad, (q)	31. 1. 1964	23·8	1.800	2.072	1.250	7·2	14·4+	331	2·9	58
47	51	Dastgardan, (q)	27. 10. 1966	23·8	935	—	604	8·5	6·12 ·	141	2·4	48
48	100	Manzuriyeh, (q)	8. 12. 1963	—	740	—	467	7·0	6·4+	147	1·3	26
49	42	Deh Khan 1, (q)	25. 10. 1966	19·0	780	—	542	8·0	5·2 ·	120	1·0	20
	43	Deh Khan 2, (q)	25. 10. 1966	—	786	—	550	8·5	5·2 ·	120	1·4	28
	41	Mahmadabad, (q)	25. 10. 1966	20·6	737	—	536	8·5	4·45 ·	102	1·9	36
50	35	Del-e-Kuh, (q)	25. 10. 1966	21·8	854	—	549	9·0	4·95 ·	114	2·2	44
51	40	Pashneh Darun, (q)	25. 10. 1966	—	737	—	569	9·5	5·85 ·	135	2·2	44

Mg		Alkalinity (CO_3)		Cl		SO_4		Cation sum	Anion sum	mval — %	Soda	
mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mval	Na/Ca/Mg—Alk/Cl/SO_4	mval	% of Alk.
0·1	1	3·8	114	3·9	137	2·3+	110	9·3 *	10·0 *	85/15/ 0 — 40/40/20	2·2	60 ▲
0·4	5	3·9	117	4·4	154	2·5+	120	9·8 *	10·8 *	83/13/ 4 — 40/45/15	2·2	60 ▲
0·3	3	3·4	102	5·3	186	1·9+	91	10·9 *	10·6 *	83/15/ 2 — 30/50/20	1·4	40
0·2	2	3·4	136	5·8	203	4·6+	221	11·9 *	13·8 *	84/15/ 1 — 25/45/30	1·0	30
1·7	20	3·8	114	33·1	1.158	16·1+	773	53·0 *	—	94/ 3/ 3 — 5/65/30	0·3	10
0·1	1	3·1	93	2·7	95	0·1+	5	5·7 *	5·9 *	75/25/ 0 — 55/45/ 0	1·6	50 ▲
0·0	—	3·7	111	3·6	126	0·4+	20	8·4 *	7·7 *	80/20/ 0 — 45/45/10	1·9	50 ▲
0·4	5	4·4	176	33·3	1.166	17·8 ·	854	54·2 *	50·6 +	90/ 9/ 1 — 10/60/30	—	—
0·6	7	4·2	126	28·6	1.001	13·8+	648	46·0 *	46·4 *	94/ 5/ 1 — 10/60/30	1·6	40
1·8	22	3·8	114	13·6	476	7·9 ·	379	23·5 +	25·3 +	85/ 7/ 8 — 15/60/25	0·3	10
1·0	12	4·0	120	5·8	203	1·3+	62	11·7 *	11·1 *	70/20/10 — 35/50/15	0·7	20
1·5	18	4·0	120	6·4	224	1·3+	62	11·4 *	11·7 *	65/20/15 — 35/55/10	0·1	5
0·8	9	3·7	111	3·7	130	1·6+	77	8·8 *	9·0 *	75/15/10 — 40/40/20	1·5	40
1·7	20	4·0	120	24·0	854	17·2 ·	826	43·2 +	45·2 +	90/ 5/ 5 — 10/50/40	0·3	7
4·0	48	5·0	150	26·0	926	21·7 ·	1.042	49·6 +	52·7 +	90/ 3/ 7 — 10/50/40	—	—
2·8	34	4·5	135	22·0	784	15·31 ·	735	37·5 +	41·81+	88/ 5/ 7 — 10/50/40	—	—
2·2	26	3·6	108	11·0	392	7·46 ·	358	20·8 +	22·06+	75/15/10 — 15/50/35	—	—
2·9	35	3·0	90·0	9·75	347·0	6·61 ·	317	18·45+	19·36+	75/10/15 — 15/50/35	—	—
0·4	5	3·7	111	4·5	157	1·2+	58	9·2 *	—	90/ 5/ 5 — 40/50/10	2·8	75 ▲
0·8	10	2·7	81	4·4	154	0·1+	5	7·2 *	—	80/10/10 — 40/59/ 1	1·3	50 ▲
0·1	1	5·4	162	8·0	280	2·3+	110	15·7 *	—	96/ 3/ 1 — 35/50/15	4·7	90 ▲
0·0	0	3·6	108	6·2	217	2·4+	115	11·5 *	12·2 *	97/ 3/ 0 — 30/50/20	3·3	90 ▲
1·2	15	2·1	63	11·5	403	7·9+	380	18·5 *	21·5 *	80/15/ 5 — 10/55/35	—	—
2·0	24	2·6	78	4·0	142	3·56 ·	171	9·72+	10·16+	55/25/20 — 25/40/35	—	—
0·5	6	3·1	93	3·8	133	1·3+	62	—	8·2 *	78/15/ 7 — 40/45/15	1·3	40
2·6	31	2·4	72	3·75	133·5	3·43 ·	165	8·8 +	9·58+	60/10/30 — 25/40/35	—	—
2·6	31	2·65	79·5	3·75	133·5	3·28 ·	157	9·20+	9·68+	55/15/30 — 25/40/35	—	—
2·4	29	2·75	82·5	3·50	125	3·35 ·	161	8·75+	9·60+	50/20/30 — 25/35/40	—	—
1·7	20	2·50	75·0	3·75	133·5	3·34 ·	160	8·85+	9·59+	55/25/20 — 25/40/35	—	—
1·4	17	2·25	67·5	3·50	125	3·75 ·	180	9·45+	9·50+	60/25/15 — 25/35/40	—	—

No. in the map	Sampling No.	Locality	Date	Temperature °C	Conductivity		Salinity mg/l	pH	Na		Ca	
					original	deluted			mval	mg/l	mval	mg/l
5. Derenjal Mountains												
52	211	Cheshmeh Kharmayu, (s)	28. 1. 1964	—	3.800	5.181	3.025	7·4	45·0 ·	1.035	1·4	28
	215	Chah-e-Baba Ali, (well)	31. 1. 1964	—	3.650	4.710	2.899	7·5	45·6 ·	1.049	1·4	28
	149	Cheshmeh Shorm 1, (s)	7. 1. 1964	14·6	3.700	*4.300*	2.817	7·4	44·2+	1.017	1·4	28
53	150	Cheshmeh Shorm 2, (s)	7. 1. 1964	20·0	3.935	5.135	3.178	7·6	49·5 ·	1.140	1·1	22
54	68a	Derenjal, (s) (before rainfall)	28. 11. 1963	—	2.026	*2.300*	1.566	7·5	24·5+	564	1·3	26
	68b	Derenjal, (s) (after rainfall)	8. 12. 1963	20·8	1.783	2.260	1.191	7·5	18·4 ·	437	1·0	20
55	67	Chah-e-Shur, (well)	27. 11. 1963	—	2.100	2.825	1.423	6·5	20·0 ·	460	2·4	48
56	226	Saltstream, SE-corner of the mountains	6. 2. 1964	8·6	30.000	47.100	24.900	7·5	365·0 ·	8.400	10·6	212
57a	143	Cheshmeh Chekab, (s)	4. 1. 1964	13·4	1.060	—	587	7·8	9·2 ·	212	0·9	18
57b	148	Chah-e-Gerdu, (well)	4. 1. 1964	6·8	3.050	*3.300*	2.173	—	34·1+	784	1·1	22
6. Pirhajat Mountains												
		a. Pirhajat — west										
58	216	Cheshmeh Gowmar, (s)	5. 2. 1964	24·5	9.250	11.780	7.609	7·2	108·0 ·	2.793	9·0	180
59	221	Chesmeh Talkhab, (s)	5. 2. 1964	23·2	5.650	8.000	4.571	7·4	61·5 ·	1.415	4·8	96
60	180	Abdolabad, (s)	25. 1. 1964	23·4	1.940	2.450	1.312	7·6	19·2 ·	442	1·3	26
61	197	Pirhajat, main spring	25. 1. 1964	25·5	1.450	1.774	987	7·3	15·1 ·	347	1·4	28
	191	Pirhajat — Mesra'ah, (s)	25. 1. 1964	25·2	1.500	1.884	1.027	7·3	15·7 ·	361	1·6	32
	199	Pirhajat — Mesra'ah Mill-spring	25. 1. 1964	25·2	1.400	1.700	1.026	7·5	14·9 ·	343	1·9	38
62	182	Bistun 1, (s)	23. 1. 1964	22·4	996	—	698	7·3	11·2 ·	258	1·3	26
	186	Bistun, (q)	23. 1. 1964	10·2	926	—	664	7·6	11·0 ·	253	1·1	22
	188	Bistun 2, (s)	23. 1. 1964	21·8	845	—	642	7·5	10·9 ·	250	1·3	26
	201	Spring south of Bistun	23. 1. 1964	—	810	—	518	7·4	6·3 ·	145	1·4	28
		b. Pirhajat — east										
63	202	Cheshmeh Dahaneh Mambar, (s)	26. 1. 1964	22·5	3.950	5.135	3.047	7·6	48·1 ·	1.106	0·8	16
64	151	Kalshaneh, (s)	6. 1. 1964	22·2	1.240	1.500	753	7·5	11·4 ·	262	1·4	28
65	131	Spring west of Chah-e-Sorb	23. 12. 1963	—	1.977	*2.400*	1.380	7·2	21·8+	501	0·7	14
	130	Well west of Chah-e-Sorb	23. 12. 1963	—	2.856	*4.000*	1.774	7·2	27·9+	644	1·2	24

Mg		Alkalinity (CO_3)		Cl		SO_4		Cation sum	Anion sum	mval — %	Soda	
mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mval	Na/Ca/Mg—Alk/Cl/SO_4	mval	% of Alk.
0·8	10	6·0	180	17·7	620	24·0 ·	1.152	47·2 +	47·7 +	95/ 3/ 2 — 10/40/50	3·8	65 ▲
0·4	5	6·0	180	17·0	595	21·7 ·	1.042	47·4 +	44·7 +	96/ 3/ 1 — 10/40/50	4·2	70 ▲
0·7	9	6·3	189	26·6	931	13·4+	643	46·3 *	—	95/ 3/ 2 — 15/55/30	4·2	65 ▲
0·8	10	6·7	201	28·8	1.008	16·6 ·	797	51·5 *	52·1 +	95/ 3/ 2 — 15/55/30	4·8	70 ▲
0·3	4	5·8	174	13·6	476	6·7+	322	28·0 *	24·2 *	94/ 5/ 1 — 25/50/25	4·2	75 ▲
0·2	2	5·2	156	10·6	371	4·5 ·	206	19·6 +	20·3 +	94/ 5/ 1 — 25/50/25	4·0	80 ▲
1·0	12	2·6	78	11·2	392	11·1 ·	433	23·4 +	24·9 +	85/10/ 5 — 10/45/45	—	—
6·0	72	5·6	168	300·0	10.500	115·4 ·	5.550	382·0 +	441·0 +	95/ 3/ 2 — 0/75/25	—	—
0·8	10	3·2	96	4·4	154	4·1 ·	197	10·9 +	11·7 +	85/10/ 5 — 25/40/35	1·5	50 ▲
0·1	1	7·1	213	15·4	539	12·8+	614	—	35·3 *	97/ 3/ 0 — 20/45/35	5·9	85 ▲
4·0	48	4·0	120	93·4	3.270	24·8 ·	1.200	121+	122+	90/ 7/ 3 — 5/75/20	—	—
3·0	36	4·0	120	51·4	1.800	23·0 ·	1.104	69·3 +	78·4 +	90/ 7/ 3 — 5/75/20	—	—
0·8	10	4·4	132	13·2	462	4·9 ·	240	21·3 +	22·5 +	85/10/ 5 — 20/60/20	2·3	50 ▲
0·9	11	4·4	126	10·5	368	2·4 ·	107	17·4 +	17·1 +	85/10/ 5 — 25/60/15	2·1	50 ▲
0·7	9	3·8	114	10·6	371	2·9 ·	140	18·0 +	17·3 +	85/10/ 5 — 25/60/15	1·5	40
0·5	6	3·9	117	10·5	368	3·2 ·	154	17·3 +	17·6 +	85/10/ 5 — 25/60/15	1·5	35
0·9	11	4·2	126	5·7	200	1·6 ·	77	13·4 +	10·5 +	85/10/ 5 — 30/50/20	2·0	50 ▲
0·8	10	3·8	114	5·5	193	1·5 ·	72	12·9 +	10·8 +	85/10/ 5 — 30/50/20	1·9	50 ▲
0·7	9	3·9	117	5·2	183	1.2 ·	58	12·9 +	10·3 +	85/10/ 5 — 30/50/20	1·9	50 ▲
1·0	12	4·1	123	4·5	157	1.1 ·	53	8·7 +	9·7 +	75/15/10 — 40/45/15	1·7	40
0·4	5	10·4	312	28·1	984	13·0 ·	624	49·3 +	51·5 +	97/ 2/ 1 — 20/55/25	9·2	88 ▲
0·7	9	3·8	114	7·4	259	2·2 ·	106	13·5 +	13·4 +	85/10/ 5 — 30/55/15	1·7	45
0·7	9	6·0	180	11·1	388	6·1	288	24·0 *	22·4 *	95/ 3/ 2 — 20/55/25	4·6	75 ▲
0·5	6	6·0	180	16·4	574	7·2	346	30·4 *	28·8 *	95/ 3/ 2 — 20/55/25	4·3	70 ▲

No. in the map	Sampling No.	Locality	Date	Temperature °C	Conductivity		Salinity mg/l	pH	Na		Ca	
					original	deluted			mval	mg/l	mval	mg/l
66	—	Chah-e-Sorb, shaft 2	10. 1. 1964	21·6	3.150	4.435	2.096	7·4	30·0 ·	690	3·6	72
	—	Chah-e-Sorb, drinking water	5. 1. 1964	—	1.100	*1.200*	667	7·5	10·0+	230	1·4	28
7. Shirgesht Region												
67	138	Abbasabad, (q)	28. 11. 1963	12·8	6.553	*8.000*	5.393	6·5	80·5+	1.852	5·1	102
68	63	Shirgesht, (s)	26. 11. 1963	22·6	2.428	3.500	1.869	6·5	28·1 ·	646	2·8	56
	74	Qanat east Shirgesht	29. 11. 1963	—	1.883	*2.050*	1.255	7·0	17·3+	398	0·6	12
	136	Well east Shirgesht	26. 12. 1963	—	1.148	1.200	742	7·0	9·4+	216	1·3	26
69	49	Kal-e-Gaz, saltstream	26. 10. 1966	21·4	22.480	37.400	20.014	9·0	285 ·	6.555	23·2	464
71	52	Deh Now, (q)	25. 11. 1963	21·4	525	—	386	7	5·0+	115	1·3	26
72	00	Deh Mohammad, (q)	23. 11. 1963	21·8	515	—	387	7	4·7+	108	1·4	28
	39	Amirabad, (q)	23. 11. 1963	21·2	550	—	424	7	5·5 ·	127	0·8	16
73	28	Malvand, (q)	22. 11. 1963	22·6	367	—	245	7	2·8+	67	1·0	20
8. Shotori Range												
74	62	Sardar Valley hot spring at Tang-e-Abbasi	29. 10. 1966	33·8	966	—	726	9·0	6·8 ·	156	3·4	68
75	68	Sardar River at Tang-e-Abbasi	29. 10. 1966	20·4	710	—	503	9·0	3·41 ·	78	3·4	68
	75	Sardar Valley, sidestream near Niaz	31. 10. 1966	17·6	836	—	622	9·0	4·9 ·	113	2·1	42
9. Rain and Sang-ab												
76	77	Rain, 0—12 h	3. 12. 1963	—	268	—	167	6·0	1·9+	44	0·6	12
	79	Rain, 12—24 h	3. 12. 1963	—	71	—	91	5·5	1·2+	28	0·3	6
	80	heavy rain, 24—36 h	4. 12. 1963	—	18	—	24	5·0	0·2 ·	5	0·08	2
	69	Sang-ab I, Kuh-e-Talkhow	29. 11. 1963	8·6	486	—	321	7·0	3·3+	76	1·8	36
77	72	Sang-ab II, Kuh-e-Talkhow	29. 11. 1963	7·6	430	—	274	7·0	2·4+	55	1·7	34
	73	Sang-ab III, Kuh-e-Talkhow	29. 11. 1963	—	422	—	270	7·0	2·9+	68	1·2	24
	75	Sang-ab IV, Kuh-e-Talkhow	29. 11. 1963	—	494	—	303	7·0	3·0+	69	1·6	32
	94	Sang-ab V, SW Malvand (after rain)	6. 12. 1963	—	25	—	102	6·5	0·6+	14	0·7	15

Mg		Alkalinity (CO_3)		Cl		SO_4		Cation sum	Anion sum	mval — %	Soda	
mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mg/l	mval	mval	Na/Ca/Mg—Alk/Cl/SO_4	mval	% of Alk.
1·4	17	2·7	81	25·7	900	6·9 ·	366	35·0 +	35·3 +	85/10/ 5 — 5/75/20	—	—
0·2	2	3·5	105	5·9	206	2·0+	96	11·1 *	11·8 *	85/10/ 5 — 30/50/20	1·9	55 ▲
2·4	29	3·8	114	57·0	2.000	27·0+	1.296	88·0 *	87·8 *	91/ 6/ 3 — 5/65/30	—	—
0·6	7	3·8	114	19·5	662	8·0 ·	384	30·6 +	31·3 +	91/ 7/ 2 — 10/65/25	0·4	10
3·3	40	5·1	153	14·8	518	2·8+	134	21·2 *	22·7 *	82/ 3/15 — 25/65/10	1·2	20
2·7	33	4·4	132	7·5	263	1·5+	72	—	13·4 *	70/10/20 — 35/55/10	0·4	10
28·8	346	3·3	99	263·—	9.363	66·4 ·	3.187	337·0 +	332·7 +	85/ 7/ 8 — 10/70/20	—	—
0·2	3	3·4	102	2·6	91	1·0+	48	6·5 *	7·0 *	75/20/ 5 — 50/35/15	1·9	35
0·2	2	3·6	108	3·2	112	0·3	7	6·3 *	7·1 *	74/22/ 4 — 51/45/ 4	2·0	60 ▲
1·0	12	2·6	78	3·4	119	1·5 ·	72	7·3 +	7·5 +	75/10/15 — 35/45/20	0·8	30
0·4	5	3·0	90	1·8	63	tr.	—	4·2 *	4·8 *	67/23/10 — 62/38/ 0	1·6	50 ▲
1·4	17	2·2	66·0	4·75	169	5·21 ·	250	11·6 +	12·16+	58/30/12 — 20/35/45	—	—
1·7	20	2·85	85·5	2·75	98	3·18 ·	153	8·5 +	8·78+	40/40/20 — 30/30/40	—	—
3·3	40	3·20	96·0	3·0	107	4·67 ·	224	10·3 +	10·87+	50/20/30 — 30/30/40	—	—
0·6	7	1·6	48	1·5	53	0·0	—	—	3·1	60/20/20 — 55/45/ 0	0·4	25
0·2	2	1·0	30	0·7	25	0·0	—	—	1·7	70/20/10 — 60/40/ 0	0·5	50 ▲
0·0	—	0·3	10	0·2	7	0·0	—	0·3	0·5	85/15/ 0 — 60/40/ 0	0·2	65 ▲
0·1	1	2·9	87	1·8	63	1·2+	58	5·2 *	5·9 *	60/35/ 5 — 55/35/10	1·0	35
0·2	2	2·0	60	1·6	56	1·4+	67	4·3 *	5·0 *	60/35/ 5 — 45/35/20	0·1	5
0·6	7	2·1	63	1·7	60	1·0+	48	4·7 *	4·8 *	60/25/15 — 45/35/20	0·3	15
0·8	10	2·1	63	2·6	91	0·9+	38	5·4 *	5·6 *	55/30/15 — 35/45/20	—	—
0·1	1	1·8	54	0·5	18	0·0	—	1·5 *	1·9 *	40/50/10 — 80/20/ 0	1·0	55 ▲

Salt streams and rivers — not considered for the purpose of this paper, but included in Plate I — undergo a considerable concentration due to evaporation and reach salinities of 400—1500 mval/l (approximately three times the concentration of sea-water) *).

It has already been mentioned that the discharge of natural springs is generally much lower than that of qanats; conversely, the concentration of springs is usually higher than that of qanats rising from the same area. Springs are also much more influenced by precipitation than qanats, even if the change of water flow in the former is invisible and not measurable. We analysed the same small spring (Pl. I, 5., No. 68 a and b) a few days before and after a rainfall of 10—15 *mm.* and found a dilution of about one fifth of its original salinity, whereas the qanat water of a near-by village did not change at all. Repeated analyses from the same locality made at different times showed greater differences in the results for springs than for qanats (see Plate I). Even apart from this fact, the concentration of springs varies on a very broad scale, depending in a higher degree on the local geological situation, than that of qanats (cf. Chapter IV).

With regard to ionic composition all the springs and qanats of the Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh region belong to a mixed chloride-sulphate type. All transitions from about 75 mval% chloride to the same amount of sulphate occur; if the fraction of the respective anion exceeded 50% of the anion sum we denoted the water as a chloride or a sulphate type, respectively.

Carbonate is always present, but in very small amounts; alkalinity values (including also other weak acids) exceeding 10 mval/l are very rare. Carbonate thus never constitutes the prevalent anion in waters of high concentration. This is a remarkable fact in comparison with the salt waters of other closed basins, and even with waters of other parts of the Iranian highlands (LÖFFLER, 1961). As we have seen, a small fraction of alkali carbonate is found in rain-water and sometimes in sang-ab; it is also present in most qanats of low salinity. For this reason, we considered only those waters to be genuine soda springs which had an excess alkalinity of 100% or more over their content of alkaline earths. The distribution of soda springs is dealt with in Chapter IV, 2 d.

The great variety in the chemical composition of springs and qanats in the report area, shown in Plates I and II, may have two different causes:

a) purely chemical processes, depending on increasing concentration only, or
b) the availability of soluble substances as the water makes its way from the atmosphere through rock and soil to the spring.

For the purpose of our paper it is essential to distinguish between the effects of these two factors.

Fig. 7 represents the relative cationic composition of the waters analysed, showing the three anionic types in triangular coordinate diagrams. The corner of each plot stands for 100% Na, Ca, Mg, respectively and the base-line opposite each corner for 0% of the respective cation; the 50% line is indicated. The samples are also grouped according to their concentration, the scale being different for the three different anionic types, thus allowing for the greater variation with chloride waters than with sulphate and intermediate waters. The diagrams show very clearly the relative increase of sodium with increasing concentration (indicated by an arrow) as far as chloride and intermediate waters are concerned; the same trend can be observed, though less obviously, with waters of the sulphate type. Samples containing soda (indicated by a

*) The average ionic composition of our concentrated springs, however, was 95 Na/3 Ca/2 Mg — 0 CO_3/75 Cl/25 SO_4 mval% against 80 Na/3 Ca/17 Mg — 0 CO_3/90 Cl/10 SO_4 mval% for average sea-water.

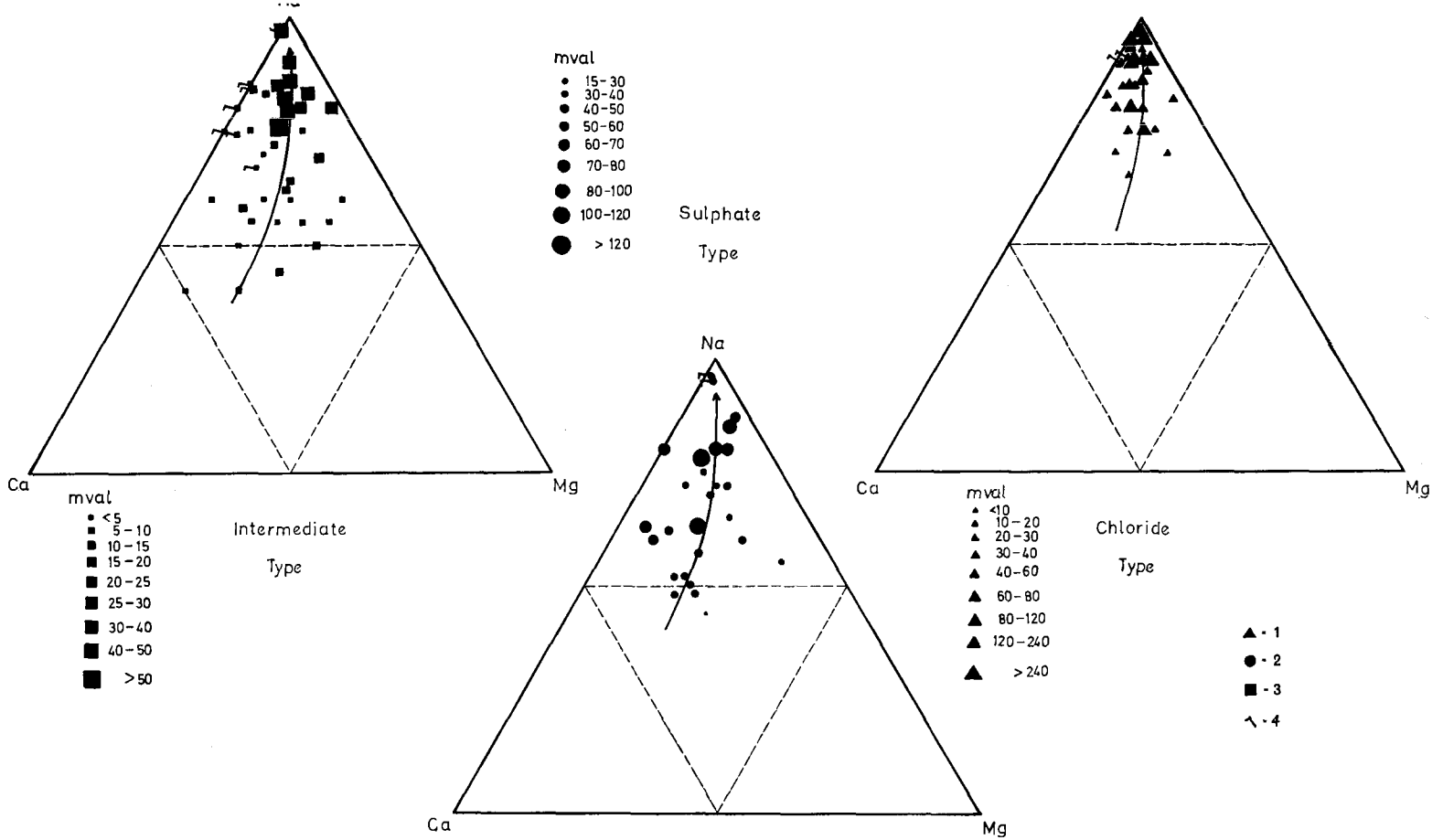


Fig. 7: Triangular coordinate diagrams of the cationic composition of waters in the report area. Samples grouped according to their concentration, the scale being different for the three anionic types. 1 = chloride, 2 = sulphate, 3 = intermediate type, 4 = waters containing soda. Arrows indicate the trend of increasing concentration.

Kationenzusammensetzung der Gewässer im Untersuchungsgebiet, dargestellt in Dreieckskoordinaten-Diagrammen. Die Proben sind in je 9 Konzentrationsstufen zusammengefaßt, der Konzentrationsbereich ist für 3 Anionen-Typen verschieden. 1 = Chlorid-, 2 = Sulfat-, 3 = Intermediärtypus; 4 = Gewässer mit Sodagehalt; Pfeile zeigen die Tendenz bei zunehmender Konzentration an.

tick) attain a high percentage of sodium at a lower concentration than those without soda, somewhat disturbing the general aspect of Na-increase with rising salinity. We found no difference in this trend between various localities within the area, although the mean concentration differs a great deal between different aquifers (cf. Chapter IV).

The general trend proceeds to an end-point of about 95 Na/3—5 Ca/tr.—2 Mg mval%. It is a striking fact that the final ratio of sodium is much higher in our samples than even in sea-water: the increase goes on at the cost of magnesium, which almost disappears in the end. This lack of magnesium is particularly important as inland salt waters are known to contain generally more magnesium than sea-water. The big Iranian salt lakes, for example, show a great amount of magnesium: Lake Resajeh (Urmia) 30, Lake Hamun 30, Lake Famur 40 mval% (according to LÖFFLER, 1961); the Caspian has about 30 mval% Mg.

On the other hand, ENGELHARDT (1960) analysed interstitial water of various geological formations and found in Triassic dolomite 70/25/5, in Cretaceous sandstone 75/20/5, in Liassic sandstone 85/10/5 mval% for Na, Ca, Mg, respectively, a ratio to which the cationic composition of springs and qanats in the report area has a closer resemblance than to surface salt water in Iran, in spite of the fact that those formation waters are about 100 times more concentrated. If one considers chiefly the cationic composition, this would suggest that the salt content of the springs and qanats is influenced more by chemical processes taking place within the rocks than by those which determine concentrating surface waters.

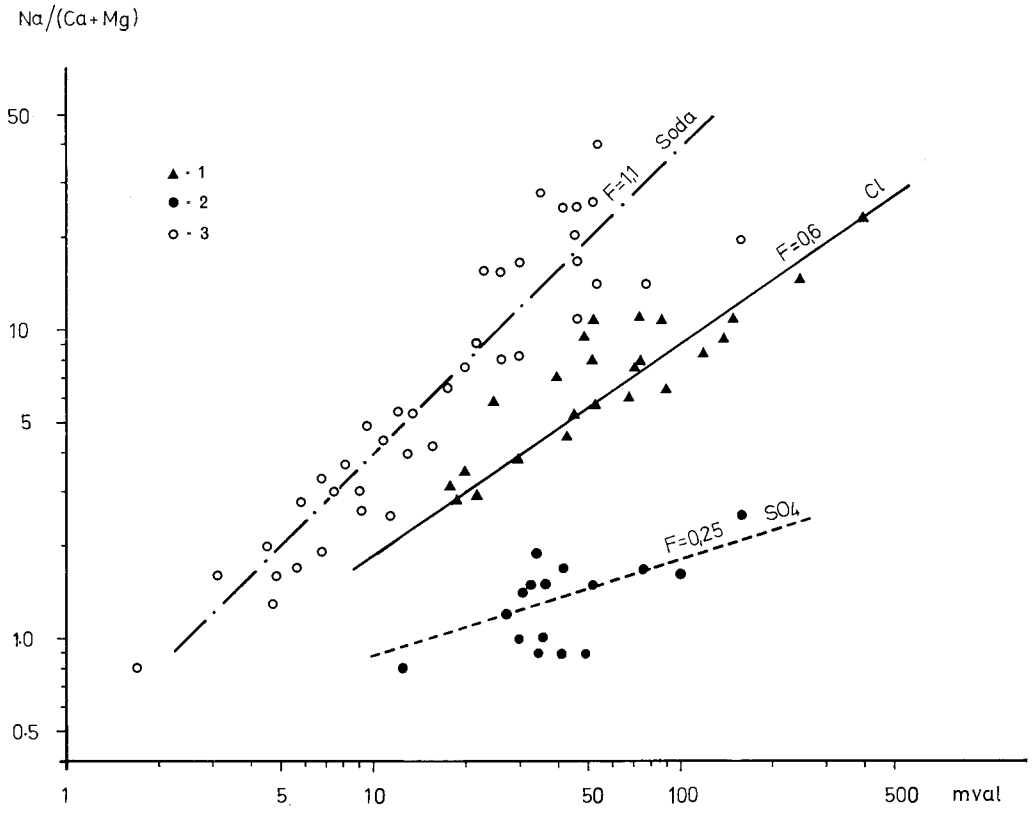


Fig. 8: The relative increase of sodium with rising concentration in waters of the report area. 1 = chloride type; 2 = sulphate type; 3 = waters containing soda.

Relative Natrium-Zunahme mit steigender Konzentration in Gewässern des Untersuchungsgebietes. 1 = Chlorid-, 2 = Sulfattypus; 3 = Gewässer mit Sodagehalt.

Although the trend of sodium increase with rising salinity is general, the intensity of the process is not the same with different anionic types of water. To demonstrate this fact the ratio alkali: alkaline earths is plotted against concentration (as mval-sum/litre) in Fig. 8. The steepest relative sodium increase is found in springs containing soda; the average increase factor, calculated from all available data is 1.1. Next follow the chloride springs with a factor of 0.6, and in waters where the prevalent anion is sulphate the relative Na-ratio increases only at the rate of 0.25. The deviation of the individual values from the calculated average is, however, considerable in each group.

The same graphic representation as in Fig. 7 is used in Fig. 9 for the relative anionic composition. Here, however, the trend of change with rising concentration (again indicated by arrows) is not uniform as it is with the cations: two distinct ways leading to typical chloride or sulphate waters, respectively are clearly apparent, in spite of the existence of intermediate types. In general, springs containing soda belong to the intermediate type, because of their comparatively high ratio of alkalinity, and do not exceed a salinity of 40 mval/l. There exist, however, quite a few chloride waters which show a surplus of alkalinity over alkaline earths, and this type may reach a salinity of 50—80 mval/l. In sulphate waters no soda occurs, except for a few springs with an SO_4-ratio of only 50% and a low salinity. The distribution of waters of the chloride and sulphate type within the report area is correlated to geological features (cf. Chapter IV).

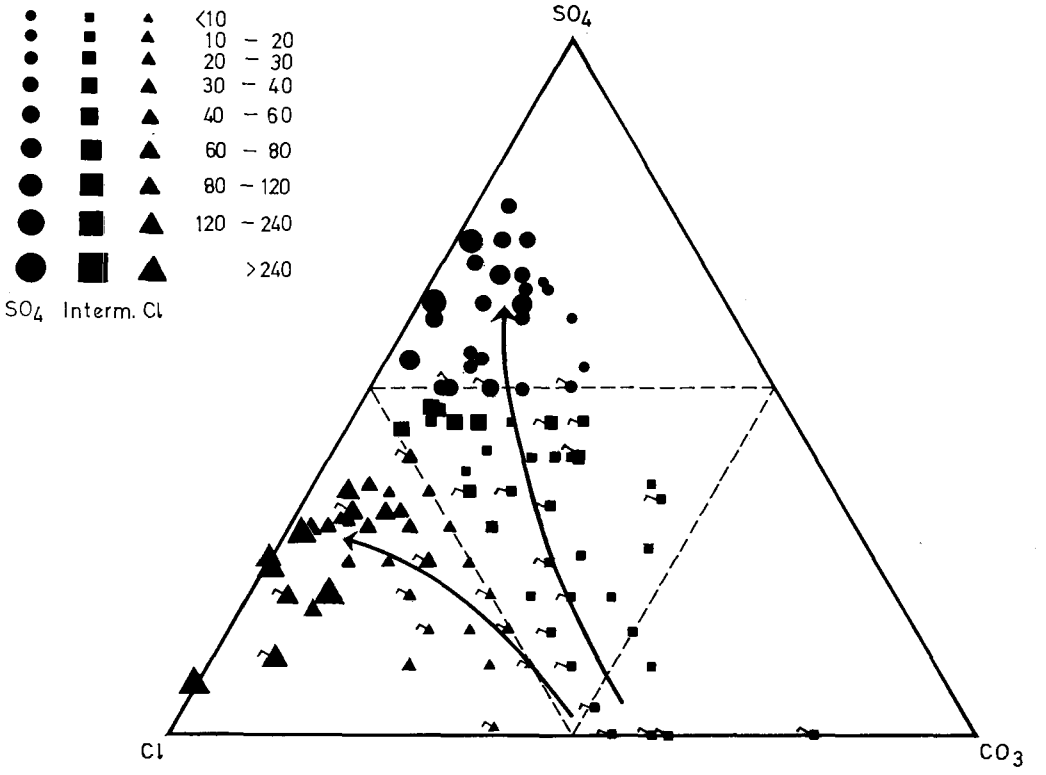


Fig. 9: Triangular coordinate diagram of the anionic composition of waters in the report area, arranged on the same scale for the three types. Symbols as in Fig. 7.

Anionenzusammensetzung der Gewässer im Untersuchungsgebiet, dargestellt im Dreiecks-koordinaten-Diagramm auf einheitlicher Skala für alle drei Anionentypen. Zeichen wie in Fig. 7.

The relative decrease of carbonate with rising concentration, however, is general. Considering what we found about the chemical composition of precipitation water, one cannot expect even the qanats with a very low salinity (5—8 mval/l) to have much more than 50% CO_3, and since alkalinity does not rise with concentration (cf. Plate I) the relative decrease is very rapid. For the chloride type the end-point seems to be at a relative anionic composition of 0 CO_3/70—75 Cl/25—30 SO_4 mval%, which corresponds well to other Iranian endorheic waters (Lake Resajeh 0/60/40, Lake Hamun 0/68/32, Caspian 1/70/29 mval% for CO_3, Cl, SO_4, respectively). Waters resembling the sulphate type in the report area with an average anionic composition of 5/25/70 mval% are reported elsewhere chiefly from Tibet (HUTCHINSON, 1937 b).

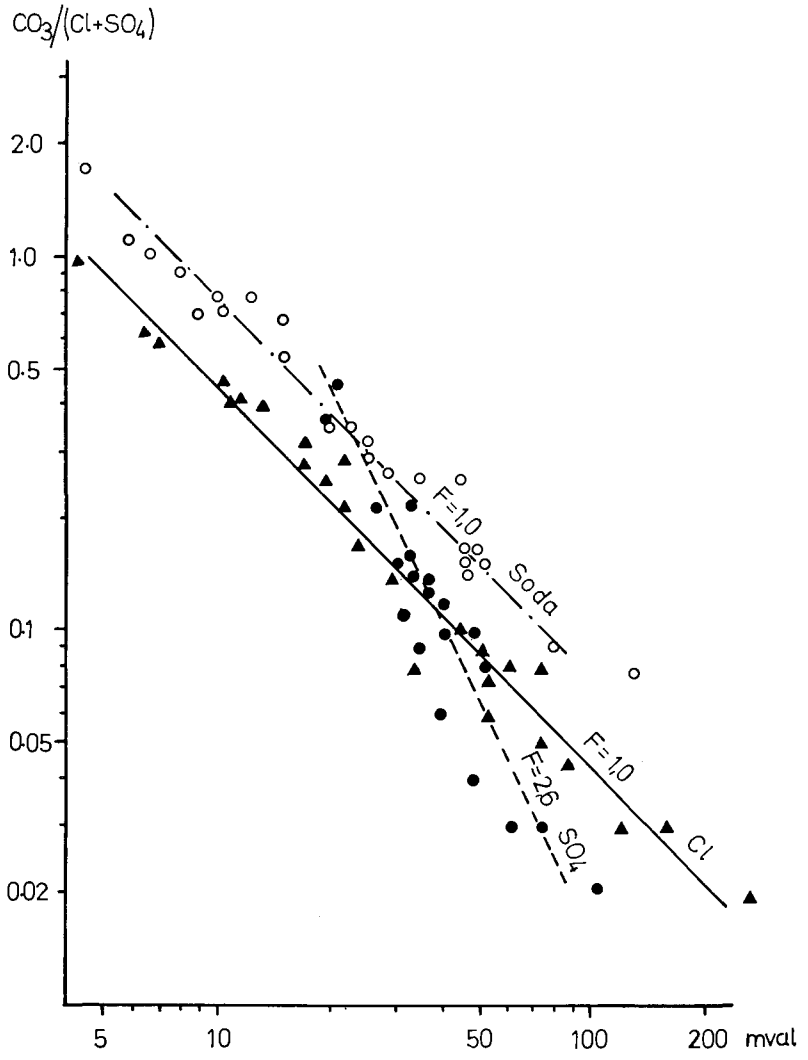


Fig. 10: The relative decrease of carbonate with rising concentration in waters of the report area. Symbols as in Fig. 8.

Relative Karbonatabnahme mit steigender Konzentration in Gewässern des Untersuchungsgebietes. Zeichen wie in Fig. 8.

There is no correlation to the anionic composition of ENGELHARDT' interstitial formation waters, all of which have 99—100% Cl. According to the solubility of various salts in water (Fig. 6) the general trend of changes in relative ionic composition with rising concentration would be from carbonate to sulphate to chloride, and from calcium to magnesium to sodium. The interstitial formation waters (with salinities between 2000 and 6000 mval/l) represent the final stage of this trend. The most concentrated springs in the report area (120—260 mval/l) reach this stage on the cationic, but not on the anionic side. A hint as to how the process continues is, however, provided by a salt river of the area (Plate I, 1 a, Nos. 8 and 12), where the anionic composition attains a ratio of 0.2 CO_3/93 Cl/7 SO_4 (at a salinity of 1450 mval/l).

The relative decrease of carbonate for chloride and sulphate springs and for springs containing soda is shown in Fig. 10 in an analoguous presentation to Fig. 8: the ratio $CO_3/(Cl+SO_4)$ is plotted against the mval-sum. The decrease is most pronounced in sulphate waters, the average decrease factor being 2.6. Both chloride and soda springs show the same decrease with an average factor of 1.0; the ratio $CO_3/(Cl+SO_4)$, however, is about twice as high in springs containing soda.

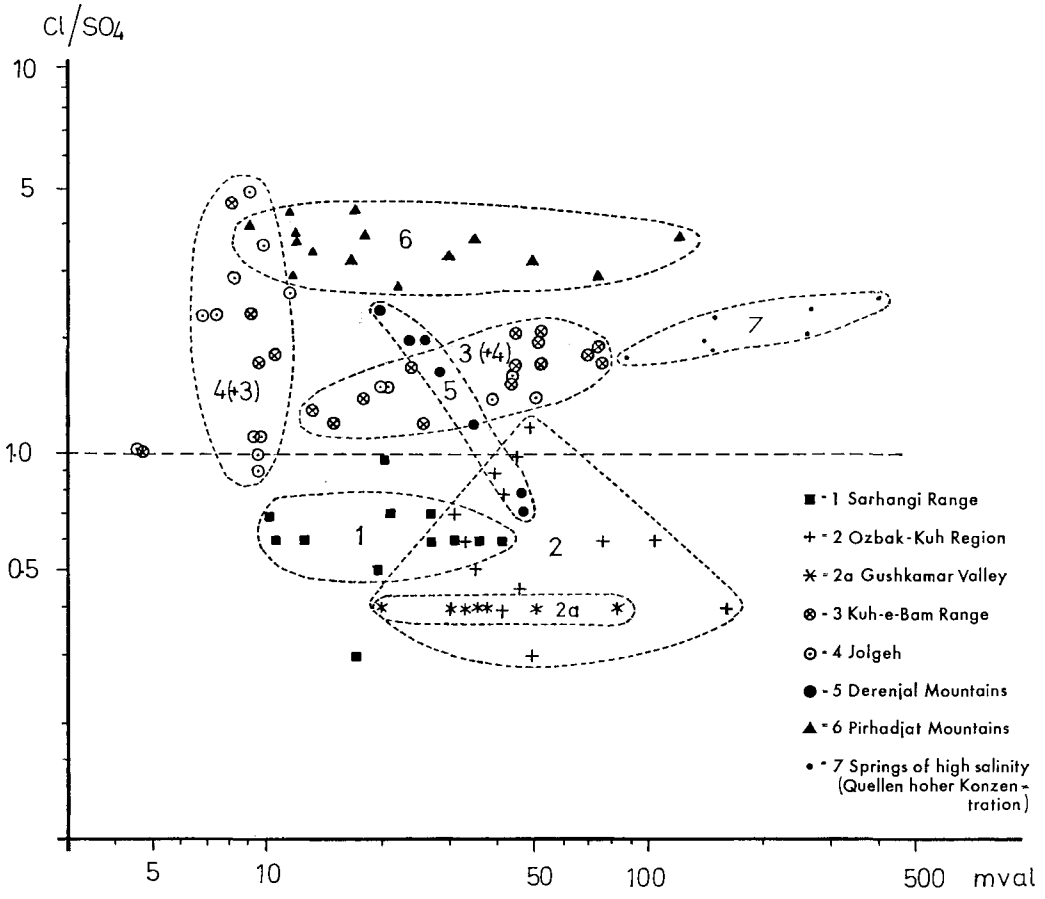


Fig. 11: Correlation between the ratio chloride to sulphate (Cl: SO_4), concentration (mval/l) and geographical location of springs and qanats in the report area. For explanation see text.

Zusammenhang zwischen dem Chlorid-Sulfat-Verhältnis (Cl: SO_4), der Konzentration (mval/l) und der geographischen Lage von Quellen und Qanaten im Untersuchungsgebiet. Die Zahlen beziehen sich auf Gruppen in Pl. I. Erklärung im Text.

Finally, we found no correlation between concentration and the ratio chloride: sulphate (Fig. 11); taken as a whole, the individual values form a cloud without any distinct general trend. Another fact is, however, noticeable: the different geographical groups in which we arranged the chemical data in Plate I can be detected more or less clearly in this presentation. In other words, springs of the various mountain ranges show characteristic Cl/SO_4-ratios as well as characteristic ranges of salinity.

The best-defined group comprises the springs of the westernmost mountain range of Pirhajat (Pl. I, Group 6), all of which have a Cl/SO_4-ratio of $\sim$3.0—4.0 in spite of a wide range of salinity.

Most of the springs of the Sarhangi Mountains (Pl. I, Group 1) also have a characteristic Cl/SO_4-ratio of $\sim$0.6—0.7 and a salinity ranging from $\sim$10—50 mval/l; there are, however, exceptions due to local edaphic conditions (cf. Chapter IV, 1 and 2 a). The springs of the Ozbak-kuh Mountains (Group 2) show considerable diversity, but nearly all of them have a Cl/SO_4-ratio lower than 1.0; within this group the springs of the Gushkamar Valley (cf. Chapter IV, 2 a) are strikingly uniform.

Group 4 includes qanats of the settlement of Jolgeh and of its aquifer (cf. Chapter IV, 1). This group is characterized by a low salinity and a variable Cl/SO_4-ratio ranging from $\sim$1.0—5.0. Several springs and short qanats of the Kuh-e-Bam Ridge (Group 3) coincide with Group 4.

In the group of Kuh-e-Bam (Pl. I, Group 3) comprising springs and qanats of $\sim$10—80 mval/l salinity there is a slight increase of the Cl/SO_4-ratio with rising concentration (factor $\sim$0.15). The same trend can be seen with salt springs of high concentration originating on geological faults; all of them lie in a close group on the plot, independent of their geographical location. The only group where the Cl/SO_4-ratio decreases with rising salinity is that of the Derenjal Mountains (Pl. I, Group 5); local conditions (Gypsum beds) probably affect the two most concentrated springs of this group. The most obvious feature common to all springs of this group, however, is their soda content (cf. Chapter IV, 2 d).

The bearing of geology on waters of the report area will be discussed in detail in the following chapter.

IV. Hydrogeology

In the preceding chapter we have tried to point out that concentration as such has a specific influence on the chemical composition of natural waters in the report area. But in addition, the geological pattern of the area is of great importance for the composition of natural waters — as the diagram in Fig. 11 suggests.

To show this influence we have plotted the ionic composition of as many waters as technically possible on a simplified geological map (Plate II). For this graphic presentation we used the ionic diagrams introduced into limno-chemistry by MAUCHA (1932), though slightly modified for our special purpose. Since we analysed three major cationic and three major anionic constituents only, we constructed a polygon of six equal sectors representing the three cations on the right, and the three anions on the left side. The length of each sector is proportional to the equivalent percentage of the respective ion. This diagram gives at a glance an impression of the relative ionic composition of the water in question. Fig. 12 explains the basic idea of these diagrams.

The salinity (concentration) given in millival/litre (mval/l) is indicated with each diagram. To show this more clearly we have divided the waters into six groups according to their salinity. Group 1 (under 10 mval/l) comprises good drinking waters, Group 2 (10—15 mval/l) waters of medium quality. At a salinity of about 15 mval/l the general biological aspect of the waters changes from that of a fresh water to that of a salt water. Waters belonging to Group 3 (15—30 mval/l) are still used for man, animals and fields, while waters of Group 4 (30—60 mval/l) are very poor waters used — with a few exceptions — for animals and for watering date-palms only. Waters of Group 5 (60—120 mval/l) are, in general, salt waters unusable for any purpose. Finally, Group 6 (over 120 mval/l) comprises waters which have a salinity up to 400 mval/l.

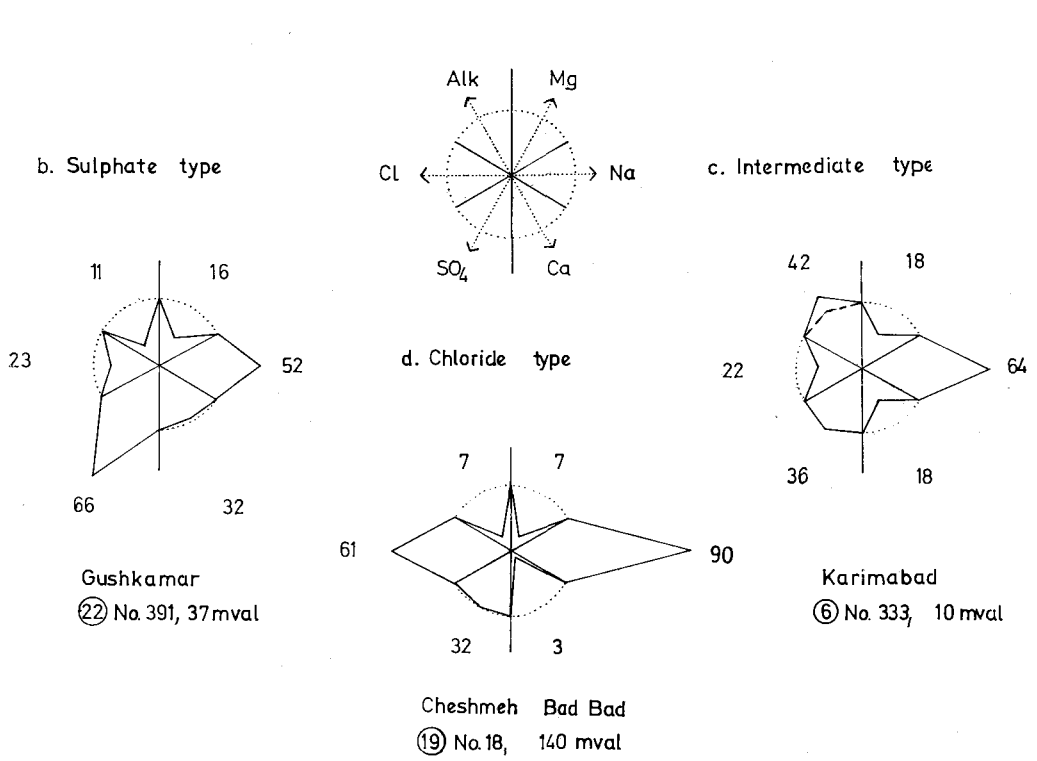


Fig. 12: Asteroid diagrams (modified after Maucha 1932) representing major ionic composition in equivalent-%.
a: Order of ions; the radius of the circle represents within each sector 33 mval-% of the respective ion.
b, c, d: examples of the main types of anionic composition, occuring in the report area; the respective percentage is plotted on the line bisecting each field, values above 33% lying outside, those below 33% lying within the circle; the broken line in the alkalinity sector in fig. c indicates the amount of soda [Alk. — (Ca+Mg)].
Numbers in circle refer to numbers of samples shown in the map (Plate II).

Sterndiagramme (verändert nach Maucha 1932) zur Darstellung des Verhältnisses der Hauptionen in Aequivalent-%.
a: Anordnung der Ionenfelder; der Radius des Kreises gibt in jedem Sektor 33% des betreffenden Ions an.
b, c, d: Beispiele der Haupttypen von Anionen-Zusammensetzung, die im Untersuchungsgebiet auftreten; auf der Mittellinie jedes Feldes sind die betreffenden Aequivalent-% vom Kreismittelpunkt aus aufgetragen, Werte über 33% liegen außerhalb, solche unter 33% innerhalb des Kreises; die gestrichelte Linie im Alkalinität-Sektor Fig. c gibt die Menge Soda an [Alk — (Ca+Mg)].
Die Nummern im Kreis entsprechen der Proben-Numerierung in der Karte (Plate II).

As we have no reliable figures concerning the quantity of water discharged from qanats and springs, we have shown on the map the size of watered and cultivated areas around the villages, corresponding approximately to the amount of water available and usable for agriculture (waters of Groups 1—3).

For hydrogeological purposes we classify the waters of the report area as follows:

1. Waters of Low Salinity (below 15 mval/l)

2. Waters of Higher Salinity
   (a) Sulphate Waters
   (b) Intermediate Sulphate-Chloride Waters
   (c) Chloride Waters
   (d) Waters Containing Soda

1. Waters of Low Salinity

The larger areas of cultivated land lie around the Shotori Range, on both sides of Kuh-e-Bam, at Pirhajat and in Jolgeh. Compared with these, all other parts of the area are very poor in water and especially poor in water of low salinity.

This is due to geological reasons because thick masses of dolomite and limestone occur in the Shotori—Kuh-e-Bam Range and in the southern part of the Pirhajat Mountains. In such limestone and dolomite masses rain-water can percolate quickly enough not to run off on the surface of the rocks. The water is stored there in fissures and internal cavities and may be transported over long distances within the limestone and dolomite bodies (e.g. along faults) until it either emerges into the open or discharges into the gravel fans of the dasht. Consequently, springs may occur at the foot of mountains built up of limestone or dolomite yielding a considerable amount of water. However, the bulk of this water feeds aquifers in the gravel fans of the dasht.

This is the case all around the Shotori Range. The qanats north and south of Tabas, those of Boshruyeh and of the villages at the northern end of the Shotori Range get the water from the Permo-Triassic Tabas Group (well-bedded limestone and dolomite) and from the Upper Jurassic Esfandiar Limestone (massive algal limestone), which, taken together, make up a large part of that range. Virtually, also the bulk of the water which supplies the villages of Jolgeh comes from the Shotori Range (cf. below).

Tabas itself is supplied with water by the Sardar River, which rises in the Shotori Range. Unfortunately, we have no analyses of waters discharged by qanats of the Tabas Basin, nor any from the Boshruyeh region; but the analysis of the Sardar water (No. [75])[1]), that of a hot spring located in the Sardar Valley, and those of waters of qanats situated at the northern end of the range (Nos. [71], [72], [73], [40]) are sufficient to characterize the waters which come from the large water storage of the Shotori Range.

The water of the Shotori Range has a low salinity, the concentration being hardly more than that of sang-ab (region of Deh Mohammad, Nos. [71], [72], [73]). The ionic composition of these waters is also very similar to that of sang-ab or rain-water. The carbonate rocks have no influence on the quality of the water. The water of the Sardar River (No. [75]) is somewhat altered by sulphate (possibly originating from Upper Jurassic marls), that of Esfaq (No. [40]) by chloride (possibly from Neogene evaporites).

At the northern end of the Shotori Range (region of Deh Mohammad) the north-northwest striking longitudinal faults of the range come up to the dasht. There water emerging from that fault system feeds a large aquifer, which extends northwards to the Great Kavir. This aquifer supplies about fifty villages with water, including the agglomeration of settlements called Jolgeh. The Shotori Range is thus the main intake area of the whole Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh region although it is situated in the very south, where precipitation is the lowest of the whole area.

[1]) Numbers in angular paranthesis refer to numbers of samples shown in the map (Plate II).

To a minor extent, the Kuh-e-Bam Ridge, which consists of Esfandiar Limestone, serves as feeder for several qanats on both sides of the ridge, located at Deh Now-Bam (No. [28]) and in the Neygenan region (Nos. [37], [35], [36]). The qanats originating close to the ridge produce water of high quality (Eshqabad, No. [37] and Bam, No. [28]; see also Plate I/3 c, sample No. 129).

As for the Pirhajat Mountains, the geological conditions are similar to those of the Shotori Range. The mountains continuing southward beyond our report area consist of dolomite and limestone, chiefly of the Permo-Triassic Tabas Group. The springs of Pirhajat and Bistun (Nos. [61], [62]), and likewise the small spring of Abdulabad (No. [60]) and that of Kalshaneh (No. [64]) on the eastern side of the mountains are situated at big fault zones, which cut into the mountains either south-southwestward (longitudinal faults) or south-southeastward (transversal faults). It is obvious that the intake rocks of the water discharged by these springs are the masses of dolomite and limestone exposed in the south, and that the water is carried northward along the fault zones just mentioned. (Cf. also Plate I/6 a, sample Nos. 182, 188, 201.)

The water of the springs mentioned above is somewhat different from that of the Shotori Range: the concentration is higher (10—22 mval/l), and so is the ratio of Na and Cl. This is very probably due to the Liassic sandstone and shale, which covers the Permo-Triassic rocks in the Pirhajat Mountains (cf. Chapter IV, 2 c). The vicinity of the Great Kavir may also play an important rôle. Nearly all these waters contain a relatively high amount of soda ($NaHCO_3$); this we shall discuss later (Chapter IV, 2 d).

Wherever we found water of low salinity in the Derenjal and Ozbak-kuh Mountains the intake rock of these small springs is dolomite or limestone. This is the case with Cheshmeh Senjedu (No. [17]) and Cheshmeh Mohammad Beik (No. [18]) located northeast of the Ozbak-kuh mine, where the mountains consist of Devonian dolomite and limestone, and equally with Cheshmeh Chekab (No. [57 a]), in the Derenjal Mountains, where a dolomite body of the Cambrian Kalshaneh Formation is the intake rock. The discharge of these three springs is too small to support settlements.

Most of the water stored in limestone and dolomite masses is discharged into the gravel fans of the dasht. The dasht cover can be divided into three formations (RUTTNER et al., 1968, p. 104):

1) the oldest gravel fans, terraces at the foot of the mountains
2) fossil gravel fans of the actual dasht
3) recent gravel fans.

Of these only the recent gravel fans are active at present. They are partly flooded after heavy winter and spring rains and gather the gravels of the dry river beds which join the dasht as they leave the mountains. Towards the kavir basins the recent gravel fans interfinger with kavir deposits. Close to the kavir the recent gravel fans consists of silt, sand and fine, well-rounded gravel, increasingly mixed with salty clay lower down. The recent gravel fans serve as the main aquifers of the dasht.

The fossil gravel fans, on the other hand, are very distinctly separated from the kavir: they do not interfinger with kavir sediments, but dip below them and are definitely older than the recent salt clay of the kavir surface (H. BOBEK, 1955, 1959, 1961 a). These old gravel fans are mostly poor in ground-water.

The big aquifer mentioned above, which is fed chiefly by water from the Shotori Range, is bound to a large recent gravel fan, which occupies central parts of the dasht between the Derenjal Mountains and the Kuh-e-Bam Range. Between the Deh Mohammad region and Jolgeh all qanats of the villages are dug in that gravel fan (cf. Plate II).

At the head of this aquifer the water of Malvand (No. [73]) comes close to rain-water in its chemical constitution. This represents approximately the chemical constitution of the water discharged from the Shotori Range into the gravel fan. On its underground way downward to the north the water changes its constitution: the salinity increases slightly (from 4.5 to nearly 10 mval/l) and so do the sodium and the chloride content at the costs of the other constituents (Nos. [72], [71], [51], [50], [49], [48], [47]).

However, this is true for the axial part of the aquifer only. Marginal parts of the aquifer are affected by water of higher salinity. At the western side of the aquifer this water comes from the Paleozoic Derenjal Mountains (qanats of Mahmudabad, No. [46] and Vakilabad, No. [45]); at its eastern side the aquifer is altered by water coming from Jurassic sandstones and shales exposed in the region northwest of Kuh-e-Bam (Deh-e-Luk, No. [42], Deh-e-Alkhani, No. [43]). In all these cases the increase in salinity corresponds in the main to an increased content of Na, SO_4 and Cl ions.

The highest salinity (44.2 mval/l) in the Jolgeh region was found in the water of a qanat supplying a village situated very close to the kavir (Chah-e-Kavir, No. [41]); but even there the water is altered by a lateral inflow from the east rather than by salt water from the kavir, judging by the ratio of ions in the water (cf. the diagrams Nos. [42] and [43]).

Jolgeh is located at the lower end of the recent gravel fan just above the area where it interfingers with kavir deposits. There the material of the fan has become very fine-grained and contains a large amount of clay. This material dams back the ground-water, and an underground reservoir is formed, which is exploited by the numerous qanats of Jolgeh. Higher up — south of Jolgeh — sand dunes may store some rain-water and add this to the ground-water; the qanats of a few small villages are arranged round the dunes (Nos. [48], [49], [50], [51]). To this group belongs also No. [44]; this qanat is 9 *km.* long and nearly reaches the sand dunes. Altogether, the aquifer is about 50 *km.* long (distance Malvand—Jolgeh).

On a smaller scale, we found a similar ground-water flow on the dasht east of Kuh-e-Bam (Neygenan region), and here again the water of Eshqabad (No. [37], salinity 5.8 mval/l) resembles the water of rock pools, whereas 10 *km.* further down to the east qanats at and near Neygenan discharge waters of twice the salinity (No. [35]; 9.7 mval/l, No. [36]: 12.8 mval/l) and with an increased ratio of sodium and sulphate. There Neogene evaporites may affect the water.

Crystalline rocks, too, yield water of relatively low salinity, but the discharge of springs and the influx into the gravel fans is so poor that only a few tiny settlements exist in and around those parts of the Sarhangi—Zeber Kuh Range which consist of crystalline rocks. Examples of such waters are the short qanats of the one-family settlements of Chah Paliz (No. [5]) and Karimabad (No. [6]). They are characterized by a salinity somewhat above 10 mval/l and by the main constituents Na, CO_3 and SO_4 (cf. Chapter IV, d). The chloride ratio is relatively low (around 20%).

2. Waters of Higher Salinity

(a) Sulphate Waters

All waters containing a ratio of more than 50% SO_4 ions are clearly bound to special geological conditions in our report area. This is true especially of the Ozbak-kuh Mountains, where most of the springs (or short qanats) discharge sulphate water (Nos. [13], [15], [16], [20], [21], [22], [23][1]); see also Plate I/2 b, sample Nos. 119, 126, 362, 160; 2 c, sample No. 67; 2 d, sample Nos. 28, 388, 393, 399, 402). The discharge of all those springs is small, at the best sufficient to supply a few poor mountain villages.

[1]) Numbers in angular paranthesis refer to numbers of samples shown in the map (Plate II).

The sulphate content is derived from Lower Devonian Red Beds, named Padeha Formation, and especially from a gypsum bed of 50 metres on top of that formation. This bed is thickest in the middle part of the Ozbak-kuh Mountains (Gushkamar Valley), which explains the high and uniform SO_4 ratio of the waters in this part of the area (cf. Chapter III, 2 b and Fig. 11).

With one exception (No. [23]), the salinity of those waters is not less than 30 mval/l and rarely exceeds 60 mval/l. These waters are therefore just at the borderline of what can be used as drinking water for man and beast. The few springs with a salinity higher than 60 mval/l ([20], [21]; Plate I/2 c, sample No. 67) are situated at local gypsum outcrops or bound to a fault; they have an extremely small discharge *). All sulphate waters contain a certain amount of Mg (mostly 10—20% of the cations), which, however, is nearly always below the Ca-ratio.

This type of sulphate water is bound to Paleozoic rocks. We found it also in the southernmost part of the Sarhangi—Zeber Kuh Range (No. [7]). There, a narrow strip of Paleozoic is faulted between crystalline rocks forming the northwestern continuation of the Ozbak-kuh Mountains.

We found no sulphate waters of this type in the Paleozoic Derenjal Mountains, which form the southwestern continuation of the Ozbak-kuh Range. The reason for this is the general lack of evaporites in the Padeha Formation in this area. In the northern part of the mountains, however, some gypsum, though poorly developed, exists, and there, in fact, we found a sulphate ratio of 50% in the water of Cheshmeh Kharmayu (No. [52]).

A second group of sulphate waters occurs in the northern part of the Sarhangi—Zeber Kuh Range. Waters there have a low salinity (below 30 mval/l), a sulphate ratio of 50—60% and a Mg-ratio above 20% (20—35%), the latter being higher than the Ca-ratio (Nos. [1], [2], [3]). The qanat of Narm (No. [1]) supplies a large village, and other similar villages lie farther east.

The relation to the geological situation is less clear here than in the Ozbak-kuh Mountains: the relatively greater discharge and the low salinity of the waters are probably due to Infra-Cambrian dolomite bodies, which form the neighbouring mountains. The magnesium and sulphate content may be derived from evaporites of the Neogene Upper Red Formation, which crops out north of the Sarhangi—Zeber Kuh Range.

(b) Intermediate Sulphate-Chloride Waters

In addition to the sulphate waters proper we found an intermediate type of waters, which in their anionic composition show an SO_4-ratio of 30—45% and a Cl-ratio not exceeding 50%. This type, for chemical reasons, occurs in waters of low concentration; the waters have a high CO_3-ratio (cf. Chapter III). With higher concentration the same type can result from sulphate and chloride waters becoming mixed, or — again for chemical reasons — from sulphate waters becoming more concentrated due to a very small discharge.

There are, however, waters of this type, the constitution of which is definitely related to geological conditions. This is true particularly in the Kuh-e-Bam Range for waters whose catchment area consists of Upper Jurassic marls — partly interbedded with limestone — and Red Beds (Baghamshah Formation, Ghal 'eh Dokhtar Formation, Garedu Red Beds). These beds contain a small amount of evaporites and produce a very specific type of water in the springs (Nos. [31], [32], [33], [34]) the ratio $CO_3 : Cl : SO_4$ is about equal (sulphate, for the most part, prevailing slightly),

*) Waters of high concentration of the chloride type occur also in the Ozbak-kuh Region; they are dealt with in Chapter IV, 2 c.

sodium predominates absolutely over calcium and magnesium, and the salinity is relatively low, ranging between 15 and 30 mval/l. There is generally also a certain amount of soda. The qanat of Abkhorak (No. [29]) yields water of the same type and is thus quite different from the near-by qanat of Bam (No. [28]).

From the geological point of view, the occurrence of this sulphate — chloride — carbonate water in the Kuh-e-Bam Range is interesting in so far as there are also waters of extremely low salinity delivered from the Upper Jurassic Esfandiar Limestone of the Kuh-e-Bam ridge proper (cf. Chapter IV, 1). The occurrence of two entirely different types of water in the Ku-e-Bam Range reflects excellently the peculiar co-existence of different interfingering facies types of the Upper Jurassic in that range.

The poor waters of the Paleozoic of the Derenjal Mountains belong to the same sulphate-chloride type (Nos. [54], [57 b]). There the salinity rises to 50 mval/l; the water of Cheshmeh Chekab, (No. [57 a]), on the other hand, trickling from fissures of a dolomite body in the Cambrian Kalshaneh Formation, has a salinity of no more than 11.3 mval/l. The Cl-ratio of Cheshmeh Shorm (No. [53]; salinity 51.8 mval/l) is somewhat above 50%.

The intermediate waters of the Paleozoic Derenjal Mountains differ distinctly from the sulphate waters of the Paleozoic Ozbak-kuh Mountains; the reason for this is, as pointed out above (Chapter IV, 2 a), the unequal distribution of evaporites in the Lower Devonian Padeha Formation. On the other hand, the intermediate waters of the Paleozoic Derenjal Mountains are very similar to those of the Jurassic Kuh-e-Bam Range. There is a supply of SO_4 ions from the underground in both areas; but this supply is low compared with that of the Ozbak-kuh Mountains.

All the waters of the Derenjal Mountains are characterized by a uniformly high content of soda (Nos. [52], [53], [54], [57 a], [57 b]; Plate I/5, sample Nos. 215, 149). This soda content can be noticed also in those parts of the big aquifer of Jolgeh which are affected by the Derenjal waters (Nos. [45], [46]; Plate I/4, sample No. 173). Similarly, the intermediate sulphate-chloride waters of the Kuh-e-Bam Range contain a considerable amount of soda (cf. Chapter IV, 2 d).

Sulphate-chloride waters occasionally occurring in other regions result from mixing and have no direct relation to special geological patterns. The water of Cheshmeh Tohu (No. [4]) south of Kuh-e-Sarhangi may be a mixture of water coming from crystalline rocks and sulphate waters like those found in the northern part of the Sarhangi—Zeber Kuh Range. Cheshmeh Kerkesu (No. [12]) and Cheshmeh Shir (No. [24]) of the Ozbak-kuh Mountains yield sulphate water mixed with chloride water possibly circulating in fault zones, or derived from Neogene evaporites.

(c) Chloride Waters

Waters with a preponderance of chloride (more than 50%) in their anionic composition are distributed all over the area. There is a general trend towards a relative increase of sodium, and eventually also an increase of the Cl-ratio as the concentration rises (cf. Chapter III, 2 b). Accordingly, all waters of a salinity exceeding 120 mval/l are chloride waters. With these we shall deal at the end of this chapter.

Apart from them, we found chloride waters particularly in the regions built up of Jurassic sandstones, though these waters also contain a considerable amount of sulphate.

The hilly region between the Kuh-e-Bam Range and the Ozbak-kuh Mountains consists of slightly metamorphosed sandstones and shales of the (?) Upper Jurassic. Water samples taken from this region show a strikingly uniform composition: around 60% Cl, somewhat over 30% SO_4 and, on the cation side, a predominance of Na at a salinity of a little more than 50 mval/l (Nos. [26], [27]). This water supplies two poor settlements (Abid, Khadrin). It penetrates into the dasht and affects marginal parts of the large aquifer of Jolgeh (Nos. [43], [42], [41]), as pointed out above (Chapter IV, 1).

South of Deh Now-Bam the small spring Cheshmeh Khormayu (No. [30]) has a similar constitution, but a higher salinity (nearly 80 mval/l). This spring has its source in Liassic sandstones and shales.

All the waters of the Pirhajat Mountains are chloride waters. Here thick Liassic shales and sandstones (Shemshak Formation) cover Permo-Triassic dolomite. Small springs coming directly from these shales and sandstones (Nos. [63], [65]) are characterized by almost identical diagrams (20 Alk/55 Cl/25 SO_4 and 95% Na, or more), though they differ in their salinity (ranging from 23 mval/l to 50 mval/l). But also the waters discharged from the Permo-Triassic dolomite show a very similar relative ionic composition (Nos. [60], [61], [62], [64]), whereas the salinity range varies between 11 and 21 mval/l. The chloride-sulphate water of the Liassic Shemshak Formation has apparently affected the water stored in the underlying masses of dolomite. This would also explain the higher salinity of this water compared with that of the Shotori Range.

Another source of chloride waters are the Neogene evaporites. These evaporites are exposed at the foot of the mountains and appear also in many places of the plain below the dasht cover. Very probably, they form a flat and shallow sheet below the gravel fans over large areas of the dasht. These evaporites are possibly the remnants of an old (Pliocene ?) kavir.

Genuine Red Beds comparable to the Upper Red Formation of northern Central Iran (Miocene) crop out to an appreciable extent only in the extreme south (near Tabas) and in the extreme north (north and east of Ozbak-kuh) of our report area. They may have affected the water in the northern part of the Sarhangi—Zeber Kuh Range (cf. Chapter IV, 2 a).

Unfortunately we have no analyses of these Neogene evaporites. They are obviously very rich in NaCl, for wherever water comes into contact with them it turns into a chloride water of high salinity.

This is the case with two rich springs at the northwestern foot of the Pirhajat Mountains: Cheshmeh Gowmar (No. [58]) and Cheshmeh Talkhab (No. [59]). The water of both springs undoubtedly comes from the Permo-Triassic dolomite below the Liassic sandstones and shales. Like other waters of the Pirhajat Mountains it contains 20% SO_4, but the salinity is high (120 mval/l and 70 mval/l, respectively) and its relative Cl-content amounts to 75%. Cheshmeh Gowmar springs from the soil at the foot of the mountains and flows for a while over an old gravel fan before it cascades down to the level of the recent dasht. Its water may be mixed with water circulating in border faults (see below), but Neogene evaporites crop out close to both springs.

In and close to Shirgesht the water is also affected by Neogene evaporites, though Jurassic marls and Red Beds, too, may play a considerable part, judging from the high SO_4-ratio (25—30%, Nos. [67], [68]). The same is true of the qanat waters near Esfak (Nos. [38], [39]).

In the region West of Ozbak-kuh Garqab (No. [10]; 59 mval/l, 7 Alk/62 Cl/31 SO_4) and Chah-e-Tom (No. [9]; 69 mval/l, 9 Alk/73 Cl/18 SO_4) are chloride waters strongly influenced by Neogene evaporites. Chah-e-Tom is situated at the western edge of Kuh-e-Sefid, very close to the kavir.

Springs discharging chloride water of extremely high salinity (above 120 mval/l) are related to the structural pattern of the area: they are situated at big faults or fault zones and are obviously fed by water of high concentration circulating in these faults. Frequently, these faults are border faults of mountain ranges continuing into the kavir. The quantity of water discharged by such springs is mostly very small.

Cheshmeh Gerdab west of the Ozbak-kuh mine (No. [11], 140 mval/l) is a "mineral spring" — if one can use the term in this area — producing gas bubbles and forming a small pool in the plain. Cheshmeh Bad Bad ('bad wind spring') is situated at a fault

zone in the Ozbak-kuh Mountains (No. [19]. 140 mval/l). The water of this chloride spring contains no less than 32% SO_4 and is probably mixed with sulphate water of the neighbourhood.

A typical 'border-fault spring' is the salt spring near Huk (No. [14]) located at the eastern edge of the Ozbak-kuh Mountains. The fault is a very strong one; the water of this spring has a salinity of 265 mval/l and contains 32% SO_4, resembling closely in this respect Cheshmeh Bad Bad. Probably the springs Cheshmeh Kerkesu (No. [12]) and Cheshmeh-e-Sangiche (No. [8]) belong to the same type of border-fault springs though their salinity is lower (48 and 88 mval/l, respectively). Another spring of this type is Cheshmeh Estalkhaq (No. [25]) in the southern part of the Ozbak-kuh Mountains (30% SO_4). In all these springs the relative content of Cl varies between 60 and 80%, that of Na between 75 and 95%.

Finally, the salt streams carry chloride water of high salinity. To demonstrate the effect of evaporation we have put two of them on our map. One of them is a tiny streamlet at the southeastern corner of the Derenjal Mountains (No. [56]), the other a stream in a valley southwest of Shirgesht (No. [69]). They are very similar in their composition: 95 and 87% Na, 75 and 70% Cl, and still 25 and 20% SO_4, respectively, with a salinity of 400 and 335 mval/l, respectively. This is the highest concentration we ever found in our report area.

We regret very much not to be able to offer an analysis of salt water from the kavir west and east of our report area. As an indication of the probable constitution of the final stage reached by the salt waters of the region we present an analysis of a sample taken from the salt river of Doruneh, which flows into the Great Kavir north of Sefid Kuh. This water has a salinity of 1450 mval/l and an ionic composition of 95 Na/0 Ca/5 Mg—0.2 Alk/93 Cl/7 SO_4. Fifty kilometers higher up, the water of the same river had a salinity of 250 mval/l, and an ionic composition of 95 Na/0 Ca/5 Mg—1 Alk/75 Cl/24 SO_4, roughly corresponding to the chemical constitution of the two salt streams in the report area mentioned above.

This may suggest the development the water undergoes as concentration proceeds. The final product is a solution of NaCl containing a small amount of CO_3, Mg and SO_4. Very probably, this is also the composition of the kavir salt *). Dust of this salt dissolved in rain-water provides the starting-point of the whole cycle (cf. Chapter III).

(d) Waters Containing Soda

In nearly half of the analysed samples from springs and qanats in the report area (cf. Plate I) we found an excess of alkalinity over alkaline earths (Ca+Mg) indicating the presence of alkali carbonate or hydrocarbonate, or that of an alkali salt of some other weak acid (e.g. SiO_2); this is what we comprise under the term "soda content".

It has already been mentioned (Chapter III, 2 a, b) that rain-water of this desert area carries a relatively high proportion of such alkali salts, obviously derived from salt dust brought into the atmosphere by rising air currents over the Great Kavir. Where this precipitation water percolates directly into fissures and cavities of limestone and dolomite its soda content can still be detected in springs and qanats of aquifers fed from these rocks.

This is the case in the upper part of the Jolgeh aquifer (Nos. [71], [72], [73]; Pl. I, 7/39) and equally with No. [48] in the middle part of this aquifer, and even with several qanats in the central portion of the settlement of Jolgeh (No. [44]; Pl. I, 4/174); it also applies to short qanats rising from the Kuh-e-Bam ridge to the east (Nos. [35], [37];

---

*) According to B. Asklund (1927), a sample of a white salt crust collected by Sven Hedin in the Great Kavir at a place called Dagh-daghu (about 160 kilometers west of our report area) had the following composition: 97.75% NaCl, 0.05% KCl, 0.15% MgCl, 1.56% $CaSO_4$.

Pl. I, 3 c/106, 107, 129). The same is true of the southernmost springs and qanats in the Pirhajat Mountains (Nos. [62], [61]; Pl. I, 6 a/201, 182, 188, 191, 199 on the west side and No. [64] on the east side), although the soda content is apparently slightly enriched in this group owing to geological conditions (see below). All these waters are characterized by a low salinity (<15 mval/l), an alkalinity of 3—4 mval/l and a very small SO_4-ratio (~15 mval%).

As soon as rain-water comes into contact with sulphates of alkaline earths (gypsum or $MgSO_4$) the soda content disappears. This is apparent already from the change of ionic composition in sang-ab compared with rain-water (cf. Chapter III, 2 a). Moreover, it explains the lack of soda in several qanats of low concentration fed from the Jolgeh aquifer (Nos. [46], [47]) or from the sand dunes (Nos. [49], [50], [51]). Nos. [28] and [29] in the Kuh-e-Bam ridge and No. [17] in the Ozbak-kuh Mountains are further examples of the same phenomenon. All these waters have alkalinities below 3 mval/l and a SO_4-ratio of ~30 mval%, the salinities being below 15 mval/l.

Apart from the soda content in waters of low salinity, where it is apparently derived from the atmosphere, there are also edaphic sources of alkali carbonate or silicate in several parts of the area, causing an increased alkalinity of 5—7 mval/l in all the springs of a whole mountain range (Derenjal Mountains); in some cases, under special local conditions and at various locations (Nos. [34], [63]; Pl. I, 1 b/120), alkalinity even rises to 8—11 mval/l. However, it never reaches an amount high enough for CO_3 to become the prevalent anion in springs of higher salinity (>15 mval/l); hence soda always remains a small fraction of the whole salt content, even if it amounts to 80% of alkalinity (e.g. No. [63]).

The geological provenance of the soda content is most obvious in the Derenjal Mountains (Pl. I, Group 5), where practically all springs show a high proportion of soda, except for a shaft in the dasht east of the range and a salt stream of high salinity rising from a fault. In spite of an SO_4-ratio of 25—50 mval% alkalinity ranges from 5—7 mval/l, more than half of it invariably being sodium alkalinity. This suggests that sodium sulphate, as well as soda, is leached out of the Cambrian Kalshaneh Formation (the dolomite of it providing the main intake rocks of the whole range). The influence of the Derenjal Mountains is also responsible for the soda content of qanats west of Jolgeh (No. [45]; Pl. I, 4/173 — cf. IV, 2 b).

To a minor extent, the Kuh-e-Bam Range shows a similar phenomenon: all the waters in its southern part, as well as those on the northeastern slope, contain a certain amount of soda, probably derived from Jurassic marls or interbedded evaporites. Only the qanats of Deh Now-Bam (No. [28]) and Abkhorak (No. [29]) on the western slope, rising from Esfandiar Limestone proper, have no soda content.

In the Pirhajat Mountains springs have an alkalinity of 4—6 mval/l only; nevertheless nearly all of them contain soda, probably derived from Liassic sandstones and shales. The ratio of sulphate and alkaline earths is always very low and does not interfere with the existence of soda. The exceptionally high alkalinity in Cheshmeh Dahoneh Mambar (No. [63]) may be due to the influence of Neogene evaporites in the vicinity of the spring.

Finally, the crystalline rocks of the Sarhangi Range produce a distinctly higher alkalinity in springs than limestone and dolomite. Since however, the sulphate rate in these rocks is also high, only a few springs of low salinity (Nos. [4], [5]) contain a considerable percentage of soda; for the most part, only a small amount of soda remains in spite of a high alkalinity (Pl. I, 1 b/120), or else, there is no soda at all because of a high ratio of sulphate of alkaline earths (Pl. I, 1 b/114).

Summarizing what we found about the soda content in the waters of the report area, we must confess that the results are not entirely satisfactory. Although it is apparent that alkali salts of weak acids are bound to geological features, the correlation to particular formations is not as clear as with the rest of the ionic composition. It is probably evaporites — old, as well as recent ones — that it comes from. This, together with the soda content of rain-water, suggests that "soda" (including alkali silicate) is a circulating substance, possibly derived primarily from crystalline rocks. In the report area sulphates of alkaline earths prevent sodium carbonate from concentrating to a high salinity. Soda, available in the kavir salts, does obviously not originate in salt rivers of the report area (Pl. I, 1 a), but somewhere else, where waters of a different constitution flow into the salt marshes.

VI. Deutsche Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit entstand als Nebenprodukt geologischer und limnologischer Arbeiten in den Gebirgsketten, welche die große zentralpersische Salzwüste im Osten begrenzen. Die geologischen Aufnahmsarbeiten gehörten zu dem Arbeitsprogramm des neugegründeten Geologischen Dienstes von Iran und wurden unter der Leitung von J. STÖCKLIN und A. W. RUTTNER in den Jahren 1963 bis 1966 durchgeführt. Die geologischen Ergebnisse dieser Feldarbeiten sind entweder schon publiziert oder werden in Kürze in Druck erscheinen (J. STÖCKLIN et al., 1965; A. RUTTNER et al., 1968; A. RUTTNER et al., in Druck).

Das gesamte, in dieser Zeit kartierte Gebiet war vor Beginn dieser Arbeiten in geologischer Hinsicht fast völliges Neuland; es ist in nord—südlicher Richtung etwa 200 *km* lang und 50—80 *km* breit. Zentrum des Gebietes ist die kleine Oasen-Stadt Tabas; sie liegt 400 *km* südwestlich von Meshed, bzw. 380 *km* nördlich von Kerman im südlichen Teil der Provinz Khorasan.

Während der eine von uns (A. W. RUTTNER) gemeinsam mit jungen iranischen Kollegen den nördlichen Teil des Gebietes geologisch kartierte, hatte die andere (A. E. RUTTNER-KOLISKO) Gelegenheit, einige der "fieldparties" als Gast zu begleiten und die Wässer des Gebietes vom limnologischen Standpunkt aus zu untersuchen. Dabei ergaben sich bemerkenswerte Zusammenhänge zwischen dem Chemismus der Wässer und dem geologischen Aufbau. Wir glauben daher unsere Ergebnisse als Beispiel für die Hydrochemie und Hydrogeologie eines ariden Gebietes in einer gesonderten Arbeit veröffentlichen zu sollen. Wir tun dies in englischer Sprache, um diese Ergebnisse unseren Iranischen Kollegen und den mit hydrologischen Fragen befaßten Iranischen Stellen und Organisationen im Detail leichter zugänglich zu machen. Die nun folgende deutsche Kurzfassung enthält jene allgemeinen Ergebnisse, die auch hier in Europa von Interesse sein dürften.

Das Gebiet Tabas—Shirgesht—Ozbak-kuh besteht aus mehreren nord—südstreichenden Gebirgsketten, welche die Große Persische Salzwüste (die „Große Kavir") von einem kleineren weiter im Osten gelegenen Salzbecken („Kavir—e—Namak") trennt. Die einzelnen Gebirgsketten sind voneinander getrennt durch Ebenen halbwüstenartigen Charakters („Dasht"), die von mächtigen Schuttfächern (Fanglomeraten) gebildet werden.

Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt etwa 100 *mm* (Fig. 3). Trotz dieses trockenen Klimas gibt es auf den Ebenen zwischen den Gebirgsketten stellenweise größere Siedlungen (Tafel II). Diese Siedlungen und die dazu gehörenden Gärten und Felder werden im allgemeinen durch ein in Persien schon seit ältester Zeit üblichen Dränage-System, dem sogenanten „Qanat"-System, mit Grundwasser versorgt (Fig. 2). Nur das Städtchen Tabas erhält sein Wasser außerdem noch von einem frei an der

Oberfläche fließenden Wasserlauf, dem Sardar-Fluß. Natürliche Quellen sind für die sehr dünne Besiedlung innerhalb oder am Rande der Gebirgsketten und als Tränke für das Weidevieh (vorwiegend Ziegen) von einiger Bedeutung.

Der größte Teil des Niederschlags fällt in den Monaten Februar, März und April in Form von heftigen Regengüssen; dieses Niederschlagswasser fließt in unzähligen Gerinnen zu den Salzbecken ab, ohne wesentlich in den Untergrund einzudringen. Nur der seltene Schnee und gelegentlicher leichter, aber länger andauernder Regen während der Wintermonate durchfeuchtet den Boden. Es kommt somit nur ein kleiner Teil des an sich schon sehr geringen jährlichen Niederschlages der Vegetation zugute. Die Lufttemperatur schwankt in weiten Grenzen (—10° C bis +50° C); die relative Luftfeuchtigkeit ist sehr niedrig (jährlicher Durchschnitt etwa 40%) und die Verdunstung außerordentlich hoch (Fig. 4).

Das Wasser der kleineren ständigen oberflächlichen Gerinne verschwindet daher schon nach kurzem Lauf, ohne die Salzbecken zu erreichen. In diesen Wässern nimmt die Salzkonzentration talab rasch zu; der Salzgehalt erfährt dabei auch qualitativ eine Änderung. Diese Arbeit befaßt sich in erster Linie mit dem Chemismus der Quellen und Qanate und besonders mit den Beziehungen dieses Chemismus zum geologischen Aufbau des jeweiligen Gebietes.

Zur Charakterisierung der Wässer wurden mittels Feldmethoden der totale Salzgehalt und außerdem die wichtigsten Ionen-Bestandteile bestimmt, nämlich: Natrium, Calcium, Magnesium unter den Kationen und Alkalinität, Chlorid, Sulphat unter den Anionen (Taf. I). Diese Feldbefunde wurden an einigen Wasserproben im Laboratorium überprüft.

Das Wasser der normalen, kurz andauernden Regenfälle hat einen Salzgehalt von ungefähr 2—3 mval/l; dieser Salzgehalt stammt von dem in der Atmosphäre schwebenden Salzstaub und besteht aus Na- (Ca-, Mg-) chlorid, bzw. hydrokarbonat. In kleinen Felswannen sammelt sich gelegentlich Regenwasser, das vorher die umgebenden Felspartien abgespült hat. Dieses "sang-ab" (= „Steinwasser") enthält auch Sulphat und erreicht eine Salinität von 5 mval/l; seine Konzentration dürfte jener des Wassers entsprechen, das in Spalten oder Klüfte des Gesteins eindringt. Wir dürfen daher in Quellen und im Grundwasser unseres Gebietes keine Salzkonzentrationen erwarten, die wesentlich geringer sind als 5 mval/l.

Die Salinität der Quell- und Grundwässer unseres Gebietes schwankt zwischen 5 und 100 mval/l (ausnahmsweise bis zu 265 mval/l). Hinsichtlich ihres Gehaltes an Anionen sind es Chlorid-Sulphat-Wässer. Wir unterscheiden hier Chloridwässer ($Cl > 50\%$ der Anionen), Sulphatwässer ($SO_4 > 50\%$ der Anionen) und einen intermediären Typus, in dem sich Cl- und SO_4-Ionen ungefähr die Waage halten. Der Gehalt an Karbonat überschreitet nie 10 mval/l. Natrium ist immer das vorherrschende Kation (Fig. 7). Einige allgemeine Gesetzmäßigkeiten konnten festgestellt werden:

Es besteht eine ausgesprochene Abhängigkeit zwischen der Gesamt-Konzentration und der Ionen-Zusammensetzung in den untersuchten Wässern. Mit steigender Konzentration nimmt der relative Na-Gehalt zu: in Sulphatwässern mit einer Verhältniszahl von 0,25, in Chloridwässern mit einer Verhältniszahl von 0,6 und in Wässern, welche Soda enthalten mit einer Verhältniszahl von 1,1 (Fig. 8). Auf der Anionenseite führt steigende Konzentration von intermediären Typen entweder zu typischen Chlorid- oder typischen Sulphatwässern (Fig. 9). Allgemein konnte bei steigender Konzentration eine relative Abnahme des Karbonatgehaltes festgestellt werden, u. zw. in Sulphatwässern mit einer Verhältniszahl von 2,6 und in Chloridwässern mit einer Verhältniszahl von 1,0 (Fig. 10). Das Verhältnis $Cl : SO_4$ hat zu der Gesamtkonzentration keine Beziehung, sondern hängt von den besonderen geologischen Verhältnissen der betreffenden Gebiete, bzw. Gebirgsketten ab (Fig. 11).

Den Einfluß des geologischen Baues auf den Chemismus der Quell- und Qanatwässer unseres Gebietes aufzuzeigen, ist das Hauptziel dieser Arbeit. Tafel II ist eine vereinfachte geologische Karte des Gebietes, in welcher Konzentration und Ionen-Zusammensetzung einer Auswahl von den untersuchten Wässern nach der etwas abgewandelten Methode von Maucha (1932) dargestellt sind.

Taf. III gibt einen Überblick über die in unserem Gebiet anstehenden Gesteinsfolgen, die vom Präkambrium bis in das Tertiär reichen und insgesamt eine Mächtigkeit von nahezu 15.000 *m* haben.

Mächtige Kalk- und Dolomitmassen permo-triassischen und oberjurassischen Alters bauen die schroffen und z. T. schwer zugänglichen Bergketten der Shotori Range (Kuh-e-Shotori = „Kamel-Berg", 2838 *m*) im südlichste Teil des Gebietes auf. Außerdem sind dort Mergel, Schiefertone, Sandsteine und wenig mächtige Kalke des höheren Paläozoikums, des Lias und des höheren Jura vertreten. Gegen Norden gehen die Riffkalke des Oberjura in mergelige und sandige Gesteine über. Nur im Kuh-e-Bam ist dort noch ein schmales, langgestrecktes Oberjura-Riff entwickelt. Im Südwesten des Gebietes (Pirhajat Mountains) werden permo-triassische Dolomite von Sandsteinen und Schiefertonen des Lias überlagert.

Ganz anders ist der Aufbau der Derenjal Mountains. Hier ist in einer kompliziert gebauten Aufdomung ein vollständiges Profil von Infrakambrium bis zum Oberdevon aufgeschlossen (s. Taf. III). Diese Gesteine kommen weiter im Nordosten in den Ozbakkuh Mountains wieder zum Vorschein. Sie sind dort äußerst stark miteinander verschuppt. In den Sarhangi—Zeberkuh Mountains endlich sind diese Gesteine zwischen präkambrischem Kristallin zu einem schmalen Streifen zusammengepreßt, der gegen Nordosten aushebt. Dieses präkambrische Kristallin besteht aus Glimmerschiefer (z. T. mit Marmor), Gneis, Amphibolit und Granit. Ihm sind nicht- oder schwach-metamorphe infrakambrische und paläozoische Gesteine aufgelagert.

Die Tektonik des Gebietes ist charakterisiert durch einen Wechsel im Streichen der Strukturelemente von SE—NW im Süden über SSW—NNE im mittleren Teil des Gebietes zu WSW—ENE im Norden. Bruch- und Faltentektonik ist vorherrschend; es wurden aber auch (stellenweise sehr intensive) Verschuppungen und kurze Überschiebungen festgestellt, die im Süden (Shotori Range) gegen Westen, weiter im Norden (Ozbak-kuh Mountains) aber gegen Südosten gerichtet sind. Von besonderer Bedeutung für die Hydrogeologie sind die sogenannten „Randstörungen", größere Brüche oder Bruchsysteme, welche die einzelnen Gebirgsgruppen gegen die Ebene begrenzen. Manche dieser Störungen sind sogenannte "strike slip faults", an denen sich seitliche Verschiebungen kleineren oder größeren Ausmaßes vollzogen. Die große Störung, welche die Pirhajat Mountains im Osten begrenzt und diese Gebirgsgruppe von den Derenjal Mountains trennt, ist sicher eine solche strike slip fault mit einem Verschiebungsbetrag von etwa 40—50 *km*.

Sowohl die Lithologie wie die Tektonik sind für die Hydrochemie und Hydrogeologie unseres Gebietes von Bedeutung (s. Tafel II).

Die erwähnten mächtigen Kalk- und Dolomitmassen permo-triassischen und oberjurassischen Alters spielen als Infiltrationsgesteine für Quellen und Grundwasserkörper eine wichtige Rolle. Selbst während und nach den heftigen und kurzen Regengüssen des Frühjahrs wird das Regenwasser in diesen Karbonatgesteinen rasch aufgenommen, bevor es über die Dasht zu den Kavir-Becken abfließen kann. In den Klüften und Hohlräumen dieser Gesteinskörper wird das Wasser über weite Strecken transportiert, bis es entweder in Form von Quellen wieder zutage tritt oder Grundwasserströme in den Schotterfächern der Dasht speist. Dabei sind Brüche oder Bruchsysteme in den Karbonatgesteinen bevorzugte Transportwege für das Wasser.

Solche Karbonatgesteine größerer Mächtigkeit sind vor allem im südlichen Teil unseres Gebietes vorhanden. Dort befinden sich auch sämtliche größere Siedlungen und Kulturgebiete, obwohl die jährliche Niederschlagsmenge im Süden — im Bereich des Beckens von Tabas — geringer sind, als weiter im Norden. Die Kalk- und Dolomitmassen der Shotori Range, des Kuh-e-Bam und der Pirhajat Mountains bilden das Einzugsgebiet für alle jene Quellen und Grundwasserkörper, welche diese Siedlungen mit Wasser versorgen.

Im allgemeinen hat das Wasser aus diesen Karbonatgesteinen eine niedrige Salinität (4,5—8,5 mval/l); die Ionenzusammensetzung dieses Wassers ist ähnlich jener des Regenwassers bzw. jener des Wassers der kleinen Felswannen ("sang ab"). Die Karbonatgesteine selbst haben keinen Einfluß auf den Chemismus des Wassers (vgl. Nr. 76 und 77 mit Nr. 75, aber auch mit Nr. 71, 72 und 37 auf Tafel II). In den Pirhajat Mountains sind die aus den permo-triassischen Dolomiten kommenden, an Brüche gebundenen Quellen (Nr. 60, 61, 62) durch die überlagernden Schiefertone und Sandsteine des Lias beeinflußt (siehe unten).

Grundwasserkörper die von Wasser aus Karbonatgesteinen gespeist werden, sind meist an die jungen Schotterfächer der Dasht gebunden. Im Verlauf dieser Grundwasserströme erhöht sich die Salinität etwas (bis 12 mval/l), ebenso wird der Na-Gehalt und das Verhältnis $SO_4 : Cl$ größer.

Als Beispiel hiefür sei der große Grundwasserstrom angeführt, der sich in einem rezenten Schuttfächer vom Nordende der Shotori Range über eine Entfernung von 50 *km* gegen Norden zum Ostrand der Großen Kavir bewegt. Dieser Grundwasserkörper wird von Wasser aus einem System von longitudinalen, NNW streichenden Brüchen und Störungen der Shotori Range gespeist; Einzugsgebiet ist die ganze fast 80 *km* lange Gebirgskette.

Am Kopf dieses Grundwasserstromes hat das Wasser noch eine Salinität und Ionenzusammensetzung, die sehr ähnlich jener des Regenwassers bzw. jener des "sang ab" ist (Nr. 73, 72 und 71 auf Tafel II); gegen Norden nimmt die Salinität etwas zu, und auch die Ionenzusammensetzung verschiebt sich etwas (Nr. 51, 50, 49 und 48). An seinem unteren Ende verzahnt der Schuttfächer mit dem Salzton der Kavir; hier wird das Grundwasser durch das feinkörnige mit Ton gemischte Material zurückgestaut und durch zahlreiche Qanate gewonnen. Dies ist der Grund für die überraschende Ansammlung von Dörfern genannt "Jolgeh" (= fruchtbare Ebene) unmittelbar am Rande der sonst so lebensfeindlichen Kavir; etwa 15.000 Menschen sollen hier leben. Die Salinität des Wassers ist auch hier noch niedrig ($\sim$10 mval/l), soweit es zentrale Teile des Grundwasserstromes betrifft (Nr. 47, 44). Randliche Teile des Grundwasserkörpers sind durch seitlichen Zufluß von Wasser höherer Salinität beeinflußt (Nr. 46, 45, 43, 42, 41).

Der Oberjura-Riffkalk des Kuh-e-Bam ist das Infiltrationsgestein für kleinere Grundwasserströme zu beiden Seiten dieser Gebirgskette. Grundsätzlich herrschen dort ähnliche Verhältnisse, wie in dem eben kurz skizzierten Grundwasserstrom nördlich der Shotori Range (Nr. 37, 36, 35 östlich des Kuh-e-Bam Nr. 28 westlich dieser Gebirgskette). Ein weiterer kleiner Grundwasserstrom fließt vom Nordende der Shotori Range gegen Osten (Nr. 40, 39, 38).

Nur Karbonatgesteine (und gelegentlich Sanddünen) spielen in unserem Gebiet eine Rolle als Infiltrationsgesteine, bzw. -körper für Grundwasserströme oder Quellen. Regenwasser, das auf tonige Gesteine, Mergel, Sandsteine, vulkanische Gesteine fällt, ja auch der Regen, welcher auf die stark vertonten Schotterflächen der Dasht niedergeht, dringt nur in sehr geringem Maße in den Boden ein. Daher sind alle übrigen Teile unseres Gebietes, abgesehen von den eben erwähnten, sehr arm an Wasser, insbesondere arm an Wasser niedriger Salinität.

Wässer niedriger Salinität (10—15 mval/l) wurden in diesen Gebieten nur dort festgestellt, wo entweder Karbonatgesteine den tonig-sandigen Gesteinen zwischengeschaltet sind, wie z. B. in einigen wenigen Fällen innerhalb der Derenjal und Ozbak-kuh Mountains (Nr. 57 a, 17, 18 in Tafel II), oder wo kristalline Gesteine in größerem Ausmaß anstehen, wie im südlichen Teil der Sarhangi—Zeberkuh Range (Nr. 5 und 6 in Tafel II). In allen diesen Fällen ist aber die Schüttung äußerst gering. Beide Gruppen von Wässern gehören zu dem intermediären Chlorid-Sulphat Typus.

Die Quellen und kurzen Qanate der paläozoischen Ozbak-kuh Mountains liefern Sulphatwasser mit einer Salinität von 30—60 mval/l und einem Cl : SO_4-Verhältnis von 0,3—1,0. Der Sulphat-Gehalt kommt von Red Beds des Unterdevons (Padeha Formation), vor allem von einer 50 *m* mächtigen Gipsschicht im Hangenden dieser Formation. Beispiele solcher Wässer sind in Tafel II unter Nr. 13, 15, 16, 20, 21, 22 und 23 dargestellt. Auffallend ist, daß in diesen Wässern der prozentuelle Anteil von Ca unter den Kationen nicht überhöht ist, und daß somit ein großer Teil des Sulphates als Natriumsulphat gelöst ist.

Wir fanden keine Sulphatwässer dieses Typus in den paläozoischen Derenjal Mountains, wo diese Gipsschicht nicht oder nur schwach entwickelt ist. Dort gehören die Wässer zu einem intermediären Sulphat-Chlorid Typus (Nr. 52, 54, 57 in Tafel II). Diese Wässer sind durch einen verhältnismäßig hohen Soda-Gehalt charakterisiert.

Zu demselben intermediären Sulphat-Chlorid Typus gehören auch die Wässer der Kuh-e-Bam Range, soferne ihr Einzugsgebiet aus oberjurassischen Mergeln und Red Beds besteht, mit denen die Riffkalke des Kuh-e-Bam seitlich verzahnen (Nr. 31, 32, 33 und 34 in Tafel II). In diesen Wässern ist unter den Anionen der prozentuelle Anteil von CO_3, Cl und SO_4 ungefähr gleich; Na überwiegt über Ca und Mg. Die Salinität dieser Wässer ist verhältnismäßig niedrig (15—30 mval/l).

Eine besondere Wassertype wurde im nördlichen Teil der Sarhangi—Zeberkuh Range gefunden (Nr. 1, 2 und 3 in Tafel II). Diese Wässer sind charakterisiert durch einen Sulphatgehalt von 50—60% der Anionen und durch ein Vorwiegen von Mg über Ca (20—35% der Kationen). Für die relativ geringe Salinität (unter 30 mval/l) und die verhältnismäßig große Schüttung dieser Wässer sind wahrscheinlich infrakambrische Dolomite verantwortlich zu machen, welche die benachbarten Berge aufbauen. Der Mg- und SO_4-Gehalt dürfte von Evaporiten der neogenen "Upper Red Formation" herrühren, die nördlich der Sarhangi—Zeberkuh Range anstehen, oder von Tonschiefern und Sandsteinen präkambrisch-paläozoischen Alters dieser Gebirgsgruppe.

Chloridwässer sehr einheitlicher Zusammensetzung (zirka 60% Cl und 30% SO_4) entspringen den schwach metamorphen Sandsteinen und Tonschiefern (wahrscheinlich oberjurassischen Alters), welche die Hügel zwischen der Kuh-e-Bam Range und den Ozbak-kuh Mountains aufbauen (Nr. 26, 27 in Tafel II). Ebenso sind alle Wässer, die von den liassischen Schiefertonen und Sandsteinen der Pirhajat Mountains kommen, Chloridwässer (Nr. 63, 64, 65 und 66). In ihnen ist das Cl : SO_4-Verhältnis verhältnismäßig konstant (etwa 2 : 1), während die Gesamtkonzentration zwischen weiten Grenzen schwankt. Diese Wässer beeinflussen auch die Wässer niedriger Salinität, welche aus den permo-triassischen Dolomiten dieser Berge kommen.

Eine weitere Ursache für Chloridwässer sind junge (plio-pleistozäne) Evaporite, die offensichtlich sehr reich an NaCl sind und die in manchen Fällen Wässer hoher Salinität (bis zu 120 mval/l) liefern (Nr. 58 und 59 in den Pirhajat Mountains, Nr. 67 und 68 bei Shirgesht und Nr. 9 und 10 westlich von Ozbak-kuh auf Tafel II).

Quellen mit Chloridwasser von einer Salinität bis zu 265 mval/l sind an große Störungen oder Störungszonen gebunden. Diese Störungen sind entweder sogenannte „Randstörungen", oder sie streichen aus den Gebirgsketten in die Kavir hinaus. Die

Quellen werden offensichtlich von hochkonzentriertem Wasser gespeist, das in diesen Störungen zirkuliert. Die Schüttung solcher Quellen ist meist sehr gering. Beispiele dafür sind: Nr. 11 westlich von Ozbak-kuh, Nr. 19 in den Ozbak-kuh Mountains, Nr. 14, 12 und 8 am Ostrand der Ozbak-kuh Mountains und Nr. 25 im südlichen Teil der Ozbak-kuh Mountains. In allen diesen Wässern beträgt der relative Anteil von Cl 60—80% der Anionen und jener von Na 75—95% der Kationen.

Konzentrationen über 265 mval/l wurden nur in frei an der Oberfläche fließenden Gewässern gefunden. Als Beispiel für die Zunahme der Konzentration durch Verdunstung möge hier der Salzfluß von Doruneh dienen, der außerhalb unseres Untersuchungsgebietes von Norden her der Großen Kavir zufließt und westlich des Sefid Kuh in diese mündet. In seinem Oberlauf führt dieser Fluß ein Wasser mit einer Konzentration von 250 mval/l und einer prozentuellen Ionenzusammensetzung von 95 Na/0 Ca/5 Mg—1 Alk/75 Cl/24 SO_4. Bei zunehmender Konzentration werden diese Wässer immer mehr zu NaCl-Lösungen mit geringen Beimengungen von Mg, CO_3 und SO_4 (vgl. auch Fig. 7 und 9). Wahrscheinlich ist dies auch die Zusammensetzung des Kavir-Salzes; eine Analyse einer Salzkruste der Kavir (nach B. ASKLUND) ist in Kap. IV/2 c angegeben.

Aus den ursprünglich sehr unterschiedlich zusammengesetzten Salzwässern resultieren somit schließlich kontinentale Salzablagerungen, die vorwiegend aus NaCl bestehen. Am Beginn des ganzen Zyklus steht das Regenwasser, dessen geringer Salzgehalt von dem aus diesen Salzablagerungen aufgewirbelten und in der Luft suspendierten Salzstaub herrührt.

Auffallend ist das Fehlen ausgesprochener Sodawässer in unserem Gebiet. Ein geringer Überschuß der Alkalinität über dem den Erdalkalien zukommenden Äquivalent wurde im Regenwasser und in fast der Hälfte der natürlichen Wässer gefunden. Dieser Überschuß der Alkalinität ist wahrscheinlich auf einen Gehalt an Alkali-Karbonat oder -hydrokarbonat zurückzuführen, wenn auch Salze anderer schwacher Säuren, wie z. B. der Kieselsäure, eine Rolle spielen mögen. Wässer höherer Konzentration mit einem Alkalinitäts-Überschuß sind an ganz bestimmte Regionen gebunden, u. zw. an solche, in denen Evaporite und daneben Mergel, Schiefertone, Sandsteine und, in einem Fall, auch kristalline Gesteine vorkommen.

Ebenso wie Sodawässer, fehlen in unserem Gebiet auch ausgesprochene Magnesiumwässer.

VII. Bibliography

ASKLUND, B., 1927: Zur Geologie Ostpersiens auf Grund der von Sven Hedin gesammelten Gesteinsproben; in: Eine Routenaufnahme durch Ostpersien von SVEN HEDIN, Bd. II, Stockholm—Leipzig.

BOBEK, H., 1955: Klima und Landschaft Irans in vor- und frühgeschichtlicher Zeit. Geogr. Jahresberichte, Österr. 25, 1—42.

—, 1959: Features and Formation of the Great Kavir and Masileh. Arid Zone Research Centre, Univ. Teheran, Rep. 2, 1—63.

—, 1961a: Die Salzwüsten Irans als Klimazeugen. Anz. österr. Akad. Wissensch., Jahrg. 1961/3.

—, 1961b: Iran, Probleme eines unterentwickelten Landes. Verl. Diesterweg.

COLE, G. A., 1968: Desert Limnology; in Desert Biology, edit. by BROWN, G. W. Acad. Press, N. Y.

ENGELHARDT, W., 1960: Der Porenraum der Sedimente. Min. Petr. i. Einzeldarst. Springer, Berlin.

HUTCHINSON, G. E., 1937 b: Limnological Studies in Indian Tibet. Intern. Rev. Hydrob. 35, 134—177.
—, G. E., 1957: A Treatise on Limnology. J. Wiley, N. York.

Iran. Meteor. Dep. and Arid Zone Res. Inst. Teheran. 1959: Preliminary Precipitation Map. 1959.

Iranian Meteorolog. Department. 1960: Meteorol. Data of Tabas. Unpublished.

LÖFFLER, H., 1959 b: Beiträge zur Kenntnis Iranischer Binnengewässer I. Intern. Rev. Hydrob. 44/2, 227—276.

1961: Beiträge zur Kenntnis Iranischer Binnengewässer II. Intern. Rev. Hydrob. 46/3, 309—406.

MACKERETH, F. J., 1963: Water Analysis for Limnologists. Freshwater Biol. Assoc., Sci. Publ. 21.

MAUCHA, R., 1932: Hydrochemische Methoden in der Limnologie. Binnengewässer 12. Stuttg.

RODHE, W., 1949: The ionic composition of Lake Waters. Proc. Intern. Assoc. Limnol. 10, 377—386.

RUTTNER, A., M. H. Nabavi and J. Hadjan, 1968: Geology of the Shirgesht Area (Tabas Area, East Iran). Geolog. Survey of Iran, Rep. No. 4, 1—133.

—, M. A. Nabavi and M. Alavi, in press: Geology of the Ozbak-Kuh Mountains. (Tabas Area, East Iran). Geolog. Survey of Iran, Rep. No. 5.

RUTTNER-KOLISKO, A., 1964: Kleingewässer am Ostrand der persischen Salzwüste. Proc. Intern. Assoc. Limnol. 15, 201—208.

—, 1966: The influence of climatic and edaphic factors on small astatic waters in the East Persian Salt Desert. Proc. Intern. Assoc. Limnol. 16, 524—531.

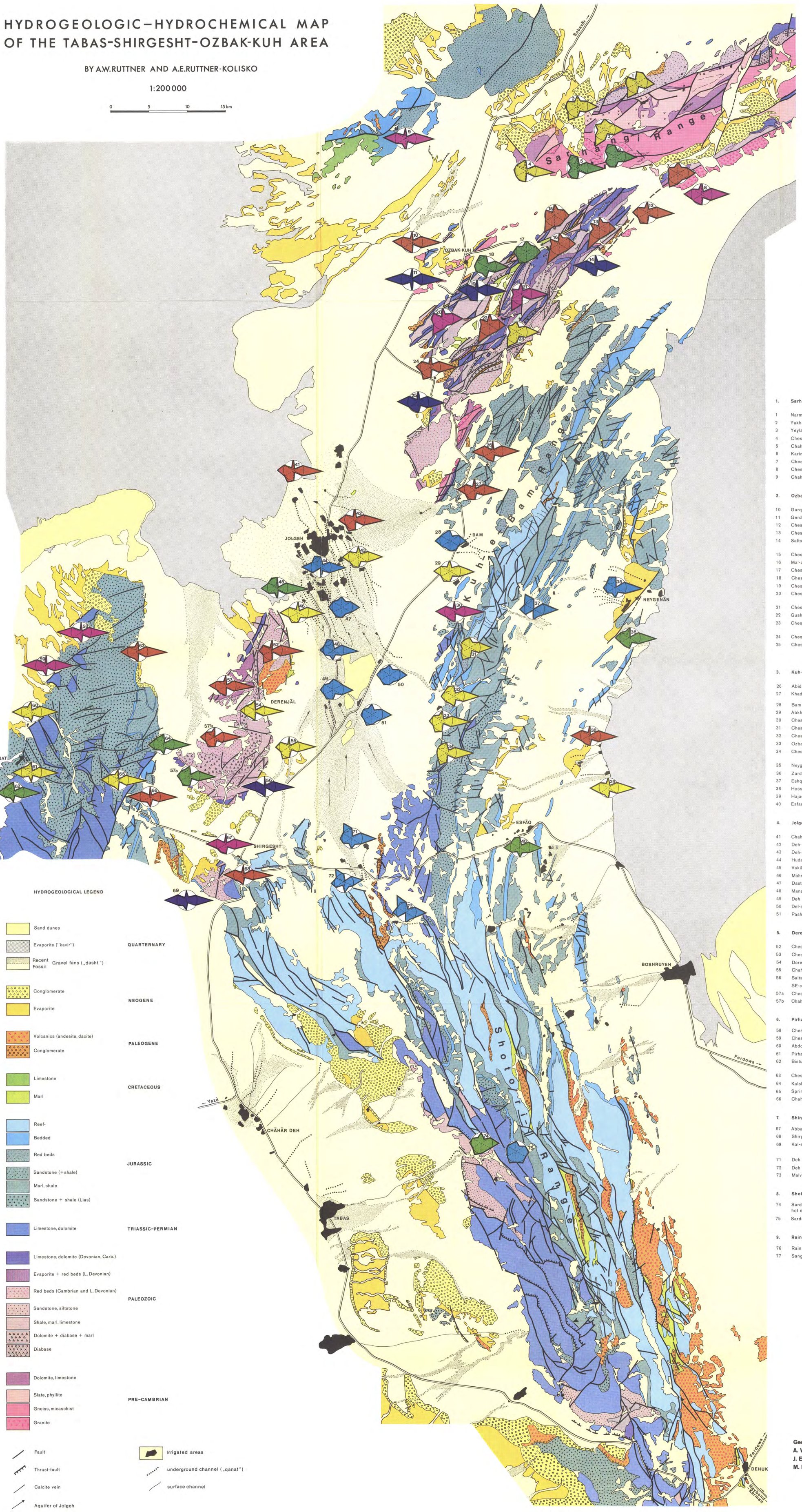
STÖCKLIN, J., Eftekhar N. and A. Hushmand, 1965: Geology of the Shotori Range (Tabas Area, East Iran). Geolog. Survey of Iran, Rep. No. 3, 1—69.

HYDROGEOLOGIC–HYDROCHEMICAL MAP OF THE TABAS-SHIRGESHT-OZBAK-KUH AREA

BY A.W. RUTTNER AND A.E. RUTTNER-KOLISKO

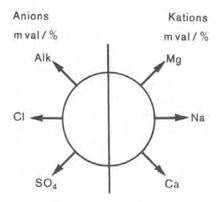
1:200000

0 5 10 15 km



HYDROCHEMICAL LEGEND

Pattern of the Diagrams:



Ranges of concentration

- < 10 m val / l
- 10 - 15 m val / l
- 15 - 30 m val / l
- 30 - 60 m val / l
- 60 - 120 m val / l
- > 120 m val / l

HYDROGEOLOGICAL LEGEND

Sand dunes	QUARTERNARY
Evaporite ("kavir")	
Recent Gravel fans („dasht") Fossil	
Conglomerate	NEOGENE
Evaporite	
Volcanics (andesite, dacite)	PALEOGENE
Conglomerate	
Limestone	CRETACEOUS
Marl	
Reef-	JURASSIC
Bedded	
Red beds	
Sandstone (+shale)	
Marl, shale	
Sandstone + shale (Lias)	
Limestone, dolomite	TRIASSIC–PERMIAN
Limestone, dolomite (Devonian, Carb.)	PALEOZOIC
Evaporite + red beds (L. Devonian)	
Red beds (Cambrian and L. Devonian)	
Sandstone, siltstone	
Shale, marl, limestone	
Dolomite + diabase + marl	
Diabase	
Dolomite, limestone	PRE-CAMBRIAN
Slate, phyllite	
Gneiss, micaschist	
Granite	

Fault
Thrust-fault
Calcite vein
Aquifer of Jolgeh

Irrigated areas
underground channel („qanat")
surface channel

		Ionic composition in m val%						concentration in m val / l
		Na	Ca	Mg	Alk	Cl	SO_4	Soda > 50%
1.	**Sarhangi Range** (and Doruneh)							
1	Narm (q)	55	10	35	10	35	55	27,0
2	Yakhab (q)	65	15	20	15	35	50	27,2
3	Yeylaq (s)	60	15	25	20	20	60	17,1
4	Cheshmeh Tohu (s)	90	5	5	31	36	33	+ ▲ 20,0
5	Chah Paliz (q)	84	8	8	44	22	34	+ ▲ 13,5
6	Karimabad (q)	62	20	18	42	22	36	10,4
7	Cheshmeh-e-Asbi (s)	57	25	18	19	31	50	34,0
8	Cheshmeh-e-Sangiche (s)	86	7	7	13	55	32	88,0
9	Chah Tom (well)	85	10	5	9	73	18	69,0
2.	**Ozbak-kuh Region**							
10	Garqab (s)	90	5	5	7	62	31	59,0
11	Gerdab (s)	95	2	3	8	81	11	140,0
12	Cheshmeh Kerkesu (s)	82	10	8	16	45	39	48,0
13	Cheshmeh Huk (s)	48	30	22	4	20	76	48,7
14	Saltspring nr. Huk	75	12	13	1	67	32	265,0
15	Cheshmeh Taqshiru (s)	48	34	18	8	30	62	35,4
16	Ma'-dan-e-Bala nr. Qal'-eh (q)	50	30	20	4	28	68	41,0
17	Cheshmeh Senjedu (s)	44	30	26	19	40	41	12,6
18	Cheshmeh Mohamad Beik (s)	72	17	11	38	36	26	+ ▲ 13,6
19	Cheshmeh Bad Bad (s)	90	3	7	7	61	32	140,0
20	Cheshmeh Lokeni (s)	63	22	15	3	37	60	76,5
21	Cheshmeh Baghal (s)	85	5	10	13	25	62	83,3
22	Gushkamar 2 (s)	52	32	16	11	23	66	37,4
23	Cheshmeh Padeha (s)	72	14	14	25	22	53	20,0
24	Cheshmeh Shir (s)	86	7	7	10	43	47	40,7
25	Cheshmeh Estalkhaq (s)	80	12	8	3	67	30	153,0
3.	**Kuh-e-Bam Range**							
26	Abid (q)	85	9	6	6	63	31	52,0
27	Khadrin (q)	85	11	4	7	57	36	53,4
28	Bam (q)	50	35	15	46	27	27	4,7
29	Abkhoraq (q)	75	15	10	15	50	35	17,9
30	Cheshmeh-e-Khormayu (s)	91	4	5	7	61	32	79,6
31	Cheshmeh-e-Gholah (s)	69	10	21	29	26	45	21,5
32	Cheshmeh Neyzar (s)	80	10	10	35	40	25	15,0
33	Ozbak-kuh II (s)	90	5	5	18	44	38	27,5
34	Cheshmeh-e-Paderakhti (s)	83	5	12	31	29	40	29,3
35	Neygenan 1 (q)	85	15	0	40	40	20	▲ 9,7
36	Zardeh (s)	84	15	1	25	45	30	12,8
37	Eshqabad (q)	75	25	0	55	45	0	▲ 5,8
38	Hosseynabad (q)	90	9	1	10	60	30	52,4
39	Hajadabad (q)	85	7	8	15	60	25	24,4
40	Esfaq (q)	70	20	10	35	50	15	11,4
4.	**Jolgeh**							
41	Chah-e-Kavir (q)	90	5	5	10	50	40	44,2
42	Deh-e-Luk (q)	88	5	7	10	50	40	39,6
43	Deh-e-Alkhani (q)	75	15	10	15	50	35	21,7
44	Hudar (q)	80	10	10	40	59	1	+ ▲ 7,3
45	Vakilabad (q)	97	3	0	30	50	20	+ ▲ 11,8
46	Mahmudabad (q)	80	15	5	10	55	35	20,0
47	Dastgardan (q)	55	25	20	25	40	35	9,9
48	Manzuriyeh (q)	78	15	7	40	45	15	8,2
49	Deh Khan 1 (q)	60	10	30	25	40	35	9,2
50	Del-e-Kuh (q)	55	25	20	25	40	35	9,2
51	Pashneh Darun (q)	60	25	15	25	35	40	9,5
5.	**Derenjal Mountains**							
52	Cheshmeh Kharmayu (s)	95	3	2	10	40	50	+ ▲ 47,4
53	Cheshmeh Shorm 2 (s)	95	3	2	15	55	30	+ ▲ 51,3
54	Derenjal, (before rain, s)	94	5	1	25	50	25	+ ▲ 26,0
55	Chah-e-Shur (well)	85	10	5	10	45	45	24,2
56	Saltstream, SE-corner of the mountains	95	3	2	0	75	25	400,0
57a	Cheshmeh Chekab (s)	85	10	5	25	40	35	▲ 11,3
57b	Chah-e-Gerdu (well)	97	3	0	20	45	35	▲ 35,0
6.	**Pirhajat Mountains**							
58	Cheshmeh Gowmar (s)	90	7	3	5	75	20	120,0
59	Cheshmeh Talkhab (s)	90	7	3	5	75	20	73,8
60	Abdolabad (s)	85	10	5	20	60	20	▲ 21,8
61	Pirhajat main spring	85	10	5	25	60	15	▲ 17,3
62	Bistun (s)	85	10	5	30	50	20	▲ 11,8
63	Cheshmeh Dahaneh Mambar (s)	97	2	1	20	55	25	+ ▲ 50,4
64	Kalshaneh (s)	85	10	5	30	55	15	13,4
65	Spring west of Chah-e-Sorb	95	3	2	20	55	25	▲ 23,2
66	Chah-e-Sorb shaft 2	85	10	5	5	75	20	35,2
7.	**Shirgesht Region**							
67	Abbasabad (q)	91	6	3	5	65	30	88,0
68	Shirgesht (s)	91	7	2	10	65	25	31,0
69	Kal-e-Gaz, salt stream	85	7	8	10	70	20	335,0
71	Deh Now (q)	75	20	5	50	35	15	6,8
72	Deh Mohammad (q)	74	22	4	51	45	4	▲ 6,7
73	Malvand (q)	67	23	10	62	38	0	▲ 4,5
8.	**Shotori Range**							
74	Sardar Valley, hot spring at Tang-e-Abbasi	58	30	12	20	35	45	12,0
75	Sardar River at Tang-e-Abbasi	40	40	20	30	30	40	8,6
9.	**Rain and Sang-ab**							
76	Rain after 12h	60	20	20	55	45	0	3,1
77	Sang-ab 2	60	35	5	45	35	20	4,7

Geology according to:
A. W. Ruttner, J. Stöcklin, M. Alavi, J. Eftekhar-nezhad, J. Hajian, A. Hushmand-zadeh, M. H. Nabavi

Druck: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 115. Band, 1972 – Beilage 2
A. W. RUTTNER – Plate III

STRATIGRAPHY OF THE TABAS–SHIRGESHT–OZBAK–KUH AREA

PIRHAJAT MOUNTAINS

KUH-E-BAM

SHOTORI RANGE

CENTRAL PART

EASTERN PART

SOUTHWEST of SHIRGESHT

OZBAK-KUH MOUNTAINS

DERENJAL MOUNTAINS

Q

Q

Qal'eh Dokhtar Formation 970 m			
Baghamshah Formation 480 m		Upper	
Badamu F. 40 m		Middle	
Shemshak Formation 0–1000 m		Lower	JURASSIC
Shotori Formation 0–1000 m	Tabas Group		TRIASSIC
Sorkh Shale F. 120 m			
Jamal Formation 457–750 m			PERMIAN
Sardar Formation 570–1000 m	Ozbak – kuh Group		CARBONI-FEROUS
Shishtu Formation 200–400 m			
Bahram Lst. Formation 500 m			
Sibzar Dol.F. 100 m			DEVONIAN
Padeha Formation 500–700 m	Gushkamar Group		
Niur Formation 600 m			SILURIAN
Shirgesht Formation 1240 m			ORDOVICAN
Derenjal Formation 830 m	Mila Group	Upper	
Basal Member 200 m			CAMBRIAN
Kalshaneh Formation 800 m		Middle	
Top Quartzite 60 m			
Lalun Sst. Formation 500 m		Lower	
Zaigun Formation 300–400 m			INFRA-CAMBRIAN
Barut Formation 170 m			
Chapaghlu Shale M. 140 m			
Soltanieh Dol.F. 450 m			
Shorm Beds			PRE-CAMBRIAN

Legend

- Shale, marl
- Sandstone, siltstone
- Conglomerate
- Reef limestone
- Limestone, bedded
- Dolomite
- Red Beds Q=Quartzite
- Gypsum
- Volcanics { andesite / diabase
- Crystalline rocks

Jahrb. Geol. B.-A.	Bd. 115	S. 49—102	Wien, September 1972

Die paläozoischen Korallenfaunen Ost-Irans 2. Rugosa und Tabulata der Jamal-Formation (Darwasian ?, Perm) [1])

Von H. W. FLÜGEL [2])

Mit 17 Textabbildungen und 6 Tafeln

Schlüsselwörter
Iran
Perm
Stratigraphie
Korallen
Pelökologie
Systematik

Inhalt

Seite

Summary 49
Zusammenfassung 49
Einleitung 49
Fazies und Stratigraphie 50
Systematik 54
Allgemeine Bemerkungen 54
Beschreibung der Fauna 56
Fundpunkte 96
Literatur 98

Summary

The coral-fauna of the Jamal-formation of Eastern Iran can be subdivided in a „*Cyathaxonia*"-fauna and a „*Waagenophyllum*"-fauna. The first mentioned faunal-type occurs in the lower Jamal-Formation, the last type in the upper Jamal-Formation (faunal-list Table 1). The age of the *Cyathaxonia*-fauna is probably the *Pseudofusulina*-or the lower *Parafusulina*-Zone, the age of the *Waagenophyllum*-fauna is the *Parafusulina*-Zone and perhaps the *Neoschwagerina*-zone. The environment of the *Cyathaxonia* fauna was the deeper part of a shallow water, probably 50 or 60 *m* under the sea level, whereas the *Waagenophyllum*-fauna indicates a high wave energy environment a litoral zone.

Zusammenfassung

Die bearbeitete Korallenfauna der Jamal-Formation Ost-Irans gliedert sich in eine „*Cyathaxonia*"-Fauna, die für die Kalke und Mergel der Unteren Jamal-Formation charakteristisch ist und eine „*Waagenophyllum*"-Fauna, die zusammen mit Dasycladaceen in der Oberen Jamal-Formation auftritt. (Faunenliste Tab. 1.) Erstere gehört der *Pseudofusulina-/Parafusulina*-Zone an, letztere der *Parafusulina-* bis *Neoschwagerina*-Zone. Paläoökologisch dürfte die *Cyathaxonia*-Fauna einem Flachmeer unterhalb der Wellenbasis (zirka 50—60 *m* Wassertiefe), die *Waagenophyllum*-Fauna dem litoralen Bewegtwasserbereich entstammen.

Einleitung

1965 faßten STÖCKLIN et al. (S. 21) eine bis 600 *m* mächtige, vorwiegend kalkige Schichtfolge der Shotori-Ketten bei Tabas in Ost-Iran unter dem Namen „Jamal-Formation" zusammen und stuften sie, vorwiegend auf Grund von Korallen und Fora-

[1]) 1. Jahrb. Geol. B. A., *113*, Wien 1970.

[2]) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. H. W. FLÜGEL, Abt. f. Paläont. & Hist. Geol. Univ. Graz, A-8010, Österreich.

miniferen, in das Perm ein. 1968, (S. 63) beschrieben RUTTNER et al. die gleiche Gesteinsfolge aus dem Gebiet von Shirgesht und gliederten sie lithologisch in einen tieferen gut geschichteten, dunkel gefärbten, vorwiegend kalkigen und einen meist massigen und licht gefärbten, vorwiegend dolomitischen höheren Teil. Aus erstgenanntem nannten sie Korallen, Brachiopoden, Conodonten, Lamellibranchiata und Cephalopodenfaunen. Dabei ergab sich hinsichtlich der Alterseinstufung insofern eine Diskrepanz, als die von STEPANOV, D. L., F. KAHLER und O. H. WALLISER bearbeiteten Faunen auf eine Einstufung in das höhere Unterperm bis tiefere Mittelperm (*Pseudofusulina/Parafusulina*-Zone) hindeuten, während die Korallenfauna große Ähnlichkeit mit der der Basleo-Schichten Timors (Ober-Perm) besitzt.

Diese im folgenden zur Darstellung kommende Korallen-Fauna wurde zwischen 1963 und 1966 von A. RUTTNER, J. STÖCKLIN, J. EFTHEKHAR-NEZHAD und dem Autor aufgesammelt. Das Material ist in der Sammlung der Abt. f. Paläont. & Hist. Geologie der Universität Graz (UGP. 2685—2784) hinterlegt. Paratypen befinden sich in der Sammlung des Geological Survey of Iran, Teheran.

Die Möglichkeit eigener Aufsammlungen bot sich dank einer Unterstützung durch den Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung und des Geological Survey of Iran (Dir. Dr. N. KHADEM).

Fazies und Stratigraphie

Die untersuchten Korallenfaunen der Jamal-Formation stammen zum überwiegenden Teil aus vier Profilen (Abb. 1). Es sind dies die basalen 58 *m* des Kuh-e-Bagh-e-Vang-Profiles südlich bzw. die tiefsten zirka 65 *m* des Kuh-e-Shesh Angosht-Profiles südwestlich von Shirgesht, die untersten zirka 60 *m* des Neyshkenin-Profiles östlich von Tabas und die mittleren zirka 140 *m* des Kuh-e-Jamal-Profiles südöstlich von Tabas (STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 11, Schicht 4 und 5). Lithologisch handelt es sich bei den drei erstgenannten Profilen um eine Wechselfolge von Kalken, Mergeln und Schiefern. Die Kalke sind teilweise als Breccien- und Schuttkalke, teilweise als Crinoidenkalke oder als gefleckte bis homogene Biomikrite entwickelt. An Organismen treten in den letztgenannten Reste von Crinoiden, Ostracoden, Brachiopoden, Cephalopoden, verschiedene Sphaeren, sowie Filamente auf. Die Schuttkalke bestehen aus mikrofaziell verschiedensten Kalktypen, sowie Bruchstücken von Fossilien (Bryozoa, Crinoiden, Echinodermenstachel, Korallen). Interessante Gesteinskomponenten sind in ihnen Pelsparite, Biomikrite und Kalke mit *Girvanella* sp. und *Ottonosia* sp. Erst in den höchsten Lagen dieser Folge treten neben Fusulinen auch Dasycladaceen auf. Bei den Kalken des Kuh-e-Jamal-Profiles handelt es sich um Dasycladaceen-Mikrite bis Dasycladaceen-Pelsparite, wobei in den Schliffen neben den Algen in erster Linie waagenophyllidae Rugosa und Fusulinen auftreten.

Die Fauna der drei erstgenannten Profile ist vollkommen einheitlich. Sie besteht zum überwiegenden Teil aus kleinwüchsigen, solitären Rugosa und Tabulata, die zum Teil Crinoidea umwachsen. Wie Tab. 1 zeigt, unterscheidet sich diese Fauna sehr deutlich von der vorwiegend aus koloniebildenden Waagenophyllidae bestehenden Fauna der Kalke des Kuh-e-Jamal.

Handelt es sich bei erstgenannter Fauna der Unteren Jamal-Formation mit einer einzigen Ausnahme um neue oder nicht sicher zuordenbare Arten, so besteht die Fauna der Oberen Jamal-Formation aus ostasiatischen Elementen, die bereits aus Persien bekannt sind (FLÜGEL 1964, DOUGLAS 1950, 1936).

Im Ruteh-Limestone des Elburz wurde diese Fauna von FLÜGEL 1964 in die obere *Parafusulina*- bis untere *Neoschwagerina*-Zone eingestuft. Auch für die Formen des Kuh-e-Jamal gaben MINATO & KATO 1965 ein *Parafusulina*-Alter an.

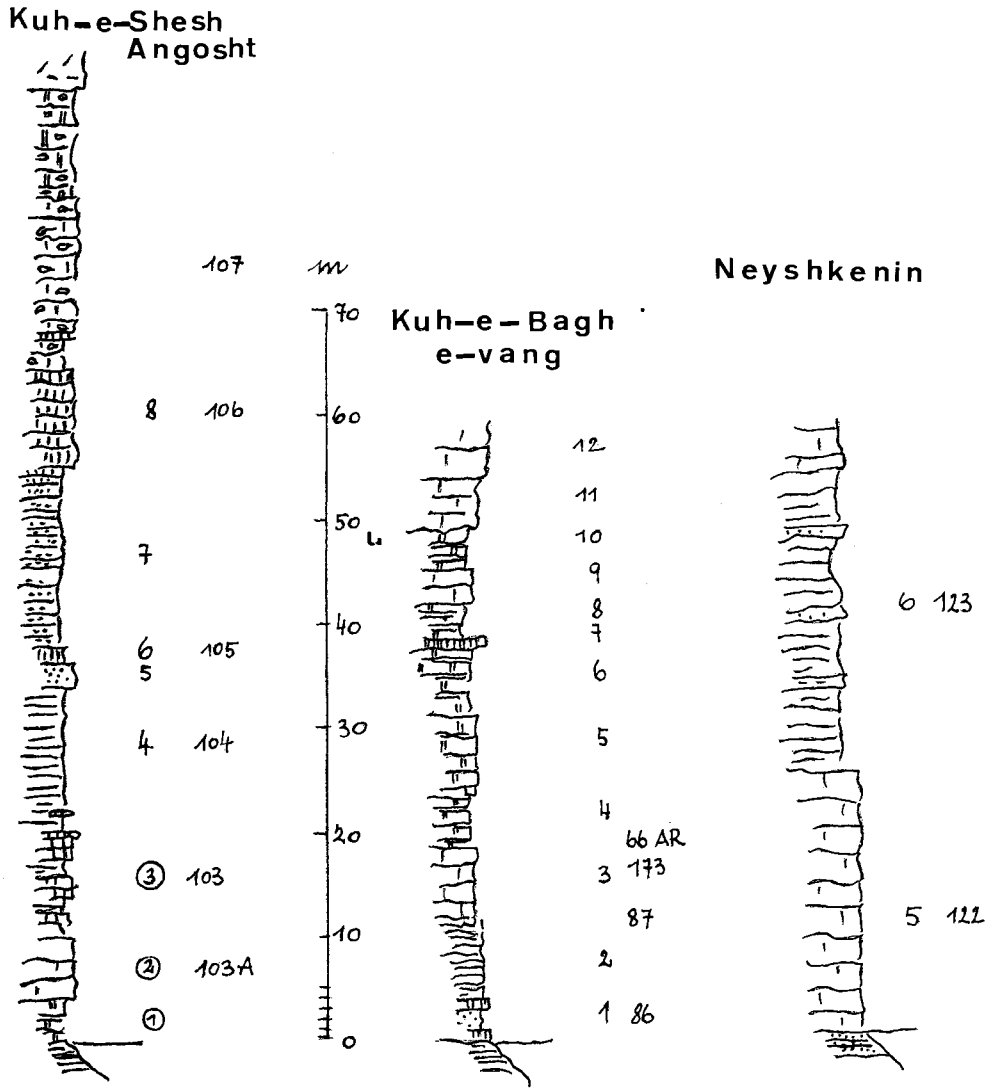


Abb. 1: Fundpunkte in den Profilen Kuh-e-Shesh Angosht, Kuh-e-Bagh-e-Vang und Neyshkenin.

Tabelle 1: Die Korallenfauna der Jamal-Formation

	Untere Jamal-Formation	Obere Jamal Formation
Calophyllum (C.) angustum (ROTHPL.) ?	+	
Calophyllum (C.) sp.	+	
Calophyllum (C.) cantabricum aequemagnum n. ssp.	+	
Calophyllum (C.) tenue brevis n. ssp.	+	
Plerophyllum (P.) angustum n. sp.	+	
Plerophyllum (P.) sp. A		+
Plerophyllum (P.) sp. B	+	
Plerophyllum (Barbarella) stellaforme n. sp.	+	
Plerophyllum (Ufimia) sp.	+	
P. (U.) cf. *persymmetricum* SCHINDEW.	+	
Cryptophyllum (Tachylasma ?) cf. *gracile* SCH.	+	
Cryptophyllum (T.) sp. A	+	

Cryptophyllum (T. ?) sp. ?	+	
Sinophyllum clavaeformis n. sp.	+	
Sinophyllum parvum (SCHOUPPÉ & STACUL)	+	
Sinophyllum breviseptatum n. sp.	+	
Lophophyllidium cambodgense fontainei n. ssp. (partim ?)	+	
Lophophyllidium ? sp.	+	
Verbeekiella australis (BEYRICH)	+	
Verbeekiella gerthi parva n. ssp.	+	
Wannerophyllum cristatum kahleri n. ssp.	+	
Wannerophyllum densum n. sp.	+	
Cyathaxonia cornu cornu MICHELIN ?	+	
Heritschioides woodi WILSON & LANGENHEIM ?		
Durhamia ? sp.	+	
Amplexocarinia cf. *abichi* (W. & W.)	+	
Amplexocarinia muralis SOSHKINA ?	+	
Amplexocarinia subtilis SCHOUPPÉ & STACUL	+	
Sochkineophyllum sp.	+	
Asserculina ? sp.	+	
Wentzellophyllum kueichowense pauciseptatum n. ssp.	+	
Wentzellophyllum ? *tabasense* MINATO & KATO		+
Wentzelloides (Multimurinus) lunatus n. sp.	+	
Yatsengia hangchowensis HUANG		+
Yatsengia kiangsuensis mabuti MINATO		+
Waagenophyllum (Lianghanophyllum) ? *parachihsiaensis* (HUANG)		+
Ipsiphyllum subtimoricum subtimoricum (HUANG)		+
Pseudohuangia stöcklini MINATO & KATO		+
Wentzelella (W.)katoi n. sp.	+	
Pavastehphyllum (Pseudocarniaphyllum) undaformis n. sp.		+
Favosites fusiforme n. sp.	+	
Pseudofavosites extraspinosus exiguus n. ssp.	+	
Pseudofavosites sp.	+	
Trachypora archilaeus diversaporus n. ssp.	+	
Trachypora directus n. sp.	+	

Eine zeitliche Einstufung der basalen Schichten ist aus der Korallenfauna heraus nicht möglich. Die Begleitfauna, vor allem die Fusulinen, stufen diese Schichten in den Bereich *Pseudofusulina/Parafusulina*-Zone ein (vgl. RUTTNER et al. 1968, S. 67 ff.). STEPANOV 1970 hat darauf hingewiesen, daß im Liegenden der Unteren Jamal-Formation ein weißes Quarzit-Band als Abschluß der Sadar-Formation auftritt. Örtlich können zwischen diese Quarzite und die Gesteine der Jamal-Formation noch geringmächtige Schiefer mit Kohlen eingeschaltet sein. Eine analoge Situation ist im Elburz gegeben, wo unter den obengenannten Ruteh-Kalken die weißen Sandsteine der Dorud-Formation liegen. Auch hier können die Sandsteine mit kohleführenden Schiefern verknüpft sein. Besteht diese von STEPANOV angedeutete Parallelisierung zurecht, so würde die Untere Jamal-Formation etwa den zirka 30 *m* mächtigen biogenen Kalken und Mergeln mit Bryozoen und Brachiopoden entsprechen, die ASSERETO 1963 aus dem Typusprofil der Ruteh-Formation beschrieben hatte. Im Liegenden der Sandsteine der Dorud-Formation finden sich Pseudoschwagerinenkalke des unteren Perms (GLAUS 1965, S. 60). Damit wäre ein weiterer Hinweis gegeben, daß die Untere Jamal-Formation nicht unter das Sakmara 1. e. S. hinunterreicht. Bei der Fauna der Unteren Jamal-Formation handelt es sich sowohl was die Arten, als auch was die Individuenzahl anbelangt, zum überwiegenden Teil um kleinwüchsige Einzelkorallen des „*Cyathaxonia*"-Faunentypus von HILL 1948. Sie treten zusammen mit Cyclostomata, Fusulinida, Goniatitinae, Brachiopoda, Sphinctozoa, Bellerophontida, Conodonta, Lamellibranchiata und Crinoidea auf. Dasycladaceen, wie sie in den Kalken mit waagenophylliden Stockkorallen vorkommen, fehlen. HILL 1948 nahm an, daß diese Fauna auf kühleres, tieferes oder verunreinigtes Wasser hindeutet. Die gleiche Ansicht wurde von KULLMANN 1965, 1966, 1968 hinsichtlich der *Cyathaxonia*-Faunen des Devons und Karbons von Spanien vertreten. RUNNEGAR & FERGUSON 1969, die aus dem Artinsk von Queensland

eine entsprechende Fauna anführten, nahmen ebenfalls tieferes Wasser mit langsamer Sedimentation und geringer Energie an.

ROZKOWSKA 1969 vermutete, daß die unterfamennische *Cyathaxonia*-Fauna des Heiligen-Kreuz-Gebirges, die begleitet wird von Cephalopoden, Conodonten, Ostracoden, Lamellibranchiata, Trilobiten usw., eine Bildung in einem schlecht durchlüfteten, von terrigenen Sedimenten beeinflußten, flachen Becken war, d. h. daß ebenfalls extreme Bedingungen herrschten. MCLAREN 1970 verglich diese Fauna mit den rezenten ahermatypischen Scleractinia-Faunen. Weitere permische Faunen dieses Charakters kennen wir u. a. aus dem Ural (SOSHKINA 1925, 1928, 1932, SOSHKINA, DOBROLJUBOVA & PORFIRIEF 1941), von Westaustralien (HILL 1937, 1942, 1943), aus Timor (GERTH 1921, SCHINDEWOLF 1942, SCHOUPPÉ & STACUL 1955, 1959), von Grönland (FLÜGEL 1972), dem Zechstein (SCHINDEWOLF 1942), der Mongolei (GRABAU 1931), dem Omolonsk-Massiv in NE-Asien (SOKOLOV 1960), von Nepal (FLÜGEL 1966), der Nesen-Formation des Elburz (FLÜGEL 1968), der Djulfa-Stufe von Djulfa (ILJINA 1965, FLÜGEL 1971) und von Abadeh (GRÄF 1964. TARAZ 1969).

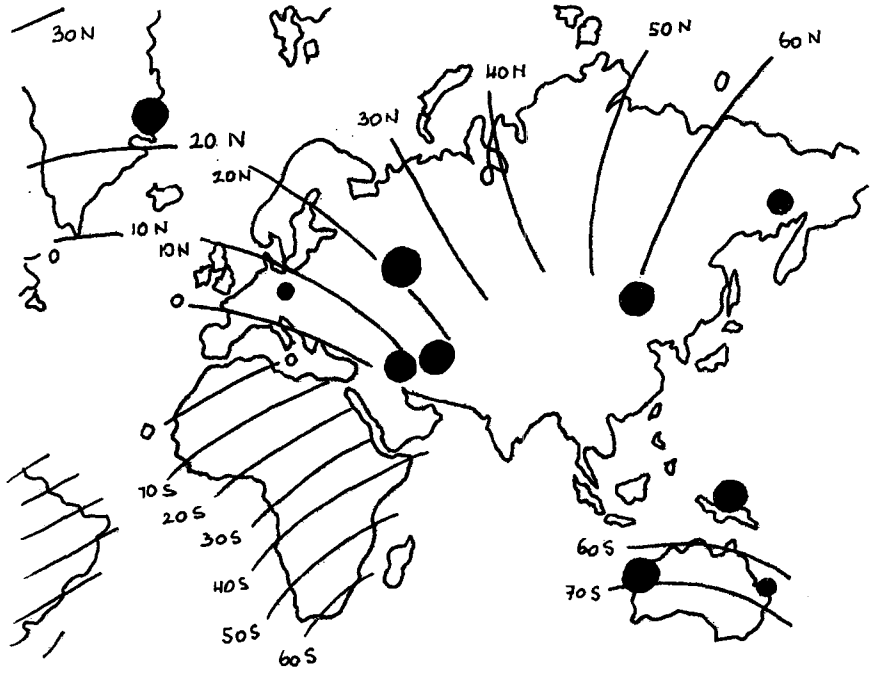


Abb. 2: Fundpunkte der *Cyathaxonia*-Fauna im Perm. Kartenunterlage: Palaeomagnetisches Erdmodell des Perm nach STEHLI 1968.

Vergleicht man die Fundorte dieser Faunen mit dem palaeomagnetischen Erdmodell für das Perm von STEHLI 1968 (Abb. 2), so zeigt sich, daß sie auf einen Bereich zwischen zirka 70° südlicher Breite (West-Australien) und 70° nördlicher Breite (NO-Asien) verteilt sind, wobei sie aber auch in niedrigen Breiten nicht fehlen (Ost-Grönland, Ural, Iran). Diese große geographische Verbreitung erinnert an die der ahermatypischen Scleractinia der Gegenwart und bestätigt die vermutete größere Licht- und Temperaturtoleranz der „*Cyathaxonia*"-Fauna gegenüber den gleichalten *Waagenophyllum*-Faunen. Einen Hinweis auf den Ablagerungsraum der Unteren Jamal-Formation gibt das Auftreten von Fusulinen einerseits, das Fehlen von Dasycladaceen andererseits. Erstere dürften nach den Arbeiten von F. & G. KAHLER 1942, STEVENS 1966 u. a. Flachwasserformen gewesen sein, die in einer Tiefe bis zirka 70 *m* vermutlich auf der Sediment-

oberfläche (Ross 1969) lebten. Andererseits wird für die Dasycladaceen ein Lebensoptimum bis in eine Tiefe von etwa 10 *m* angenommen, wobei Newell et al. 1953 für die permischen Algen des Guadalupe-Riffkomplexes eine Tiefe von 10 bis 30 *m* annahmen. Zu einer gleichen Tiefe kam Homann 1969 bei einer Analyse unterpermischer Algen-Fusulinenkalke der Karnischen Alpen. Ihr Fehlen und das starke Zurücktreten stockbildender Korallen läßt für die Ablagerung der Unteren Jamal-Formation eine Tiefe von etwa 50 bis 60 *m* annehmen. Dieser Deutung widersprechen weder die Sphinctozoen und Cyclostomata, die beide Flachwasserbewohner sind (Laubenfels 1957, Moore & Dudley 1944), noch das Auftreten von Conodonten, deren gleichzeitiges Vorkommen mit Fusulinen auch aus dem Unterperm von Kansas bekannt wurde (Garylane 1964) bzw. mit kleinwüchsigen Goniatiten, für die ebenfalls ein relativ flaches Meer angenommen werden kann (vgl. Clifton 1944, Ziegler 1963). Das Auftreten von Schuttkalken in diesem Stillwasser-Mikrit-Mergelkomplex spricht für episodisches Eingleiten gröberklastischer Komponenten aus höher liegenden Ablagerungsräumen. Die Dasycladaceen-Porostromata-Korallen-Fusulinenkalke der oberen Jamal-Formation stellen demgegenüber Flachwasserbänke dar. Die wenigen Proben gestatten jedoch keine weiteren Aussagen.

Systematik

Allgemeine Bemerkungen

Bis heute wurden nahezu 1200 paläozoische Korallengenera bekannt. Für ihre Gliederung gibt es jedoch keine einheitlichen Grundsätze, sodaß wir heute nicht ein, sondern zahlreiche Systeme kennen, die oft nur wenig miteinander gemein haben. Man vergleiche beispielsweise die Gliederungen der Rugosa von Wang 1950, Lecompte 1953, Hill 1956, Soshkina et al. 1962 und Ivanovsky 1965, 1967 miteinander. Es läge nahe, hiefür das rasche Anwachsen der Gattungszahlen verantwortlich zu machen, besonders wenn man weiß, daß seit dem Erscheinen der oben zitierten Arbeit von Wang bis Ende 1967 über 370 neue Gattungen beschrieben wurden. Aber gerade die Tatsache, daß ihre Entdeckung laufend zu einer Veränderung der Systematik führt, zeigt, daß diese nur dem Augenblicksstand angepaßt ist und kaum einen Spielraum für neue Genera läßt.

Die Grundlage der Taxonomie der fossilen — ebenso wie der rezenten — Korallen liegt in der Skelettmorphologie. Dort, wo infolge des Erhaltungszustandes die Hartteile zerstört wurden, wie bei Steinkernen, ist daher selbst eine gattungsmäßige Zuordnung nur schwer möglich.

Wenn wir das Skelett als Fundament der Systematik betrachten, so heißt dies, daß wir letzten Endes die Art der Bewegung bzw. die Stillstandslagen der skelettausscheidenden Weichkörperabschnitte (Pallium, Fußscheibe, Septentaschen) zur taxonomischen Gliederung heranziehen. Leider sind wir über diese Vorgänge noch sehr unvollkommen unterrichtet. Vor allem sind Art und Ursache der Verlagerung von Fußscheibe und Pallium umstritten. Sie sind aber für die Ausscheidung von Präsepimenten, Dissepimenten, Tabulae, Tabellae, Columella usw. verantwortlich (vgl. Schouppé & Stacul 1966). Diese Elemente stellen in ihrer Vielgestaltigkeit und ihrer Verknüpfung mit anderen Skelettstrukturen wichtigste systematische Merkmale dar. Die Frage, ob die Weichteilverlagerung während der Ontogenie mehr oder minder unbeeinflußt von der Umwelt erfolgte, oder ob sie teilweise oder weitgehend nur eine Reaktion des Tieres auf äußere Einflüsse darstellte, ist damit von eminenter Bedeutung. Wie extrem jedoch die Meinungen in dieser Frage sind, möge ein Hinweis auf zwei Autoren zeigen. In letzter Zeit hat Birenheide (1962 a, 1962 b, 1963 u. a.) die Ansicht vertreten, daß der Wandel in der Skelettmorphologie bei den Rugosa in erster Linie als „Anpassungsumwandlungen an bestimmte Umweltsbedingungen“

innerhalb von Gattungen mit „unterschiedlicher Reaktionsnorm" aufzufassen ist. Er faßte dabei die Gattungen als Gruppen auf, die gegenüber nahe verwandten ein neues qualitatives Merkmal zeigen, wobei jedoch keine Übergänge zwischen den verschiedenen Genera existieren (1964, S. 14). Es ist klar, daß BIRENHEIDE bei Anwendung dieser Gedankengänge an einem großen Material fossiler Korallen zu einer wohltuenden Reduktion der Arten kommt. Er nimmt dabei freilich in Kauf, daß zwischen diesen Arten kaum scharfe Grenzen existieren. Dieser Ansicht der weitgehenden Umweltbedingtheit des Skelettwandels steht seit LANG 1923 die Idee der „Entwicklungstrends" der verschiedenen Merkmale gegenüber, d. h. die Meinung, daß die Ausbildung verschiedener Merkmale bestimmten Entwicklungsrichtungen folgt (vgl. HILL 1956, S. 256), z. B. Entwicklung von Präsepimenten, Ersatz der Tabulae durch Tabellae, Herausgestaltung der Columella usw. Diese immer wieder bei den verschiedensten Gruppen auftretenden Trends beschreiben jedoch nur die Entwicklung, ohne sie zu erklären (LANG 1938).

Bei diesen und ähnlichen Überlegungen wurde bisher kaum die Frage laut, welchen Zweck die Ausbildung eines komplizierten Basalskeletts für den Polypen hat, obgleich es mir scheint, daß dies für die Wertung der systematischen Bedeutung der einzelnen Skelettelemente von Wichtigkeit wäre.

Basale und palliate Skelettelemente erfordern, sobald sie von der einfachen Form horizontaler Tabulae abweichen, bei gleichem Korallitendurchmesser eine Vergrößerung der Oberfläche des sie ausscheidenden Weichkörpers. Je komplizierter diese Bildungen sind, umso größer muß die Oberfläche werden. Man vergleiche z. B. waagenophyllidae Coralliten mit ihren vielgestaltigen Dissepimentarien, ihren Clinotabellae, kompliziert gelagerten Tabellae und ihren hochgezogenen septobasalen Columella mit einfach gebauten Arten, wie *Tabularia* oder *Tryplasma*, um zu sehen, was gemeint ist. Da bei diesen Weichkörperabschnitten der Polypen die Funktion des Ectoderms primär die Ausscheidung einer „Mucopolysaccharid"-Lage als Matrix für die Skelettbildung ist, kann die Bedeutung der Oberflächenvergrößerung nur in einer Zunahme des Entoderms, d. h. der unmittelbaren Hülle des gastrovascularen Raumes gelegen sein. Dieses ist mit ihren Ausscheidungen Träger der Verdauung. Eine Vergrößerung des Entoderms wird daher, bei gleichbleibender Polypengröße, eine Steigerung des Stoffwechsels zur Folge haben. Es ist daher bezeichnend, daß es vorwiegend Stockkorallen sind, die hochkomplizierte basale Skelettelemente haben, während die kleinen Einzelkorallen auch in der Spätzeit der Phylogenie der Rugosa kaum einen basalen Skelettapparat zeigen.

Auch die Entwicklung einer Axialstruktur muß zu einer Oberflächenvergrößerung des Entoderms führen. (Daß möglicherweise der um die Columella gelegene ring- oder hufeisenförmige Graben auch bestimmte Funktionen gehabt haben mag, wie es z. B. OGLIVIE 1897 annahm, sei nicht bestritten, wenn es auch schwer beweisbar sein dürfte.) SCHOUPPÉ & STACUL 1961, 1966 konnten zeigen, daß sich, morphogenetisch gesehen, die Axialstrukturen auf wenige Grundtypen zurückführen lassen, die sie als septale, septobasale und pseudoseptale Columella bezeichneten. Den für unsere Frage interessantesten Typus stellt zweifellos die septobasale Columella dar, die durch eine Vereinigung der Axialplatten mit basalen Elementen zustandekommt. Hiebei müssen jedoch nach meiner Ansicht zwei bzw. drei verschiedene Möglichkeiten unterschieden werden. Sie hängen von der Art der basalen Elemente ab, wobei diesen Typen systematische Bedeutung zukommt.

Die erste Möglichkeit stellt die Vereinigung von Axialplatten und selbständigen, in der Axialzone nach Bildung der Axialplatten des betreffenden Schnittes gebildeten Basalelementen dar, wobei letztere zeitlich vor den periaxialen Tabellae, die sich an die Columella anlegen, zur Entwicklung gelangen. Die „columellaren" Tabellae stützen

sich dabei auf die zeitlich und räumlich vorhergehenden Platten. Beispiele hiefür finden sich bei *Waagenophyllum*, *Iranophyllum* usw. Theoretisch kann in diesem Fall eine Columella entstehen, die gleich hoch, ja sogar höher als die Kelchgrube ist. Es wäre dies ein Fall extremster columellarer Oberflächenvergrößerung des Entoderms. Das Wachstum des Säulchens wird hier nur durch die Größe des Gastrovascularraumes begrenzt.

Es gibt jedoch auch den Fall, daß keine selbständigen „columellaren" Tabellae zur Entwicklung kommen, sondern daß die Columella durch die Vereinigung von Axialplatten und axialen bzw. peraxialen Tabellae gebildet wird. In diesem Fall herrscht kein zeitlicher Unterschied zwischen der Bildung der Columella und der umgebenden Tabellaezone. Hiebei gibt es alle Übergänge von dem primitiven Fall, daß einfache, hochgezogene, weitgehend kontinuierliche Tabellae auftreten, wie dies bei *Protowentzelella* PORFIRIEV zu sehen ist, bis zu Formen, bei denen die Tabellae in zahlreiche kurze Elemente aufgelöst sind, wie bei „*Durhamina*" *kitakamiensis* MINATO & KATO.

Dieser letzte Fall leitet über zur Ausbildung einer septobasalen Columella, die neben „columellaren" Tabellae auch periaxiale Elemente zeigt, wobei es sich bei diesen häufig um Clinotabellae sensu MINATO & KATO 1965 a (non MCCUTCHEON & WILSON 1961) oder normale Tabellae handelt. In ihrer Studie über die Axialstruktur der Rugosa kamen SCHOUPPÉ & STACUL 1961, 1966 zur Ablehnung einiger von GRABAU 1922 aufgestellter Columellatypen, darunter auch der „Cystocolumella". Es handelt sich bei dieser um eine axiale Aufwölbung basaler Elemente (Tabulae bzw. Tabellae), die zur Bildung einer amboßartigen Erhebung am Kelchboden ohne Beteiligung von Axialplatten führen. Wenn wir mit SCHOUPPÉ & STACUL 1961, S. 261, ohne Berücksichtigung von Genese und Aufbau alle axialen Strukturelemente, die sich gegenüber anderen abgrenzen lassen, begrifflich als Axialstrukturen zusammenfassen, dann müssen wir wohl auch derartige „Cystocolumella"-Bildungen gelten lassen. Sie stellen persistente Aufragungen dar und sind für einige Genera charakteristisch (z. B. *Grewinkia* DYB.). Sie sind als morphologische Vorläufer septobasaler Strukturen — deren basale Elemente columellare Tabellae sind — aufzufassen. Morphologische Übergänge finden sich bei Formen wie „*Palaeosmilia*" *schucherti* HERITSCH, bei der wir in den frühen Entwicklungsstadien eine septobasale Columella aus periaxialen Elementen und Axialplatten beobachten können, während in den ontogenetisch höheren Stadien die Septen zurückweichen und nur mehr axiale Aufdomungen basaler Elemente eine Columella bilden.

Nomenklatorisch können wir eine derartige Axialstruktur ohne Beteiligung von septalen Elementen als „basale Columella" bezeichnen.

Beschreibung der Fauna

Die verwendete Terminologie stützt sich auf die Arbeiten von SCHOUPPÉ & STACUL 1966 bzw. MINATO & KATO 1965.

Die Abkürzungen sind:

⌀	= Durchmesser	D : ment	= Dissepiment
QS	= Querschnitt	P : ment	= Präsepiment
LS	= Längsschliff	HS	= Hauptseptum
T : arium	= Tabularium	G	= Gegenseptum
D : arium	= Dissepimentarium	S,S	= Seitensepten
S'S'	= Gegenseitensepten	I',II',III'	= Metasepten der Gegenquadranten
S. 1. O.	= Septen 1. Ordnung	S. 2. O.	= Septen 2. Ordnung

Die Darstellung der Septenzahl in den Quadranten folgt SCHINDEWOLF 1942, wobei durch die römischen Beizahlen ausgedrückt wird, welches Metaseptum jeweils das längste Septum des betreffenden Quadranten ist.

Ordn. **Rugosa** MILNE EDWARDS & HAIME 1850
Fam. **Polycoeliidae** ROEMER 1883
Subfam. **Polycoeliinae** ROEMER 1883
Calophyllum DANA 1846

Bemerkungen: Das Genus wurde ohne Angabe einer Art von DANA 1846, S. 183 aufgestellt. 1849 beschrieb KING mit dem Typus *Turbinolia donatiana* KING 1848 aus dem Perm von England das Genus *Polycoelia*. 1850 stellte er fest (KING 1850, S. 22), daß es sich dabei um die gleiche Gattung handle, die DANA 1846 unter dem Namen *Calophyllum* beschrieben hatte und stellte die Priorität dieses Namens fest. In der weiteren Folge wurden infolge der Unsicherheit des Genusnamens die Formen einmal als *Calophyllum*, ein andermal als *Polycoelia* beschrieben (vgl. SCHINDEWOLF 1942, LANG, SMITH & THOMAS 1940). Nach § 69 (a) (II) der IRZN hat jedoch der Name *Calophyllum* eindeutig die Priorität. Dieser Paragraph lautet: „War bei der Einführung der Gattung keine nominelle Art eingeschlossen, dann müssen diejenigen nominellen Taxa der Artgruppe, die in der Folgezeit erstmalig und ausdrücklich dieser Gattung zugeordnet wurden, als die einzigen ursprünglich eingeschlossenen Arten gewertet werden." Und weiter „(2) Wurde nur eine einzige nominelle Art in der Folgezeit und erstmalig einer nominellen Gattung zugeordnet, so ist sie ipso facto die Typusart durch sekundäre Monotypie." Damit wird im Sinne von KING 1850 *Polycoelia* KING 1849 jüngeres Synonym von *Calophyllum* DANA 1846.

Calophyllum (Calophyllum) DANA 1846

1846 *Calophyllum* DANA, S. 183
1849 *Polycoelia* KING, S. 388
1865 *Tetraphyllum* LUDWIG, S. 143
1872 *Phryganophyllum* de KONINCK, S. 62
1928 *Gerthia* GRABAU, S. 29

Diagnose: Konische Einzelkorallen mit Dominanz von H, S, S, G, gut entwickelten Metasepten, T : arium und fehlenden D : menten. Ontogenie mit einem zaphrentoiden Frühstadium.

Calophyllum (Calophyllum) angustum (ROTHPLETZ 1892) ?
Abb. 3

?1892 *Polycoelia angusta* n. sp. — ROTHPLETZ, S. 69, Taf. 12, Fig. 23, 31, 32.
?1942 *Polycoelia (Polycoelia) angusta* ROTHPLETZ-SCHINDEWOLF, S. 86, Abb. 32, 33, Taf. 6, Fig. 3—5, Taf. 17, Fig. 2, Taf. 21, Fig. 2—5, (Cum syn.).
v. 1968 *Polycoelia (Polycoelia) angusta* ROTHPLETZ-RUTTNER et al., S. 70.

Material: UGP. 2685, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der kegelförmige, gerade Corallitenrest hat eine Länge von 14 *mm*. Die bis 1·2 *mm* dicke Epithek zeigt an ihrer Außenseite neben einer Querrunzelung eine feine Längsstreifung. 6 *mm* über der Corallitenspitze zeigt ein Querschliff bei 9·5 *mm* im ⌀ 21×2 Septen. Die vier großen Protosepten (H, G, S, S) reichen bis nahe an die Achse und sind hier klobig und verdickt. Sie sind kreuzförmig gestellt. Die Metasepten sind folgend verteilt: $\frac{4_{I} \mid 4_{III}}{4_{III} \mid 3_{II}}$. S'S' sind deutlich länger als die benachbarten Metasepten. Die S. 2. O. sind sehr dünn und teilweise mehr als halb so lang wie die S. 1. O.

Den gleichen Bau hat, bei einem ⌀ von 10·5 *mm*, die obere Bruchfläche des Restes.

Die S. 1. O. zeigen einen Aufbau aus einer dünnen, dunklen Mittellinie, auf der die Kristalliten senkrecht stehen. Die Epithek ist homogen und läßt keine Feinstruktur erkennen.

Bemerkungen: Die Anordnung der Protosepten (H, G, S, S), das Fehlen von D : menten, sowie die Ausbildung der Metasepten sind sichere Subgenus-Kriterien. Durch das Auftreten langer S. 2. O. ist ein Vergleich mit *C. (C.) angustum* gegeben. Andererseits weist die iranische Form einen etwas größeren ∅ auf (10·5 gegenüber 8 *mm*), die Anordnung der Septen in den Quadranten entspricht nicht völlig den Angaben von SCHINDEWOLF 1942 und S'S' sind im Gegensatz zu *angustum* deutlich länger als die angrenzenden Metasepten. Berücksichtigt man dazu das höhere Alter, dann erscheint es möglich, daß die Form taxonomisch von *angustum* abzutrennen ist. Da jedoch nur ein Exemplar vorliegt, ist eine Entscheidung nicht möglich. *C. (C.) angustum* fand sich nach SCHINDEWOLF 1942 im Basleo *(Neoschwagerina*-Zone ?) Timors.

Calophyllum (Calophyllum) tenue brevis n. ssp.

Abb. 4

Typus: UGP. 2686, (66HF87), Abb. 4.
Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: brevis (lat.); nach dem geringen ∅ des Coralliten.

Diagnose: Art von *Calophyllum (Calophyllum)* mit einem ∅ von zirka 5 *mm*, 18 S. 1. O. und relativ langen S'S'.

Diff.-Diagnose: Von *Calophyllum (Calophyllum) tenue tenue* (KOKER) unterscheidet sich die neue Unterart durch ihren geringen ∅ und ihre geringere Septenzahl.

Beschreibung: Der zylindrische Corallit ist über 22 *mm* lang und hat einen gleichbleibenden ∅ von etwas über 5 *mm*. Die 18 S. 1. O. haben folgende Anordnung: $\frac{3_I \mid 3_I}{3_I \mid 3_I}$. H, S, S, und G sind länger als die übrigen Septen. S'S' nur unwesentlich kürzer als G. Die Septen sind dünner. S. 2. O. fehlen.

Die Tabulae sind axial tischförmig aufgebogen. D : mente fehlen.

Bemerkungen: Der geringe ∅ und die Septenverteilung sowie die relativ große Länge von S'S' sind deutliche Unterschiede gegenüber anderen Arten des sg. Die Aufstellung einer neuen Art ist daher, obwohl nur ein Exemplar vorliegt, gerechtfertigt.

Die Ausbildung von S'S' ließ auch an die Möglichkeit denken, daß es sich um einen Vertreter von *Plerophyllum (Plerophyllum)* handelt. Dagegen spricht jedoch die Länge von G, die die von S'S' etwas übersteigt.

Calophyllum (Calophyllum) cantabricum aequemagnum n. ssp.

Abb. 5

Typus: UGP. 2687, (66HF122), Abb. 5.
Locus typicus: Neyshkenin. STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 19, Schicht 5.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation, deren Liegendgrenze vermutlich zwischen Schicht 4 und 5 gelegen ist.
Paratypen: UGP. 2688, (66HF122); zwei weitere Exemplare vom Locus typicus und Stratum typicum. UGP. 2689, (66 HF 87). Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: aeque magnus (lat.); benannt nach der gleichen Größe von S',G',S' bzw. von S und I.

Diagnose: Art des sg. *Calophyllum (Calophyllum)* mit langen S'S' und I-Septen, die in ihrer Länge den S'S' entsprechen.

Diff.-Diagnose: Die neue Unterart unterscheidet sich von *C. (C.) cantabricum cantabricum* (GROOT) in der Länge von S'S'.

Beschreibung: Die konischen, über 30 *mm* langen Corallitenreste sind an ihrer Spitze leicht gebogen, ansonsten zylindrisch und gerade. Sie erreichen einen Enddurchmesser von 10 bis 11 *mm*. Die Außenflächen der zirka 0·2 *mm* dünnen Epithek zeigt eine

feine Querstreifung. Bei einem ⌀ von 15 *mm* ist die Septenverteilung $\frac{4_I \mid 4_I}{4_{II} \mid 4_{II}}$. Die Verteilung der 22 Septen bleibt bis in das Endstadium gleich. Sämtliche Protosepten sind lang, wobei S′, G, S′ annähernd gleiche Länge besitzen. Die Metasepten der Gegenquadranten sind deutlich kürzer, während I gleiche Länge wie S,S hat. S. 2. O. fehlen. Der Besitz von Tabulae wird durch einzelne Bodenschnitte angezeigt.

Bemerkungen: Die Ausbildung von S und I entspricht ebenso, wie die Septenverteilung der von GROOT 1963 aus dem Oberkarbon von Spanien beschriebenen Form *C. (C.) cantabricum*. Auch die von ihm abgebildete Art der Verjüngung des Coralliten ist im persischen Material zu beobachten. Einziger Unterschied ist die Länge von S′S′, die bei der spanischen Form auffallend kurz sind, bei der iranischen jedoch an Länge G erreichen. Dieser Unterschied läßt es gerechtfertigt erscheinen, die neue Form als Unterart von *cantabricum* zu führen.

Calophyllum (Calophyllum) sp.

v. 1968 „*Plerophyllum*“ *(Plerophyllum) weberi* GERTH-RUTTNER et al., S. 70.

Material: UGP. 2690, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Bei dem ursprünglich als „*Plerophyllum (Plerophyllum)*“ *weberi* bestimmten Rest vom Kuh-e-Bagh-e-Vang handelt es sich um ein zirka 20 *mm* langes Bruchstück mit einer deutlichen Querrunzelung auf der Außenseite der Epithek. Die Septenverteilung entspricht bei einem ⌀ von 7·5 *mm* völlig der von *C. (C.) cantabricum aequemagnum*, ebenso die Entwicklung von S′ bzw. der Metasepten der Gegenquadranten. In den Hauptquadranten ist dagegen I kürzer als S und als II.

Sochkineophyllum GRABAU 1928

1928 *Sochkineophyllum* GRABAU, S. 75.
1942 *Polycoelia (Sochkineophyllum)* — SCHINDEWOLF, S. 94.

Diagnose: Konische Einzelkorallen. Dominanz von G, S, S. D : mente fehlen. Ontogenese: Zaphrentoid-plerophylloid.

Sochkineophyllum sp.

Abb. 6

Material: UGP. 2691, (63JE7), Kuh-e-Shotori, Untere (?) Jamal-Formation.

Beschreibung: Der konische Corallitenrest hat bei abgebrochener Spitze eine Länge von über 20 *mm*. Die Epithek zeigt eine Septalstreifung.

Die Septenentwicklung geht aus folgender Übersicht hervor:

	⌀ 8·5 *mm*:	$\frac{4_{II} \mid 4_{II}}{4_I \mid 4_{II}}$	S,S,S′S′ sind lang, G und H kurz.
4 *mm* höher:	⌀ 11×12 *mm*:	$\frac{4_{II} \mid 4_{III}}{5_{II} \mid 4_I}$	S,S,G sind lang, H und S′S′ kurz.
1 *mm* höher:	⌀ 13 *mm*:	$\frac{4_{II} \mid 4_{III}}{6_{II} \mid 4_I}$	Anordnung und Länge der Protosepten entspricht der vorhergehenden Schnittlage.

7 *mm* höher: ⌀ 13×15 *mm*: Eine Differenzierung der Septen fehlt. Eine Unterscheidung der Septenordnung ist nicht mehr möglich. Sämtliche Septen sind zirka 1·5 *mm* lang, nur G ist zirka 2 *mm* lang und etwas dicker als die benachbarten S′S′.

In den tieferen Schnittlagen treten S. 2. O. auf.

Bemerkungen: Die Länge von S,S und G bei kurzem H und S'S' ordnen die vorliegende Form *Soshkineophyllum* zu. Eine artliche Bestimmung kann nicht vorgenommen werden, da gegenüber den bisher beschriebenen Vertretern dieses Genus so große Unterschiede gegeben sind, daß angenommen werden muß, daß eine neue Art vorliegen dürfte. Von ihrer Benennung wird Abstand genommen, da nur ein Individuum vorhanden ist.

Subfam. **Plerophyllinae** KOKER 1924

Plerophyllum HINDE 1890

Plerophyllum (Plerophyllum) HINDE 1890

1890 *Plerophyllum* HINDE, S. 195.
1924 *Timorosmilia* KOKER, S. 30.

Diagnose: Vgl. FLÜGEL 1968, S. 285.

Plerophyllum (Plerophyllum) sp. A

Taf. 1, Fig. 1

v. 1968 *Plerophyllum (Plerophyllum)* sp. — RUTTNER et. al., S. 70.

Material: UGP. 2692, (64AR216), Gipfelbereich des Kuh-e-Bagh-e-Vang unter der Sorkh-Shale-Formation (Hangendkalke von 12 in Fig. 23 a bei RUTTNER et al. 1968). Obere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der im Gestein eingeschlossene konische Corallitenrest hatte eine Länge von über 35 *mm*. Die bis über 3 *mm* dick werdende Epithek zeigt an ihrer glatten Außenfläche eine feine Wachstumsstreifung. Im tieferen Teil sind die Septen vollkommen von basalen Abscheidungen eingehüllt. An der oberen Bruchfläche des Coralliten sind bei einem ⌀ von 24 *mm* zirka 30×2 Septen vorhanden, die sich, soweit dies das seitwärts abgebrochene Bruchstück erkennen läßt, folgend verteilen:

$\frac{4_{II} \mid 3_{II}}{9_{IV} \mid 9_{IV}}$ H,S,S sind deutlich gegenüber den Metasepten verlängert. S', G und S' sind infolge des oben genannten Bruches nicht mit Sicherheit zu identifizieren. Die S. 2. O. sind kurze Vorsprünge.

Bemerkungen: Die langen Protosepten H,S,S lassen, wenn auch S' und G nicht sicher feststellbar sind, an einer Zuordnung zu *Plerophyllum (Plerophyllum)* nicht zweifeln. Für eine weitere Bestimmung sind der große ⌀, die Septenverteilung mit der starken Dominanz der Metasepten der Gegenquadranten und die dicke Epithek von Wichtigkeit. Dabei zeigt sich, daß diese auffallenden Merkmalkombinationen von keiner bisher beschriebenen Art bekannt ist.

Plerophyllum (Plerophyllum) sp. B

Abb. 7

Material: UGP. 2693, (66HF86), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 1, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der obere ⌀ des in einem Enkrinit eingeschlossenen Corallit beträgt 24 *mm*. Über Form und Aussehen kann nichts ausgesagt werden. Die Septenzahl beträgt 24×2 und zeigt folgende Verteilung: $\frac{4_{IV} \mid 4_{IV}}{6_{III} \mid 7_{III}}$

H ist lang und reicht bis über das Zentrum hinaus, G ist kurz, S'S' sind deutlich hervorgehoben. Auffallend ist die Kürze der zuletzt gebildeten Metasepten der Gegenquadranten, wodurch sich ein deutlicher Gegensatz zu den älteren Metasepten ergibt.

Die S. 2. O. stellen kurze, dreieckige Vorsprünge der zirka 1 *mm* dicken Wand dar.

Bemerkungen: Die hohe Zahl der Metasepten in den Gegenquadranten, die Septenverteilung, der ⌀ und die Kürze der zuletzt gebildeten Metasepten der Gegenquadranten sind sehr auffallende Merkmale. Sie trennen die vorliegende Form deutlich von den bisher beschriebenen Arten des Genus, auch von der oben genannten Art *Plerophyllum (P.)* sp. A.

Plerophyllum (Plerophyllum) angustum n. sp.

Abb. 8

Typus: UGP. 2694, (66HF87), Abb. 8.
Locus typicus: Kuh-e-Bah-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3.
Stratum typicum: Untere Jamal Formation.
Derivatio nominis: angustum (lat.): nach den dünnen Protosepten.

Diagnose: Art des Subgenus *Plerophyllum (Plerophyllum)* mit 24×2 Septen bei einem ⌀ im Reifestadium von zirka 8 *mm*.

Diff.-Diagnose: Von *Plerophyllum (Plerophyllum) dzhulfense* ILJINA, welches bei entsprechendem ⌀ gleiche Septenverteilung zeigen kann, unterscheidet sich die neue Art durch die gleichmäßig dünnen Protosepten und die längeren S. 2. O.

Beschreibung: Der über 22 *mm* lange, leicht gebogene, konische Corallit wächst im Reifestadium bis zu einem ⌀ von 8·5 *mm* an. Die dünne Epithek zeigt an ihrer Außenseite eine feine Wachstumsstreifung.

Bei einem ⌀ von 2·5 *mm* ist die Septenverteilung $\frac{1 \mid 1}{3 \mid 3}$, bei einem ⌀ von 8 *mm*, 16 *mm* über dem oben genannten Schnitt $\frac{4_{II} \mid 4_{II}}{5_{III} \mid 5_{III}}$. Die mit den Großsepten wechselnden S. 2. O. können bis 1 *mm* Länge erreichen. Sämtliche Septen sind gleich dünn. H,S,S,S′ und S′ sind durch ihre Länge deutlich hervorgehoben, G ist länger als die S. 2. O. Bei einem ⌀ von 2·5 *mm* treffen sich sämtliche Septen im Zentrum, wobei H und G miteinander noch verschmolzen sind. G liegt an der Konkavseite.

Bemerkungen: Obgleich nur ein Exemplar vorliegt, erscheint, ob des charakteristischen Baues, die Aufstellung einer neuen Art gerechtfertigt.

Plerophyllum (Ufimia) STUCKENBERG 1895

1895 *Ufimia* STUCKENBERG, S. 27.
1936 *Rhopaloplasma* HUDSON, S. 92.
1942 *Plerophyllum (Ufimia)* — SCHINDEWOLF, S. 122.

Diagnose: Konische Einzelkoralle. Dominanz von S,S,S′,S′ im Reifestadium. T: arium vorhanden, D: mente fehlen. Ontogenie: Zaphrentoid-plerophylloid (vgl. FLÜGEL 1968, S. 281 ff.).

Plerophyllum (Ufimia) cf. *persymmetricum* SCHINDEWOLF 1942

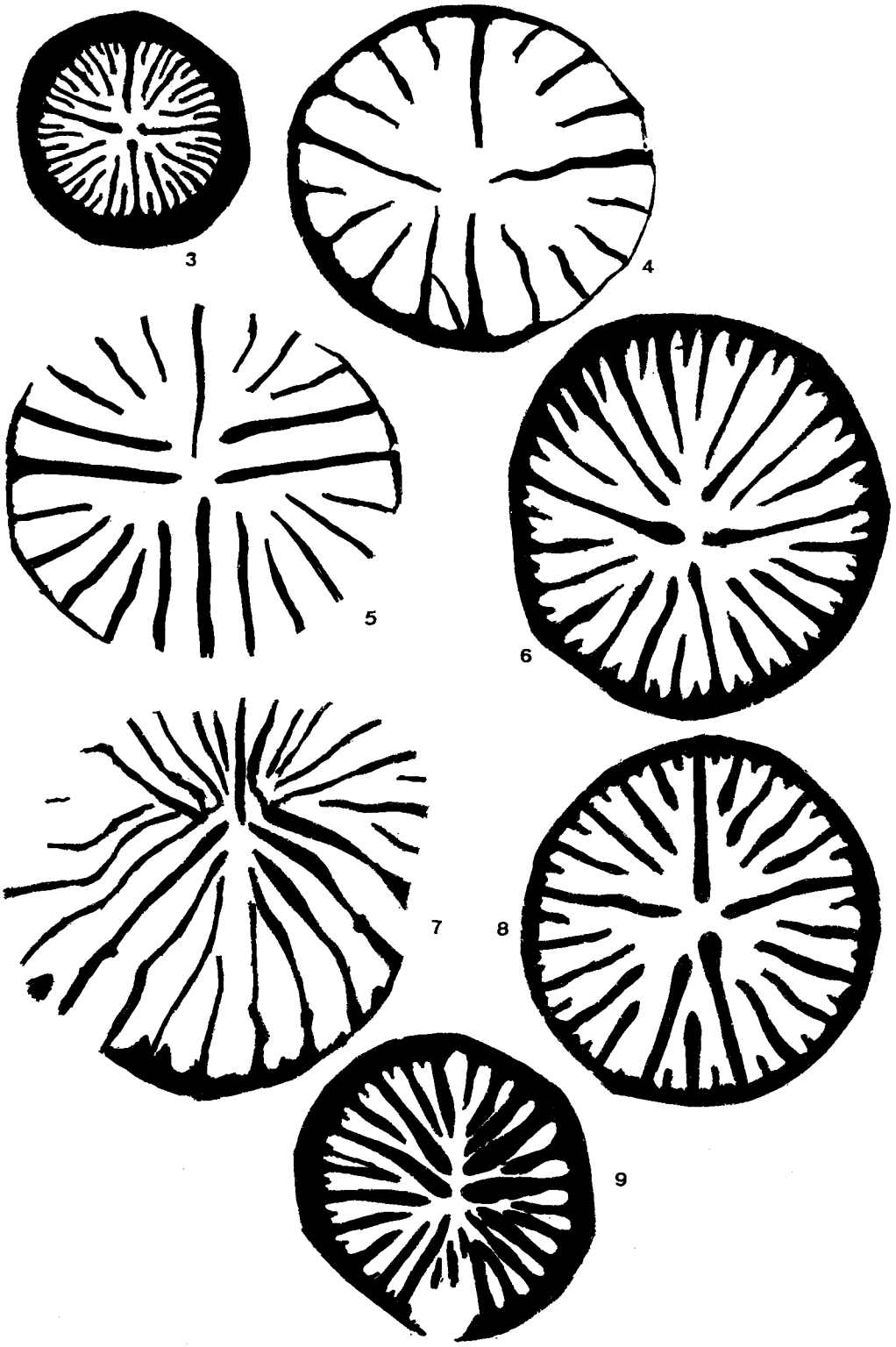
Abb. 9

cf. 1942 *Plerophyllum (Ufimia) persymmetricum* n. sp. — SCHINDEWOLF, S. 127, Abb. 48, 49, Taf. 24, Fig. 1—3.

Material: UGP. 2695, (63JE02), Südlich Kal-e-Sadar, Untere (?) Jamal-Formation.

UGP. 2696, (66HF107), Kuh-e-Shesh-Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, höherer Teil über Schicht 8, Obere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der zylindrische Corallit erreicht eine Länge von über 40 *mm*. Die Außenfläche der zirka 0·5 *mm* breiten Epithek zeigt eine deutliche Septalstreifung und eine feine Querrunzelung. In den höheren Teilen ist der Corallit zusammengedrückt, wodurch sein Querschnitt hier elliptisch wird. Die Septenbildung zeigt folgende Übersicht (UGP. 2695):


3
4
5
6
7
8
9

9 *mm* ⌀: $\frac{3_{II} \mid 3_{II}}{4_{II} \mid 4_{II}}$

4 *mm* höher: 11 *mm* ⌀: $\frac{3_{II} \mid 3_{II}}{5_{II} \mid 5_{III}}$

1 *mm* höher: 12 *mm* ⌀: $\frac{3_{II} \mid 4_{II}}{5_{III} \mid 5_{III}}$

7 *mm* höher: 13×17 *mm* ⌀: $\frac{3_{II} \mid 4_{II}}{6_{III} \mid 6_{III}}$

2 *mm* höher: 14×18 *mm* ⌀: $\frac{3_{II} \mid 4_{II}}{6_{III} \mid 7_{III}}$

S,S,S′,S′ sind lang, G etwas kürzer und H deutlich kürzer. Die Metasepten der Hauptquadranten gleichen dem Bild von *P. (U.) persymmetricum* Abb. 481 bei SCHINDEWOLF.

Die S. 2. O. sind kurz und treten erst ab einem ⌀ von zirka 12 *mm* in Erscheinung.

Das Exemplar UGP. 2696 (Abb. 9) hat bei einem ⌀ von 12 *mm* 26×2 Septen. Ihre Verteilung ist $\frac{4_{II} \mid 4_{II}}{6_{IV} \mid 6_{IV}}$

Bemerkungen: Ob beide Exemplare der selben Art angehören, ist unsicher. Vor allem in der Lage der einzelnen Metasepten sind Unterschiede gegeben. Beide erinnern in der Septenordnung deutlich an *P. (U.) persymmetricum*, unterscheiden sich jedoch von dieser Art durch die Septenacceleration mit einer höheren Zahl von Metasepten in den Hauptquadranten.

Plerophyllum (Ufimia) sp.

Abb. 10

Material: UGP. 2697, (66HF103 a), Kuh-e-Shesh-Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2698, (66HF103 a), Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2699, (66HF103 a), Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2700, (66HF103 a), Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2701, (66HF87), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2702, (63JE02), Südlich Kal-e-Sadar, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2703, (66HF122), Neyshkenin, STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 9, Schicht 5, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die Coralliten unterscheiden sich meist deutlich voneinander. Sie werden daher einzeln besprochen.

UGP. 2697: Der zylindrische Corallit erreicht eine Länge von 30 *mm*, wobei er im Kelchbereich einen ⌀ von 17 *mm* hat. Der Kelch ist flach, schüsselförmig. Die Epithek wird hier bis 2 *mm* breit. Ihre Außenfläche zeigt eine feine Querrunzelung. Zirka 13 *mm*

Abb. 3: *Calophyllum (Calophyllum) angustum* (ROTHPLETZ 1892) ? (4×, UGP. 2685).
Abb. 4: *Calophyllum (Calophyllum) tenue brevis* n. ssp. (4×, UGP. 2686).
Abb. 5: *Calophyllum (Calophyllum) cantabricum aequemagnum* n. ssp. (4×, UGP. 2687).
Abb. 6: *Sochkineophyllum* sp. (4×, UGP. 2691).
Abb. 7: *Plerophyllum (Plerophyllum)* sp. B (4×, UGP. 2693).
Abb. 8: *Plerophyllum (Plerophyllum) angustum* n. sp. (4×, UGP. 2694).
Abb. 9: *Plerophyllum (Ufimia)* cf. *persymmetricum* SCHINDEWOLF 1942 (4×, UGP. 2696).

unter dem Kelchboden sind bei einem ⌀ von 16 *mm* 28×2 Septen gegeben. Ihre Verteilung ist $\frac{6_{IV}\,|\,5_{IV}}{5_{IV}\,|\,6_{III}}$

S,S,S′,S′ sind deutlich hervorgetreten, H und G sind kürzer. Auffallend ist hier, besonders im zirka 1 *mm* tieferen Schnitt, die Länge des einen Gegenseitenseptums, das bis in den axialen Bereich reicht und hier nach Art einer septalen Columella bauchig aufgetrieben ist. Das gleiche Verhalten kann man auch am unteren, 14 *mm* im ⌀ messenden Ende des Corallitenbruchstückes feststellen. Die S. 2. O. sind relativ lang.

UGP. 2698: Der konische über 9 *mm* lange Rest hat an seinem oberen Ende einen ⌀ von 9·6 *mm*. Die 22×2 Septen verteilen sich folgend: $\frac{3_{II}\,|\,4_{II}}{5_{III}\,|\,4_{II}}$

S,S sind lang, S′S′ kürzer als S, H und G bedeutend kürzer. Die S. 2. O. sind kurze dornenartige Bildungen. Eine rhopaloide Verdickung fehlt.

UGP. 2699: Der konische über 25 *mm* hohe Corallitenrest zeigt knapp unter dem Kelchboden bei einem ⌀ von 12 *mm* 25×2 Septen. Ihre Verteilung ist $\frac{4_{III}\,|\,4_{III}}{5_{III}\,|\,6_{I}}$

S,S treten als längste Septen deutlich hervor. S′S′ sind kürzer, H und G von den Protosepten am kürzesten und etwa gleich lang. Die S. 2. O. sind relativ groß.

UGP. 2701: Der 13 *mm* hohe zylindrische Rest zeigt eine starke Längsstreifung der Epithek. Bei einem ⌀ von 14 *mm* sind 24×2 Septen vorhanden. Ihre Verteilung ist $\frac{3_{III}\,|\,3_{III}}{6_{IV}\,|\,6_{IV}}$

S,S,S′,S′ sind lang und dünn. Auffallend sind die langen Metasepten III beiderseits von H. Sie gleichen in der Länge und Ausbildung S′S′.

Sehr ähnlich ist UGP. 2700 mit einer Septenverteilung $\frac{2_{II}\,|\,3_{III}}{5_{III}\,|\,6_{IV}}$ bei einem ⌀ von 11 *mm*.

UGP. 2702: Der konische Corallitenrest ist mehr als 15 *mm* lang. Die Septenentwicklung zeigt folgende Übersicht:

8 *mm* ⌀: $\frac{3_{II}\,|\,3_{II}}{4\;\;|\,4}$ bzw. $\frac{4_{III}\,|\,4_{III}}{4_{II}\;|\,4_{II}}$

8·5 *mm* ⌀ (Abb. 10): $\frac{5_{III}\,|\,4_{III}}{5_{III}\,|\,4_{II}}$

9 *mm* ⌀: $\frac{5_{III}\,|\,5_{III}}{6_{IV}\,|\,6_{II}}$

S. 2. O. fehlen bzw. sind nur im höchsten Schnitt in der Epithek angedeutet.

Ähnlich ist UGP. 2703. Bei einer Höhe von über 20 *mm* und fehlenden S. 2. O. zeigt sich folgende Septenentwicklung:

5 *mm* ⌀: $\frac{2_{I}\;\;|\,2_{II}}{3_{II}\,|\,3_{II}}$

5 *mm* höher: 6·5 *mm* ⌀: $\frac{4_{I}\;\;|\,4_{I}}{4_{II}\,|\,4_{III}}$

1 *mm* höher: 7 *mm* ⌀: $\frac{4_{II}\;\;|\,4_{III}}{4_{III}\,|\,4_{III}}$

6 *mm* höher fehlt jede Differenzierung, und die Septen treten im Kelchbereich nur mehr als kurze dreieckige Bildungen in Erscheinung.

Bemerkungen: Anordnung und Entwicklung der Protosepten ordnen die vorliegenden Coralliten mit Sicherheit *Plerophyllum (Ufimia)* zu. Eine artliche Bestimmung kann jedoch nicht vorgenommen werden, da sie von den bisher beschriebenen Vertretern dieses Subgenus deutlich abweichen. Vermutlich stellen sie zum Teil neue Arten dar. Die bekannt große Variationsbreite dieses Genus erlaubt jedoch nur bei größerem Material eine Benennung.

Plerophyllum (Barbarella) n. sg.

Generotypus: *Plerophyllum (Barbarella) stellaforma* n. sg. et n. sp.
Derivatio nominis: Barbarella, weiblicher Vorname.

Diagnose: Subgenus von *Plerophyllum* mit langem H,S,S,S',S', kurzem G und fehlender Epithek an der Corallitenspitze.

Bemerkungen: Das neue Subgenus unterscheidet sich von *Plerophyllum (Plerophyllum)* nur durch die fehlende Epithek an der Corallitenspitze. Dies führt dazu, daß hier die Protosepten sowie manchmal auch einige der früh angelegten Metasepten freiliegen. Diese Erscheinung wurde auch bei einigen anderen Rugosa, wie *Duncanella* Nicholson und *Petronella* Birenheide beschrieben. Bei permischen Korallen konnte ich sie bei einem neuen Subgenus von *Calophyllum* aus Ostgrönland feststellen. Es handelt sich hiebei, wie ein Exemplar im vorliegenden Material zeigt, um Formen mit Axialsprossung, bei denen der Anfangsteil der Tochtercoralliten noch keine Epithek hat, sondern nur Septen bildet (Taf. 1, Fig. 5). Erst später kommt es zur Entwicklung der Epithek, wonach der Tochtercorallit den Muttercoralliten verläßt. (Diesen Modus hat in einer brieflichen Mitteilung bereits Birenheide vermutet.)

Plerophyllum (Barbarella) stellaforma n. sg. et n. sp.

Taf. 1, Fig. 2—7

Typus: UGP. 2704, (64AR173), Taf. 1, Fig. 4.
Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3?
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Paratypen: UGP. 2705, (66HF123), Neyshkenin. Stöcklin et al. 1965, Fig. 9, Kalke über 6, Untere Jamal-Formation.
? UGP. 2706, (64AR173). Vom Locus typicus und Stratum typicum.
UGP. 2707, (66AR103 A), Kuh-e-Shesh Angosht. Ruttner et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 2, Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: stella (lat.): nach der sternartigen Anordnung der langen Protosepten H,S,S,S',S'.

Diagnose: Bei einem ⌀ von um 7 *mm* 20 Septen. Corallitenlänge 10—25 *mm*.

Diff.-Diagnose: Bisher ist nur eine Art des Subgenus bekannt.

Beschreibung: Die konischen Coralliten schwanken in ihrer Länge zwischen 9 und 23 *mm*. Der ⌀ im Reifestadium liegt zwischen 5 und 7 *mm*.

Die Septenzahl schwankt in diesem Stadium zwischen 18 und 20. Sie verteilt sich folgend:

UGP. 2705 5 *mm* $\varnothing \frac{3 \mid 3}{3 \mid 3}$ UGP. 2706 7 *mm* $\varnothing : \frac{3 \mid 4}{4 \mid 4}$ (Taf. 1, Fig. 3)

G ist meist kurz, die anderen Protosepten lang und sternförmig gestellt. Während die Protosepten normalerweise dünn sind, sind die in UGP. 2706 rhopaloid verdickt. S. 2. O. fehlen oder sind nur vereinzelt als kurze, dornenartige Vorsprünge erkennbar.

Im Bereich der Kegelspitze sind meist nur die Protosepten erkennbar. Sie treffen sich axial. An sie können sich kurze Metasepten legen. Nur in UGP. 2706 sind 10 bis zum Zentrum reichende Proto- & Metasepten vorhanden (Taf. 1, Fig. 2).

Fam. **Adamanophyllidae** Vassiljuk 1959

Bemerkungen: Zu der von Vassiljuk 1959 aufgestellten Familie wurden von Kabakovitch 1962 *Adamanophyllum* Vassiljuk, *Tachyphyllum* Dobrolyubova 1962 und *Prosmilia* Koker gerechnet. Dazu kommt noch *Pseudoclaviphyllum* Vassiljuk 1964. Die Familie unterscheidet sich von den Polycoeliidae, zu denen Schindewolf 1942 *Prosmilia* rechnete, durch den Besitz von D : menten.

Prosmilia Koker 1924

1924 *Prosmilia* Koker, S. 28.

Diagnose: Konische Einzelkoralle mit Dominanz von H,S,S,G, gut entwickelten Metasepten, T : arium und D : arium. Ein zaphrentoides Stadium fehlt.

Prosmilia parallela n. sp.

Abb. 11

Holotypus: UGP. 2708, (66 HF 103 A), Abb. 11.
Locus typicus: Kuh-e-Shesh Angosht, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 2.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Paratypus: UGP. 2709 (66 HF 103 A) vom Locus und Stratum typicum.
Derivatio nominis: Bekannt nach der Parallelanordnung von S und langem I. Metaseptum.

Diagnose: Art des Genus *Prosmilia* mit langen S,S und langem I. Metaseptum parallel S,S.

Diff.-Diagnose: Von der von Koker als *Prosilima compressa* beschriebenen Form, die von Schindewolf 1942 zu *P. cyathophylloides* gerechnet wurde, unterscheidet sich *P. parallela* durch die größere Zahl der Metasepten in den Gegenquadranten und die langen Gegenseitensepten.

Beschreibung: Die zylindrischen Corallitenreste erreichen bei einem ⌀ von 13 bis 15 *mm* eine Länge von über 28 *mm*. Die Außenfläche der Epithek zeigt eine leichte Querrunzelung.

Die Septenzahl beträgt bei dem angegebenen ⌀ 28—29 × 2. Ihre Verteilung ist $\frac{5_I \mid 4_I}{6_{IV} \mid 7_{IV}}$ G, S,S und H sind lang, S′ nur wenig kürzer als G. Auffallend ist die Länge von I, die die von S erreicht, wobei S und I parallel gestellt sind. Die kurzen S. 2. O. überragen die über 1·2 *mm* dicke Epithek nur wenig und sind erst in den höheren Schnittlagen ausgebildet. Zwischen den Septen ist eine D : arium entwickelt.

Bemerkungen: Die Ausbildung der Protosepten einerseits, die Entwicklung eines D : ariums andererseits ordnet vorliegende Form *Prosmilia* zu.

Die Gattung war bisher im Perm nur aus dem Basleo Timors bekannt. Die von Kolosvary 1951 aus dem Perm des Bükk-Gebirges angegebenen Formen gehören nicht zu *Prosmilia*.

Mit den von Rozkowska 1969 aus dem Famennium Polens beschriebenen beiden Arten herrscht keine Ähnlichkeit.

Fam. **Tachylasmatidae** Grabau 1928

Cryptophyllum Carruthers 1919

Diagnose: Vgl. Flügel 1968, S. 296.

Cryptophyllum (Tachylasma?) Grabau 1922

Bemerkungen: Eine Stellungnahme zur Taxonomie der Tachylasmatidae und des Genus *Cryptophyllum* findet sich in Flügel 1968.

Cryptophyllum (Tachylasma ?) cf. *gracile* SCHINDEWOLF 1940

Abb. 12

cf. 1940 *Pentaphyllum (Tachylasma) gracile* n. sp. — SCHINDEWOLF, S. 394, Abb. 2, 4.
v. 1968 *Pentaphyllum (Tachylasma) gracile* SCHINDEWOLF—RUTTNER et al., S. 70.

Material: UGP. 2710, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der konische, leicht gebogene Corallit hat bei einer Länge von 27 *mm* einen Kelch-⌀ von 12 *mm* und eine Kelchtiefe von 11 *mm*. Die Außenfläche der Epithek zeigt eine kräftige Längsrippung und eine deutliche Querrunzelung.

Der Anschliff der Kegelspitze zeigt bei einem ⌀ von 2 *mm* fünf keilförmige Protosepten H, S, S, S′, S′. Zirka 8 *mm* höher ist bei einem ⌀ von 7 *mm* die Septenverteilung $\frac{3\,|\,3}{4\,|\,4}$; 2 *mm* höher bei einem ⌀ von 8·5 *mm*: $\frac{3\,|\,3}{5\,|\,5}$ (Abb. 12) und wieder 2 *mm* höher, bei einem ⌀ von 10 *mm*: $\frac{3_{II}\,|\,3_{II}}{6_{III}\,|\,6_{III}}$. Damit scheint, 4 *mm* unter dem Kelch das Reifestadium erreicht zu sein. S. 2. O. fehlen. H und G sind kurz, während III′ und II deutlich die übrigen Metasepten überragen und kräftig sind. Die langen S- bzw. S′-Septen sind keulenförmig verdickt. G liegt an der Konvexseite des Coralliten. Die Feinstruktur zeigt sich in Form normal zur dunklen Medianlinie der Septen liegender Kristalliten.

Bemerkungen: Die vorliegende Form erinnert stark an die von SCHINDEWOLF aus dem höheren Perm von Timor beschriebene Art *C. (T.) gracile* und wurde ursprünglich auch als solche bestimmt. Es zeigen sich jedoch einige Abweichungen, wie der geringere ⌀ der iranischen Form, die etwas andere Septenverteilung besonders im Reifestadium und die relativ dünnen und nicht keulenförmig verdickten Septen in diesem Stadium. In letzterem Merkmal erinnert die Form an *C. (T.) beyrichi* (ROTHPLETZ), von der sie sich aber bei gleichem ⌀ durch die Septenverteilung in den Haupt- und Gegenquadranten unterscheidet.

Cryptophyllum (Tachylasma ?) sp. A

Abb. 13

Material: UGP. 2711, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der konische, leicht gebogene Corallit ist 22 *mm* lang. Die Außenseite der bis 0·6 *mm* dicken Epithek zeigt eine feine Längsstreifung.

Knapp unter dem Kelchboden sind bei einem ⌀ von 11 *mm* 20 Septen mit einer Verteilung von $\frac{2_I\,|\,2_I}{5_{II}\,|\,5_{II}}$ vorhanden (Abb. 13). 10 *mm* tiefer, am unteren Ende des Bruchstückes ist bei einem ⌀ von 5 *mm* die Septenzahl 16 und ihre Verteilung $\frac{2\,|\,2}{3\,|\,3}$.

Die Protosepten S,S,S′,S′ sind länger als die Metasepten und keulenförmig verdickt. H und G sind kurz, wobei H kürzer als G ist. S. 2. O. sind nur vereinzelt als kurze Dornen angedeutet.

Bemerkungen: Obgleich die frühen ontogenetischen Stadien fehlen, ist eine Zuordnung zu *Cryptophyllum (Tachylasma ?)* dadurch gerechtfertigt, daß bereits im tiefsten erkennbaren Schliff, zirka 3—4 *mm* über der Corallitenspitze das *Ufimia*-Stadium der Septenverteilung voll ausgebildet ist, während bei *Plerophyllum* in dieser Wachstumsperiode meist noch das zaphrentoide Stadium gegeben ist. Eine artliche Zuordnung ist jedoch unmöglich.

Cryptophyllum (Tachylasma?) sp.?

Material: UGP. 2712, (66HF105), Westabfall des Kuh-e-Shesh Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 6, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Es liegt nur ein Querschliff mit einem ⌀ von 7·5×10 *mm* vor. Die 21 Septen zeigen folgende Verteilung: $\frac{3_{II} \mid 3_{II}}{4_{II} \mid 5_{II}}$.

Die S,S,S',S'-Septen sind lang, H ist sehr kurz, G ist etwas länger als H. S. 2. O. fehlen. Eine keulenartige Septenverdickung ist nicht feststellbar. Die Epithek ist 0·4 *mm* dick.

Bemerkungen: Eine generische Zuordnung vorliegender Form ist schwierig, da nur ein Querschliff durch ein relativ spätes ontogenetisches Stadium vorliegt. Es könnte sich um *Cryptophyllum (Tachylasma?)* oder *Plerophyllum (Ufimia)* handeln. Der einfache Bau ohne S. 2. O. läßt eher erstgenanntes Subgenus vermuten.

Fam. **Hapsiphyllidae** GRABAU 1928

Asserculinia SCHOUPPÉ & STACUL 1959

Diagnose: Einzelkorallen mit zwei Septenzyklen mit dunklen Medianstreifen und schräg nach oben gerichteten, alternierend angeordneten Septalleisten (SCHOUPPÉ & STACUL 1959, S. 284).

Asserculinia ? sp.

Taf. 1, Fig. 8

Material: UGP. 2713, (63JE02), Südlich Kal-e-Sadar, Untere (?) Jamal-Formation.

Beschreibung: Der über 15 *mm* lange Corallit hat einen maximalen ⌀ von 6·5 *mm*. Die Zahl der Septen beträgt 20×2, wobei vereinzelt dazu noch kürzere S. 3. O. kommen. Die Septen reichen bis nahe an die Corallitenachse und lassen hier einen septenfreien Raum von zirka 1 *mm* ⌀. Die S. 2. O. sind dünner als die S. 1. O. und legen sich an diese an, wobei sie sich bisweilen erst an der axialen Kante treffen. Die Epithek ist 1·0 *mm* breit. Der LS zeigt dünne, tischförmig aufgebogene Böden. D: mente fehlen.

Bemerkungen: Die Form erinnert in ihrem Erscheinungsbild an die von HUANG als *Tachylasma alternata* aus dem Mittelperm beschriebene Art. Diese gehört sicherlich nicht zu *Tachylasma*, ebensowenig zu *Ufimia*, wie es von ILJINA 1965 angenommen worden war. Möglicherweise handelt es sich um einen Vertreter von *Asserculinia*. Dieses Genus soll nach SCHOUPPÉ & STACUL durch den Besitz von schräg nach oben gerichteten Septalleisten charakterisiert sein. Die beiden Autoren rechneten diesem Genus auch „*Lopholasma ilitschense*" FELSER (non SOSHKINA) 1937 zu. Wie die Untersuchung des Originals dieser Form jedoch gezeigt hat, fehlen im Gegensatz zu den Angaben von FELSER bei ihr derartige Leisten. Es frägt sich daher, wieweit dieses Merkmal generotypisch ist. Im Falle, daß *Asserculinia* auch Arten ohne Septalleisten umfaßt, müßte die oben beschriebene Form, ebenso wie „*Tachylasma*" *alternata* ihm zugerechnet werden.

Fam. **Timorphyllidae** SOSHKINA 1941

Bemerkungen: Die Fam. Timorphyllidae wurde 1941 als Subfam. der Fam. Polycoelidae ROEMER durch SOSHKINA aufgestellt. 1956 erhob sie HILL in den Rang einer eigenen Familie, die 1959 durch SCHOUPPÉ & STACUL in die beiden Unterfamilien Timorphyllinae und Verbeekiellinae gegliedert wurde. Bereits SOSHKINA 1941 hatte *Timorphyllum* und *Verbeekiella* zur selben Subfam. gerechnet. Ihr folgten darin WANG 1950, HILL 1956 und SCHOUPPÉ & STACUL 1955, wobei letztere hiefür die Fam. Verbeekiellidae aufstellten, ersterer beide zur Subfam. Lophophyllidiinae rechnete.

Gegen eine derartige Vereinigung spricht meines Dafürhaltens der verschiedene Bau der Columella. Diese ist, wie zuletzt SCHOUPPÉ & STACUL 1966 zeigten, bei *Timorphyllum*, ebenso wie bei *Lophophyllidium* und *Stereostylus* eine septale Columella, bei *Verbeekiella*, ebenso wie bei *Wannerophyllum* dagegen eine septobasale Columella. Es erscheint mir richtig, in diesem Charakteristikum ein Familienmerkmal zu sehen.

Innerhalb der Timorphyllidae können nach der weiteren Ausbildung der septalen Columella zwei Gruppen deutlich unterschieden werden:

Die eine Gruppe um *Sinophyllum* besitzt eine septale Columella ohne Beteiligung von Radialplatten, die andere Gruppe um *Lophophyllidium* eine solche mit Radialplatten.

Zur erstgenannten Gruppe gehören auch *Timorphyllum*, dessen Generotypus nach der Beschreibung und Abbildung in der Arbeit von SCHOUPPÉ & STACUL 1955, S. 155 ein „leistenförmiges Säulchen aus dem frühzeitig vom Hauptseptum getrennten und bis über das Polyparzentrum hinausreichenden Gegenseptum" zeigt. (Nach dieser Definition sind jedoch Formen wie „*T.*" *complicatum* WANG nicht zu *Timorphyllum* zu stellen, sondern gehören vermutlich zu *Lophophyllidium*.) Drücken wir diesen Unterschied im Aufbau der septalen Columella systematisch aus, so ergibt sich eine Gliederung in zwei Subfamilien:

Timorphyllinae und Lophophyllinae.

Diagnose: Solitäre Rugosa mit persistenter septaler Columella. Basalapparat ohne Beteiligung von D : menten oder P : menten.

Subfam. **Timorphyllinae** SOSHKINA 1944

Diagnose: Timorphyllidae mit persistenter Columella ohne Radialplatten.

Sinophyllum GRABAU 1928

1928 *Sinophyllum* GRABAU, S. 99.
1945 *Stereostylus* JEFFORDS, S. 16.

Bemerkungen: Seit der Aufstellung des Genus durch GRABAU 1928 und seit dem von HUANG 1932 geäußerten Zweifel an seiner generischen Trennung von *Lophophyllidium* GRABAU (= fälschlich *Lophophyllum* EDWARDS & HAIME bei HUANG) ist, wie folgende Auswahl an Meinungen zeigt, die Frage, ob beide Genera synonym sind, nie erloschen.

1928 Aufstellung durch GRABAU
1932 Zweifel an der Existenzberechtigung durch HUANG
1933 selbständiges Genus bei HERITSCH
1935 selbständiges Genus bei CHI
1936 selbständiges Genus bei HERITSCH (1936 a, b)
1937 selbständiges Genus bei FELSER
1937 selbständiges Genus bei CHI
1940 vermutlich synonym mit *Lophophyllidium* bei LANG, SMITH, THOMAS
1941 selbständiges Genus bei SMITH
1941 selbständiges Genus bei MOORE & JEFFORDS
1942 synonym mit *Lophophyllidium* bei JEFFORDS
1945 selbständiges Genus bei MOORE & JEFFORDS
1947 synonym mit *Lophophyllidium* bei JEFFORDS
1947 synonym mit *Lophophyllidium* bei WANG
1950 synonym mit *Lophophyllidium* bei WANG
1950 selbständiges Genus bei DOUGLAS
1951 selbständiges Genus bei KOLOSVARY
1955 synonym mit *Lophophyllidium* bei SCHOUPPÉ & STACUL

1956 synonym mit *Lophophyllidium* bei HILL
1961 selbständiges Genus bei FONTAINE
1962 selbständiges Genus bei KABAKOVITCH
1963 synonym mit *Lophophyllidium* bei GROOT
1965 synonym mit *Lophophyllidium* bei GRÄF
usw.

Beide Genera sind morphologisch sehr ähnlich. Der einzige Unterschied scheint, wie bereits SMITH 1941 erkannte, im Aufbau der Columella zu liegen. Wie FONTAINE 1961 zeigte, besteht diese bei *Lophophyllidium* aus einer Medianplatte und Radialplatten, die durch basale Ablagerungen zu einem massigen Säulchen verbunden sind, während *Sinophyllum* eine septale Columella besitzt, bei der nur das axial verlängerte Gegenseptum rhopaloid aufgetrieben ist, ohne daß Radialplatten am Aufbau Anteil haben.

Damit entspricht *Sinophyllum* vollkommen der Definition von *Stereostylus* MOORE & JEFFORDS 1945. Eine Vereinigung dieses Genus mit *Lophophyllidium* GRABAU, wie es DUNCAN 1962 und ROWETT & SUTHERLAND 1964 vorschlugen, erscheint nicht möglich.

Diagnose: Solitäre Coralliten mit septaler Columella, bestehend aus dem axial verlängerten, rhopaloid aufgetriebenen Gegenseptum ohne Beteiligung von Radialplatten. D : mente fehlen.

Sinophyllum clavaeformis n. sp.

Taf. 1, Fig. 9

Typus: UGP. 2714, (64AR173), Taf. 1, Fig. 9.
Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1964, Fig. 23 a, Schicht 3?
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation, Unter-Perm.
Paratypen: UGP. 2715, (66HF122), STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 19, Schicht 5 bei Neyshkenin. Untere Jamal-Formation.
UGP. 2716 (66HF103 a), Kuh-e-Shesh Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.
UGP. 2717, (66HF87), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.
UGP. 2718 (66HF123), Neyshkenin, STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 9, Kalk über Schicht 6, Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: clava (lat.) = Keule; benannt nach der keulenförmigen Form der Columella.

Diagnose: Art des Genus *Sinophyllum* mit im Reifestadium, bei einem ⌀ von 10 bis 11 *mm*, 21×2—24×2 Septen.

Diff.-Diagnose: Die neue Art erinnert an *Sinophyllum confertus* (JEFFORDS 1942) aus dem Pennsylvanian Amerikas. Unterschiede liegen in der stärkeren keulenförmigen Ausbildung der Columella und den kräftiger entwickelten S. 2. O. im Reifestadium.

Beschreibung: Die konischen kleinen Coralliten haben eine Länge von über 25 *mm*, bei einem Kelch-⌀ von zirka 11 *mm* und sind leicht gekrümmt. Die glatte Außenfläche der Epithek zeigt eine feine Wachstumsstreifung.

Die Septenentwicklung geht aus folgender Übersicht hervor:

⌀ 5 *mm*: $\frac{2 \mid 2}{4 \mid 4}$ (UGP. 2715)

⌀ 7·5 *mm*: $\frac{2 \mid 2}{5 \mid 5}$

⌀ 10·5 *mm*: $\frac{3 \mid 2}{5 \mid 5}$ (Taf. 1, Fig. 9) (UGP. 2714)

⌀ 12 *mm*: $\frac{3 \mid 2}{5 \mid 5}$

⌀ 10·5 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{6 \mid 6}$ (UGP. 2716)

⌀ 10·5 *mm*: $\frac{3 \mid 2}{5 \mid 5}$ (UGP. 2717)

⌀ 10·0 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{5 \mid 5}$ (UGP. 2718)

Der tiefste Schnitt zeigt bei 5 *mm* ⌀, daß sämtliche Septen bis an die 2 *mm* messende Columella reichen. H ist dünner als die übrigen Septen und wird von zwei fossula-

artigen Interseptalräumen, die sich deutlich von den übrigen Räumen abheben, begrenzt. Kleinsepten fehlen. 7 *mm* höher, bei einem ⌀ von 7·5 *mm*, sind die Septen mit Ausnahme von G bereits von der Columella getrennt. Diese stellt das keulenförmig aufgetriebene axiale Ende von G dar (septale Columella). S'S' und H sind auffallend kurz. S. 2. O. fehlen. Erst 2 *mm* höher entwickeln sich bei gleicher Septenverteilung die S. 2. O. Knapp unter dem Kelch wird der axiale Teil von G frei und bildet ein freies Säulchen mit einem ⌀ von 2·2×1·4 *mm*. Die Epithek ist in diesem Stadium zirka 1 *mm* dick.

Sinophyllum parvum (Schouppé & Stacul 1955) ?

? 1955 *Lophophyllidium parvum* n. sp. — Schouppé & Stacul, S. 189, Taf. 8, Fig. 48, 49 Abb. 9.

Material: UGP. 2719, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2720, (66HF87), Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2721, (66HF123), Neyshkenin, Stöcklin et al. 1965, Fig. 9, Kalke über Schicht 6, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die konischen, leicht gekrümmten Coralliten erreichen eine maximale Länge von über 23 *mm*, bei einem Kelch-⌀ von über 10 *mm*. Die Außenseite der Epithek zeigt eine feine Längsstreifung und eine leichte Querrunzelung.

Der steilwandige Kelch ist über 5 *mm* tief. In seinem Zentrum ragt knopfartig die Columella auf. Die Septenverteilung zeigt folgende Übersicht:

⌀ 6·0 *mm*: $\frac{4 \mid 4}{4 \mid 4}$ ⌀ 8·0 *mm*: $\frac{4 \mid 4}{5 \mid 5}$

⌀ 7·5 *mm*: $\frac{4 \mid 4}{4 \mid 4}$ ⌀ 10·5 *mm*: $\frac{4 \mid 4}{5 \mid 5}$

Andere Coralliten haben bei einem ⌀ um 8 *mm* $\frac{3 \mid 3}{3 \mid 3}$ Septen.

In den tieferen Schnittlagen reichen die Septen bis an das zu einer septalen Columella verdickte, keulenförmige Ende von G und sind mit diesem durch basale Ablagerungen verbunden. S. 2. O. fehlen. Diese treten erst knapp unter dem Kelch auf. Hier beträgt die Septenzahl 24×2. Die Epithek ist zirka 0·5 *mm* dick.

Bemerkungen: Die vorliegenden Individuen erinnern in ihrer Größe, ihrer Septenzahl und der späten Einschaltung der S. 2. O. an die von Schouppé & Stacul aus dem Basleo von Timor beschriebene Form, nicht jedoch an die mit dieser von ihnen vereinigte, von Schindewolf 1942 als *Lophophyllidium (Caruthersella) wichmani* beschriebenen Spezies.

Bei der Form aus Timor handelt es sich jedoch nicht um *Lophophyllidium*, da nach den Angaben der beschreibenden Autoren die Columella nicht der von *Lophophyllidium*, sondern der von *Sinophyllum* entspricht. Ein Unterschied zu der Timor-Art scheint in der etwas anderen Art der Septeneinschaltung gegeben zu sein. Eine sichere Zuordnung ist daher nicht möglich.

Sinophyllum breviseptatum n. sp.

Abb. 14

Typus: UGP. 2722, (63JE02), Abb. 14.
Locus typicus: Südlich Kal-e-Sadar.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Paratypus: UGP. 2723, (63JE02), Locus typicus und Stratum typicum.
UGP. 2724, (63JE7), Kuh-e-Shotori (?), Untere Jamal-Formation (?).
Derivatio nominis: brevis (lat.): Nach der Kürze der Lateralsepten.

Diagnose: Art des Genus *Sinophyllum* mit fehlenden oder rudimentären S. 2. O., verkürzten Seitensepten und 26 S. 1. O. bei einem ⌀ von 12 bis 13 *mm*.

Diff.-Diagnose: Die Septenverteilung trennt die neue Art von *S. dunbari* (Moore & Jeffords), bzw. *S. conoideum* (Moore & Jeffords) die ebenfalls auffallend kurze Seitensepten haben.

Beschreibung: Die konischen Coralliten werden gegen 30 *mm* lang, wobei der Kelchdurchmesser 12—13 *mm* beträgt. Die Außenseite der Epithek zeigt eine feine Längsstreifung. Der Kelch dürfte über 10 *mm* tief gewesen sein. Ein an seiner Basis liegender QS zeigt 26 S. 1. O. S. 2. O. fehlen oder sind nur als kurze, breite, dornenartige Vorsprünge erkennbar.

Die Septenentwicklung geht aus folgender Übersicht hervor:

10 *mm* über der Corallitenspitze ⌀ 8 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{4 \mid 4}$

7 *mm* höher ⌀ 10 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{6 \mid 6}$ (Abb. 14)

5 *mm* höher ⌀ 12·5 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{6 \mid 6}$

Das an der Konvexseite gelegene H ist kurz, ebenso S,S und S′S′, G ist lang und bildet axial eine keulenförmige septale Columella. Ihre Breite ist 1·6 *mm*. Radialplatten sind am Aufbau der Columella nicht beteiligt. Der LS (Paratypus) zeigt einen Aufbau aus der median gelegenen septalen Columella, an die im tieferen Teil die Septen direkt angrenzen. Tabellae sind infolge der Schnittlage nicht erkennbar. Sie scheinen selten zu sein, da auch der QS nur einen einzigen Bodenschnitt zeigt.

Bemerkungen: Die Ausbildung der Columella weist die Formen *Sinophyllum* zu. Eine Zuordnung zu einer der bisher beschriebenen Arten ist jedoch nicht möglich.

Subfam. **Lophophyllidiinae** Moore & Jeffords 1945

Diagnose: Timorphyllidae mit persistenter septaler Columella mit Beteiligung von Radialplatten.

Bemerkungen: 1945 stellten Moore & Jeffords die Familie Lophophyllidiidae auf und vereinigten in ihr solitäre Coralliten, deren Gegenseptum eine pfeilerförmige septale Columella bildet, deren kürzeres Hauptseptum in einer Fossula gelegen ist und denen D : mente fehlen. Sie rechneten dieser Familie die Genera *Lophophyllidium* Grabau, *Sinophyllum* Grabau, *Malonophyllum* Okulich & Albritton, *Fasciculophyllum* Thomson, *Lophamplexus* Moore & Jefferson, *Lophotichium* Moore & Jefferson zu. Dazu kamen durch Jeffords 1947 *Lophocarinophyllum* Grabau, *Stereostylus* Jeffords, *Claviphyllum* Hudson und *Kinkaidia* Easton 1945.

Wang 1950, der die Familie als Subfamilie der Plerophyllidae betrachtet, ordnete ihr *Lophophyllidium (= Sinophyllum, Malonophyllum* und *Leonardophyllum* Moore & Jeffords) mit den Subgenera *Lophamplexus* und *Lophocarinophyllum (= Lophotichium), Verbeekiella (= Zelaeophyllum* Heritsch) und *Timorphyllum (= Soshkineophyllum* Grabau und *Stereostylus)* zu.

Hill 1956 beschränkte die Lophophyllidiidae auf *Lophocarinophyllum, Lophophyllidium (Sinophyllum, ?Malonophyllum), Stereostylus, Lophamplexus Lophotichium* und *?Lophophyllum*, während Kabakovitch 1962 ihr noch die Genera *Claviphyllum, Soshkineophyllum, Sugiyamaella, Kinkaidia* und *Huangophyllum* zuzählte.

Bei Beschränkung des Umfanges der Subfamilie auf Formen, die oben gegebener Definition entsprechen, verbleiben von den genannten Genera nur *Lophophyllidium* und *Leonardophyllum*.

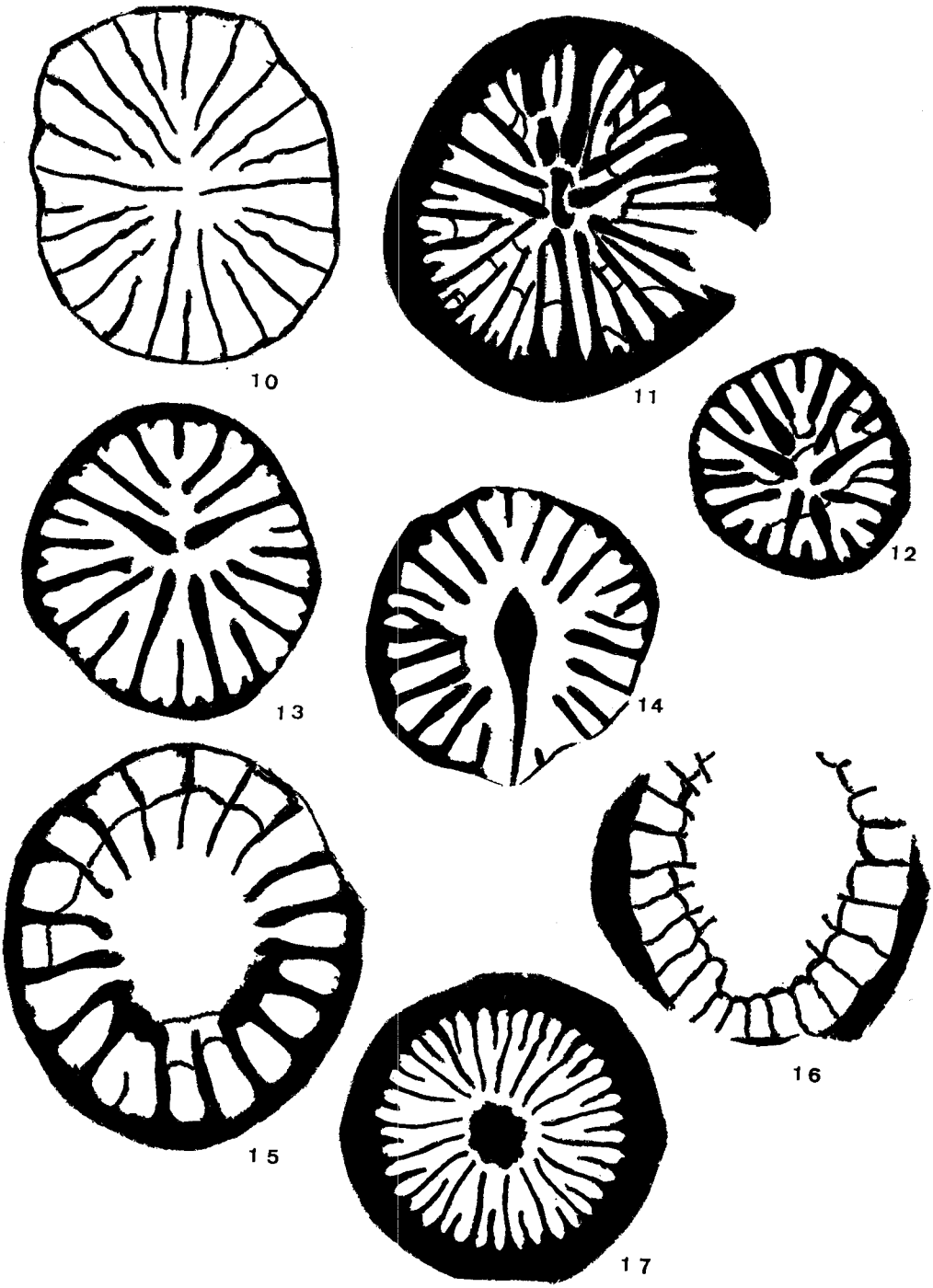


Abb. 10: *Plerophyllum (Ufimia)* sp. (4×, UGP. 2702).
Abb. 11: *Prosmilia parallela* n. sp. (4×, UGP. 2708).
Abb. 12: *Cryptophyllum (Tachylasma?)* cf. *gracile* SCHINDEWOLF 1940 (4×, UGP. 2710).
UGP. 13: *Cryptophyllum (Tachylasma?)* sp. A (4×, UGP. 2711).
UGP. 14: *Sinophyllum breviseptatum* n. sp. (4×, UGP. 2722).
Abb. 15: *Amplexocarinia muralis* SOSHKINA 1928 ? (4×, UGP. 2748).
Abb. 16: *Amplexocarinia subtilis* SCHOUPPÉ & STACUL 1959 (4×, UGP. 2749).
Abb. 17: *Cyathaxonia cornu cornu* MICHELIN 1846 ? (4×, UGP. 2756).

Lophophyllidium Grabau 1928

1928 *Lophophyllidium* Grabau, S. 98.
1961 *Khmerophyllum* Fontaine, S. 81.

Diagnose: Solitäre Coralliten mit septaler Columella unter Beteiligung von Radialplatten. D : mente fehlen.

Bemerkungen: Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß das trennende Merkmal gegenüber *Sinophyllum* Grabau 1928 der Aufbau der septalen Columella aus einer Medianplatte und Radialplatten ist. Dabei stellt, wie bereits Schindewolf 1942 erkannte, die Medianplatte — zumindest in den höheren Schnittlagen — keine direkte Fortsetzung von G dar, wie aus der radiären Anordnung der Calzitfasern um die dunkle Mittellinie hervorgeht. Die freien Räume zwischen den Radialplatten und der Medianplatte sind erfüllt von basalen Ablagerungen.

Von dieser Art der Säulchenbildung glaubte Fontaine 1961 unter der Bezeichnung *Khmerophyllum* Formen abtrennen zu müssen, deren Säulchen aus einer Medianplatte und radiär angeordneten Faserbüscheln besteht. Bei diesen Faserbüscheln handelt es sich um Radialplatten mit relativ breiten Anwachslamellen, was dazu führt, daß hier der dunkle Mittelstreifen der Radialplatten von *Lophophyllidium* in einzelne getrennte Bogenstücke aufgelöst, erscheint. Es ist dies die gleiche Erscheinung, die Schouppé & Stacul 1955 bzw. Schindewolf 1942 von Septen mit lamellärem Feinbau beschrieben haben. Morphogenetisch ist daher eine Trennung von *Lophophyllidium* und *Khmerophyllum* nicht möglich.

Lophophyllidium cambodgense fontainei n. ssp.

Taf. 2, Fig. 1, 2

v. 1968 *Lophophyllidium* sp. — Ruttner et al., S. 70.
Typus: UGP. 2725, (63JS07), Taf. 2, Fig. 1, 2.
Stratum typicum: Östlich Jaafarn.
Locus typicus: Untere (?) Jamal-Formation.
Paratypen: UGP. 2726, (66HF87), (?), Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.
UGP. 2727, (64AR173), (?), Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3?
Derivatio nominis: Ich benenne diese Art nach H. Fontaine, der 1961 auf den grundlegenden Unterschied zwischen *Sinophyllum* und *Lophophyllidium* hingewiesen hat.

Diagnose: Art des Genus *Lophophyllidium* mit breiter septaler Columella aus Radialpatten mit breiten Anwachslamellen und Medialplatte und 25×2 Septen im Reifestadium bei einem ⌀ von zirka 14 *mm*.

Diff.-Diagnose: Im Aufbau der Columella erinnert vorliegende Form an *Lophophyllidium cambodgense* (Fontaine), von dem es sich jedoch durch die geringere Septenzahl unterscheidet.

Beschreibung: Der konische Corallitenrest ist über 40 *mm* lang. Der steilwandige, über 15 *mm* tiefe Kelch ist zusammengedrückt. Er hatte einen ⌀ von zirka 14 *mm*. Die Zahl der Septen ist 25×2, ihre Verteilung $\frac{5 \mid 4}{6 \mid 6}$. 10 *mm* tiefer ist bei 12 *mm* ⌀ die Septenverteilung $\frac{3 \mid 3}{6 \mid 6}$ (Taf. 2 Fig. 1).

Die S. 2. O. sind bis zu 2 *mm* lang. Einzelne S. 1. O. sind axial rhopaloid verdickt. Die septale Columella hat einen ⌀ von 3·7 *mm*. Sie besteht aus einer Medianplatte und 10 Axialplatten mit breiten dunklen Anwachslamellen. Der LS (Taf. 2 Fig. 2) zeigt beiderseits der Columella ein Tabularium aus Tabulae und Tabellae, wobei letztere blasig aufgetrieben sein können. Auf 5 *mm* kommen 6—10 Tabulae.

Bemerkungen: Der Bau der septalen Columella trennt die vorliegende Form von den meisten Arten von *Lophophyllidium*, deren Radialplatten dünne dunkle Linien, eingebettet in einem homogenen Gewebe darstellen.

Lophophyllidium ? sp.

v. 1968 *Timorphyllum* sp. — RUTTNER et al., S. 70.

Material: UGP. 2728, (64AR173, 2 Exemplare), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2729, (66HF87), Kuh-e-Bagh-e-Vangh, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die konischen Corallitenreste haben eine Länge von über 25 *mm* bei einem oberen ⌀ bis zu 13 *mm*. Die glatte Epithek zeigt an ihrer Außenseite eine deutliche Wachstumsstreifung. Bei einem ⌀ des Querschliffes von 9·5 *mm* sind 14 S. 1. O. vorhanden. Sie verteilen sich folgend: $\frac{2 \mid 2}{3 \mid 3}$. S,S,H und die Metasepten der Hauptquadranten sind verdickt und lassen einen dunklen Medianstreifen erkennen. Bei einem ⌀ von 11 *mm* ist die Septenverteilung $\frac{3 \mid 3}{5 \mid 5}$, bei 12 *mm* $\frac{2 \mid 3}{4 \mid 4}$.

Die Septen der Gegenquadranten S′,S′ und G sind dünn. Das Hauptseptum ist auffallend kurz, S′S′ und G etwa gleich lang wie die Metasepten der Gegenquadranten. S. 2. O. fehlen. Die Columella ist tropfenförmig in Richtung auf H ausgezogen und zeigt eine dunkle Medianlamelle, auf der einseitig einige dunkle Radialplatten stehen. Ihre Größe ist 3·5×1·7 *mm*. Die Dicke der Epithek beträgt in den Gegenquadranten zirka 0·3 *mm*, in den Hauptquadranten über 5 *mm*.

Bemerkungen: Der Aufbau der Columella aus Median- und Radialplatten entspricht dem von *Lophophyllidium*. Der Typus dieses Genus besitzt zwei Septenzyklen, während die beiden vorliegenden Exemplare nur einen Septenzyklus haben. Darin gleicht die vorliegende Form *Timorphyllum*. Damit ist ein Unterschied gegeben, wie er zwischen *Verbeekiella* und *Wannerophyllum* vorliegt. Es wäre zu prüfen, ob nicht, entsprechend diesem Beispiel, eine generische Trennung derartiger Formen, mit einem und zwei Septenzyklen, gerechtfertigt ist.

Fam. **Verbeekiellidae** SCHOUPPÉ & STACUL 1955

Verbeekiella PENECKE 1908

1908 *Verbeekia* PENECKE, S. 657.
1908 *Verbeekiella* PENECKE, S. 187.
1921 *Dibunophyllum (Verbeekiella)* — GERTH, S. 83.

Diagnose: Solitäre Rugosa mit persistenter septobasaler Columella und einem Septenzyklus. D : mente und P : mente fehlen.

Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)

Taf. 2, Fig. 3, 4.

1865 *Clisiophyllum australe* n. sp. — BEYRICH, S. 85, Taf. 2, 8 a, b, 9.
1955 *Verbeekiella australis* (BEYRICH) — SCHOUPPÉ & STACUL S. 143, Taf. 7, Fig. 1—3, Abb. 1 a—d (cum syn.).
v. 1965 *Verbeekiella* ? *australis* (BEYRICH) — STÖCKLIN et al., S. 25.
v. 1968 *Verbeekiella australis* (BEYRICH) — RUTTNER et al., S. 70.

Material: UGP. 2730, (63JE02), Südlich Kal-e-Sadar, Untere (!) Jamal-Formation.

UGP. 2731, (66HF122), Neyshkenin. STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 9, Schicht 5, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2732, (66HF103 A), Kuh-e-Shesh Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 2, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2733, (66HF104), Kuh-e-Shesh Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2734, (66HF105), Kuh-e-Shesh Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 6, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2735, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2736 (66AR87), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2737, (66HF103 a), Kuh-e-Shesh Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2738, (63JE7), Kuh-e-Shotori, Untere (?) Jamal-Formation.

Beschreibung: Neben bis 60 *mm* lang werdenden zylindrischen Coralliten finden sich kurze, konische, leicht gekrümmte Typen. Der ⌀ liegt zwischen 8 und 18 *mm*. Im Reifestadium treten 19—22 Septen auf. Ihre Verteilung zeigt u. a. folgende Zusammenstellung:

⌀ 8·6 *mm*: $\frac{2 \mid 2}{3 \mid 3}$ ⌀ 7·5 *mm*: $\frac{2 \mid 2}{4 \mid 4}$ ⌀ 10—13 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{3 \mid 3}$

⌀ 17 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{5 \mid 6}$ ⌀ 18 *mm*: $\frac{3 \mid 3}{5 \mid 5}$

Die Septen der Hauptquadranten sind dabei häufig deutlich dicker als die der Nebenquadranten. S. 2. O. fehlen. H, an der Konvexseite gelegen, ist deutlich kürzer als die übrigen Septen. Auch G ist kürzer, jedoch länger als H.

In den tieferen Schnittlagen mit einem ⌀ von 6 *mm* und darunter wird das mit G verbundene septobasale Säulchen eng von den dicken Septen umgeben. Später wird die Columella frei. Sie besteht aus Axialplatten und Bodenschnitten. Die Medianplatte kann wechselnd entwickelt sein.

Im LS (Taf. 2 Fig. 4) besteht das T : arium aus schräg aufwärts steigenden, z. T. gebogenen Tabellae, wobei zirka 5 auf 5 *mm* kommen. D : mente fehlen.

Bemerkungen: Abgesehen von der Größe unterscheidet sich *V. australis* von *V. gerthi*, der zweiten aus dem Basleo von Timor beschriebenen Art, durch den geringeren Unterschied in der Zahl der Metasepten in den Haupt- und Gegenquadranten. Diese entspricht der Form aus Iran. Auch die Größe stimmt überein, sodaß trotz des Altersunterschiedes eine Zuordnung durchgeführt wird.

Verbeekiella gerthi parva n. ssp.

Taf. 2, Fig. 5—8

v. 1968 *Verbeekiella gerthi* SCHOUPPÉ & STACUL — RUTTNER et al., S. 70.
Typus: UGP. 2739, (64AR173), Taf. 2, Fig. 5—8.
Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Abb. 23 a, Schicht 3 ?
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Paratypen: UGP. 2740, (63JE02), Südlich Kal-e-Sadar; Untere (?) Jamal-Formation.
UGP. 2741, (66HF87), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Abb. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.
UGP. 2742, (66HF122), Neyshkenin, STÖCKLIN et al. 1965, Abb. 19, Schicht 5, Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: parvus (lat.): Benannt nach der kleinen Wachstumsform.

Diagnose: Unterart des Genus *Verbeekiella* mit einer Höhe von zirka 2·5 *cm*, einem ⌀ von 13 *mm* und 26 Septen.

Diff.-Diagnose: Von *Verbeekiella gerthi* SCHOUPPÉ & STACUL aus dem Basleo von Timor unterscheidet sich vorliegende Form durch die kleine Wachstumsform, von *Verbeekiella solida* (Ross & Ross) aus dem höchsten Pennsylvanian von Texas durch die andere Septenverteilung.

Beschreibung: Die konischen, leicht gekrümmten Coralliten erreichen eine Länge von zirka 25 *mm*, bei einem oberen ⌀ von zirka 13 *mm*. Die Septenanordnung ist:

⌀ 12 *mm* (UGP. 2740): $\frac{2 \mid 3}{7 \mid 7}$ (Taf. 2 Fig. 7, 8)

⌀ 13 *mm* (UGP. 2739): $\frac{3 \mid 3}{8 \mid 8}$

⌀ 11 *mm* (UGP. 2742): $\frac{3 \mid 2}{6 \mid 6}$

⌀ 11 *mm* (UGP. 2742): $\frac{2 \mid 2}{7 \mid 7}$

Das kurze H liegt an der Konvexseite. S. 2. O. fehlen. Die Septen um H sind leicht verdickt. Die septobasale Columella hat einen ⌀ von 5×6 *mm*. Die leicht gegen die Columella ansteigenden vollkommenen Tabellae sind dünn (Taf. 2 Fig. 7). Auf 5 *mm* kommen 5—6 Tabellae.

Bemerkungen: Die vorliegende Form erinnert stark an *Verbeekiella gerthi* Schouppé & Stacul. Diese Art variiert sehr stark, wobei einzelne Vertreter auch der Form aus Persien zu entsprechen scheinen. Insgesamt gesehen ist jedoch die indonesische Art größer und kann, mit zylindrischen Formen, bis zu 8 *cm* Länge erreichen. Demgegenüber handelt es sich bei dem ostiranischen Material ausschließlich um kleinwüchsige Formen. Dieser Unterschied wird durch die zeitliche Diskrepanz verstärkt, sodaß die Aufstellung einer eigenen Unterart gerechtfertigt erscheint.

Wannerophyllum Schouppé & Stacul 1955

1955 *Wannerophyllum* Schouppé & Stacul, S. 159.

Diagnose: Solitäre Rugosa mit persistenter septobasaler Columella, zwei Septenzyklen und fehlenden D : menten bzw. P : menten.

Wannerophyllum cristatum kahleri n. ssp.

Taf. 2, Fig. 9, Taf. 3, Fig. 1

v. 1968 *Wannerophyllum elongatum* Schouppé & Stacul — Ruttner et al., S. 70.
Typus: UGP. 2743, (64AR173), Taf. 2, Fig. 9, Taf. 3, Fig. 1
Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, Fig. 23 a in Ruttner etc. 1968, Schicht 3 ?
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: Ich benenne diese Art nach Hofrat Prof. Dr. F. Kahler, der sich um die Erforschung der Paläogeographie und Stratigraphie des Jungpaläozoikums der Paläothetys bleibende Verdienste erworben hat.

Diagnose: Kleinwüchsiger Vertreter des Genus *Wannerophyllum* mit 25×2 Septen bei einem Durchmesser von 12 *mm*.

Diff.-Diagnose: Die neue Unterart unterscheidet sich von *Wannerophyllum cristatum cristatum* durch den geringen ⌀ und die geringere Septenzahl.

Beschreibung: Die Länge des einzigen mir vorliegenden, zylindrischen, etwas abgerollten Restes beträgt 20 *mm*. Weder die frühen ontogenetischen Stadien, noch der Kelch sind erhalten. Bei einem Durchmesser von 12 *mm* zeigt der QS 25×2 Septen. Die S. 2. O. sind kurze, dreieckige, plumpe Vorsprünge zwischen den kräftigen bis an die septobasale Columella reichenden S. 1. O. Letztere besteht bei einem ⌀ von $4{\cdot}5 \times 5{\cdot}0$ *mm* aus radiär angeordneten, häufig unterbrochenen Axialplatten, einer großen, die Columella in der H/G-Ebene symmetrisch teilende Medianplatte und Bodenschnitten. Peripher wird die Columella teilweise von einem dicken, sich von Septenspitze zu Septenspitze schwingenden Saum begrenzt.

H ist etwas kürzer und dünner als die übrigen Septen. Die Septenverteilung ist nicht festzustellen. Die Mikrostruktur der Septen besteht aus einem hellen Medianstreifen, auf dem die Calzitfasern senkrecht stehen.

Der LS (Taf. 3 Fig. 1) zeigt eine Gliederung des Coralliten in die gegen die Columella aufgebogenen, unvollkommenen Tabellae und eine breite septobasale Columella aus kuppelförmig aufgebogenen und ineinandergeschachtelten Basalelementen, die von den senkrechten Radialplatten bzw. der dicken Medianplatte geschnitten werden. D : mente fehlen.

Bemerkungen: Die beiden Septenzyklen, die Feinstruktur, die Art der septobasalen Columella und das Fehlen einer peripheren Blasenzone ordnen vorliegende Coralliten dem Genus *Wannerophyllum* Schouppé & Stacul 1955 zu. Dieses war bisher mit folgenden Arten nur aus dem Perm von W-Australien, Timor, Nepal und dem Ural bekannt:

	⌀ *mm*	Septenzahl	Columella-Aufbau im QS
W. asteroides	15	25×2	radiär/Sternformung
W. cristatum	20—30	32—34×2	radiär gest. Radialplatten
W. tubulosum	15—20	32—34×2	blasig/zellig
W. longatum	15	22—26×2	blasig/zellig
W. torquatum	20	36×2	spiralig gedrehte Radialplatten
W. minus	15	22 (?)×2	blasig/zellig
W. timoricum	15—20	30—35×2	spinnwebenförmig
W. exedens	12	42×2	speichenförmig/radiär
W. n. sp. Flügel	19	38×2	radiär

Wie die Tabelle zeigt, besteht nach ⌀ und Septenzahl eine Ähnlichkeit mit *W. elongatum*, *W. asteroides* und *W. minus*. Ersterer Art wurde bei einer vorläufigen Bestimmung der Corallit auch zugeordnet. Ein deutlicher Unterschied zeigt sich jedoch im Aufbau der Columella. Diese entspricht nicht dem Typus von *W. elongatum* bzw. *W. minus* (im QS blasig/zellig), sondern dem von *W. cristatum*, wie ein Vergleich mit Taf. 7, Fig. 21 von Schouppé & Stacul 1955 zeigt. Wie Schouppé & Stacul feststellten, ist jedoch gerade der Aufbau der Columella bei *Wannerophyllum* ein wichtiges taxonomisches Merkmal, welches z. B. einer der Hauptunterschiede zwischen *W. cristatum* und *W. tubulosum* ist.

Es erscheint daher gerechtfertigt, trotz entsprechender Abmessungen und Septenzahl die vorliegende Form infolge ihrer andersgebauten Columella nicht mit *W. elongatum* zu vereinigen, sondern in die Nähe von *W. cristatum* zu stellen. Eine Identität mit dieser Art ist jedoch zufolge der geringeren Größe nicht möglich. Sie wird daher nur als Unterart von *W. cristatum* angesehen.

Ein Vergleich mit *W. asteroides* kommt auf Grund der Größe und der anders gebauten Columella nicht in Frage.

Wannerophyllum densum n. sp.

Taf. 3, Fig. 2

Typus: UGP. 2744, (66HF103 A), Fig. 3, Taf. 2.
Locus typicus: W. Flanke des Kuh-e-Sehsh-Angosht, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 2.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Paratypen: Kuh-e-Shesh-Angosht, UGP. 2745, 2746, (66HF103 A), Ruttner et al. 1968, Schicht 2.
Kuh-e-Shesh-Angosht UGP. 2747, (66HF105), Ruttner et al. 1968, Schicht 6.
Derivatio nominis: densum (lat.): dicht; benannt nach der Ausbildung der septobasalen Columella.

Diagnose: Kleinwüchsiger Vertreter des Genus *Wannerophyllum* mit durch basale Ablagerungen verstärkter Columella.

Diff.-Diagnose: Der Aufbau der Columella trennt vorliegende Art von den bisher beschriebenen Formen.

Beschreibung: Die vorliegenden zylindrischen Corallitenreste erreichen eine Länge bis zu 25 *mm*, wobei die frühen ontogenetischen Stadien fehlen. Ein vollkommener Rest ist konisch und leicht gekrümmt. Die Kelchtiefe beträgt über 12 *mm*. Die Kelchränder sind steil.

Die Epithek ist leicht quergerunzelt. Septalstreifung fehlt. Der ⌀ schwankt zwischen 10 und 14 *mm*. Dementsprechend liegt die Septenzahl zwischen 22 und 25×2. Die S. 2. O. sind meist nur als kurze, dreieckige Vorsprünge entwickelt. Die S. 1. O. sind 3 bis 3·5 *mm* lang, etwas gewellt und axial bisweilen leicht verdickt. H ist etwas kürzer als die übrigen Septen und an der konkav gekrümmten Innenseite gelegen.

Die septobasale Columella wird von den Septen meist nicht erreicht. Sie hat einen ⌀ von 4×5 *mm* bis 6·5×6·0 *mm*. Sie besteht aus dicken, radiär gestellten Axialplatten, die im axialen Bereich durch zusätzliche basale Ablagerungen miteinander zu einem dichten Säulchen verbunden sind. Peripher, wo aus diesem Säulchen speichenartig die Axialplatten heraustreten, spannen sich zwischen diese Bodenelemente. Wie der QS zeigt, sind sie außen sehr steil, im zentralen Teil jedoch flach geneigt. D : mente fehlen.

Bemerkungen: Das auffallende und von den bisher beschriebenen Arten von *Wannerophyllum* etwas abweichende Element vorliegender Form ist die durch basale Ablagerungen großteils zu einem massiven Säulchen gewordene septobasale Columella. Ihr primärer Aufbau aus Axiallamellen und Bodenelementen ist nur mehr randlich und nur stellenweise auch zentral, vor allem im Kelchanteil des Säulchens, wo eine sekundäre, „stereoplasmatische" Verklebung fehlt, zu erkennen. Dieses bei mehreren Exemplaren als konstant erkannte Material rechtfertigt die Aufstellung einer neuen Art.

Fam. **Amplexocarinidae** Soshkina 1941

Bemerkungen: 1941 faßte Soshkina (in: Soshkina, Dobrolyubova & Porfiriev 1941) die Genera *Amplexocarinia* Soshkina, *Lytvolasma* Soshkina und *Paralleynia* Soshkina zu einer eigenen Subfamilie, den Polycoelidae, zusammen.

Diese Subfamilie wurde von Schouppé & Stacul 1959 unter Ausklammerung der Gattungen *Lytvolasma* und *Paralleynia* zur Familie Amplexidae gestellt, wobei sie diese in die beiden Subfamilien Amplexinae und Amplexocarininae gliederten. Als einziges trennendes Merkmal zwischen beiden betrachten sie den Besitz bzw. das Fehlen einer echten Fossula.

Auch wenn wir die Bedeutung einer Fossula für den Polypen nicht kennen, müssen wir nach den Untersuchungen von Schouppé & Stacul 1966, S. 140 ff. annehmen, daß eine echte persistente Fossula, wie sie bei *Amplexus* auftritt, eine „besondere, spezielle Bildung im Skelettbau darstellt". Sie kommt bei den Rugosa relativ spät in ihrer Phylogenie zur Ausbildung und bleibt auf eine verhältnismäßig kleine Zahl von Familien beschränkt, die ihre Hauptverbreitung im Karbon haben. Im Perm finden wir kaum mehr Formen mit einer echten Fossula. Wir werden in diesem Merkmal daher einen Seitenzweig in der Entwicklung der Rugosa sehen müssen und können kaum annehmen, daß *Amplexocarinia* phylogenetisch aus einer Gattung mit Fossula abzuleiten ist. Ich möchte daher auch taxonomisch diese beiden Gruppen schärfer voneinander trennen.

Diagnose: Septen vom Jugendstadium an stark verkürzt und pseudoradial gestellt. Tabulae schachtelförmig aufgewölbt, vielfach nicht von der Epithek ausgehend, sondern sich direkt voneinander erhebend. Fossula fehlt. (Nach Schouppé & Stacul 1959, S. 293.)

Amplexocarinia Soshkina 1928

1928 *Amplexocarinia* Soshkina, S. 257.

Diagnose: vgl. Schouppé & Stacul 1959, S. 294.

Amplexocarinia muralis SOSHKINA 1928 ?

Abb. 15

?1928 *Amplexocarinia muralis* n. sp. — SOSHKINA, S. 379, Abb. 19 a—f.

Material: UGP. 2748, (63JE02), Südlich Kal-e-Sardar, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Das 18 *mm* lange, zylindrische Bruchstück hatte einen ⌀ von 7 × 7·5 *mm*. Die 19 Septen sind 1·5—1·8 *mm* lang. Sie können axial etwas verdickt sein. Peripher sind sie in die 0·5 *mm* dicke Epithek eingelassen. Eine Ausnahme macht ein bedeutend kürzeres (Proto- ?) Septum, welches der Epithek aufgesetzt ist. Die Septen sind teilweise durch kranzartige Bodenschnitte miteinander verbunden. Im LS zeigt sich ein Basalapparat aus tischförmig aufgebogenen Tabulae. D : mente fehlen.

Bemerkungen: Die Form entspricht der durch SCHOUPPÉ & STACUL 1959 durch Einbeziehung der Unterarten erweiterten Fassung von *Amplexocarinia muralis* SOSHKINA. Von der typischen Art unterscheidet sie sich durch den größeren ⌀, von *A. muralis irginae* durch die geringere Septenzahl bei entsprechendem ⌀. Die Art wurde bisher aus dem Unterperm der UdSSR bekannt.

Amplexocarinia subtilis SCHOUPPÉ & STACUL 1959

Abb. 16

1959 *Amplexocarinia subtilis* n. sp. — SCHOUPPÉ & STACUL, S. 315, Abb. 26, Taf. 12, Fig. 50.

Material: UGP. 2749, (63JS07), Östlich von Jaafarn, Kuh-e-Shotori, Untere (?) Jamal-Formation.

Beschreibung: Der über 40 *mm* lange, zylindrische Rest hat einen ⌀ von 12·5 *mm*. Die Septenzahl beträgt über 23. Eine genaue Angabe ist infolge Abwitterung eines Wandteiles nicht möglich. Die auf der 1 *mm* dicken Epithek aufgesetzten Septen sind sehr dünn und 2—3 *mm* lang. Ihre Enden sind meist durch bogenförmige Tabulaeschnitte miteinander verbunden.

Der LS zeigt deutlich die axial tischförmig aufgebogenen Tabulae.

Bemerkungen: Die vorliegende Form stimmt in der Ausbildung ihres dünnen Septalapparates, der Septenzahl und des ⌀ weitgehendst mit Abb. 26 b der Arbeit SCHOUPPÉ & STACUL 1959 von *Amplexocarinia subtilis* überein. Diese Art war bisher nur aus dem Basleo von Timor bekannt.

Amplexocarinia cf. *abichi* (WAAGEN & WENTZEL 1886)

cf. 1886 *amplexus Abichi* — WAAGEN & WENTZEL ? S. 903.

Material: UGP. 2750, (66HF103 A), Kuh-e-Shesh-Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 2, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2751, (66HF87), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die zylindrischen Corallitenreste erreichen maximal eine Länge von über 45 *mm*. Ihre ⌀ schwanken zwischen 15 und 25 *mm*. Die Septenzahlen liegen zwischen 32 und 43, wobei nur S. 1. O. vorhanden sind. Ihre Länge liegt zwischen 3 und 5 *mm*. Die einfachen Tabulae sind axial tischförmig aufgewölbt, wobei der septenfreie Raum einen ⌀ zwischen 8 und 13 *mm* hat.

Bemerkungen: Die hohe Septenzahl einerseits, der ⌀ anderseits sind deutliche Unterschiede gegenüber den bisher zu *Amplexocarinia* gerechneten Arten. Am nächsten kommt der vorliegenden Form noch *A. abichi* aus dem Basleo bzw. Amarasi Timors, dem höheren Perm des Salt Range und von Djulfa, ohne daß jedoch mit dieser Art Übereinstimmung herrscht.

Von den beiden Fundpunkten liegen 2 Exemplare vor, u. zw. jeweils 1 Exemplar mit einem ∅ um 15 *mm* und ein Exemplar mit einem ∅ um 25 *mm*. Es ist ungeklärt, ob beide der gleichen Art angehören.

Fam. **Yatsengiidae** Hill 1956

1956 *Yatsengiinae* n. subfam. — Hill, S. 291.
1965 *Durhaminidae* n. fam. — Minato & Kato, S. 28.

Bemerkungen: 1956 errichtete Hill im Rahmen der Familie Aulophyllidae die Unterfamilie Yatsengiinae und ordnete ihr die beiden Genera *Yatsengia* Huang 1932 und *Protowentzelella* Porfiriev 1941 zu. 1960 erhob Hamada die Frage, ob dieser Unterfamilie nicht auch die beiden Genera *Huangia* Yabe 1950 und *Pseudoyatsengia* Yabe 1951 zugerechnet werden sollten und ein Jahr später erwog Fontaine 1961 neben *Yatsengia* und *Protowentzelella* auch *Chonaxis* M. E. H. 1850, *Heritschioides* Yabe 1950 und *Pseudoyatsengia* Yabe 1951 bei dieser Unterfamilie unterzubringen. Im selben Jahr stellten McCutcheon & Wilson 1961 die von ihnen errichtete Gattung *Ptolemeia*, die sie 1963 wegen Homonymie mit *Ptolemeia* Osborn 1908 in *Kleopatrina* umbenannten, ebenfalls zu den Yatsengiinae.

1964 erhob Flügel diese Unterfamilie zur Familie. Etwa gleichzeitig errichteten Minato & Kato 1965 die Familie Durhaminidae, der sie u. a. auch die beiden Genera *Heritschioides* und *Kleopatrina* zuordneten. Darin deutet sich bereits eine Beziehung zwischen beiden Familien an.

Bereits 1962 hatten Wilson & Langenheim anläßlich der Errichtung von *Durhamia* gezeigt, daß sich dieses Genus von *Yatsengia* nur wenig unterscheidet: Beide zeige ein fasciculates Corallum, beide haben eine septobasale, bisweilen schlecht entwickelte Columella, beide lassen zwei Septenordnungen erkennen, beide zeigen eine Gliederung in ein D : arium und ein T : arium aus „wide tabellae", im Sinne von Minato & Kato 1965, S. 23, die von der septobasalen Columella gegen das D : tarium zu abfallen. Die Unterschiede zwischen den beiden Genera scheinen darin zu bestehen, daß die septobasale Columella bei *Durhamia* nur sporadisch entwickelt und schlechter gebaut ist, wohingegen sie bei *Yatsengia* mehr oder minder kontinuierlich und besser gebaut ist.

Dieser Unterschied betrifft jedoch nicht das Skelettmerkmal als solches, nämlich die Existenz einer septobasalen Columella, die aus septalen Elementen und vorwiegend „tabularen" Tabellae aufgebaut ist. Dazu kommt noch, daß bei *Durhamia* vereinzelt P : mente vorkommen, die bei *Yatsengia* fehlen. Dieses Merkmal halte ich, ebensowenig wie die verschiedene Breite des D : ariums, für ausreichend, beide Genera verschiedenen Familien zuzuweisen, umsomehr, als man nach der Abbildung bei Easton 1960, Abb. 18 den Eindruck bekommt, daß die Entwicklung von P : menten bei *Durhamia* wenigstens z. T. mit Knospungserscheinungen zusammenhängen dürfte.

Ich betrachte daher beide Familien als miteinander synonym, wobei der ältere Name Yatsengiidae die Priorität vor Durhaminidae hat. Damit ist zu überprüfen, welche anderen in Zusammenhang mit dieser Gruppe genannten Genera dieser Familie angehören.

1. *Amandophyllum* Heritsch 1941. Die von Heritsch 1941 auf Grund von Material aus dem Ober-Karbon der Karnischen Alpen aufgestellte Gattung wurde von Minato & Kato 1965 zu den Durhaminidae gerechnet. Eine Beurteilung des Originalmaterials ist schwierig, da von der Typusart *A. carnicisum* nur Querschliffe vorliegen und das Material die Anfertigung eines Längsschliffes nicht mehr gestattet. Die Anordnung der basalen Elemente kann daher nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Das Säulchen ist, wie auch die Abbildungen bei Heritsch 1936 Taf. 17 Fig. 24 zeigen, sehr gut gebaut und läßt eher eine Zusammensetzung aus septalen Elementen und columellaren Tabellae als aus „tabularen" Tabellae vermuten.

Sicher nicht mit *Amandophyllum* zu vereinen sind „*Clisophyllum*" *zeliae*, welches eine fasciculate Form ist und „*Palaeosmilia*" *schucherti* HERITSCH 1936, welches im höheren Teil des Coralliten eine basale Columella hat, an deren Aufbau sich im tieferen Abschnitte axiale Septenenden beteiligen (vgl. S. 56, 84).

2. *Chonaxis* EDWARDS & HAIME 1851. Nach FONTAINE 1961, S. 138 soll die Typusart *Chonaxis verneuli* einen ähnlichen Aufbau wie *Protowentzelella* zeigen. Vor einer Neubearbeitung ist eine systematische Zuordnung der Gattung nicht möglich.

3. *Eoheritschioides* STEVENS 1967. Die als Subgenus von *Heritschioides* YABE aufgefaßte Gruppe unterscheidet sich von diesem nur durch die Raumlage der Tabellae.

Es scheint zweifelhaft, ob dies zur Errichtung einer eigenen Untergattung ausreicht (vgl. ROWETT 1969).

4. *Heritschioides* YABE 1950. Auch diese Gattung hat eine septobasale Columella mit ausschließlicher Beteiligung columellarer Tabellae und gehört daher einer anderen Familie an.

5. *Huangia* YABE 1950. Das Genus zeigt im LS gegen die septobasale Columella abfallende periaxiale Tabellae, während die Gattungen der Familie Yatsengiidae durch aufsteigende Tabellae charakterisiert sind.

6. *Kleopatrina* McCUTCHEON & WILSON 1963 (= *Ptolemeia* McCUTCHEON & WILSON 1961). Bei cerioidem Wachstum zeigt die Gattung die für Yatsengiidae charakteristischen Merkmale.

7. *Porfirievella* MINATO & KATO 1965 (= *Uralnevadaphyllum* MINATO & KATO 1968). Die als Subgenus von *Kleopatrina* aufgefaßte Gruppe unterscheidet sich von *Kleopatrina* durch das lokale Auftreten von P : menten. Sie bilden jedoch keinen „lonsdaloiden" Kranz um ein Septarium, wodurch ihr Auftreten an das bei *Durhamina* erinnert.

8. *Protolonsdaleiastraea* GORSKY 1932. Im Gegensatz zu *Yatsengia* und *Durhamina* fehlen diesem Genus beim Aufbau der septobasalen Columella columellare Tabellae. An ihre Stelle treten ausschließlich stark aufgelöste und axial hochgezogene periaxiale Tabellae. Eine Zuordnung zu Yatsengiidae erscheint mir daher nicht möglich.

9. *Protowentzelella* PORFIRIEV 1941. Es gilt hier das gleiche, wie bei der vorhergehenden Gattung *Protolonsdaleiastraea*.

10. *Tanbaella* MINATO & KATO 1965. Die Gattung unterscheidet sich von *Heritschioides* nur durch eine starke Entwicklung von P : menten und gehört damit ebenfalls nicht zu den Yatsengiidae.

11. *Yabeiphyllum* MINATO & KATO 1965. Auch dieses Genus hat eine septobasale Columella, an der nur columellare Tabellae beteiligt sind. Von *Heritschioides* unterscheidet es sich in dem Auftreten von Carinen.

Diagnose: Solitäre Formen fraglich. Corallum fasciculat bis cerioid. Coralliten mit septobasaler Columella aus periaxialen und columellaren Tabellae und Axialplatten. Tabellae des T : iums gegen die Columella ansteigend. Clinotabulae fehlen. D : mente wechselnd entwickelt. P : mente können lokal entwickelt sein.

Yatsengia HUANG 1932

1932 *Yatsengia* HUANG, S. 56.

Diagnose: Fasciculat Yatsengiidae mit septobasaler persistenter Columella. D : arium schlecht ausgebildet. P : mente fehlen.

Bemerkungen: 1932 errichtete HUANG als Subgenus von *Waagenophyllum* YABE & HAYASAKA *Yatsengia*. Bereits 1936 finden wir in der Arbeit von DOUGLAS *Yatsengia* als eigenes Genus von *Waagenophyllum* abgetrennt und der Familie Clisiophyllidae

als fraglich zugeordnet. Diese Selbständigkeit wird von den meisten Autoren vertreten. Eine Ausnahme davon macht die Gliederung im Osnovi Paleontology 1962. Hier wird *Yatsengia* als Subgenus von *Corwenia* SMITH & RYDER aufgefaßt und der Familie Lonsdaleiidae zugerechnet.

Diese Meinung vertraten auch ZHAO & CHEN 1963 in ihrer Untersuchung unterpermischer Korallen von Süd-Anhui.

Wie die Beschreibung von *Corwenia* durch SMITH & RYDER 1926 zeigte, hat die Typusart dieses Genus eine septobasale Columella, die von columellaren Tabellae aufgebaut wird und sehr scharf vom T : arium getrennt ist. Damit ergibt sich ein deutlicher Unterschied zu *Yatsengia*.

Yatsengia hangchowensis HUANG 1932

Taf. 3, Fig. 3

1932 *Yatsengia hangchowensis* n. sp. — HUANG in YOH & HUANG, S. 32, Taf. 9, Fig. 3 a—c.
1964 *Yatsengia hangchowensis* HUANG — GRÄF, S. 390.

Material: UGP. 2752, (63JS63/4), Kuh-e-Jamal, STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 11, Schicht 4, Obere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die zylindrischen Coralliten weisen einen ⌀ von 4·1—5·8 *mm* und eine Septenzahl von 16 bis 17 × 2 auf.

Die S. 2. O. erreichen maximal die halbe Länge der S. 1. O. Die unregelmäßige septobasale Columella hat einen ⌀ von 1·5 *mm*.

Bemerkungen: Die Art ist von Chekiang, China und dem Bergland von Abadeh (Zagros-Gebirge, Iran) bekannt.

Yatsengia kiangsuensis mabuti MINATO 1955

Taf. 3, Fig. 4

1944 *Yatsengia kiangsuensis* ? YOH & HUANG — MINATO, S. 157, Taf. 1, Fig. 1—6.
1955 *Yatsengia kiangsuensis* var. *mabuti* n. ssp. — MINATO, S. 117, Taf. 18, Fig. 7—10, Taf. 29, Fig. 1—4, Abb. 9 L—M.
1965 *Yatsengia kiangsuensis* YOH — STÖCKLIN et al., S. 24.

Material: UGP. 2753, (63JS63), Kuh-e-Jamal, STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 11, Schicht 4, Obere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die zylindrischen Coralliten des fasciculaten Corallums haben bei einem ⌀ von 3·5 bis 4·5 *mm* eine Großseptenzahl von 13 bis 14. Die S. 2. O. erreichen die Hälfte der Länge der S. 1. O. Die unregelmäßig gebaute septobasale Columella hat einen Durchmesser von 1·5 bis 2 *mm*. Auf 2 *mm* kommen 3—4 Tabellae. Das D : arium besteht aus einer Blasenreihe, die axial durch die basale Ablagerung verdickt ist. Im QS entsteht dadurch das Bild einer „inneren Mauer".

Bemerkungen: Die septobasale Columella dieser Unterart besteht weitgehend aus periaxialen Tabellae, jedoch finden sich sporadisch auch columellare Tabellae. Dadurch ist eine Zuordnung zu *Yatsengia* gesichert.

Durhamia WILSON & LANGENHEIM 1962

1962 *Durhamia* WILSON & LANGENHEIM, S. 405.

Diagnose: Fasciculate Yatsengiidae mit septobasaler, sporadischer Columella, gut entwickeltem D : arium und lokalen P : menten.

Durhamia ? sp.

Taf. 3, Fig. 5, 6

Material: UGP. 2754, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der vorliegende zylindrische Corallitenrest hat eine Länge von über 30 *mm*. Die Außenseite der Epithek zeigt eine feine Querrunzelung. Im Bereich knapp unter dem Kelch bei einem ⌀ von 17 *mm* sind 28×2 Septen vorhanden, wobei die S. 2. O. zirka ⅓ Länge der S. 1. O. erreichen. Im Grenzbereich D : arium/T : arium sind die Septen merkbar verdickt. Randlich können in dieser Schnittlage P : mente entwickelt sein. Sie fehlen in den tieferen Schnittlagen. Die D : mentschnitte sind häufig fischgrätenförmig. Axial bilden S. 1. O. und Tabellae eine schlecht gebaute septobasale Columella. Sie erhebt sich im Kelch knopfförmig über ihre Umgebung und hat einen ⌀ von zirka 4 *mm*.

Im LS (Taf. 3, Fig. 6) zeigt sich, daß die Columella nicht persistent ist, sondern daß sie abschnittsweise fehlen kann. Das 2 *mm* breite D : arium besteht aus bis zu 6 Blasenreihen. Clinotabulae können vorhanden sein. Die normalen Tabulae sind meist unvollkommen und teilweise blasig. Die Tabellae sind flach aufwärts gewölbt.

Bemerkungen: Der Innenbau entspricht dem von *Amandophyllum-Durhamia*. Beide sollen sich in der Wachstumsform unterscheiden, wobei *Amandophyllum* eine Einzelkoralle, *Durhamia* eine fascilloid wachsende Stockkoralle ist.

Berücksichtigt man jedoch bei dieser Definition nur die karnischen Formen, darunter auch den Typus, so zeigt sich, daß bei keiner der von HERITSCH 1936 beschriebenen Formen die Wachstumsform geklärt ist. Es könnte sich durchwegs um Äste von Stockkorallen handeln. Anders ist es bei der von MINATO & KATO 1968 zu dieser Gattung gestellten Form aus Texas, die HERITSCH 1936 unter der Bezeichnung *Palaeosmilia schucherti* beschrieben hatte. Der Vergleich der Originale der beschriebenen Formen zeigt jedoch, daß eine Vereinigung der Formen aus den Karnischen Alpen mit der von Texas nicht sicher ist (vgl. S. 82). Ein Charakteristikum von *Amandophyllum* scheint zu sein, daß relativ spät P : mente erscheinen und etwas gleichzeitig die S. 2. O. verschwinden, wodurch in den höchsten Kelchschnittlagen keine S. 2. O. mehr vorhanden sind. Ersteres Merkmal ist bei der iranischen Form gegeben, letzteres fehlt. Aus der Literatur ist nicht zu entnehmen, wieweit dieses Merkmal bei *Durhamia* vorhanden ist. Diese Schwierigkeiten erlauben keine sichere generische Zuordnung der vorliegenden Formen.

Fam. **Cyathaxoniidae** EDWARDS & HAIME 1850

Cyathaxonia MICHELIN 1847

1847 *Cyathaxonia* MICHELIN, S. 257.

Diagnose: Solitäre Coralliten mit pseudoseptaler Columella und langen S. 2. O., die mit den S. 1. O. axial verbunden sind.

Cyathaxonia cornu cornu MICHELIN 1846 ?

Taf. 3, Fig. 7, Abb. 17

?1846 *Cyathaxonia cornu* n. sp. — MICHELIN, S. 258.
v. 1968 *Cyathonia* (!) *khmeriana* FONTAINE — RUTTNER et al., S. 70.

Material: UGP. 2755, (66HF122), Neyshkenin, STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 9, Schicht 5, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2756, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der 21 *mm* lange zylindrische Corallitenrest hat im Kelchbereich einen ⌀ von 5·5 *mm*. Der Kelch ist 2 *mm* tief, hat gerade Wände und einen ebenen Kelchboden.

Der zirka 3 *mm* unter dem Kelchboden angefertigte QS hat bei einem ⌀ von 5 *mm* 19×2 Septen. Die S. 1. O. sind zirka 2 *mm* lang und reichen nicht bis zur 1·2 *mm* im ⌀

messenden pseudoseptalen Columella. Die S. 2. O. sind halb so lang wie die S. 1. O. Axial laufen die Septen dünn und fadenförmig aus, peripher berühren sich ihre Septalsockel und bilden eine 0·5 *mm* dicke Wand.

Böden sind im LS nicht erkennbar (Taf. 3, Fig. 7), wohl jedoch die typische Feinstruktur der Columella von *Cyathaxonia*.

Bemerkungen: An Hand eines großen Materials konnte SCHINDEWOLF 1951 auf die große Variationsbreite sämtlicher Merkmale bei diesem Genus hinweisen. Dies wurde bisher kaum beachtet, was zur Aufstellung von etwa 30 Arten und Unterarten geführt hat. Unter Berücksichtigung der Untersuchung von SCHINDEWOLF gruppierten sich diese Arten um fünf (?) Gruppen:

	⌀ in *mm*	Septen
Cyathaxonia orientalis DOBR.	3— 5	26—31
Cyathaxonia minuta de KONINCK	3— 5	36—44
Cyathaxonia cornu MICHELIN	5— 8	32—44
Cyathaxonia khmeriana FONT.	5— 9	42—60
Cyathaxonia (?) *rushiana* VAUGH.	8—12	36—54

Unterschiede im ⌀ der Columella, der Wanddicke, dem Besitz von Carinen usw. könnten, falls es sich um konstante Merkmale handelt, die Aufstellung von Unterarten rechtfertigen.

⌀, Septenzahl und Columella-⌀ ordnen vorliegende Form der *C. cornu*-Gruppe zu, wobei sie am ehesten mit der typischen Form übereinstimmt. Diese wurde mit Sicherheit bisher jedoch nur aus dem Karbon bekannt. Ein weiterer Unterschied liegt in der Kürze der S. 2. O. bei der iranischen Form (Abb. 17).

Fam. **Waagenophyllidae** WANG 1950

Subfam. **Waagenophyllinae** WANG 1950

Pseudohuangia MINATO & KATO 1965

1965 *Pseudohuangia* MINATO & KATO, S. 89.

Diagnose: Fasciculate Waagenophyllinae mit fehlenden P : menten und schlecht entwickelten, gelängten D : menten. Clinotabulae schlecht ausgebildet.

Pseudohuangia stöcklini MINATO & KATO 1965

Taf. 3, Fig. 8

1965 *Pseudohuangia stöcklini* n. sp. — MINATO & KATO, S. 94, Taf. 5, Fig. 1—2.
v. 1965 *Liangshanophyllum tabellatum* — STÖCKLIN et al., S. 24.

Material: UGP. 2757, (63JS64), Kuh-e-Jamal, STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 11, Schicht 5, Obere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die vorliegende Form stammt vom Locus typicus und Stratum typicum und zeigt gegenüber der Beschreibung von MINATO & KATO 1965 kaum Abweichungen. Bei einem ⌀ von 7 bis 10 *mm* beträgt die Septenzahl 24—28 × 2, wobei die S. 2. O. zirka $^2/_3$ Länge der S. 1. O. einnehmen. Die septobasale Columella hat einen ⌀ von $^1/_4$ bis $^1/_3$ des ⌀ des Coralliten. Im LS kommen 6 Tabellae auf 2 *mm*, während die Zahl der Tabulae auf 2 *mm* nur etwa 3 oder weniger beträgt. Das bis zu 2 *mm* breit werdende D : arium besteht aus 2—3 Blasenreihen.

Bemerkungen: Nach MINATO & STÖCKLIN 1965 kommt die Art auch im Perm Anatoliens vor, wobei sie annahmen, daß die stratigraphische Reichweite von der *Pseudo-* bis zur *Parafusulina*-Zone geht.

Pavastehphyllum MINATO & KATO 1965

Pavastehphyllum (Pseudocarniaphyllum) WU 1962

1962 *Pseudocarniaphyllum* WU, S. 336.
1965 *Pavastehphyllum (Pseudocarniaphyllum)* — MINATO & KATO, S. 69.

Diagnose: Solitäre Waagenophyllidae mit gut entwickelten P : menten.

Pavastehphyllum (Pseudocarniaphyllum) undaformis n. sp.

Taf. 4, Fig. 1, 2

Typus: UGP. 2758, (66HF106), Taf. 4, Fig. 1, 2.
Locus typicus: Kuh-e-Shesh Angosht, O-Iran, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 8.
Stratum typicum: Obere Jamal-Formation.
Paratypus: UGP. 2759, (66HF106) vom gleichen Horizont und Fundpunkt.
Derivatio nominis: unda (lat.): Welle. Nach dem wellenförmigen Verlauf der P:mentalbögen.

Diagnose: Art des Subgenus *Pseudocarniaphyllum* mit einem ⌀ von 16 *mm* und einer Septenzahl von 27×2.

Diff.-Diagnose: Von den bisher beschriebenen beiden Arten des Subgenus unterscheidet sich vorliegende Form durch den geringeren ⌀, die dickeren Septen und den wellenförmigen Verlauf der P : mentbögen.

Beschreibung: Die äußere Form des solitären Coralliten ist unbekannt. Der ⌀ des leicht ovalen QS beträgt 16 *mm*. Davon entfallen auf den ⌀ des T : ariums 10 *mm*, auf den der Columella 2·5 *mm*. Die Septenzahl beträgt 27×2. Die S. 2. O. erreichen eine Länge von $^1/_2$ bis $^2/_3$ der Länge der S. 1. O. Die S. 1. O. sind klobig und dick. Sie lassen ihren lamellären Aufbau deutlich erkennen. Sie erreichen mit einer Ausnahme die Columella nicht. Bei dieser Ausnahme dürfte es sich um H handeln, welches die Verlängerung der dicken Medianplatte der Columella bildet. Die S. 2. O. sind etwas dünner als die S. 1. O., zeigen aber gleichen Aufbau. Die lonsdaloide Randzone besteht aus 7—10 wellenartig verlaufenden P : mentreihen.

Die Epithek besteht aus einer dünnen dunklen Außenlage, auf der kurze Septalsockel aufsitzen.

Die septobasale Columella zeigt um die Medianlamelle zahlreiche engstehende Schnitte von Tabellae. Sie können, besonders im Randbereich der Columella, verdickt sein.

Der LS (Taf. 4, Fig. 2) zeigt, daß die P : mente langgezogen und sehr steil sind. Daran schließen sich axial Clintotabellae an. Die Tabellae sind kurz und gegen die Columella abfallend. Die septobasale Columella besteht aus steil nach oben gerichteten Tabellae, die von dem deutlichen dicken Medianseptum geschnitten werden.

Bemerkungen: Die Entwicklung einer lonsdaloiden Randzone, die solitäre Wuchsform und die Ausbildung der septobasalen Columella weisen die Form eindeutig dem von WU 1962 aus dem unterpermischen Maping-Limestone Südchinas beschriebenen Genus zu.

Waagenophyllum HAYASAKA 1924

Waagenophyllum (Liangshanophyllum) TSENG 1949

1949 *Waagenophyllum (Liangshanophyllum)* TSENG, S. 100.

Diagnose: Fasciculate Waagenophyllidae ohne P : mente, mit langen D : menten, breitem Clinotabularium und breiten transversalen Tabellae.

Waagenophyllum (Liangshanophyllum) ? parachihsiaensis (HUANG 1932) ?

Taf. 4, Fig. 3

? 1932 *Corwenia parachihsiaensis* n. sp. — HUANG, S. 51, Taf. 2, Fig. 18, 19.
v. 1965 *Liangshanophyllum parachihsiaensis* (HUANG) — STÖCKLIN et al., S. 24.

Material: UGP. 2760, (63JS63), Kuh-e-Jamal STÖCKLIN et al. 1965, Fig. 11, Schicht 4, Obere Jamal-Formation.

Beschreibung: Die zylindrischen Coralliten des bäumchenförmigen Corallums erreichen einen ⌀ von 7·5 bis 11 *mm*. Die Zahl der Septen schwankt zwischen 25—30 × 2. Die S. 1. O. reichen bis nahe an die septobasale Columella, die S. 2. O. erreichen zirka $^1/_2$—$^2/_2$ der Länge der S. 1. O. Beide Ordnungen sind dünn, keilförmig, mit axialer fadenförmiger Ausdünnung und bestehen aus einem dunklen Medianstreifen, auf dem die Kristalliten normal stehen. Die Columella nimmt $^1/_5$—$^1/_4$ des Coralliten-⌀ ein und besteht aus Axialplatten und konzentrisch verlaufenden Tabellaeschnitten.

Bemerkungen: Ein LS konnte nicht angefertigt werden. Dies erschwert eine sichere Zuordnung. Nach einem schrägen QS zu urteilen ist das T : arium breit, was ein Charakteristikum von *W. (Liangshanophyllum)* wäre.

Minato & Kato 1965 rechneten die Art *parachihsiaensis* dem von ihnen aufgestellten Genus *Akagophyllum* zu. Dieses ist durch den Besitz von P : menten charakterisiert. Weder die Beschreibung, noch die Abbildung des Typus von *parachihsiaensis* durch Huang 1932 lassen jedoch die Existenz von P : menten erkennen. Ich möchte daher mit Igo 1961 die Art des Subgenus *W. (Liangshanophyllum)* zuordnen.

Das Fehlen eines LS, der etwas geringere Columella-⌀ und die größere Schwankungsbreite der Septenzahl raten jedoch von einer sicheren Zuordnung ab. Die typische Art tritt im Chihsia-Kalk Ostasiens auf.

Ipsiphyllum Hudson 1958

1958 *Ipsiphyllum* Hudson, S. 179.

Diagnose: Cerioide Waagenophyllinae mit dünnen Wänden, P : menten und Clinotabulae.

Ipsiphyllum subtimoricum subtimoricum (Huang 1932)

Taf. 4, Fig. 4, 5

1932 *Wentzelella subtimorica* n. sp. — Huang, S. 59, Taf. 4, Fig. 1.
1958 *Ipsiphyllum* cf. *subtimorica* (Huang) — Hudson, S. 181, Taf. 31, Fig. 5, 8.
1965 *Ipsiphyllum subtimoricum* (Huang) — Minato & Kato, S. 153.
v. 1965 *Ipsiphyllum subtimoricum* (Huang) — Stöcklin et al., S. 24.

Material: UGP. 2761, (63JS63), Kuh-e-Jamal, Stöcklin et al. 1965, Fig. 11, Schicht 4, Obere Jamal-Formation.

UGP. 2762, (63JS92), SE Kuh-e-Jamal, Obere Jamal-Formation.

Beschreibung: Das cerioide Corallum besteht aus polygonalen, fünf- bis sechsseitigen Coralliten. Ihre Abmessungen gehen aus folgender Übersicht hervor:

⌀	Septenzahl	⌀ der Columella
5 × 5	21 × 2	1·5
4·5 × 6·5	19 × 2	1·2 × 1·6
6 × 7	19 × 2	1·5 × 2
7 × 9	19 × 2	1·2
6·5 × 8·5	22 × 2	1·5
10 × 10	22 × 2	2·0
10 × 10	19 × 2	2·6
11 × 11	22 × 2	1·7
11 × 12	22 × 2	1·5
11 × 12	20 × 2	3·0
12 × 12	20 × 2	2·5
10 × 13	20 × 2	2·5

Die S. 2. O. sind etwa $^4/_5$ so lang, wie die S. 1. O. Beide Septenordnungen sind sehr dünn. Das D : arium besteht bei einer Breite von 1·5 bis 2·0 *mm* aus 3—5 Blasenreihen. Randlich können bisweilen P : mente entwickelt sein.

Das etwa 5·5 *mm* breite T : arium besteht aus gewellten Tabellae, wobei auf 5 *mm* zirka 12 Tabellae gezählt werden können. Die septobasale Columella wird von einem deutlichen Medianseptum durchzogen. Die S. 1. O. erreichen die Columella nicht. Die Mauer ist um 0·1—0·2 *mm* dick.

Bemerkungen: Die vorliegende Form erreicht eine etwas höhere Septenzahl als sie für die chinesische Form typisch ist. Ebenso kann ihr Coralliten-⌀ größer sein. Anderseits entspricht der Gesamtaufbau mit der Entwicklung einer breiten Zone transversaler Tabellae, mit dem Fehlen eines gut entwickelten lonsdaloiden P : mentkranzes und mit den auch peripher dünnen Septen der Unterart.

Subfam. **Wentzelellinae** Hudson 1958

Wentzelophyllum Hudson 1958

1958 *Wentzelophyllum* Hudson, S. 186.

Diagnose: Cerioide Waagenophyllidae mit P : mentalkranz und lokal unterdrückten Wänden. Drei Septenordnungen, wobei die S. 3. O. meist nur als kurze Septalzone entwickelt sind.

Bemerkungen: Durch einen gut entwickelten P : mentkranz, Clinotabulae und drei Septenordnungen ist diese Gattung deutlich von anderen cerioiden Gruppen der Waagenophyllidae getrennt. Ich kann daher Minato & Kato 1965 nicht folgen, wenn sie vereinzelt auch Arten mit nur zwei Septenordnungen auf Grund untergeordneter Merkmale, wie Wanddicke oder Breite des P : mentkranzes zu *Wentzelophyllum* rechnen. Es betrifft dies vor allem die Arten *gelikhanense* Minato & Kato, *jenningsi* (Douglas), *orientale* (Douglas) und *tabasense* Minato & Kato, die vermutlich *Ipsiphyllum* zuzuordnen sind.

Wentzelophyllum kueichowense pauciseptatum n. ssp.

Taf. 4, Fig. 6, 7

1950 *Stylidophyllum kueichowense* var. *beta* — Douglas, S. 14, Taf. 2, Fig. 3.
1964 *Stylidophyllum kueichowense* Huang — H. Flügel, S. 425, Taf. 33, Fig. 3.
1965 *Wentzelophyllum kueichowense* var. *beta* (Douglas) — Minato & Kato, S. 203.
Typus: UGP. 2763, (66HF86), Taf. 4, Fig. 6, 7.
Locus typicus: Kuh-e-Baghewang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 1.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: pauci (lat.): wenig; nach der geringen Septenzahl.

Diagnose: Unterart von *W. kueichowense* Huang mit 14 S. 1. O., bei einem maximalen Coralliten-⌀ von zirka 10 *mm*.

Diff.-Diagnose: Die geringe Septenzahl trennt die vorliegende Form von der typischen Art.

Beschreibung: Das cerioide Corallum liegt in Form eines kleinen Restes von zirka 2 *cm* Höhe und 3·5 *cm* Länge vor.

Der QS zeigt polygonale, meist 5seitige Coralliten, deren größter ⌀ bei 11 *mm* liegt. Die Wände sind deutlich, jedoch bisweilen aussetzend. Sie tragen beidseitig kräftige Septaldorne, die als S. 3. O. aufzufassen sind.

Das T : arium wird von einem P : mentkranz umgeben. Seine Breite wechselt sehr stark, jedoch kommt es nur selten vor, daß die Septen bis an die Epithek heranreichen. Der Durchmesser des T : ariums liegt auffallend konstant zwischen 6 und 7 *mm*. Die Zahl der S. 1. O. beträgt 14. Die S. 2. O. sind häufig nur als Septaldorne, bzw. dünne Platten entwickelt. Die Septen erreichen die septobasale Columella nicht. Der ⌀ beträgt 0·6—0·9 × 1·5 *mm*.

Im LS (Taf. 4, Fig. 7) kommen zirka 15 ebene Tabellae auf 5 *mm*. Die septobasale Columella ist von den periaxialen Tabellae scharf abgesetzt. Clinotabulae sind bisweilen vorhanden. Die Breite des T : ariums beträgt 3·0—3·5 *mm*.

Bemerkungen: Die vorliegende Form entspricht bezüglich ihres Coralliten-⌀ und ihrer Septenzahl völlig der von DOUGLAS 1950 aus dem Perm des Kuh-i-Gahkum bzw. von FLÜGEL 1964 von Emami im Elburz beschriebenen Form. Ein Unterschied gegenüber beiden scheint in der schmäleren Breite des P : mentkranzes bei der E-iranischen Form zu liegen. Es scheint mir dies jedoch zu gering, um daraufhin eine artliche Trennung vorzunehmen.

Anderseits spricht das verbreitete Auftreten einer derartigen Form in Persien dafür, daß es sich um eine selbständige Unterart handelt, die mit eigenem Namen belegt werden soll.

Wentzelella GRABAU 1932

Wentzelella (Wentzelella) GRABAU 1932

1932 *Wentzelella* GRABAU, S. 44.
1965 *Wentzelella (Wentzelella)* — MINATO & KATO, S. 184.

Diagnose: Cerioide Wentzelellinae ohne P : mente.

Wentzelella (Wentzelella) katoi n. sp.

Taf. 5, Fig. 1, 2

Typus: UGP. 2764, (66HF105), Taf. 5, Fig. 1, 2.
Locus typicus: Kuh-e-Shesh-Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 6.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Paratypus: UGP. 2765 (66HF105), vom Locus typicus und Stratum typicum.
Derivatio nominis: Ich benenne die neue Art nach Masao KATO, der zusammen mit M. MINATO die Waagenophyllidae monographisch darstellte.

Diagnose: Art des Subgenus *Wentzelella (Wentzelella)* mit maximal 16 S. 1. O. bei einem Coralliten-⌀ von 10 *mm*.

Diff.-Diagnose: Die neue Art unterscheidet sich von den *Wentzelella (W.) salinaria*, dem es in der geringen Septenzahl und dem ⌀ der Coralliten nahekommt, durch die dicke septale Mauer und die starke Beteiligung basaler Abscheidungen am Aufbau des Säulchens.

Beschreibung: Die polygonalen, meist fünfseitigen Coralliten des cerioiden Corallums erreichen einen größten ⌀ von zirka 10 *mm*. Sie werden von einer dicken Mauer begrenzt.

Bei dieser handelt es sich um eine Pseudothek, gebildet aus den dreieckigen peripheren Enden der Septen, wobei die Septen aneinandergrenzender Coralliten ineinander übergehen. Dabei kann es vorkommen, daß die peripheren Zwickel zwischen den Septen durch jüngere interseptale Abscheidungen gefüllt werden, wodurch eine weitere Mauerverdickung eintritt.

Die Zahl der Septenordnungen wechselt stark. Nebeneinander finden sich Stellen mit nur zwei Septenordnungen und solche mit vier Septenordnungen. Die S. 1. O. sind an ihrer Dicke und Länge erkennbar, wobei jedoch auch die S. 2. O. bisweilen die Länge der S. 1. O. erreichen können. Die Zahl der S. 1. O. schwankt zwischen 14 und 16.

Auffallend ist die kleine (0·4 × 0·6 *mm*) septobasale Columella. Ihre Elemente sind stark verdickt, sodaß die Columella abschnittsweise ein massiges, dichtes Säulchen bildet, während an anderen Stellen ihr Aufbau aus basalen und radialen Elementen gut erkennbar ist.

Lokal treten gehäufte P : mente auf.

Der LS zeigt ein 1·5—2·0 *mm* breites T : arium. Die periaxialen Tabellae sind mehr oder minder horizontal, wobei auf 5 *mm* zirka 25 Tabellae kommen. Clinotabulae sind vorhanden. Der Abstand von Columella zu Columella beträgt 5—7 *mm*.

Bemerkungen: Die vorliegende Form unterscheidet sich im Aufbau der Mauer und des Säulchens deutlich von allen bisher beschriebenen Arten von *Wentzelella (W.)*.

Die Zugehörigkeit zur typischen Untergattung ergibt sich vor allem durch die wechselnde Zahl von Septenzyklen in einem Coralliten, die bei *Wentzelella (Szechuanophyllum)* konstant 4 beträgt. Dagegen würde das z. T. gehäufte Auftreten von P : menten eher für *W. (Sz.)* sprechen, da dieses Merkmal bei den bisher beschriebenen Arten von *W. (W.)* nicht in dem ausgeprägten Ausmaß vorhanden ist.

Wentzelloides YABE & MINATO 1944

Wentzelloides (Multimurinus) FONTAINE 1967

1967 *Wentzelloides (Multimurinus)* FONTAINE, S. 52.

Diagnose: Meandroide Wentzelellinae mit P : menten.

Wentzelloides (Multimurinus) lunatus n. sp.

Taf. 5, Fig. 4

Typus: UGP. 2766, (66HF103 a), Taf. 5, Fig. 4.
Locus typicus: Kuh-e-Shesh-Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 3.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Derivatio nominis: lunatus (lat.); nach den oft halbmondförmig ausgebildeten Wandteilen benannt.

Diagnose: Art des Subgenus *W. (Multimurinus)* mit 18 S. 1. O. im Reifestadium bei einem Coralliten-⌀ von 4 bis 5 *mm*.

Diff.-Diagnose: Septenzahl und ⌀ sind deutliche Unterschiede gegenüber den bisher beschriebenen Formen, die keine derartig hohen Septenzahlen erreichen.

Beschreibung: Das Corallum hatte eine Größe von $60 \times 40 \times 35$ *mm*. Seine Form war unregelmäßig.

Die Coralliten werden von oft halbmondförmigen, bis 1 *mm* und darüber breiten Wandteilen getrennt. Sie bestehen aus peripher verdickten Septenenden benachbarter Coralliten.

An anderen Stellen schaltet sich zwischen die Coralliten ein lonsdaloides Blasengewebe ein.

Der Abstand von Corallitenzentrum zu Corallitenzentrum schwankt zwischen 3 und 6 *mm*. Bei einem Coralliten-⌀ von 4·5 bis 5·5 *mm* sind $18 \times (2—3)$ Septen gegeben. Die S. 1. O. sind lang und reichen bis an die septobasale Columella. Die S. 2. O. sind nur wenig kürzer, jedoch etwas schmäler. Die S. 3. O. sind nicht immer vorhanden. Sie sind meist nur kurz und bisweilen auf die Wand beschränkt.

Die Columella ist sehr einfach gebaut. In den Jugendstadien besteht sie meist nur aus einem Medianseptum. Dazu treten später basale Elemente, wobei der ⌀ zwischen 0·5 und 0·8 *mm* liegt. Wo Wände vorhanden sind, reichen die Septen meist peripher bis an dieselben heran, ansonsten verlieren sie sich im lonsdaloiden Blasengewebe.

Der Corallitenrand wird von einer Pseudotheka aus eng aneinanderschließenden Septalsockeln gebildet.

Im LS zeigt sich bei einem Coralliten-⌀ von 5·5 *mm*, daß das D : arium 1·4 bzw. 1·5 *mm* breit ist und aus 2—4 relativ flachen Blasen besteht. Das T : arium (+Columella) ist 2·6 *mm* breit. Es besteht aus Clinotabulae und transversen Tabellae. Die septobasale Columella baut sich aus steil ansteigenden Tabellae und der Medianplatte auf.

Bemerkungen: Die neue Art erinnert in ihrem Aufbau stark an die ursprünglich zu *Polythecalis* gerechnete Form *Wentzelloides (Multimurinus) khmerianus*. Bereits MINATO & KATO 1965 zweifelten an der Zuordnung dieser Form zu *Polythecalis*.

Diesem Zweifel wurde von FONTAINE 1967 durch die Aufstellung einer eigenen Subgenus Rechnung getragen. Vertreter dieses Subgenus waren bisher nur aus der *Yabeina*-Zone Vietnams bekannt.

Fam. **Aulophyllidae** DYBOWSKI 1873

Heritschioides YABE 1950

1950 *Heritschioides* YABE, S. 75.
1967 *Eoheritschioides* STEVENS, S. 429.

Diagnose: Phaceloide aulophyllidae Coralliten mit zwei Septenordnungen, dibunophylloider Columella aus periaxialen Tabellae, aufsteigende Tabellae und D : arium. H kurz, mit mehr oder minder erkennbarer Fossula.

Bemerkungen: 1935 beschrieb SMITH aus dem Perm von Britisch Kolumbien eine Form als *Waagenophyllum columbicum* n. sp. Er erkannte bereits, daß „*W. columbicum* is not a typical member of the genus *Waagenophyllum*". Auch HERITSCH 1942 : 2 kam zu diesem Schluß. Der Hauptunterschied liegt hiebei, wie YABE 1950 : 75 feststellte, darin, daß *Waagenophyllum* Tabellae besitzt, die entweder mehr oder minder horizontal oder zur Columella abfallend sind, während *Waagenophyllum columbicum* Tabellae hat, die zur Columella ansteigen.

Wie bereits DOUGLAS 1936 : 12 feststellte, ist der Besitz ersterer (lonsdaloider Typus) charakteristisch für *Waagenophyllum*, *Lonsdaleia* usw., während der zweite Typus (*dibunophylloider* Typus) das Merkmal für *Corwenia* usw. ist. Dieser grundlegende Unterschied im Bau der Tabulae veranlaßte daher YABE 1950 für den Formenkreis „*Waagenophyllum*" *columbicum* SMITH eine neue Gattung: *Heritschioides* aufzustellen.

Diese Gattung stellte er zusammen mit *Corwenia* SMITH & RYDER und *Yatsengia* HUANG den Formen der Fam. Lonsdaleiidae (*Waagenophyllum* HAYASAKA usw.) gegenüber, ohne sich jedoch über die Zuweisung zu einer anderen Familie auszusprechen. 1958 : 170 ordneten sie SAKAGUCHI & YAMAGIWA der Fam. Clisiophyllidae NICHOLSON & THOMSON 1886 (= Aulophyllidae DYBOWSKY 1973) zu, während WILSON & LANGENHEIM 1962 : 508 an eine Zuordnung zu den Waagenophyllidae HUDSON 1958 dachten.

1965 stellten MINATO & KATO das Genus zu der von ihnen errichteten Fam. Durhaminidae (vgl. S. 81). Ihnen folgten hierin STEVENS 1967 und ROWETT 1969. Gegen eine derartige Zuweisung spricht, worauf bereits hingewiesen wurde, der Aufbau der septobasalen Columella, die im Gegensatz zu der von *Durhamia* ausschließlich aus columellaren Tabellae aufgebaut wird.

Es wird daher der systematischen Einordnung von *Heritschioides* durch SAKAGUCHI & YAMAGIWA 1958 bei der Fam. Aulophyllidae der Vorzug gegeben.

STEVENS 1967 gliederte das Genus in zwei Subgenera *Heritschioides* und *Eoheritschioides*. Maßgebend hiefür schien ihm ein unterschiedlicher Bau der Columella. Bereits ROWETT 1969 machte darauf aufmerksam, daß mehrere Gründe gegen eine derartige Aufgliederung sprechen. Ich möchte ihm hierin folgen, wenngleich einige Abbildungen von STEVENS (Taf. 41, Fig. 2 a, b) die Möglichkeit offen lassen, daß hier neben columellaren Tabellae auch periaxiale Tabellae am Aufbau der Columella Anteil haben, was eine Trennung rechtfertigen würde.

Heritschioides woodi WILSON & LANGENHEIM 1962 ?

Taf. 5, Fig. 3, 5

?1962 *Heritschioides woodi* n. sp. — WILSON & LANGENHEIM, S. 509, Taf. 87, Fig. 9, 10.
?1967 *Heritschioides (Heritschioides) woodi* WILSON & LANGENHEIM — STEVENS, Taf. 41, Fig. 3 a—c.
v. 1968 *Heritschioides woodi* WILSON & LANGENHEIM — RUTTNER et al., S. 70.

Material: UGP. 2767, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Der vorliegende Corallit besitzt eine Länge von 23 *mm*. Sein ⌀ an der Kelchbasis beträgt 14 *mm*. Der 5 *mm* unterhalb des Kelchbodens gelegene QS mit einem ⌀ von 12 *mm* zeigt 25×2 Septen. Die S. 1. O. sind zirka 4 *mm* lang, die S. 2. O. erreichen die Hälfte der Länge der S. 1. O. Die Septen sind im Bereich des T: ariums deutlich verdickt und laufen spitz, axial keilförmig zu, ohne die Columella zu erreichen. Der ⌀ der septobasalen Columella beträgt 4 *mm*. Die Breite des D: ariums 2 *mm*.

Der LS zeigt eine deutliche septobasale Columella, zu der die unregelmäßigen, teilweise blasigen Tabellae ansteigen. Die periphere Blasenzone ist meist abgerieben. Dort wo sie erkennbar ist, zeigen sich 4 Reihen kleiner Blasen.

Bemerkungen: Die vorliegende Form entspricht völlig der aus dem Leonardian von Nevada beschriebenen Art. Der einzige Unterschied liegt darin, daß diese ein bäumchenförmiges Corallum besitzt, während mir nur ein einziger Corallit vorliegt, von dem nicht entschieden werden kann, ob er einem derartig wachsenden Corallum entstammt.

Ordn. **Tabulata** Edwards & Haime 1850

Fam. **Favositidae** Dana 1846

Subfam. **Favositinae** Dana 1846

Favosites Lamarck 1816

1816 *Favosites* Lamarck, S. 204.

Diagnose: Favositinae mit in der Mitte der Mauern gelegenen Poren.

Favosites fusiforme n. sp.

Taf. 6, Fig. 1

Typus: UGP. 2768, (63JE02), Taf. 6, Fig. 1.
Locus typicus: Südlich Kal-e-Sadar.
Stratum typicum: Untere (?) Jamal-Formation.
Derivatio nominis: Benannt nach der spindelförmigen Gestalt des Corallums.

Diagnose: Coralliten zwischen 1·1 und 1·9 *mm* ⌀, Wände von großen Poren durchbrochen, Böden dünn.

Diff.-Diagnose: Von *F. relictus* Gerth unterscheidet sich die neue Art im Zell-⌀ und den langen Septaldornen.

Beschreibung: Der zylindrische Stock besitzt eine Länge von über 45 *mm*, bei einem ⌀ von zirka 20 *mm*.

Die polygonalen, meist 4—6seitigen Coralliten sind ungleich. Ihr ⌀ liegt zwischen 1·1 und 1·9 *mm*. Sie werden durch 0·2—0·3 *mm* breite Mauern voneinander getrennt. Diese bestehen aus einem hellen Mittelstreifen, auf dem die Calzitfasern normal stehen. Die Mauern werden von runden 0·1—0·2 *mm* großen Poren durchbrochen. Die Septaldorne sind teilweise auffallend lang. Meist beträgt ihre Länge um 0·2 *mm*. Sie sind jedoch nicht sehr häufig.

Die Böden sind dünn, mehr oder minder horizontal, vollkommen, und besitzen einen Abstand von rund 0·5 *mm*.

Die Coralliten wachsen parallel dem Stock und biegen nur im äußersten Stockabschnitt rasch nach außen um, wobei sie fast normal zur äußeren Wand auftreffen. Die Breite der Umbiegungszone beträgt etwa 3 *mm*.

Bemerkungen: Die vorliegende Form kommt nach ihrer Gestalt in die Gruppe von *F. relictus* Gerth, von der sie jedoch der Zell-⌀, die Corallitenanordnung und die Ausbildung der Septaldorne deutlich unterscheidet.

Subfam. **Pseudofavositinae** Sokolov 1950

Pseudofavosites Gerth 1921

1921 *Pseudofavosites* Gerth, S. 101.

Diagnose: Pseudofavositinae, meist Fremdkörper umkrustend. Coralliten ohne Tabulae.

Pseudofavosites extraspinosus exiguus n. ssp.

Taf. 6, Fig. 2

Typus: UGP. 2770, (66HF86), Taf. 6, Fig. 2.
Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 1.
Stratum typicum: Untere Jamal-Formation.
Paratypen: Von der gleichen Fundschicht liegen mehrere Exemplare UGP. 2769 vor. Aus Schicht 3 stammt UGP. 2771, (66HF87).
Derivatio nominis: exiguus (lat.): nach dem gegenüber der typischen Art geringeren ⌀ der Zellröhren.

Diagnose: Unterart der Gattung *Pseudofavosites* mit einem Zellröhren-⌀ von 1 bis 2 *mm*.

Diff.-Diagnose: Der geringere ⌀ unterscheidet vorliegende Form leicht von der typischen Art mit einem ⌀ von 1·5 bis 2·5 *mm*.

Beschreibung: Die Stöcke sind kugelig bis brotlaibförmig und erreichen einen ⌀ bis 40 *mm*. Sie umwachsen teilweise Fremdkörper (Krinoidenstiele).

Die Zellröhren haben unregelmäßige Form. Neben 3—4seitigen Formen finden sich polygonale, vielseitige Zellröhren, die fast rund erscheinen. Der ⌀ liegt im Reifestadium zwischen 1 und 2 *mm*. Größere ⌀ konnten nicht beobachtet werden.

Die Poren sind zahlreich und haben einen ⌀ bis zu 0·3 *mm*. Tabulae fehlen völlig. Sehr deutlich sind die großen zungen- bis blattförmigen Septaldorne, die bis zu 0·5 *mm* lang werden können und häufig leicht gegen oben gerichtet sind.

Die bis 0·1 *mm* dicken Wände bestehen aus einer hellen Mittellage, auf der normal Kalzitfasern stehen.

Bemerkungen: Die vorliegende Form erinnert in ihrem Gesamtaufbau stark an die von Sokolov 1955 aus dem Unterperm des Ural beschriebene Art, von der sie sich durch den geringeren ⌀ unterscheidet.

Pseudofavosites sp.

Taf. 6, Fig. 3

v. 1968 *Pseudofavosites minus* Yakovlev ? — Ruttner et al., S. 70.

Material: Mir liegen von verschiedenen Fundpunkten der Unteren Jamal-Formation Stücke vor:

UGP. 2772, (64AR173), Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3 ?, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2773, (66HF86), Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 1, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2744, (66HF87), Kuh-e-Bagh-e-Vang, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2775, (66HF103 A), Kuh-e-Shesh-Angosht, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 2, Untere Jamal-Formation.

UGP. 2776, (66HF104), Kuh-e-Shesh-Angosht, Ruttner et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 3, Untere Jamal-Formation.

Beschreibung: Das Corallum der vorliegenden Form ist meist unregelmäßig kugelig und schwankt in seinem ⌀ zwischen 10 und 20 *mm*. Teilweise ist erkennbar,

daß ein Fremdkörper umwachsen wird. Die Oberfläche zeigt verschieden große Coralliten. Neben 4—5seitigen Coralliten mit einem ⌀ von zirka 0·5 *mm* finden sich große, polygonale bis rundliche Coralliten mit einem ⌀ von 1·2 bis 1·5 *mm*.

Sie können die benachbarten Coralliten überragen, und es zeigt sich dann, daß die Kelche durch 12 dicke Septalrücken gegliedert werden. Vermutlich hängt ihr Fehlen bei einzelnen Stöcken mit einer stärkeren Abwitterung der primären Außenfläche zusammen. Die Kelchwand kann bis maximal 0·3 *mm* dick werden. Verschiedentlich sind an angewitterten Oberflächen große Wandporen erkennbar. Sie erreichen im Schliff einen ⌀ von 0·2 *mm*. Tabulae fehlen völlig. Die Septaldorne ragen als oft lange, squamulaeartige oder dreieckige, plumpe Vorsprünge in das Zellinnere.

Bemerkungen: Das Fehlen von Tabulae, die Wachstumsform, die Ausbildung der Septen usw. macht die Zuordnung zu *Pseudofavosites* sicher. In der Größe der Merkmale scheint Übereinstimmung mit der aus dem Artinsk des Ural von YAKOVLEV 1939 als *Pseudofavosites minus* beschriebenen Form zu bestehen. Da mir jedoch die Originalliteratur nicht zur Verfügung steht, wird von einer Zuordnung oder Namensgebung Abstand genommen.

Fam. **Trachyporidae** WAAGEN & WENTZEL 1886

Trachypora EDWARDS & HAIME 1851

1851 *Trachypora* MILNE EDWARDS & HAIME, S. 305.

Diagnose: Corallum ästig. Coralliten divergieren von der Achse und zeigen eine distale sklerenchymatische Wandverdickung. Tabulae und Poren sehr selten.

Trachypora archilaeus diversapora n. ssp.

Taf. 6, Fig. 4, 5

1968 *Pseudofavosites ? stylifer septosa* GERTH — RUTTNER et al., S. 70.
Typus: UGP. 2777, (66HF86), Taf. 6, Fig. 4, 5.
Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 1.
Stratum typicum: Jamal-Formation.
Paratypus: UGP. 2778. Von gleichen Fundschichten liegen mehrere Stämmchen vor.
Von Schicht 3 stammen UGP. 2779. Vom Kuh-e-Shesh-Angosht, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 b, Schicht 2 stammen UGP. 2780 (66HF103 A), 2781 (64AR173) stammt vermutlich aus Schicht 3 in RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a.
Derivatio nominis: diversus (lat.): verschieden. Nach den verschiedenen ⌀ der Zellröhren.

Diagnose: Unterart des Genus *Trachypora* mit einem Ast-⌀ von zirka 8 *mm*, schwacher Tabulaebildung und 2 Größen von Zellröhren.

Diff.-Diagnose: Die neue Unterart unterscheidet sich von der typischen Art durch den geringeren ⌀ der Ästchen.

Beschreibung: Die zylindrischen, verzweigten Ästchen haben einen ⌀ zwischen 7 und 9 *mm*. Ihre Oberfläche zeigt Zellröhren in zwei verschiedenen Größen.

Die größeren haben einen Öffnungs-⌀ von 1·5 *mm* und darüber, kleinere Röhren einen ⌀ von 0·8 *mm* und darunter. Ihre Anordnung ist unregelmäßig. Der meist unter 1 *mm* breite Zwischenraum zwischen den Röhren wird von einer Ornamentierung bedeckt, die aus von Zellröhre zu Zellröhre reichenden engstehenden Rippen besteht. Sie stehen radial um die Zellröhren und setzen in diese etwas fort, was an Septalleisten erinnert. Die größeren Zellröhren werden von einem kraterartigen Rand, der sich über die kleineren Röhren erhebt, umgeben.

Bei einzelnen Exemplaren löst sich die Leistenornamentierung in Knoten auf. Es ist nicht ganz klar, ob dies als arttrennendes Merkmal gewertet werden muß. Bei diesen Formen kommt es zur Entwicklung von Zonen, die überhaupt keine Zellröhren zeigen. In diesen schließen sich die Knoten zu meist in Längsrichtung angeordneten

Leisten zusammen. Auffallend ist hier die Entwicklung großer Knoten, die an Ansatzstellen von Stacheln erinnern. Vielfach umwachsen die Stöcke kleine Rugosa, wobei sie meistens quer zur Wachstumsrichtung letzterer stehen.

Der QS zeigt eine axiale Zone aus verschieden großen, polygonalen Zellröhren. Ihre Wandung ist eine dünne, dunkle Linie, von der normal gegen das Innere Calzitkristalle wachsen, was zu einer starken Verengung des Lumens führt. Um diese Zentralzone liegt eine periphere Zone, in der die einzelnen, sich gegen außen öffnenden Zellröhren von dicken stereoplasmatischen Wänden voneinander getrennt sind. Die Zellröhren zeigen nur sehr vereinzelt Tabulae. Im LS zeigt sich, daß die zentrale Zone aus vertikalen Röhren besteht, die in der Außenzone schräg nach außen umbiegen. Hier nimmt die stereoplasmatische Wandverdickung gegen außen deutlich zu. Poren scheinen zu fehlen. Auch hier besteht die Verdickung der dünnen dunklen primären Wandung aus normal zu ihr stehenden Kalzitkristallen. Die Grenze der Wandung gegen das Lumen ist besonders im tieferen Teil der schräg ansteigenden Zellröhrenabschnitte ausgezackt, sodaß hier septaldornenartige Gebilde entstehen. Tabulae sind auch im LS selten.

Trachypora directus n. sp.

Taf. 6, Fig. 6, 7

Typus: UGP. 2782, (66HF86), Taf. 6, Fig. 6, 7.

Locus typicus: Kuh-e-Bagh-e-Vang, RUTTNER et al. 1968, Fig. 23 a, Schicht 1.

Stratum typicum: Jamal-Formation.

Paratypen: Vom gleichen Fundpunkt liegen mehrere Exemplare vor (UGP. 2784).

Vom Kuh-e-Shesh-Angosht stammen aus Schicht 2 mehrere Stämmchen: UGP. 2783, (66HF103 A).

Derivatio nominis: directus (lat.): senkrecht. Nach den sich normal zur äußeren Wandung öffnenden Zellröhren.

Diagnose: Art des Genus *Trachypora* mit verschieden großen Zellröhren, die sich normal zur Außenwand öffnen.

Diff.-Diagnose: Von oben beschriebener Unterart unterscheidet sich vorliegende Form durch den großen ⌀ und die Stellung der Zellröhren.

Beschreibung: Der ⌀ der zylindrischen Ästchen liegt zwischen 11 und 13 *mm*. Nur ein Exemplar überschreitet 15 *mm*. Die äußere Oberfläche erinnert an *T. archillaeus diversapora*. Auch hier sind zwei Porengrößen vorhanden. Die größeren haben einen ⌀ von 1·7 und mehr *mm*, die kleineren von zirka 1 *mm* und darüber. Die Anordnung der Poren ist unregelmäßig. Die großen Poren erheben sich mit ihrem kraterartigen Rand deutlich über die kleinen. Die Zellröhren sind enggestellt, sodaß der Zwischenraum meist unter 0·5 *mm* liegt. Eine Ornamentierung ist daher nur schlecht erkennbar. Wo sie vorhanden ist, entspricht sie der von *T. a. diversapora*. Der QS zeigt in der Zentralzone polygonale, verschieden große Zellröhren, deren Lumen meist völlig von stereoplasmatischen Ablagerungen erfüllt ist. Daran schließt sich die periphere Zone der normal zur Oberfläche wachsenden äußeren Zellröhrenteile. Die einzelnen Röhren werden durch breite stereoplasmatische Ablagerungen voneinander getrennt, wobei die Tiefe der offenen Röhren nur 1·5—2 *mm* beträgt. Der tiefere Teil wird vollkommen von sekundären Ablagerungen erfüllt. Dementsprechend fehlen erkennbare Tabulae und Poren.

Im LS zeigt sich, daß die Umbiegung vom vertikalen Teil der Zellröhren in den horizontalen Teil sehr rasch erfolgt. Auch hier sind durch die stereoplasmatischen Ablagerungen keine Poren oder Tabulae erkennbar. Die Wände treten in dieser hellen Masse als dünne dunkle Linien in Erscheinung.

Fundpunkte

Kuh-e-Shesh Angosht

66HF103A, Schicht 2

Prosmilia parallela n. sp.
Plerophyllum (Barbarella) stellaforma n. g. et n. sp.
Plerophyllum (Ufimia) sp.
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Wannerophyllum densum n. sp.
Amplexocarinia cf. *abichi* (WAAGEN & WENTZEL 1886)
Pseudofavosites sp.
Trachypora archillaeus diversapora n. ssp.

66HF103a, Schicht 3

Plerophyllum (Ufimia) sp.
Sinophyllum clavaeformis n. sp.
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Wentzelloides (Multimurinus) lunatus n. sp.

66HF104, Schicht 3

Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Pseudofavosites sp.
Trachypora achillaeus diversapora n. ssp.

66HF105, Schicht 6

Cryptophyllum (Tachylasma ?) sp. ?
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Wannerophyllum densum n. sp.
Wentzelella (Wentzelella) katoi n. sp.

66HF106, Schicht 8

Pavastehphyllum (Pseudocarniaphyllum) undaformis n. sp.

66HF107, Schicht über 8

Plerophyllum (Ufimia) cf. *persymmetricum* SCHINDEWOLF 1942

Kuh-e-Bagh-e-Vang

66HF86, Schicht 1

Plerophyllum (Plerophyllum) sp. B
Wentzellophyllum kueichowense pauciseptatum n. ssp.
Pseudofavosites extraspinosus exiguus n. ssp.
Trachypora archilaeus diversapora n. ssp.
Trachypora directus n. sp.

66HF87, Schicht 3

Calophyllum (Calophyllum) tenue brevis n. ssp.
Calophyllum (Calophyllum) cantabricum aequemagnum n. ssp.
Plerophyllum (Plerophyllum) angustum n. sp.
Plerophyllum (Ufimia) sp.
Sinophyllum clavaeformis n. sp.
Sinophyllum parvum (SCHOUPPÉ & STACUL 1955) ?

Lophophyllidium cambodgense fontainei n. ssp. ?
Lophophyllidium ? sp.
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Verbeekiella gerthi parva n. ssp.
Amplexocarinia cf. *abichi* (WAAGEN & WENTZEL 1886)
Pseudofavosites extraspinosus exiguus n. ssp.
Pseudofavosites sp.
Trachypora archilaeus diversapora n. ssp.

64AR173, Schicht 3 ?

Calophyllum (Calophyllum) angustum (ROTHPLETZ 1892) ?
Calophyllum (Calophyllum) sp.
Plerophyllum (Barbarella) stellaforma n. g. et n. sp.
Cryptophyllum (Tachylasma?) cf. *gracile* SCHINDEWOLF 1942
Cryptophyllum (Tachylasma) sp.
Sinophyllum clavaeformis n. sp.
Sinophyllum parvum (SCHOUPPÉ & STACUL 1955) ?
Lophophyllidium cambodgense fontainei n. ssp. ?
Lophophyllidium ? sp.
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Verbeekiella gerthi parva n. ssp.
Wannerophyllum cristatum kahleri n. ssp.
Cyathaxonia cornu cornu MICHELIN 1846 ?
Heritschioides woodi WILSON & LANGENHEIM 1962 ?
Durhamia ? sp.
Pseudofavosites sp.
Trachypora archilaeus diversapora n. sp.

Gipfelbereich

64AR216,

Plerophyllum (Plerophyllum) sp. A.

Südlich Kal-e-Sadar

63JE02

Plerophyllum (Ufimia) persymmetricum SCHINDEWOLF 1942
Plerophyllum (Ufimia) sp.
Asserculinia ? sp.
Sinophyllum breviseptatum n. sp.
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Verbeekiella gerthi parva n. ssp.
Amplexocarinia muralis SOSHKINA 1928 ?
Favosites fusiforme n. sp.

Neyshkenin

66HF122, Schicht 5

Calophyllum (Calophyllum) cantabricum aequemagnum n. ssp.
Plerophyllum (Ufimia) sp.
Sinophyllum clavaeformis n. sp.
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Verbeekiella gerthi parva n. ssp.
Cyathaxonia cornu cornu MICHELIN 1846 ?

66HF123, Schicht über 6

Plerophyllum (Barbarella) stellaforma n. g. et n. sp.
Sinophyllum parvum (SCHOUPPÉ & STACUL 1955) ?
Sinophyllum clavaeformis n. sp.

E. Jaafarn

63JS07

Lophophyllidium cambodgense fontainei n. ssp.
Amplexocarinia subtilis SCHOUPPÉ & STACUL 1959

Kuh-e-Jamal

63JS63, Schicht 4

Yatsengia hungchowensis HUANG 1932
Yatsengia kiangsuensis mubuti MINATO 1955
Waagenophyllum (Liangshanophyllum) ? *parachihsiaensis* (HUANG 1932) ?
Ipsiphyllum subtimoricum subtimoricum (HUANG 1932)

63JS64, Schicht 5

Pseudohuangia stöcklini MINATO & KATO 1965

63JS92

Ipsiphyllum subtimoricum subtimoricum (HUANG 1932)

Kuh-e-Shotori

63JE7

Verbeekiella sp.
Verbeekiella australis (BEYRICH 1865)
Sinophyllum breviseptum n. sp. ?

Literatur

ASSERETO, R.: The Paleozoic Formations in Central Elburz (Iran). — Riv. Ital. Paleont., *69*, 4, 505—543, 2 Taf. Milano, 1963.

BEYRICH, E.: Über eine Kohlenkalkfauna von Timor. — Abh. Akad. Wiss. Berlin, 60—98, 3 Taf., Berlin 1846.

BIRENHEIDE, R.: Entwicklungs- und umweltbedingte Veränderung bei den Korallen aus dem Eifeler Devon, I. — Nat. u. Mus., *92*, 87—94, 7 Abb., Frankfurt, 1962.

—: Entwicklungs- und umweltbedingte Veränderungen bei den Korallen aus dem Eifeler Devon II. — Nat. u. Mus., *92*, 134—138, Abb. 8—12, Frankfurt 1962.

—: Die Bedeutung von Einzelkorallen und Koloniebildern für die Deszendenztheorie. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., *117*, 89—98, 3 Abb., Stuttgart 1963.

—: Die „Cystimorpha" (Rugosa) aus der Eifel. — Abh. Senckenberg, naturf. Ges., *507*, 120 S., 5 Abb., 28 Taf., Frankfurt 1964.

CHI, Y. S.: Additional fossil corals from the Weiningian limestones of Hunan, Yunnan and Kwangsi provinces in southwestern China. — Palaeont. Sinica (B), *12*, 5—38, 6 Abb., 3 Taf., Peking 1935.

CLIFTON, R. L.: Paleoecology and Environments inferred for some marginal middle Permian Marine Strata. — Bull. Americ. Asso. Petrol. Geol., *28*, 1012—1031, Tulsa 1944.

DANA, J. D.: Genera of fossil corals of the family Cyathophyllidae. —Amer. J. Sci. and Arts (Sillimans), (2), *1*, 178—189, 5 Abb., Philadelphia 1846.

DOUGLAS, J. A.: A Permo-Carboniferous Fauna from South-west Persia (Iran). — Palaeont. Indica, (n. ser.), *22*, (6), 59 S., 1 Abb., 5 Taf., Calcutta 1936.

—: The carboniferous and permian faunas of south Iran and iranian Baluchistan. — Palaeont. Indica, (n. ser.), *22*, (7), 57 S., 2 Abb., 5 Taf., Calcutta 1950.

DUNCAN, H.: Phylum Coelenterata. — In: Uppermost Pennsylvanian and Lowermost Permian Rocks in Kansas. — Prof. Pap. U. S. Geol. Survey, *323*, 64—67, 11 Abb., Taf. 11, Washington 1962.

EASTON, W. H.: Permian Corals from Nevada and California. — J. Paleont., *34*, 570—583, 18 Abb., Tulsa 1960.

EDWARDS, H. M. & HAIME, J.: Monographie des Polypiers fossiles des Terrains palaeozoiques. — Arch. Mus. Hist. Nat., *5*, 502 S., 20 Taf., Paris 1851.

FELSER, K. O.: Rugose Korallen aus dem Oberkarbon-Perm der Karnischen Alpen zwischen Schulterkofel und Tresdorfer Höhe. — Mitt. naturw. Ver. Steiermark, *74*, 5—20, 1 Taf., Graz 1937.

FLÜGEL, H.: The Geology of the Upper Djadjerud and Lar Valleys (N. Iran) II. Paleontology. Permian Corals from Ruteh Limestone. — Riv. ital. Paleont., *70*, 403—444, 2 Abb., Taf. 28—34, Milano 1964.

—: Paläozoische Korallen aus der Tibetischen Zone von Dolpo (Nepal). — Jb. Geol. B. A., Sonderb., *12*, 101—120, 4 Taf., Wien 1966.

—: Korallen aus der oberen Nesen-Formation (Dzulfa-Stufe, Perm) des zentralen Elburz (Iran). — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., *130*, 275—304, 10 Abb., Taf. 25, Stuttgart 1968.

—: Die Entwicklung der rugosen Korallen im hohen Perm. — Verh. Geol. B. A., *1970*, 146—161, Wien 1970.

—: Upper Permian Corals from Julfa (N.Iran). — Rept. Geol. Survey Iran, 19, 109—139, 8 Taf., Teheran 1971.

—: Rugose Korallen aus dem oberen Perm Ost-Grönlands. — Verh. Geol. B. A., *1972*, 315—371, 20 Abb., 4 Taf., Wien 1972.

FONTAINE, H.: Les Madreporaires paldzoiques du Vietnam, du Laos et du Cambodge. — Arch. geol. Vietnam, *5*, 1—276, 8 Abb., 35 Taf., Saigon 1961.

—: Quelques Madreporaires Permiens du Viet-Nam et du Cambodge. — Arch. Geol. Viet-Nam, *10*, 51—64, 7 Abb., Saigon 1967.

GERTH, H.: Die Anthozoen der Dyas von Timor. — Paläont. Timor, *9*, 67—147, 12 Abb., Taf. 145—150, Stuttgart 1921.

GLAUS, M.: Die Geologie des Gebietes nördlich des Kadevan-Passes (Zentral-Elburz), Iran. — Mitt. a. d. Geol. Inst. d. Eidg. Techn. Hochsch. N. S., *48*, 1—156, Zürich 1965.

GRABAU, A. W.: Palaeocoic Corals of China. Part I. Tetraseptata II. Second contribution to our knowledge of the Streptelasmoid corals of China and adjacent territories. — Palaeont. Sinica, (B), *2*, (2), 175 S., 22 Abb., 6 Taf., Peiping 1928.

—: The Permian of Mongolia. — Natural History of Central Asia, *4*, 665 S., 72 Abb., 35 Taf., New York 1931.

GRÄF, W.: Permische Korallen aus dem Zagros-Gebirge, dem Elburz und aus Azerbeidjan, Iran. — Senckenbergiana Lethaea, *45*, 381—432, 5 Abb., Taf. 34—41, Frankfurt 1964.

GROOT, G. E.: Rugose Corals from the Carboniferous of Northern Palencia (Spain). — Leid. Geol. Meded., *29*, 1—123, 39 Abb., 26 Taf., Leiden 1963.

HERITSCH, F.: Rugose Korallen aus dem Trogkofelkalk der Karawanken und der Karnischen Alpen. — Prirod. Razpr., *2*, 42—55, Taf. 5—6, Ljubljana 1933.

—: Korallen der Moskauer-Gshel- und Schwagerinenstufe der Karnischen Alpen. — Palaeontographica, (A), *83*, 99—162, Abb. 14—18, 6 Taf., Stuttgart 1936.

—: *Lophophyllum*, *Lophophyllidium* und *Sinophyllum*. — Zbl. Mineral. Geol. Paläont., (B), *1936*, 408—415, Stuttgart 1936.

—: A new rugose coral from the Lower Permian of Texas, with remarks on the Stratigraphic significance of certain Permian Coral genera. — Amer. J. Sci., (5), *32*, 134—144, 2 Taf., New Haven 1936.

—: Karbonische Korallen von der Insel Chios. — Prakt. Akad. Athen, *12*, 203—209, 1 Taf., Athen 1937.

—: *Clisiophyllum* aus dem Oberkarbon. — Zbl. Mineral. Geol. Paläont., (B), *1941*, 129—138, Stuttgart 1941.

HILL, D.: The Permian Corals of Western Australia. — J. roy. Soc. W. Austr., *23*, 43—62, 12 Abb., 1 Taf., Perth 1937.

—: Further Permian Corals from Western-Australia. — J. roy. Soc. W. Austr., *27*, 57—75, 2 Taf., Perth 1942.

—: A Re-interpretation of the Australian Paleozoic Records, based on a study of the rugose corals. — Proc. roy. Soc. Queensland, *54*, 53—66, Brisbane 1943.

—: The Distribution and Sequence of Carboniferous coral faunas. — Geol. Mag., *85*, 121—148, 5 Abb., London 1948.

—: Rugosa. In: MOORE, R. C., Treastise on Invertebrate Paleontology, (F), 233—324, Abb. 165—219, Lawrence 1956.

HINDE, G. J.: Notes on the Paleontology of Western Australia, 2. Corals and Polyzoa. — Geol. Mag., (3), *7*, 194—204, Taf. 8—8 a, London 1890.

HOMANN, W.: Fazielle Gliederung der Unteren Pseudoschwagerinenkalke (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., *1969*, 265—280, 4 Abb., Stuttgart 1969.

HUANG, T. K.: Permian Corals of Southern China. — Palaeont. Sinica (B), *8*, 1—163, 11 Abb., 16 Taf., Peking 1932.

HUDSON, R. G. S.: On the Lower Carboniferous Corals: *Rhopalolasma*, gen. nov. and *Cryptophyllum* CARR. — Proc. Yorks. geol. Soc., *23*, 90—102, 2 Taf., Wakefield 1936.

—: Permian corals from Northern Iraq. — Palaeontology, *1*, 174—192, 4 Abb., Taf. 32—35, London 1958.

IGI, S.: Middle Carboniferous corals from the Ichinotani formation (Upper Paleozoic corals from Fukuji, south-eastern part of the Hida Massif. II). — Trans. Proc. paleont. Soc. Japan (n. ser.), *43*, 127—137, 2 Abb., Taf. 18, 19.

IVANOVSKY, A. B.: (Die ältesten Rugosa). — 118 S., 9 Abb., Moskau 1965.

—: (Studien über frühkarbone Rugosa). — 92 S., 22 Abb., 22 Taf., Moskau 1967.

JAKOVLEV, N. N.: (Neue Gattungen der Tabulata aus dem Unter-Perm des Urals und Donez-Beckens). — Dokl. AN SSSR, *24*, (6, 8), 623—625, 2 Abb., Moskau 1939.

JEFFORDS, M. R.: Lophophyllid Corals from Lower Pennsylvanian Rocks of Kansas and Oklahoma. — Bull. geol. Survey Kansas, *41*, 185—260, 2 Abb., 8 Taf., Lawrence 1942.

—: Pennsylvanian Lophophyllidid Corals. — Paleont. Contr. Univ. Kansas, Coelenterata, *1*, 1—84, 9 Abb., 28 Taf., Topeka 1947.

KAHLER, F.: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen, Lebensraum und Lebensweise de, Fusuliniden. — Palaeontographica, (A), *94*, 30 S., 2 Taf., 8 Abb., Stuttgart 1942.

KING, W.: On some Families and Genera of Corals. — Ann. Mag. natur. Hist., (2), *3*, 388—390r London 1849.

—: A Monograph of the Permian Fossils of England. — Palaeontogr. Soc. London, *3*, 1—258, 28 Taf., London 1850.

KOKER, E. M.: Anthozoa uit het Perm van het Eiland Timor. — Jaarb. Mijnwezen ned. Oost-Indie, *1922*, 3—50, 26 Abb., 11 Taf., S'Gravenhage 1924.

KOLOSVARY, G.: Magyrożag permo-karbon. — Földt. Közl., *81*, 4—56, 171—185, 19 Taf., Budapest 1951.

KONINCK, L. G. de: Nouvelles recherches sur les animaux fossiles du terrains Carbonifére de la Belgique. — Mém. Acad. roy. Sci. Belg., *39*, 178 S., 15 Taf., Brussels 1872.

KULLMANN, J.: Rugose Korallen der Cephalopodenfazies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). — Abh. Akad. Wiss. Lit. Math.-naturw. Kl., *1965*, 35—168, 21 Abb., 7 Taf., Mainz 1965.

—: Goniatiten-Korallen-Vergesellschaften im Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., *125*, 443—466, 6 Abb., Taf. 40—41, Stuttgart 1966.

—: Asociaciones de corales y goniatites en el Devónica y Carbonifero de la Cordillera Cantábrica. — Estudios Geologicos, *24*, 205—241, 6 Abb., 8 Taf., Madrid 1968.

LAFUSTE, J. G.: Histoire naturelle des animaux sans vertebres. — *2*, 568 S., Paris 1816.

LANE, G. N.: Paleoecology of the Council Grove Group (Lower Permian) in Kansas, Based Upon Microfossil Assemblages. — State Geol. Survey of Kansas, Bull., *170*, 5, 3—23, Kansas 1964.

LANG, W. D.: Trends in British Carboniferous corals. — Proc. Geologists Ass., *34*, 12—136, Abb., 15—17, London 1923.

—: Some further considerations on trends in corals. — Proc. Geologists Ass., *49*, 148—159, 25—28, Taf. 7, London 1938.

LANG, W. D. & SMITH, S. & THOMAS, H. D.: Index of Paleozoic Coral Genera. — 231 S., London 1940.

LAUBENFELS, M. W. de: Marine Sponges. — Geol. Soc. Am., *67*, 1, 1083—1086, Washington 1957.

LECOMPTE, G.: Madreporaires paléozoiques. — In: PIVETAU, J.: Traité de Paléontologie, *1*, 419 S., 229 Abb., Paris 1952.

LUDWIG, R.: Corallen aus den paläolithischen Formationen. — Paleontographica, *14*, 133—244, Taf. 31—72, Cassel 1865/66.

McCUTCHEON, V. A.: *Kleopatrina*, new name for *Ptolemaia* McCUTCHEON. — J. Paleont. *37*, 299, Tulsa 1963.

McCUTCHEON, V. A. & WILSON, E. C.: Ptolemaia, a new colonial rugosa coral from the Lower Permian of eastern Nevada and Western Russia. — J. Paleont. *35*, 1020—1028, 3 Abb., Taf. 123, Tulsa 1961.

McLAREN, J. D.: Presidential Adress: Time, Life and Boundaries. — J. Paleont. *44*, 801—815, Tulsa 1970.

MICHELIN, J. L. H.: Iconographie zoophytologique, description par localites et terrains des polypiérs fossiles de France et pays environments. — 348 S., 79 Taf., Paris 1840—1847.

MINATO, M.: Über die mittelpermischen Korallen aus dem Kitakami-Gebirge, mit einer Beschreibung von *Yatsengia*. — J. geol. Soc. Japan, *51*, 157—161, Taf. 8, Tokyo 1944.

MINATO, M. & KATO, M.: Durhamindidae (Tetracorals). — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., (4), *13*, 11—86, 24 Abb., 5 Taf., Sapporo 1965.

—: Waagenophyllidae. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., (4), *12*, XIII, 241 S., 56 Abb., 20 Taf., Sapporo 1965.

MOORE, C. R. & DUDLEY, M. R.: Cheilotrypid Bryozoas from Pennsylvanian and Permian Rocks of the Midcontinent Region. — Bull. geol. Survey, Kansas, *52*, 6, 235—407, Kansas 1944.

MOORE, R. C. & JEFFORDS, R. M.: New Permian Corals from Kansas, Oklahoma and Texas. — Bull. geol. Survey Kansas, *38*, 65—120, 8 Taf., Lawrence 1941.

—: Description Corals from Texas and adjacent States. — Publ. Univ. Texas, *4401*, 77—208, 214 Abb., Taf. 14, Texas 1945.

NEWELL, N. D., RIGBY, J. K., FISCHER, A. G., WHITMAN, A. J., HOCKOX, J. E., BRADLEY, J. S.: The Permian Reef complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. A study in Paleoecology. — XIX+236 S., 79 Abb., 32 Taf., San Francisco 1953.

OGILVIE, M. M.: Microscopic and Systematic Study of Madreporarian Types of Corals. — Phil. Trans. roy. Soc. London, (B), *187*, 83—345, 75 Abb., London 1897.

PENECKE, K. A. V.: Über eine neue Korallengattung aus der Permformation von Timor. — Jaab Mijnwezen ned., Oost-Indie, *37*, 657—659, 2 Abb., S'Gravenhagen 1908.

—: *Verbeekiella*, nom. nov. (Synonymische Bemerkung). — Z. dt. geol. Ges., *60*, 187, Berlin 1908.

ROSS, Ch. A.: Paleoecology of *Triticites* and *Dunbarinella* in upper Pennsylvanian Strata of Texas. — J. Paleont., *43*, 298—311, 8 Fig., Washington 1969.

ROTHPLETZ, A.: Die Perm-, Trias- und Jura-Formation auf Timor und Rotti im indischen Archipel. — Palaeontographica, *39*, 57—106, Taf. 9—14, Stuttgart 1892.

ROWETT, C. & SUTHERLAND, P.: Wapanucka Rugose Corals. — Bull. Oklahoma geol. Survey, *104*, 124 S., 13 Abb., 9 Taf., Norman 1964.

ROZKOWSKA, M.: Famennian tetracoralloid and heterocoralloid Fauna from the Holy Cross Mountains (Poland). — Acta palaeont. polon., *14*, 5—187, 72 Abb., 8 Taf., Warszawa 1969.

RUNNEGAR, B. & FERGUSON, J. A.: Stratigraphy of the Permian and Lower Trissic marine sediments of the Gympie District, Queensland. — Geol. Pap. Univ. Queensland, *6*, 247—281, 1 Abb., 6 Taf., Brisbane 1969.

SAKAGUCHI, S. & YAMAGIWA, N.: The late Palaeocoic corals from the Southern part of the Tanba District. — Mem. Osaka Univ. Lib. Art. Educ., B, (Nat. Sci.), *7*, 163—178, 5 Taf., Osaka 1958.

SCHINDEWOLF, O. H.: Zur Kenntnis der Polycoelien und Plerophyllen. — Abh. Reichsamt Bodenforsch., (N. F.), *204*, 324 S., 155 Abb., 36 Taf., Berlin 1942.

—: Über ein neues Vorkommen unterkarbonischer *Pericyclus*-Schichten im Oberharz. VI. Notizen zur Korallenfauna. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., *93*, 97—116, Abb. 33—36, Taf. 7, Stuttgart 1951.

SCHOUPPÉ, A. V. & STACUL, P.: Die Genera *Verbeekiella* PENECKE, *Timorphyllum* GERTH, *Wannerophyllum* n. gen., *Lophophyllum* GRABAU aus dem Perm von Timor. — Palaeontographica, Suppl., *4* (5), 95—196, 9 Abb., Taf. 7—8, Stuttgart 1955.

—: Säulchenlose Pterocorallia aus dem Perm von Indonesisch Timor (mit Ausnahme der Polycoelidae). — Palaeontographica, Suppl., *4*, (5), 197—395, 41 Abb., Taf. 9—13, Stuttgart 1959.

—: Die Axialstruktur der Pterocorallia. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., *112*, 251—280, 10 Abb., 1 Taf., Stuttgart 1961.

—: Morphogenese und Bau des Skelettes der Pterocorallia. — Palaeontographica, Suppl. *11*, 1—186, 12 Abb., 6 Taf., Stuttgart 1966.

SMITH, St.: Some Permian corals from the Plateau limestone of the southern Shan states, Burma. — Palaeont. Indica, *30*, (2), 21 S., 2 Taf., Calcutta 1941.

SOKOLOV, B. S.: (Die Tabulata des Paläozoikums des europäischen Teiles der UdSSR. Einführung: Allgemeine Fragen der Systematik und Geschichte der Entwicklung der Tabulata (mit einer Charakteristik der morphologisch verwandten Gruppen). — Tr. Vses. neft. n.-i. geol. razv. in-ta (Nov. ser.), *85*, 527 S., 90 Taf., Leningrad 1955.

SOSHKINA, E. D.: (Unterpermkorallen vom Westabhang des Urals). — Bjull. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir. (Otd. geol.), *3*, (1—2), 76—104, Moskau 1925.

—: (Korallen der Oberkarbonablagerungen des Westabhanges des Urals). — Zap. geol. Otd. Obšč. ljub. Estest vozn., *3*, 46—60, 2 Abb., Taf. 3, 4, Moskau 1915.

—: ([Artinsk] Korallen vom Westabhang des Nord-Urals). — Bjull. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir. (Otd. geol.), *6*, (3—4), 337—393, 25 Abb., Taf. 12, Moskau 1928.

Soshkina, (Unterperm [Artinsk]-Korallen vom Hochland von Ufa). — Bjull. mosk. Obšč. Ispyt. Prir. (Otd. geol.), *10*, (2), 251—267, 1 Abb., 1 Taf., Moskau, Ref. 1932..

—: E. D., Dobrolyubova, T. A. & Kabakovic, N.: (Unterklasse Tetracoralla). — In: Osnovy Paleontologii, 286—356, 10 Abb., 23 Taf., Moskau 1962.

—: E. D., Dobrolyubova, T. A. & Porfiriev, G.: (Perm-Rugosa des europäischen Teiles der UdSSR). — Paleont. SSSR, *5*, 1—304, 63 Taf., Moskau 1941.

Stehli, G. F.: A Paleoclimatic test of the Hypothesis an axial dipolar magnetic field. — In: The History of the Earth's Crust, S. 195—228, Princeton 1968.

Stepanov, D. L.: Carboniferous Stratigraphy of Iran. — (Im Druck.)

Stevens, H. C.: Paleoecologic Implications of Early Permian Fossil Communities in Eastern Nevada and Western Utah. — Bull. Geol. Soc. America, *77*, 1121—1130, 6 Fig., New York 1966.

Stuckenberg, A. A.: (Korallen und Bryozoa der Steinkohlenablagerungen des Urals und des Timan). — Tr. geol. Kom., *10*, (3), 1—244, 24 Taf., (Dtsch. Zsf.), St. Petersburg 1895.

Stumm, E. C.: Corals of the Traverse Group of Michigan. Part IX, Tortophyllum, Bethanyphyllum, Aulacophyllum and Hallia. — Contr. Mus. paleont. Univ. Michigan, *18*, 135—145, 10 Taf., Ann Arbor, 1963.

Tseng, T. C.: Note on the *Liangshanophyllum*, a new subgenus of Waagenophyllum from the Permian of China. — Bull. geol. Soc. China, *29*, 97—104, 1 Taf., Peking 1949.

Vasiljuk, N. P.: (Neue Tetra-Korallen aus dem Unterkarbon des Donezbeckens). — Paleontol. ž., *1959*, (4), 85—89, Moskau 1959.

—: (Korallen der Zone C_1vg—C_1na des Donezbeckens). — Tr. in-ta geol. AN USSR (Stratigr. i paleontol.), *48*, 60—103, 8 Taf., Kiev 1964.

Waagen, W. & Wentzel, J.: Salt Range Fossils, 1, Productus Limestone Fossils, Coelenterata. — Palaeont. Indica, (13), *1*, 835—962, Taf., 87—128, Calcutta 1886.

Wang, H. C.: Notes on some Permian Rugose Corals from Timor. — Geol. Mag., *84*, 334—344, 4 Abb., Taf. 9, London 1947.

—: A revision of the Zoantharia Rugosa in the light of their minute skeletal structures. — Phil. Trans. roy. Soc. London, (B), *234*, 175—246. 4 Abb., Taf. 4—9, London 1950.

Wilson, E. C. & Langenheim, R. L. Jr.: Rugose and tabulate corals from Permian rocks in the Ely quadrangle, White Pine County, Nevada. — J. Paleont., *36*, 495—520, 4 Abb., Taf. 86—89, Tulsa 1961.

Wright, A. J.: Oberkarbone Korallen von Yishan, Kwangsi. — Acta paleont. sinica, *10*, 326—342, 2 Taf., Peking, (China. m. eng. Zsf.), 1962.

Yabe, H.: Geographical Distribution of Reef-Corals in Japan, Past and Present. — Proc. japanese Assoc. Sci., *8*, 335—341, Tokyo, 1933.

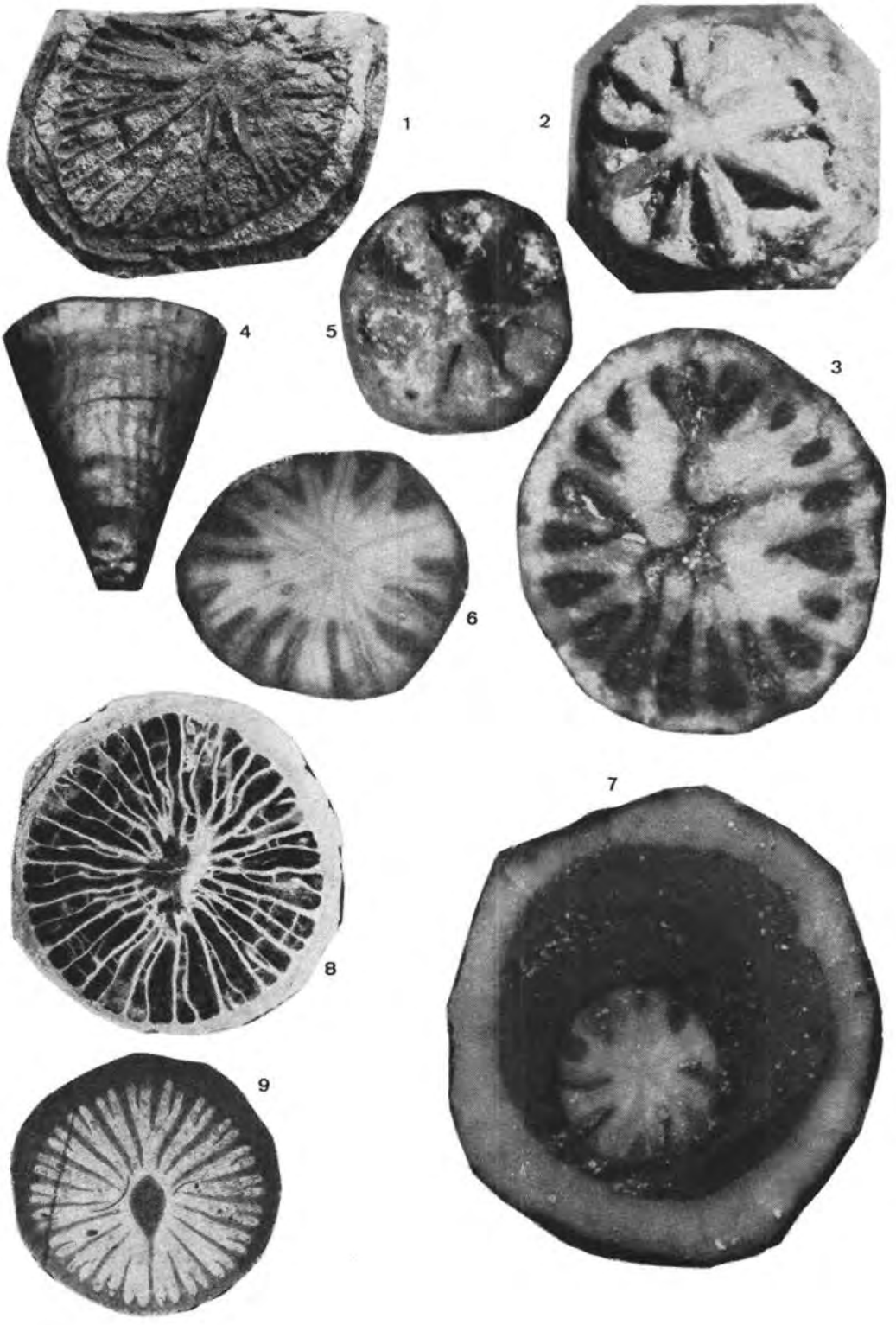
Yoh, S. S. & Huang, T. K.: The coralfauna of the Chihsia limestone of the Lower Yangtze valley. — Palaeont. Sinica, (B), *8*, 1—52, 10 Taf., Peking 1932.

Ziegler, B.: Ammoniten als Faziesfossilien. — Paläont. Z., *37*, 96—102, 3 Abb., Stuttgart 1963.

6 Tafeln

Tafel I

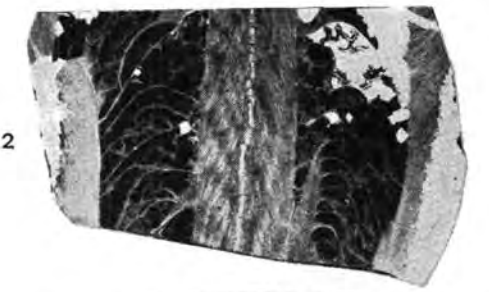
Fig. 1: *Plerophyllum (Plerophyllum)* sp. A (×, UGP. 2692)
Fig. 2: *Plerophyllum (Barbarella) stellaforma* n. sg. et n. sp. ? (×, UGP. 2706)
Fig. 3: *Plerophyllum (Barbarella) stellaforma* n. sg. et n. sp. ? (×, UGP. 2706)
Fig. 4, 5: *Plerophyllum (Barbarella) stellaforma* n. sg. et n. sp. (×, UGP. 2704)
Fig. 6: *Plerophyllum (Barbarella) stellaforma* n. sg. et n. sp. (4×, UGP. 2707)
Fig. 7: *Plerophyllum (Barbarella) stellaforma* n. sg. et n. sp. (4×, UGP. 2707)
Fig. 8: *Asserculinia* ? sp. (8×, UGP. 2713)
Fig. 9: *Sinophyllum clavaeformis* n. sp. (4×, UGP. 2714)


1
2
3
4
5
6
7
8
9

Tafel II

Fig. 1, 2: *Lophophyllidium cambodgense fontainei* n. ssp. (4×, UGP. 2725)
Fig. 3, 4: *Verbeekiella australis* (Beyrich 1865) (4×, UGP. 2730)
Fig. 5: *Verbeekiella gerthi parva* n. ssp. (4×, UGP. 2739)
Fig. 6: *Verbeekiella gerthi parva* n. ssp. (×, UGP. 2739)
Fig. 7, 8: *Verbeekiella gerthi parva* n. sp. (4×, UGP. 2740)
Fig. 9: *Wannerophyllum cristatum kahleri* n. ssp. (4×, UGP. 2743)

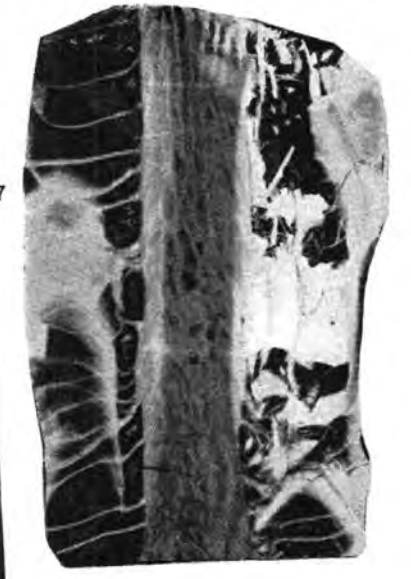
1



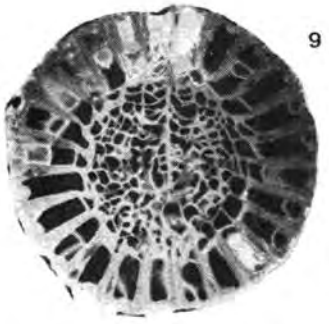
2

3

4



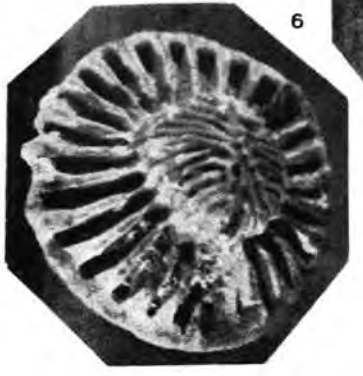
7

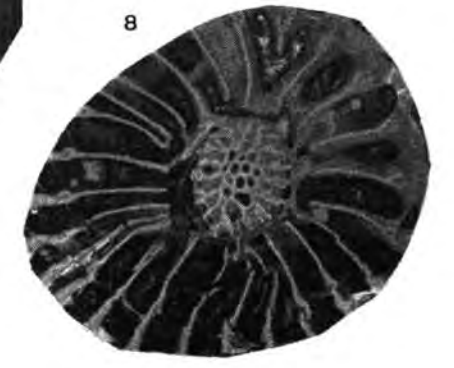


9

5

6



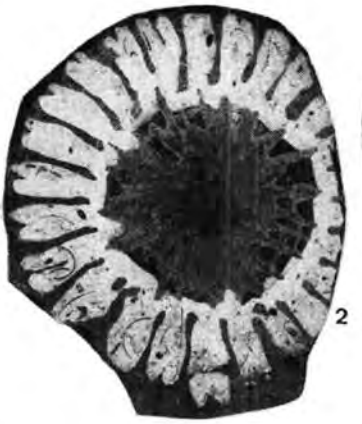


8

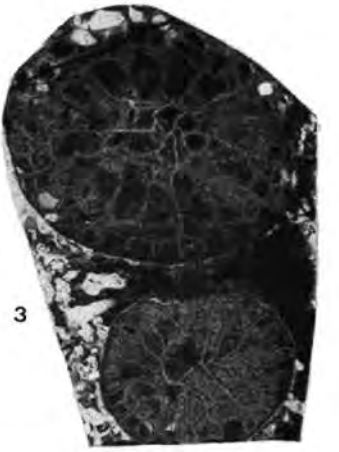
Tafel III

Fig. 1: *Wannerophyllum cristatum kahleri* n. ssp. (4×, UGP. 2743)
Fig. 2: *Wannerophyllum densum* n. sp. (4×, UGP. 2744)
Fig. 3: *Yatsengia hangchowensis* HUANG 1932 (6×, UGP. 2752)
Fig. 4: *Yatsengia kiangsuensis mabuti* MINATO 1955 (6×, UGP. 2753)
Fig. 5, 6: *Durhamia* ? sp. (4×, UGP. 2754)
Fig. 7: *Cyathaxonia cornu cornu* MICHELIN 1846 ? (4×, UGP. 2756)
Fig. 8: *Pseudohuangia stöcklini* MINATO & KATO 1965 (4×, UGP. 2757)

1

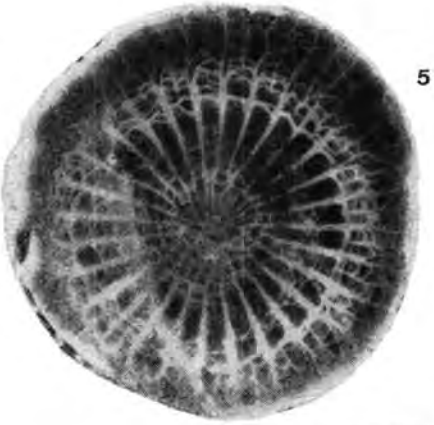


2

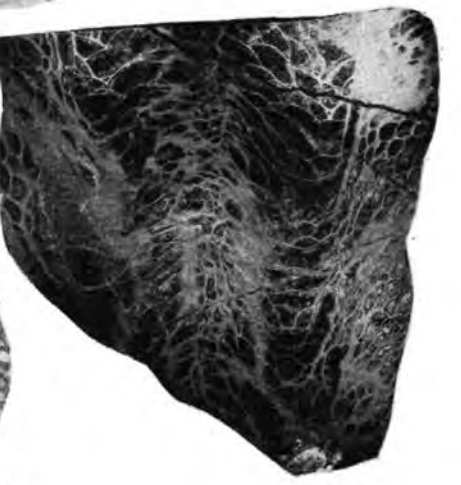


3

4



5



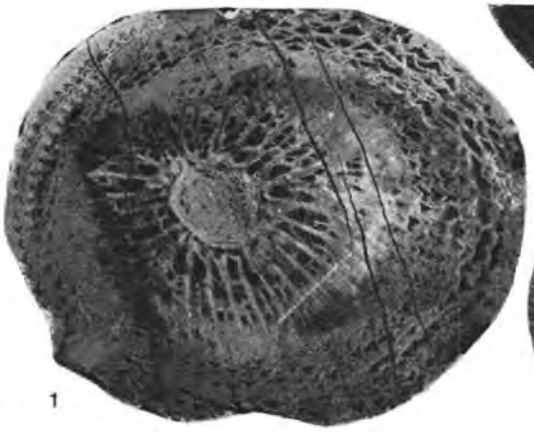
6

7

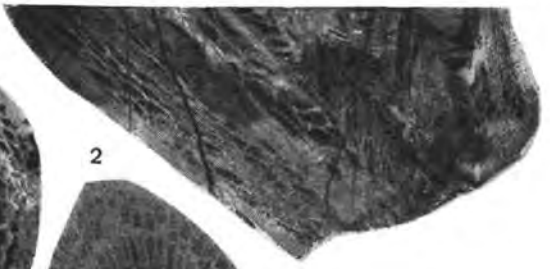
8

Tafel IV

Fig. 1, 2: *Pavastehphyllum (Pseudocarniaphyllum) undaformis* n. sp. (4×, UGP. 2758)
Fig. 3: *Waagenophyllum (Liangshanophyllum)* ? *parachihsiaensis* (HUANG 1932) ? (4×, UGP. 2760)
Fig. 4, 5: *Ipsiphyllum subtimoricum subtimoricum* (HUANG 1932) (4×, UGP. 2761)
Fig. 6, 7: *Wentzellophyllum kueichowense pauciseptatum* n. ssp. (4×, UGP. 2763)

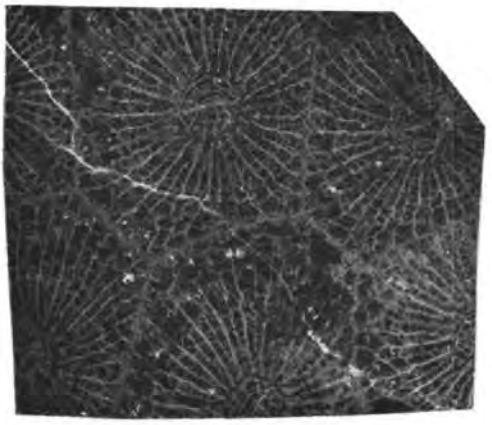


1



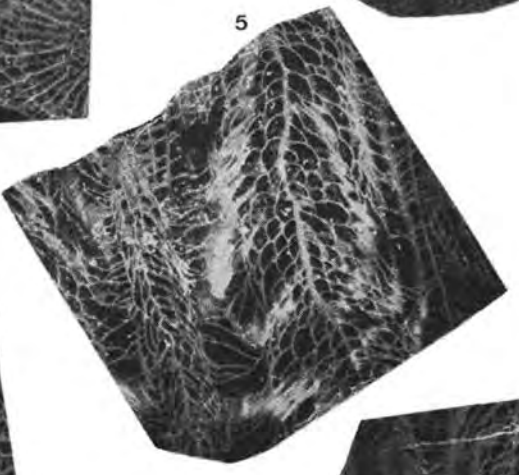
2

3



4

5

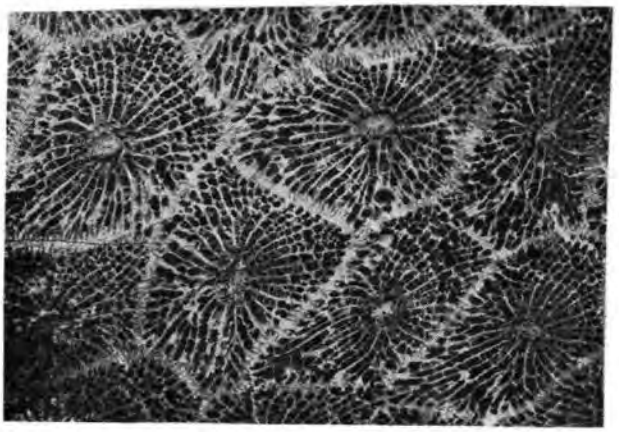


6

7

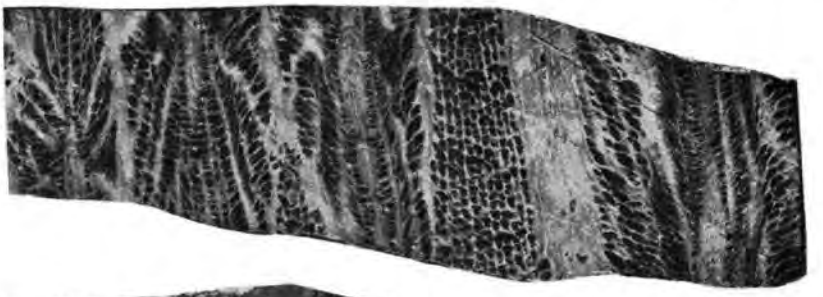
Tafel V

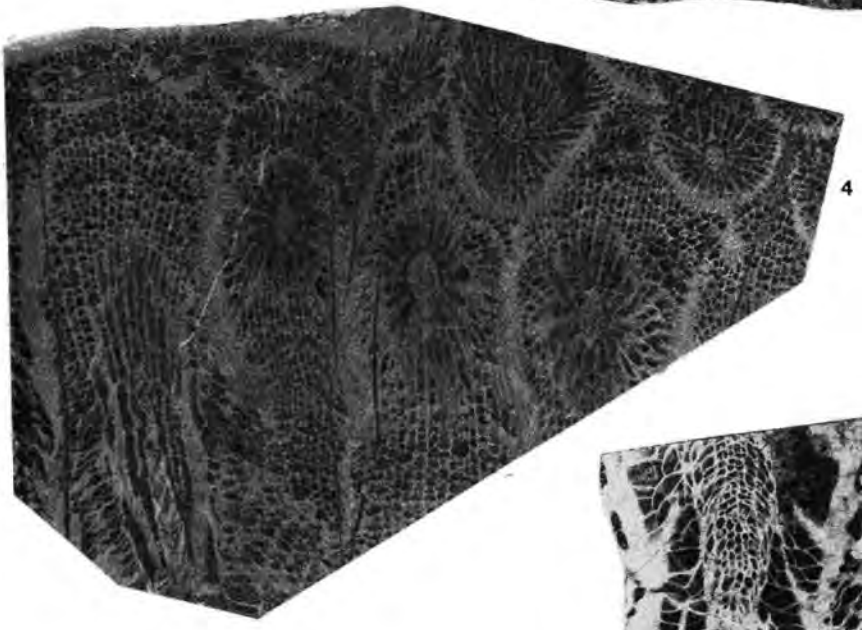
Fig. 1, 2: *Wentzelella (Wentzelella) katoi* n. sp. (4×, UGP. 2764)
Fig. 3: *Heritschioides woodi* WILSON & LANGENHEIM 1962 ? (4×, UGP. 2767)
Fig. 4: *Wentzelloides (Multimurinus) lunatus* n. sp. (4×, UGP. 2766)
Fig. 5: *Heritschioides woodi* WILSON & LANGENHEIM 1962 ? (4×, UGP. 2767)



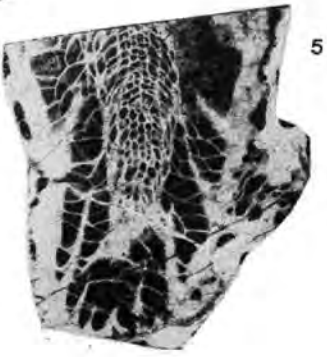
3

1 2





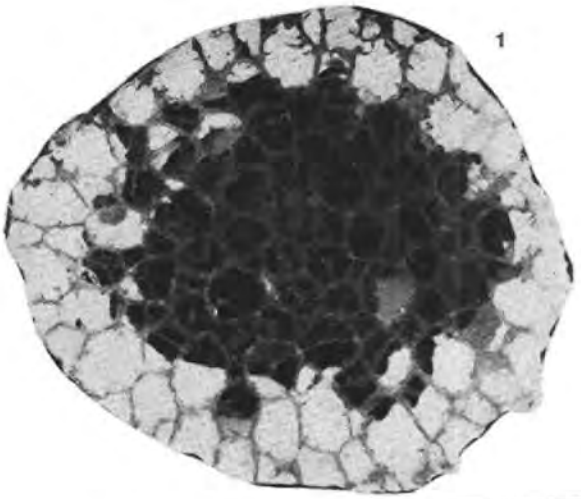
4



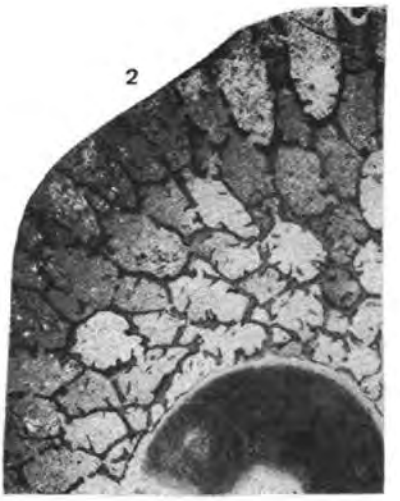
5

Tafel VI

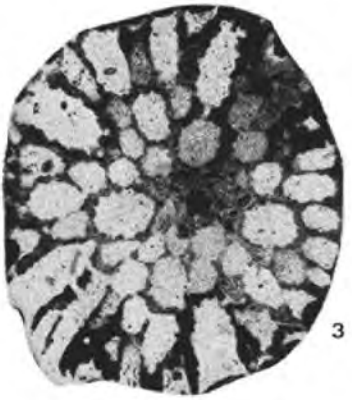
Fig. 1: *Favosites fusiforme* n. sp. (4×, UGP. 2768)
Fig. 2: *Pseudofavosites extraspinosus exiguus* n. ssp. (4×, UGP. 2770)
Fig. 3: *Pseudofavosites* sp. (4×, UGP. 2772)
Fig. 4, 5: *Trachypora archilaeus diversapora* n. ssp. (4×, UGP. 2777)
Fig. 6, 7: *Trachypora directus* n. sp. (4×, UGP. 2782)



1

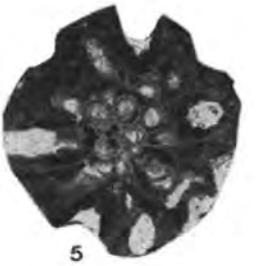


2



3

4



5

6

7

Jahrb. Geol. B.-A.	Bd. 115	S. 103—186	Wien, September 1972

Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes

Von der Arbeitsgruppe Wienerwaldflysch: W. Grün, G. Kittler, G. Lauer, A. Papp, W. Schnabel

mit Beiträgen von O. Čorna *)

Mit 11 Tabellen, 12 Abbildungen und 35 Tafeln (Tafeln 1—33 im Text, Tafeln 34 und 35 als Beilagen 3 und 4)

Schlüsselwörter

Wienerwald
Flyschzone
Wolfpassinger Schichten
Bartbergschichten
Kahlenberger Schichten
Nordzone
Schottenhofzone
Unterkreide
Campan
Sedimentpetrographie
Schwerminerale
Chemische Analysen
Foraminiferen
Nannoplankton
Palynologie
Mikroplankton

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung — Summary — Résumé 104
Vorwort 105
Einleitung 105

I. Die Unterkreide der Nordzone westlich des Tulbinger Kogels 107
Allgemeines (A. Papp) 107
Profil- und Aufschlußbeschreibung (W. Schnabel) 108
Sedimentpetrographie der Sandsteine (W. Schnabel) 110
Korngrößenanalysen 110
Schwermineralanalysen 112
Modalbestand und Gesteinskomponenten 114
Petrographische Untersuchungen der pelitischen Serien (G. Kittler) 116
Allgemeines 116
Durchführung der chemischen Analysen 116
Berechnung des Mineralbestandes 116
Rötgenographische Methoden 118
Ergebnisse 118

*) Adressen der Autoren: C. Sc. Olga Čorna — Geologicky Ustav SAV., Ul. M. R. Stefanika 41 Bratislava, ČSSR. Dr. Walter Grün — Geol. Inst. Univ. Bern, Sahlistraße 6, CH-3012 Bern. Dr. Günter Kittler — Rohöl-Gewinnungs-AG, A-1010 Wien. Dr. Gerhart Lauer — Shell Internationale Petroleum Maatschappij N. V., Den Haag P. B. 162, Niederlande. Prof. Dr. Adolf Papp — Paläont. Inst. Univ. Wien, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien. Dr. Wolfgang Schnabel. — Geologische Bundesanstalt Wien, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Foraminiferen und Mikrofazies der Nordzone (A. Papp) 119
Isolierte Foraminiferen von Station A 28 119
Mikrofazies 120
Fossilführung 121
Bemerkungen zur Mikrofazies der Kalke im Steinbruch bei der Dopplerhütte 122
Agglutinierende Foraminiferen (W. Grün) 122
Die Nannofossilien aus der Nordzone (G. Lauer) 123
Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen (O. Čorna) 125
II. Die Unterkreide im Halterbachtal bei der Rieglerhütte 125
Allgemeines (W. Grün) 125
Der Rahmen der Bartbergschichten im Halterbachtal (G. Lauer & W. Schnabel) 127
Die Kahlenbergerschichten (G. Lauer) 127
Die Sieveringerschichten (W. Schnabel) 130
Profil- und Aufschlußbeschreibung (W. Schnabel) 130
Sedimentpetrographie der Sandsteine (W. Schnabel) 131
Korngrößenanalysen 131
Schwermineralanalysen 132
Modalbestand 133
Petrographische Untersuchungen der Pelite (G. Kittler) 134
Agglutinierende Foraminiferen (W. Grün) 136
Nannofossilien aus den Bartbergschichten (G. Lauer) 141
Die Nannoflora 141
Vergleich zur Nannoflora aus der Unterkreide der Nordzone 142
Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen (O. Čorna) 142
III. Palynologische Studien und Nannofossilien 143
Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen von Schichten der Unterkreide in der Flyschzone des Wienerwaldes (O. Čorna) 143
Allgemeines 143
Arbeitsmethodik 143
Die palynologischen Ergebnisse 144
Nannofossilien aus dem Wienerwald (G. Lauer) 151
IV. Zusammenfassende Ergebnisse über Studien in der Flyschzone des Wienerwaldes 174
Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen in der Unterkreide (A. Papp & W. Schnabel) 174
Über die Entwicklung des Flyschtroges im Raum des östlichen Wienerwaldes (A. Papp) . 177
Literaturverzeichnis 179
Allgemeine regionale Literatur, mineralogisch-petrographische Spezialliteratur 179
Paläontologische Spezialliteratur 181
Foraminiferen 181
Palynologie 182
Nannofossilien 183

Zusammenfassung

Es wird eine stratigraphisch-petrographische Bearbeitung von 2 Profilen durch Unterkreidesedimente im nördlichen Wienerwald vorgelegt. Das Profil durch die Nordzone (Wolfpassinger Schichten) umfaßt höhere Teile des Barrême und das Apt, das Profil im Halterbachtal (Bartbergschichten) das Alb.

Der petrographische Befund ergab, daß diese Schichten küstennahe Flachseesedimente sind und nicht als Flysch (im Sinne von Kuenen und Seilacher) gelten können. Die sich ergebenden tektonischen Konsequenzen werden diskutiert.

Reiches Material von Nannoplankton, Sporen, Pollen und anderen Mikrofossilien wurde bearbeitet.

Summary

A stratigrafic-petrographical examination of 2 profiles through Lower-Cretaceous sediments in the northern part of the Vienna Woods is presented. The profile through the "Northern Zone" (Wimpassinger Schichten) includes higher parts of the Barrêmian, and the Aptian Age, the profile through the "Halterbachtal" (Bartbergschichten) the Albian.

The petrological results showed, that these beds are flat-sea-sediments close to the coast and can not regarded as "Flysch" (in the interpretation of Kuenen and Seilacher). The resulting tectonical consequences are discussed.

Rich material of Nannofossils, Spores, Pollen and other Microfossils have been examined.

Résumé

Nous présentons l'étude stratigraphique et pétrographique de 2 profils à travers des couches sédimentaires du crétacé inférieur de la forêt viennoise septentrionale. Le profil à travers la zone nord (couches «Wolfpassing») contient des parties supérieures du Barrêmien et de l'Aptien, le profil à travers le «Halterbachtal» (couches «Bartberg») l'Albien.

Le résultat des études pétrographiques montre qu'il s'agit en ce qui concerne ces couches de sédiments déposés dans la zone litorale d'une mer peu profonde et que ces couches ne peuvent être considérées comme du «flysch» (dans le sens du terme de KUENEN et de SEILACHER). On discute les conséquences qui en résultent sur le plan tectonique.

Du matériel riche en nannoplancton, spores, pollen et en d'autres microfossiles fut examiné.

Vorwort

Vorliegende Studien sind, nach der Bearbeitung der Sieveringer Schichten im Gspöttgraben (FAUPL et al. Jb. Geol. B. A. *113*, S. 73—158, Wien 1970), die zweite umfangreichere Arbeit der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch. Diese Studien hatten das Ziel, die Kenntnisse über Schichtenfolgen der Unterkreide in der „Flyschzone" des Wienerwaldes zu vermehren, um weitere Grundlagen zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Fragen zu erbringen.

Diese Arbeitsgruppe, welche aus Mitteln des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Österreichischer Forschungsrat) und finanziellen Mitteln seitens der Hochschuljubiläumsstiftung der Stadt Wien sowie des Jubiläumsfonds zur Förderung der Forschungs- und Lehraufgaben der Wissenschaft der Oesterreichischen Nationalbank unterstützt wurde, dankt diesen fördernden Institutionen für die finanzielle Hilfe.

Ebenso wie bisher standen an den Instituten für Geologie und Petrographie der Universität Wien Arbeitsplätze zur Verfügung. Die Vorstände Prof. Dr. E. CLAR und Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. WIESENEDER haben uns neben den vielen, für die Arbeiten abzuwickelnden administrativen Arbeiten auch fachlich beraten, wofür ihnen aufrichtig gedankt sei.

Herr L. LEITNER hat die Zeichenarbeiten ausgeführt. Für die besondere Sorgfalt, die er dabei aufwendete und die Geduld, mit der er alle unsere diesbezüglichen Wünsche erfüllte, sei er herzlich bedankt.

Den Druck der Arbeit hat der Fachverband der Erdölindustrie (Kammer der gewerblichen Wirtschaft) tatkräftig unterstützt.

Einleitung

Abb. 1

Die Flyschzone im Wienerwald ist eine tektonische Einheit, die aus verschiedenen Teildecken besteht. Die nördlichste ist die Greifensteiner Teildecke, südlich anschließend folgt die Kahlenberger Teildecke. In diesen Einheiten ist nur die Jüngere Oberkreide und Alttertiär entwickelt. An der Nordstirne der Greifensteiner Teildecke treten Sedimente der Unterkreide auf, die man als Nordzone der Flyschzone von der Greifensteiner Teildecke abgliedern kann. Sie hat gegenüber den anderen Flyschteildecken eine Eigenständigkeit.

Eine weitere schmale Zone von Unterkreide befindet sich südlich der Kahlenberger Teildecke in einem Streifen, der auf der Geologischen Karte von Wien 1954 1: 75.000 als „Gablitzer Schichten" ausgeschieden ist. Diese Unterkreide wurde noch 1954 (Geologische Karte Umgebung Wien) nicht erkannt und mit den Gablitzer Schichten des Alttertiärs (Eozän) vereinigt.

Auch sie liegt an der Stirn einer tektonischen Einheit (Schottenhofzone).

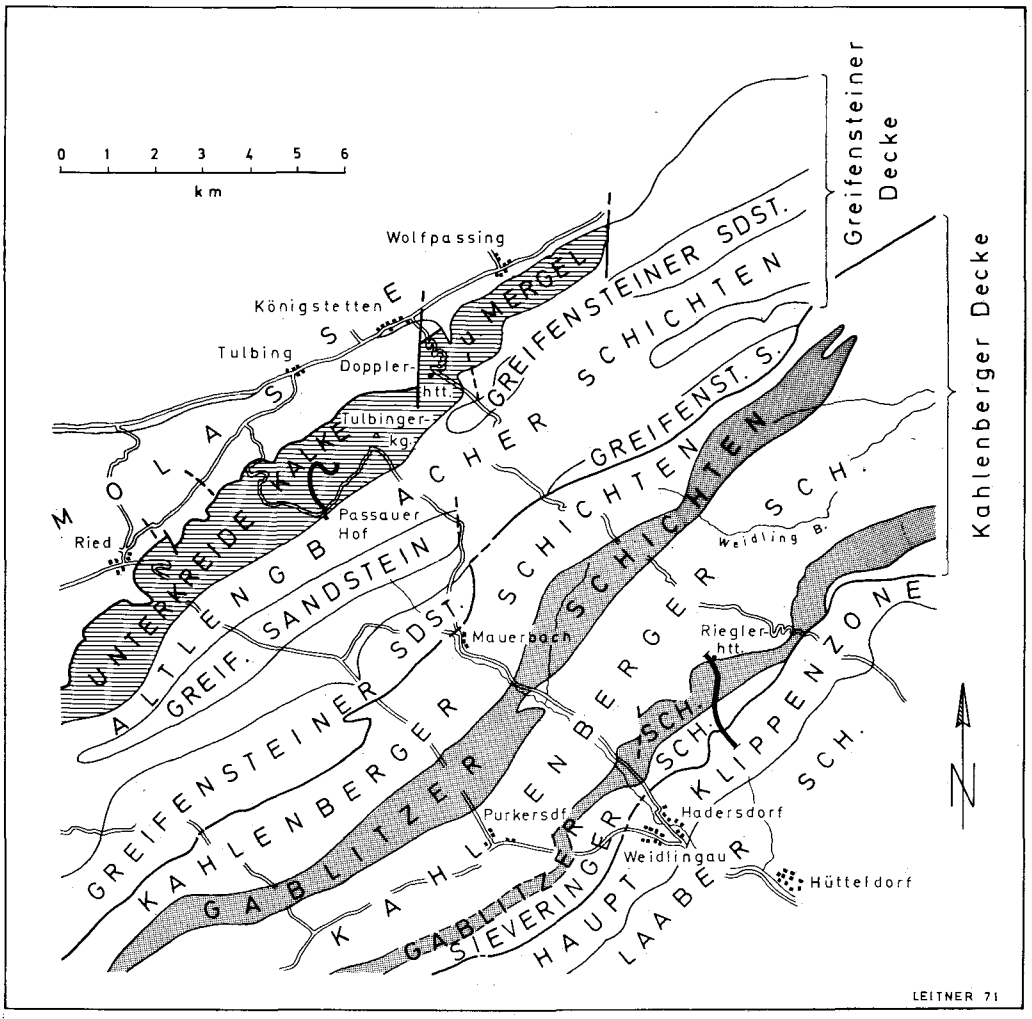


Abb. 1: Übersicht der Lage der Profile beim Passauerhof und im Halterbachtal. Grundlage Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000, 1954.

Obwohl die Kenntnis der Unterkreide für das Verständnis des Baues der Flyschzone eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt, sind die paläontologischen und sedimentpetrographischen Unterlagen mangelhaft. Der Grund für dieses Mißverhältnis liegt z. T. in den besonders schlechten Aufschlußverhältnissen dieser Serien.

Während unserer Tätigkeit sind durch künstliche Aufschlüsse im Halterbachtal (Wildbachverbauung) und im Bereich des Tulbingerkogels (Forststraße) gute Einblicke in Unterkreideserien geschaffen worden. Die Vergänglichkeit dieser Aufschlüsse hat uns zu deren Bearbeitung bewogen.

Ziel dieser Untersuchungen war es, eine möglichst vollkommene Dokumentation des paläontologischen Materials und der petrographischen Ausbildung zu geben. Nach den im Gelände bearbeiteten Profilen gliedert sich die vorliegende Arbeit in zwei Teile (vgl. Abb. 1):

I. Die Unterkreide der Nordzone westlich des Tulbinger Kogels.
II. Die Unterkreide im Halterbachtal bei der Rieglerhütte.

Zwei weitere Kapitel runden die Studien der Arbeitsgruppe ab:

III. Palynologische Studien und Nannofossilien.

IV. Zusammenfassende Ergebnisse über Studien in der Flyschzone des Wienerwaldes.

I. Die Unterkreide der Nordzone westlich des Tulbinger Kogels

Allgemeines

A. Papp

Die nördlichste Einheit der Flyschzone findet im Schrifttum verschiedentlich Erwähnung: Paul, C. 1898, Friedl, K. 1921, Götzinger, G. 1929. Durch Götzinger wird ihr eine Sonderstellung zugebilligt (vgl. Götzinger & Becker 1932, S. 345) und als „Nördliche Randzone" bezeichnet, später (Götzinger 1951, S. 224) als „Nordzone". Sie ist von Höflein bzw. St. Andrä über Anzbach, Ochsenburg an der Traisen bis Schloß Ollersbach zu verfolgen. Wir übernehmen den von Götzinger 1951 verwendeten Terminus „Nordzone" im gleichen Sinn, ihr Schichtbestand entspricht den „Wolfpassinger Schichten" Stur 1894.

Im Gesteinsbestand der Nordzone sind helle Kalke, Kalkmergel und Kalksteine, gebänderte kieselige Sandsteine bzw. Quarzitsandsteine und Tonschiefer beteiligt. Durch diesen Bestand unterscheidet sich die Nordzone wesentlich von den Gesteinen der nach Süden anschließenden „Greifensteiner Teildecke".

Die Nordzone wurde seit Jäger 1914 in die Unterkreide eingestuft. Auf der geologischen Karte der Umgebung von Wien 1952 werden folgende Gesteine ausgeschieden: „Unterkreide im allgemeinen, Kalksandsteine und Schiefer des Neokom", „Neokomkalke" und „Gault, bunte Schiefer, Quarzite und Bändersandsteine". Die Zahl der Fossilfundpunkte blieb allerdings gering. Jaeger 1914 erwähnt Aptychen (und Fischschuppen) von St. Andrä und Wolfpassing, Götzinger 1932 einige Punkte mit untypischen Lebensspuren. Götzinger 1954 erwähnt nach Bestimmungen von R. Noth, von zwei Fundorten Foraminiferen: *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Hormosina*, *Recurvoides* u. a. Auf das Fehlen planktonischer Foraminiferen bzw. Globotruncanen wird hingewiesen. Prey 1968 nennt von der „Dopplerhütte" *Globigerinae*, *Trocholinae* und Radiolarien.

Mit der Bearbeitung des Nannoplanktons durch H. Stradner konnte erstmals eine breitere Dokumentation erfolgen (vgl. Brix 1961; Miles 1962, 1963 interne Berichte der ÖMV. AG.). Durch diese Daten wurde die Zahl der bisher bekannten Fossilfundpunkte vermehrt. Trotzdem blieb die Nordzone ein Bereich, wo die intensive Bearbeitung weitere Ergebnisse versprechen mußte.

Von Götzinger wurde auch die tektonische Stellung der Nordzone in dem Sinne interpretiert, daß es sich um eine durch den Flysch hochgeschobene Serie handelt, die ursprünglich „auf dem damaligen kristallinen Untergrund zur Entwicklung kam. Letztere Erscheinung machen die mehrfachen Neufunde von kristallinen Trümmern und Blöcke (meist Granite) im Bereich der Aufschiebung ... wahrscheinlich". (Vgl. Götzinger 1932, S. 345, 346.)

Als konkretes Thema boten sich die Aufschlüsse einer in den Jahren 1967, 1968 angelegten Forststraße an, die nördlich vom „Passauerhof" westlich vom Tulbinger Kogel von der Landstraße abzweigt und in ausladender Schleife gegen Katzelsdorf bei Tulbing (etwa 6·5 *km* SO von Tulln a. d. Donau) führt. Die Folge frischer Aufschlüsse bot ein Profil durch die Nordzone, welches für diesen Bereich repräsentativ war (vgl. Lageplan Abb. 2).

Die Arbeiten umfaßten folgende Schwerpunkte:

1. Petrographische Bearbeitung der Gesteine.
2. Bearbeitung der Mikrofazies bzw. der in Schliffen erkennbaren Fossilien.
3. Auswertung des Nannoplanktons.
4. Palynologische Studien.

Als Ergebnisse wurden angestrebt:

Vertiefung der Kenntnisse der lithologischen Beschaffenheit der Gesteinsserien und Vermehrung des paläontologischen Tatsachenmaterials. Auf Grund der Daten sollte der Versuch einer Beurteilung der primären Sedimentationsbedingungen und eine Interpretation der tektonischen Vorgänge, sowie eine möglichst genaue chronologische Aussage angestrebt werden.

Profil- und Aufschlußbeschreibung

W. Schnabel

Abb. 2—4, Beil. 3 (Taf. 34).

Der Forstweg, bei dessen Bau die Aufschlüsse entstanden, zweigt bei Kote 416 der Straße Passauerhof—Hotel Tulbingerkogel—Tulbing gegen N ab und durchschneidet in seinem Kurvenverlauf einige Male dieselben Schichtfolgen, wobei die Lage der tieferen Einschnitte aus Abb. 2 ersehen werden kann. Aus den vielen kleinen Ausschnitten mußte das Gesamtprofil (Beilage 1) rekonstruiert werden. Dies war zwar nicht lückenlos möglich, doch kann angenommen werden, daß alle Faziestypen vom Barrême bis U-Alb erfaßt sind.

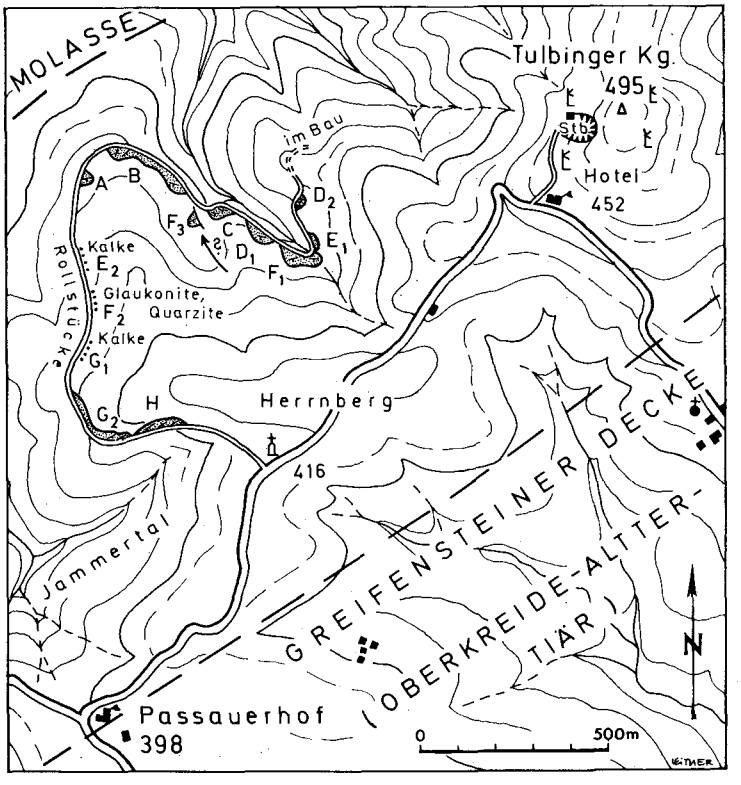


Abb. 2: Die Lage der wichtigsten Aufschlüsse an der Forststraße nördlich vom Passauerhof.

Nicht völlig geklärt wurde das Lagerungsverhältnis der hier beschriebenen Folge zu den Kalken der Steinbrüche Dopplerhütte und Tulbingerkogel. Sicher aber bildet die hier beschriebene Serie die Hülle dieser „Klippen" und an der bisherigen Annahme, die „Wolfpassinger Schichten" bilden deren stratigraphisch Hangendes, braucht nicht gezweifelt zu werden.

Die bekannten Kalk — Kalksandsteinfolgen der Steinbrüche Dopplerhütte und Tulbingerkogel bieten ein Bild intensiver Verfaltung, was erst jüngst wieder von BERTLE (1970) genauer beschrieben wurde. Es ist auffallend, daß die hier beschriebenen Aufschlüsse von Sandstein-, Quarzit- und weichen Pelitserien an der Forststraße diese intensive Verformung nicht zeigen. Eine diskordant-transgressive Überlagerung der hier beschriebenen Serie über den Neokomkalken vom Typ Dopplerhütte braucht aber nicht angenommen zu werden, denn auch die jüngere 3. Kalkserie zeigt in Aufschlußgruppe G Kleinfaltungen, sodaß dieses Phänomen eher durch das unterschiedliche Verhalten der verschiedenen Faziesfolgen tektonischer Beanspruchung gegenüber erklärt werden kann. Daß dabei die Kalkpartien die inkompetenteren Schichten darstellen, ist auffallend.

Die folgende Profilbeschreibung faßt die Geländebeobachtungen zum Gesamtprofil zusammen, wobei Einzelheiten der petrographischen und paläontologischen Bearbeitung nur dann vorgegriffen wird, wenn diese für das Verständnis der Gesamtfolge wichtig sind.

Aus Beilage 3 können neben petrographischen Details die Probenentnahmestellen ersehen werden, wodurch die Verbindung zu den Einzeluntersuchungen geschaffen ist. Abb. 3 und 4, welche die am besten erschlossenen Stellen zeigen, mögen ein Bild von den Verhältnissen im Herbst 1969 vermitteln.

Als Liegendstes dieser Folge erscheinen bei Aufschluß A Kalkarenite (Dm der Komponenten bis über 2 *mm*) in Bänken bis 80 *cm* mit Zwischenlagen von grauen Tonen und Mergeln des Barrême. Es ist auffallend, daß hier im Liegendsten der Serie die größten Korndurchmesser auftreten (Transgression?). Dieser Schichtbestand geht unter Zurücktreten der Sandsteinpartien zugunsten der Pelite, welche hier untergeordnet auch Rotfärbung zeigen, ins höhere Barrême (? tiefes Apt) über (Aufschlußgruppe B) und bei neuerlicher Zunahme der Sandschüttungen ins tiefe Apt (Aufschlußgruppe C und D, Abb. 3). Im Hangendbereich von Aufschlußgruppe D fallen Einschaltungen von Kalkbänken (bis einige *cm* Durchmesser) auf. In diesem Bereich endet die Untere Ton-Sandsteinserie, die Kalkeinschaltungen deuten möglicherweise den Übergang zur 2. Kalkserie (dichte, gebankte Kalke) an, welche in Aufschlußgruppe E leider ohne Verknüpfung mit Hangend- und Liegendpartien zu sehen ist. Ihre Apt-Flora hebt sie aber deutlich von der 1. Kalkserie (Niveau der Kalke vom Steinbruch Dopplerhütte) ab. Das unmittelbar Hangende dieser 2. Kalkserie konnte nicht angetroffen werden, doch dürften sich in kurzer Zeit die Sedimentationsverhältnisse grundlegend geändert haben, denn mit der nun darauffolgenden Quarzitserie (Aufschlußgruppe F, Abb. 4), bestehend aus dunklen — schwarzen Peliten mit Einschaltungen von glaukonitführenden Quarziten in Bänken bis 30 *cm* tritt vom mittleren bis ins höchste Apt ein wahrscheinlich in geringeren Tiefen abgelagertes Sediment auf. Als nächstjüngere Partie konnte nun die 3. Kalkserie eingestuft werden, deren Liegendes wieder nicht erschlossen ist. Der Schichtbestand mit mikritischen und sparitischen Kalkbänken von 10 bis 50 *cm* Mächtigkeit, z. T. mit Foraminiferenführung (Biosparit) und Intraklasten reicht bereits ins Alb (Aufschlußgruppe G). Im Hangendteil dieser Kalkserie sind weichere Pelitlagen eingeschaltet, welche zur Oberen Ton-Sandsteinserie (Aufschlußgruppe H) überleiten, deren Schichtband der Unteren weitgehend gleicht, doch mit ihrer Florenführung ein Alter von jünger als höchstes Apt ausweist. Es ist möglich, daß sich diese Folge strati-

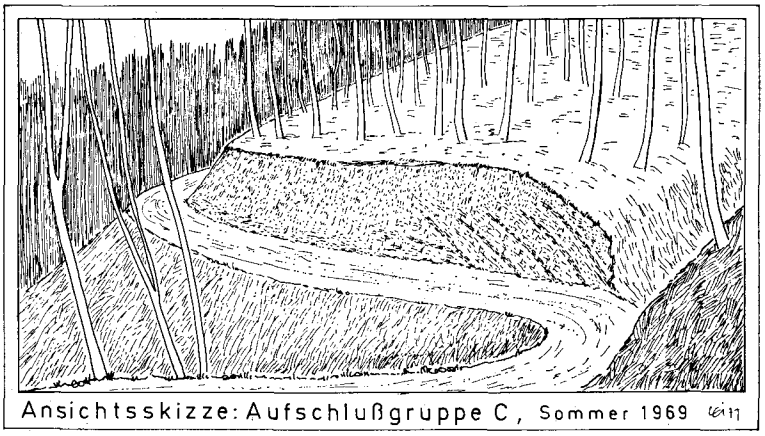


Abb. 3

graphisch höher fortsetzt, doch fehlen bis zur Überschiebung der Greifensteiner Decke, welche etwa 250—300 *m* südlich von Aufschlußgruppe H anzunehmen ist, weitere Aufschlüsse.

Trotz der sichtbaren tektonischen Beanspruchung (Falten und Zerscherungen) ist diese Abfolge ± aufrecht erhalten geblieben, bei vorherrschendem S-Fallen werden gegen die Überschiebung der Greifensteiner Teildecke immer höhere Schichtglieder angetroffen.

Die Mächtigkeit der nicht erschlossenen Schichtbestände mußte abgeschätzt werden, für die Abfolge vom Top der 1. Kalkserie bis Top Obere Sandsteinserie können etwa 230 *m* veranschlagt werden (Profil, Beilage 3).

Die Konstruktion des Gesamtprofiles aus den Einzelaufschlüssen und die Abschätzung der Mächtigkeit der unaufgeschlossenen Profilstrecken ist durch eine geodätische Einmessung der Aufschlüsse möglich gewesen. Herr Hofrat Dipl.-Ing. R. Maurer (Niederösterreichische Agrarbezirksbehörde) hat uns diese ermöglicht, wofür wir unseren herzlichsten Dank aussprechen.

Sedimentpetrographie der Sandsteine

W. Schnabel

Tab. 1—3, Abb. 5, Beil. 3 (Taf. 34).

Korngrößenanalysen

(Tab. 1, Abb. 5):

Methodik

Bei den durchwegs unaufbereitbaren verkitteten Hartgesteinen mußten Korngrößenanalysen auf Sandsteine beschränkt bleiben. Mit wenigen Ausnahmen wurden solche ausgewählt, bei denen die durch das Sehnenschnittverfahren (Münzer & Schneiderhöhn 1953) erfaßbaren Komponenten ab etwa 0·011 *mm* ∅ über 75% des Gesteinsmaterials (ermittelt aus den Integrationsanalysen) ausmachten. Die so erfaßten Komponenten sind zu über 90% Quarze. Aus den erwähnten technischen Gründen beschränken sich die Analysen auf die Untere und die Obere Sandsteinserie.

Der Hauptgrund für die Durchführung der Korngrößenanalyse war die Fragestellung, ob gradierte Schichtung, welche mit freiem Auge nirgends eindeutig zu sehen war, eventuell bei genauen Messungen nachweisbar wäre. Es wurden daher von einigen

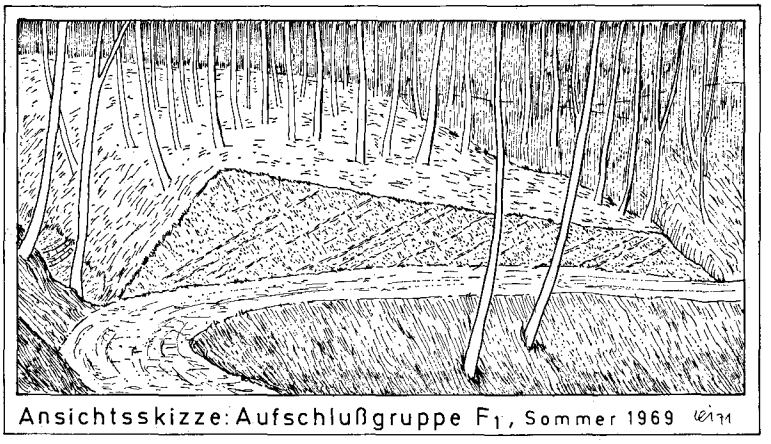


Abb. 4

Sandsteinbänken Unter- und Oberseite getrennt beprobt. In den Sandsteinen waren häufig dünne Lagen durch wechselnde Korngrößenanteile unterschieden, welche aber durchwegs azyklisch auftraten (u. d. M. erkennbar). Bei den Messungen wurde getrachtet, nur homogene Partien zu messen.

Die Umrechnung der Sehnenmessungen auf wahre Korndurchmesser und die Ermittlung von Maßen und sedimentologischen Parametern wurde elektronisch vorgenommen (Programm FAUPL, FISCHER, SCHNABEL 1971).

Ergebnisse

Die Ergebnisse können aus Abb. 5 ersehen werden, die Quartilwerte und sedimentologischen Parameter aus Tab. 1.

Ein wesentliches Ergebnis ist die Tatsache, daß gradierte Schichtung nicht nachweisbar war und daher eine Entstehung der Sandkörper aus Trübungsströmen im Sinne von KUENEN (KUENEN & MIGLIORINI 1950) auszuschließen ist. Es liegen also keine Flyschsedimente vor. Bei der genaueren Ausdeutung der Ergebnisse muß in Betracht gezogen werden, daß sie nicht auf Grund von Sieb- bzw. Schlämmanalysen, sondern mittels der Sehnenschnittmethode gewonnen wurden, welche einerseits nur ein Näherungsverfahren darstellt, andererseits die Korngröße unter 0·011 *mm* überhaupt unberücksichtigt läßt. Die letztere Ungenauigkeit ist hier insofern abgeschwächt, als die Analysen nur aus Sandsteinen stammen, deren Korngrößenbereich (über 0·02 *mm* ⌀) meist über 75% des Gesamtmaterials erfaßt.

Die Ausdeutungsmöglichkeiten älterer Sandsteine in genetischer Hinsicht sind problematisch, Unterscheidungen verschiedener Sandkörper auf Grund der Kornverteilungen sind in erster Linie zwischen fluviatilen, Dünen-, Küsten- und Flachseesanden möglich (SINDOWSKI 1957, MASON & FOLK 1958, FRIEDMANN 1961, 1967 u. v. a.). Für den Flachseebereich gibt zusammenfassend FÜCHTBAUER (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, S. 55) etwas schlechtere Sortierung wie im Strandbereich an (< 1). Die hier vorliegenden Ergebnisse aus der Unteren und Oberen Ton-Sandsteinserie lassen sich am ehesten mit den aus der Flachsee bekannten Daten vergleichen (Innerer Schelfbereich unter dem Gezeiten- und Welleneinflußbereich, FRIEDMANN 1962).

Tab. 1: Quartilmaße, Meanwerte und Parameter der Schiefe und Sortierung aus Unterer und Oberer Ton-Sandsteinserie der Wolfpassinger Schichten.

Proben-nummer H....	Korngrößenangaben in *mm*				Sortierung		Schiefe			
	Q_1	Q_2 = Md	Q_3	Mean-Wert	So = Sortierungskoeff. n. TRASK	Sortierungsgrad n. FÜCHTBAUER *)	Sk = Schiefekoeff. n. TRASK	Momentkoeff. Schiefe FOLK/WARD	Verbalklassif. FOLK/WARD **)	%-Ant. d. gemessenen Körner am Gesamtgestein
51	0·15	0·21	0·31	0·22	1·45	m	1·03	0·59	++	76
11	0·07	0·11	0·18	0·11	1·61	m	0·94	0·71	++	78
16	0·08	0·12	0·16	0·12	1·43	m	0·90	0·82	++	76
18o	0·09	0·17	0·27	0·17	1·72	m	0·80	—0·19	—	75
18u	0·11	0·17	0·30	0·17	1·64	m	1·15	0·40	++	75
19	0·13	0·19	0·27	0·19	1·14	++	0·56	0·80	++	53
26	0·06	0·10	0·12	0·10	1·45	m	0·73	0·64	++	75
27o	0·14	0·23	0·35	0·21	1·60	m	0·91	0·72	++	79
27u	0·06	0·10	0·18	0·11	1·71	m	1·00	0·40	++	77
29	0·12	0·27	0·51	0·27	2·04	——	0·84	0·04	—	74

*) m = mittelmäßig
++ = sehr gut
—— = sehr schlecht

**) ++ = very positive skewed
— = negative skewed

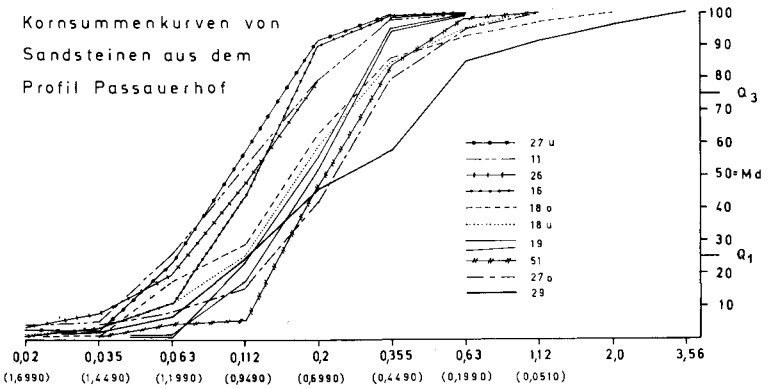


Abb. 5: Kornsummenkurven der Sandsteine aus der Nordzone.

Schwermineralanalysen

(Tab. 2):

Methodik, Auszählung und Berechnung der Schwerminerale müssen hier nicht gesondert besprochen werden, dies ist in der Arbeit über die Sieveringer Schichten (W. SCHNABEL in FAUPL et al., 1970, S. 130) ausführlich geschehen. Die Darstellung der Prozentverhältnisse erfolgt wie dort nach der Methode von WOLETZ (1950, S. 170).

Tab. 2 gibt die Ergebnisse an, die durchsichtigen Minerale (dM) sind darüber hinaus neben dem Profil Beilage 3 graphisch dargestellt. Die ausgezählten Minerale brauchen hier nicht vollständig besprochen werden, nur einzelne über die üblichen Trachten und optischen Eigenschaften hinausgehende Fakten seien angeführt.

Es wurden erfaßt:

a) Opake Körner (Erze) (Op) wurden nicht weiter differenziert.
b) Biotit (Bi).
c) Chlorit (Cl).

d) Glaukonit (Gl). Darüber siehe auch die Kapitel „Modalbestand" bzw. „Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen ...". (S. 175).
e) Baryt (Ba). Der nur in einzelnen Analysen, dann aber meist massenhaft vorhandene Baryt ist an feine Kalzitklüfte gebunden. Daraus gravitativ isolierter Baryt hat sich bei Röntgenuntersuchungen als ein Baryt-Strontianit-Mineral erwiesen, ist also nicht als detritär, sondern als hydrisch mobilisiert zu betrachten.
f) Granat (Gr). Farblose Individuen.
g) Zirkon (Zi). Neben Turmalin das häufigste Mineral, die Tracht wurde nicht näher untersucht.
h) Turmalin (Tu). Das häufigste Schwermineral.
i) Rutil (Ru).
k) Apatit (Ap). Nur an der Basis häufig (H 29), sonst unter 10%.
l) Weiter sehr selten:

Epidot (Ep) — Hornblende (Hb)
Zoisit (Zo) — Sillimanit (Si)
Chromit (Cr) — Staurolith (St)
Anatas (An) — Titanit (Ti)

Tab. 2: Schwermineralführung der Wolfpassinger Schichten.

strat. Horiz.	H. Nr.	% S. M.	Op	Bi	Cl	Gl	Ba	dM	Gr	Zi	Tu	Ru	Ap	Ep	Zo	Cr	div.
			100%						100%								
Hangende Sandsteinserie	51	0·12	70	1	×	4		25	7	26	54	12	×	×			
	50	0·40	87	×		×		13	3	39	50	7	1				
	49	0·18	93	×	×	×		7	4	38	51	6	1		×		
	48	0·24	89		×			11	6	33	47	11	3			×	
	53	0·15	31			×	65	4	×	××	××	×					
	52	0·18	78	×	×	1		20	7	19	66	5	3				An
3. Kalks.	45	0·24	93	3	×	×		3	××	××	××	×	××		×	×	
	42	0·27	98	××	×	×		1	××	×	××	×	×				
Quarzitserie	7	0·57	90	××	1	1		8	16	40	27	11	3	×	×	2	An
	1	0·39	26	×			70	4		×	××	×					
	2	0·06	98	1		×		1	×	×	×	×					
	4	0·09	97	1	×	×		1	×	×	×	×					
	5	0·03	91	1			1	7	×	××	×	×	×	×	×	×	An
	6	1·10	99	×				1				×	×				An
Liegende Sandsteinserie	10	0·17	82	2	1	1	3	11	7	12	68	3	6	3		×	Hb
	11	0·14	62	1	×	1		36	5	21	62	10	1	×		×	
	12	0·61	96	××		×		3	×	×	×		×	×	×	×	
	13	0·43	98	××	×	×		1	×	×	×		×			×	
	16	0·31	74	3		3		20	10	19	60	7	3	1			Si
	15	0·04	87	×		××		12	15	20	55	7	2		×		St
	17	0·07	79	1	×	1		39	10	38	33	13	4	×	1	×	
	18	0·15	54	6	1	8		31	6	26	58	8	1			×	St
	21	0·29	47	2		12	7	32	9	33	43	13	×	1		×	
	20o	2·08	98	×	×	1	×	×		×	×		×			×	Hb
	20m	0·14	49	1	1	3	37	9	19	11	45	12	10		1		An
	20u	0·06	61	3	1	5	16	14	16	18	50	10	6	×			St
	19	1·10	53	1	×	××	41	4	9	20	66	5				×	
	26	0·10	65	2	×	1		32	8	26	51	9	1				
	25	0·13	69	××		2		29	6	22	62	9	1			×	
	27o	0·88	73	4	2	11	×	10	24	10	45	6	14				St
	27u	0·37	71	1	×	12		16	13	26	49	9	3		×		
	28	0·02	98					2	×	××	××	×			×		
	29	0·82	73	2		7		18	18	16	27	3	36				

×× = selten (unter 1%) × = sehr selten (Einzelminerale) Abkürzungen siehe Text

Als wesentliche Beobachtung ist das fast ausschließliche Vorhandensein stabiler Minerale bemerkenswert, was in Flyschsedimenten üblich, hier aber hervorzuheben ist, da es sich um durchgehend flyschfremde Sedimente handelt. Es besteht eine starke Dominanz von Turmalin und Zirkon bei weitgehendem Zurücktreten von Rutil und Apatit und vor allem Granat, welcher nur in der liegenden Serie Werte über 10% erreicht. Die so erhaltenen Resultate stimmen genau mit den aus der Nordzone bekannten Werten von WOLETZ (1950, 1954) überein, z. T. bis in Einzelheiten (u. a. hoher opaker Gehalt in den kieseligen Sandsteinen und Quarziten, hier Quarzitserie, und hoher Gehalt an Apatit in der Nähe der Neokomkalkklippen nach WOLETZ in GÖTZINGER et al. 1954, Probe B 222, SW Sulz, S. 47). Es fiel auf, daß Epidot, welcher bei H 29 in Dünnschliffen festzustellen war, im Schwermineralspektrum nicht aufschien!

Eine Herkunft des Materials aus vorwiegend granitischem Kristallin und pegmatitischen Gesteinen (Turmalindominanz) ist auf Grund der Analysen generell feststellbar. Die Genese des Detritus wird, u. a. gestützt auf die SM-Befunde, im Kapitel „Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der Sandsteine" diskutiert. (S. 175).

Modalbestand und Gesteinskomponenten

(Tab. 3):

Die Ermittlung des Modalbestandes der gröberklastischen Lagen von Korngrößen von etwa 0·02 *mm* ∅ aufwärts wurde durch Integrationszählung in derselben Weise vorgenommen, wie bereits in FAUPL et al. (1970, S. 123) beschrieben wurde. Kalifeldspate wurden wie dort in Schliffen selektiv angefärbt, ebenso z. T. Karbonate in Anschliffen mit salzsaurer Alizarinrot-S-Lösung und p-Nitrobenzolazoresorcin-Lösung (MANN 1955 in G. MÜLLER, Teil I, S. 20).

Eine Übersicht des gesamten Mineralbestandes gröberklastischer Gesteine, aufgeschlüsselt in Matrix und Komponenten, findet sich in Tab. 3. Die Komponenten sind nach kristallinen und sedimentären Abkömmlingen aufgeteilt, wobei auch metamorphe Paragesteinsabkömmlinge unter „kristalline Komponenten" gereiht sind. Authigene (diagenetische) Bildungen, Biogene u. Ä. sind gesondert unter „restliche Komponenten" gezählt. Im Folgenden eine kurze Erläuterung:

1. Bindemittel

a) Kalkig (ka): Meist rekristallisiert, sparitisch, seltener dicht.

b) Tonig (to): Mikroskopisch nicht weiter auflösbarer Tonfilz.

c) Kieselig (ki): Quarzitische Matrix, sehr häufig mit Chalzedon-Sphaerolithen, füllt die Räume zwischen den Komponenten.

d) Glaukonitisch (gl): Nicht scharf vom restlichen Bindemittel abgrenzbare und dieses vertretende, grüne, kryptokristalline Masse (von detritären Glaukonitkörnern deutlich unterscheidbar).

e) Rest (Re): Nicht als Einzelkomponenten ansprechbare Partien von Glimmerzügen, opaker Substanz u. Ä.

2. Detritus

2 A. Kristalline Komponenten:

a) Quarz (Qu): Überwiegend Einzelquarze mit glatter, untergeordnet undulöser Auslöschung, daneben Quarzaggregate und gelängt metamorphe Quarze, selten Individuen mit Resorptionsschläuchen.

b) Kalknatronfeldspäte (Kf): Meist Mikrolin, selten pertitisch. Nicht häufig vorhanden und in erster Linie durch die Anfärbung erkennbar.

c) Plagioklas (Pl): Zwillingslammelierte Individuen und untergeordnet Albite mit echter Fülle. Da ein selektives Anfärben der Plagioklase nicht möglich war, ist mit etwas höheren als den angegebenen Prozentsätzen zu rechnen. Eher niedrige An-Gehalte bis etwa 30% können angenommen werden.

d) Schwermineralien (SM): In der Tabelle sind nur durchsichtige Schwerminerale ohne opake Körner berücksichtigt. Näheres siehe Kapitel: Schwerminerale.

e) Gesteinsbruchstücke kristalliner Herkunft (GB): Nur sehr untergeordnet sind in den vorherrschend feinkörnigen Sandsteinen Gesteinsbruchstücke erhalten u. zw. Quarzite in 26, 21, 18, 11 und 51, Quarzphyllite in 27o und 27u, Phyllitische Gesteine im Allg. in 27o, Glimmerschiefer in 19, daneben einige nicht näher einzustufende Komponenten.
Nur H 29 hat mit 5·3% am Gesamtgestein einen etwas höheren Anteil an kristallinen Gesteinsbruchstücken enthalten, wobei neben den bereits angeführten Quarziten und Phylliten Bruchstücke granitischer Gesteine vorherrschen.

f) Weitere kristalline Komponenten: Hauptsächlich Biotit (Bi) und Muskovit (Mu), Biotit in H 29 mit starken Erzausscheidungen und untergeordnet Chlorit (Cl).

Tab. 3: Integrationsanalysen der Klastika (Profil Passauerhof).
(Prozentsätze aufgerundet auf ganze Zahlen.)

Stratigr. Horizont.	H. Nr.	Bindemittel I.					kristalline Komponenten II.								Sedim. Komp. III.				restl. Komp. IV.					Summe			
		ka	to	ki	gl	Re	Qu	Kf	Pl	Bi	Mu	Cl	SM	GB	Ka	fK	TS	Ho	Gl	Op	Bg	?	iK	I	II	III	IV
Hangende Sst.-Serie	51	18	4	·	2		59	2	·				·	·	10	·	·	·	2	·	·	·		24	61	12	3
	50	42	1	9	·		25	·	·		·		·		13	·	·	3	2	·	1	·		52	27	17	4
	49	39	·	1	2	·	36	1	1		·		·	·	10			·	3	·	1	·	1	44	39	11	6
	48	34	·	1	3	1	37	·	·				·		14		·	·	4	·	·	·	·	40	39	15	6
	52	40				4	28	·		1			·		19			·	2	·	2	·		45	30	19	6
3. Kalk-serie	45	57					4		·				·		17		·		·	1	20	·		57	4	17	22
	42	71		·			5		·		·		·		14			·	·	2	5	·		71	6	15	8
Quarzit-Serie	1			59			16	1	·		·		·		1		18		·	·		1	2	59	17	19	5
	4		30	32			34	1					·						1	·		1		62	35	—	3
	5		13	52			26	2	·				·		5				1	·			·	64	29	5	2
Liegende Sandsteinserie	10	29	16	25			12	·		·	·		·		13	1	·		1	·	·	·		70	13	15	2
	11	6	16	·			52	2	·	·	·		·	·	13		4	·	4	·		·		22	55	18	5
	13	42		31			4		·		·		·		20					1	1	·		73	4	21	2
	16	2		21	1	·	65	·	·				·	·	2		·	·	4	·	·	2	·	24	66	3	7
	15	9	46	3	·		32	4	1				·						3	·	·	2		59	36	—	5
	17	26	5	23			26	2	·				·		12		3	·	2		·	·		54	29	15	2
	18	25					58	1	·				·	·	8	2	2		3		·	·		25	59	12	4
	21	44	5	·			34	2	·			·	·	·	5		3	1	3	·		·		50	37	9	4
	20o	45	22	1	·	1	12						·		8		·		2	1	6	·		70	13	8	9
	20m	61	10		·	·	11						·		8		·		2	·	5	·		72	12	8	8
	20u	62	1		·	·	14	·	·				·		12		1		3	·	4	1		64	15	13	8
	19	41		4		1	40	2	·				·	·	7			·	2	1	·	1		47	42	7	4
	26	21	2		·	·	49	2	·		·		·	·	15		·	·	4	2		2		25	52	16	7
	27o	8	10	·	3	·	60	2	·		1	·	·	2		1	3	·	7	·		·	·	21	65	5	9
	27u		13	1	8	·	60	1	·		·	·	·	·			·	·	12	·		·		23	63	1	13
	29	26					47	3	5	·	·		·	5	2	1	1	·	5	1	·			26	60	7	7

· = vorhanden (unter 0·5%)
Abkürzungen siehe Text

2 B. Sedimentäre Abkömmlinge:

a) Karbonatgesteine (Ka): Im Wesentlichen dichte oder sparitische Kalke, fossilführende Kalke (fK) sind auch in Kap. „Foraminiferen und Mikrofazies" näher erwähnt. Dolomit konnte untergeordnet in H 29 und 27 durch Anfärbung (siehe oben) ermittelt werden. Karbonatgesteine können z. T. auch als Resedimente der drei Kalkserien gedeutet werden.

b) Tone und Sandsteine (TS): Hier sind alle Feinklastika zusammengefaßt, sie können z. T. als Intraklaste gedeutet werden.

c) Hornsteine (Ho): Hier sind alle kieseligen Gesteine (+ Radiolarite) zusammengefaßt.

2 C. Restliche Komponenten:

a) Glaukonit (Gl): Hier sind die Glaukonit*körner* erfaßt zum Unterschied vom glaukonitisch beeinflußten Bindemittel.

b) Biogene (Bg): Ihnen ist Kapitel „Foraminiferen und Mikrofazies der Nordzone" gewidmet.

c) Kalkrhomboeder (iK): Idiomorphe Einzelkristalle (mit deutlichem Dichroismus-ähnlichem Effekt in polarisiertem Licht ohne Analysator), eventuell autigene Neubildung.

d) Erze, opakes Material (Op).

Petrographische Untersuchung der pelitischen Serien

G. Kittler

Tab. 4 a—d.

1. Allgemeines

Da die Mineralien der Mergel und Tone wegen ihrer geringen Korngröße nicht mehr optisch untersucht werden konnten, wurden diese Serien mit Hilfe der Röntgenographie und chemischer Analysen charakterisiert.

Der qualitative Mineralbestand wurde mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie festgestellt, während der quantitative Mineralbestand aus den chemischen Analysen berechnet wurde.

2. Durchführung der Chemischen Analysen

Aus einem Salzsäureauszug wurde das Kalzium und Magnesium bestimmt. Es zeigte sich, daß dieser Ca-Wert mit dem Gesamtkalzium übereinstimmt. CO_2 wurde gasvolumetrisch bestimmt. Außerdem wurde in vielen Fällen eine Gesamtanalyse durchgeführt. Die Kieselsäure wurde als SiO_2 gravimetriert.

Aluminium, Eisen, Kalzium und Magnesium wurden komplexometrisch bestimmt. Titan und Mangan wurden colorimetriert. Die Alkalien wurden flammenphotometrisch bestimmt. Teilweise wurden auch Phosphor und der Gesamtschwefel bestimmt.

3. Berechnung des Mineralbestandes

Das Gesamtkalzium wurde auf Kalzit verrechnet; für Kalzit wurde fast das gesamte CO_2 verbraucht. Im Kalzit dürfte etwas Magnesium eingebaut sein, das mit dem Rest CO_2 verrechnet wird. Dolomit und Magnesit konnten röntgenographisch nicht gefunden werden. Der Na-Anteil wurde auf Albit verrechnet. Der meist sehr geringe Feldspatanteil stimmt mit dem röntgenographischen Bild überein.

In Spuren vorkommender Kali-Feldspat muß bei dieser Methode vernachlässigt werden. Das gesamte Kalium wurde auf Muskovit bzw. Illit verrechnet. Es war nicht möglich, den Biotit zu berücksichtigen.

Magnesium und Eisen wurden auf Chlorit verrechnet. Der Rest des Aluminiums brachte den Kaolinit. Der Kieselsäurerest ergab den Quarz.

Der errechnete Mineralbestand ist natürlich mit einem gewissen Fehler behaftet, da bestimmte Mineralien nicht, oder nur teilweise berücksichtigt werden konnten. Man kann aber aus diesen berechneten Werten eine Aussage über den kalkigen Anteil,

Tab. 4: Chemische Analysen aus Peliten der Wolfpassinger Schichten

4 a) Vollanalysen:

Probe Nr.	204	205
SiO_2	72·5	73·2
TiO_2	0·3	0·4
Al_2O_3	6·3	11·2
Fe_2O_3	2·4	3·8
MnO	0·1	0·1
MgO	0·3	0·9
CaO	5·5	0·4
Na_2O	0·1	0·2
K_2O	1·4	2·0
P_2O_5	Sp.	0·3
H_2O	6·7	8·1
CO_2	4·1	—
	99·7	99·6

4 b) Quantitativer Mineralbestand in Mol.-Gew.-%:

Probe	204	205
Albit	0·7	1·9
Illit	15·6	20·0
Chlorit	2·4	6·5
Kaolinit	6·9	16·6
Ilmenit	0·5	0·8
Hämatit	1·3	2·1
Quarz	61·0	52·1
Kalzit	11·6	—
	100·0	100·0

4 c) Kalzitgehalte:

Probe Nr.	$CaCO_3$
200	3·6%
204	11·6%
206	6·1%

4 d) Röntgenographisch ermittelter Mineralbestand:

Probe Nr.	Qu	Il	Ka	Chlo	Kalz	Fsp	Glau	Hybio	Sid
200	HM	HM	NM	—	NM	+	—	+	—
201	HM	HM	NM	+	—	+	+	—	—
202	HM	HM	NM	+	—	+	+	+	—
203	HM	HM	NM	—	—	+	+	—	—
204	HM	HM	+	+	NM	+	+	—	—
205	HM	NM	NM	+	—	+	+	—	—
206	HM	NM	+	+	NM	+	+	+	—

Proben 204, 205: Untere Ton-Sandsteinserie
Proben 201, 202, 203: Quarzitführende Serie
Proben 200, 206: Obere Ton-Sandsteinserie

den kieseligen Anteil und den tonigen Anteil machen. Der, bei einigen Proben auftretende, relativ hohe Phosphorgehalt ist eventuell auf kleine Fischgrätenteile zurückzuführen.

Temperversuche und Differenzialthermoanalysen ergaben Wasserabgaben zwischen 120 und 150 . Dieses Wasser kann weder als Probenfeuchtigkeit, noch als im Kristallgitter gebundenes Wasser bezeichnet werden. Es handelt sich um locker an Tonmineralien und Eisengeele gebundenes Wasser. Das 3-wertige Eisen ist nicht in Hämatit, sondern in schwer definierbaren Eisengeelen und Eisenhydroxiden enthalten. Bei der Verrechnung der Analysen mußte daher das von der Norm abweichende Wasser unberücksichtigt bleiben.

4. Röntgenographische Methoden

Alle Ton- und Mergelproben wurden röntgenographisch untersucht. Mit Hilfe der Diffraktometeraufnahmen konnte nachgewiesen werden, daß die Mergel praktisch dolimitfrei sind. Das im Salzsäureauszug bestimmte Magnesium stammt daher aus einem durch Salzsäure spaltbaren Chlorit. Etwas Magnesium ist auch im Kalzit eingebaut. Die Röntgendiffraktometrie ist die beste Methode zur Bestimmung von Tonmineralien. Eine Bestimmung der Schwermineralien war wegen der geringen Korngröße nicht möglich.

5. Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in Tab. 4 zusammenfassend dargestellt. Es handelt sich im Wesentlichen um mergelige Tone (Untere und Obere Ton-Sandsteinserie) mit bis 10% Kalzit und um reine Tone (völlig kalkfreie Proben in der quarzitführenden Serie).

Der Kaolinit dürfte detritär eingeschwemmt worden sein. Die Tone und die leicht mergeligen Tone konnten mineralogisch gut erfaßt werden, über ihre Entstehung und über die Entstehungsbedingungen können aber mit den heutigen Methoden keine genauen Angaben gemacht werden.

Vergleiche mit den von W. Schnabel durchgeführten Untersuchungen in den Sandsteinen ergaben einen Zusammenhang zwischen dem Bindemittel dieser gröberen Anteile und den Tonen. Wird das Bindemittel toniger, so konnte auch in der benachbarten Tonschicht ein Ansteigen des Tonmineralgehaltes festgestellt werden.

Foraminiferen und Mikrofazies der Nordzone

A. Papp

Taf. 1—4

Isolierte Foraminiferen von Station A 28

(Taf. 1, Fig. 1—14, Taf. 2, Fig. 1, 2):

Ähnlich wie in den Gesteinsschliffen der Arenite, besteht der Rückstand der Probe von Station A 28 aus feinem Material mit Korngrößen bis 0·2 *mm*. Dem entsprechend sind die Fossilien sehr kleinwüchsig und nur im Rückstand des Siebes von 0·06 *mm* enthalten. Die Foraminiferen sind stark rekristallisiert, in den meisten Fällen wurde die gesamte Schalensubstanz umgewandelt.

Der Erhaltungszustand und die Kleinwüchsigkeit der Fauna erschwert jede artliche Bestimmung. In manchen Fällen bleibt auch die generische Zuordnung diskutabel. Eine Beschreibung dieser Fauna ist durch die besonderen Verhältnisse der Fossilführung in der Nordzone vertretbar.

1. Die Foraminiferenfauna von Station A 28 ist das reichste Vorkommen isolierter Foraminiferen, das bisher aus der Nordzone bekannt wurde.

2. Das Material isolierter Foraminiferen bildet die Grundlage für die Beurteilung der nur in Schnittebenen beobachtbaren Foraminiferen aus Gesteinsschliffen.

Ammodiscus sp. aff. *siliceus* Terquem
Textulariidae indet.
Gaudryina sp.
Marssonella sp.
Miliolidae indet ? *Quinqueloculina* sp. (rekristallisierte Internteile)
Dentalina sp. ex gr. *Dentalina communis* d'Orb.
Dentalina linearis Roemer
Lagena sp.
Bolivina sp.
Valvulineria sp. ? *Valvulineria loetterlei* Tappan
Gavelinella sp. ? *Gavelinella reussi* Khan
Trocholina paucigranulata Moullade
Spirillina minima Schacko
Patellina sp.
Patellina subcretacea Cushm. & Alex.
Conorotalites aptiensis Bettenst.
Globigerina sp.
Hedbergella aff. *infracretacea* (Glaessner)
Hedbergella aff. *planispira* Loeblich & Tappan
Discorbis sp.
Spiculae von *Alcyonaria*
Skelettelemente von *Asterozoa*.

Bemerkungen zu den einzelnen Arten

Unter *Textulariidae* indet. werden kleine rekristallisierte Gehäuse mit zweizeiliger Anordnung der Kammern zusammengefaßt.

Die *Lagenidae* bzw. *Nodosariacea* sind nur durch wenige Typen vertreten. Die in der Unterkreide dominierenden Arten von *Astacolus*, *Lenticulina* u. a. wurden nicht beobachtet. *Dentalina*, ähnlich der zeitlich weit verbreiteten Art *D. communis* D'Orb. sind sehr klein, ebenso eine zweite Art mit schlankeren und längeren Kammern ähnlich *Dentalina linearis* Roemer. Lagena ist durch eine kleine schlanke, schmale Art vertreten.

Bolivina sp. hat gewisse Ähnlichkeit mit *B. textularoides* Reuss.

Valvulineria sp. kann vielleicht mit *V. loetterlei* Tappan in Verbindung gebracht werden.

Trocholina paucigranulata MOULLADE und *Spirillina minima* SCHACKO sind kleinwüchsig, aber typisch.

Patellinen sind mit zwei Formen vertreten, wobei die größere am ehesten der *P. subcretacea* CUSHM. & ALEX. entspricht.

Bemerkenswert ist das Vorkommen planktonischer Foraminiferen. Globigerinen sind durch Formen vertreten, die im letzten Umgang 4 Kammern zeigen und eine gewisse Ähnlichkeit mit *Hedbergella sigali* MOULLADE haben.

Typische kleine Hedbergellen sind im Material der Probe A 28 die häufigsten Fossilien. Die Gehäuse sind klein (selten über 0·2 *mm*), wobei zwei Formen unterscheidbar sind. Kleinere zierliche Formen mit rundlichen Kammern, die deutlich voneinander getrennt sind. Die Gehäuse sind sehr niedrig. Wir bezeichnen derartige Formen als *Hedbergella* cf. *planispira* (LOEBLICH & TAPPAN).

Die zweite Form hat etwas enger stehende Kammern, die Gehäuse sind in der Seitenansicht höher als jene von *H. planispira*. Wir rechnen derartige Gehäuse in die Gruppe der *Hedbergella* cf. *infracretacea* (GLAESSNER).

Das Plankton aus Probe A 28 ist zwar keine repräsentative Vollfauna, doch das massive Auftreten von Hedbergellen vom Typus der *H. infracretacea* und *H. planispira* spricht für den Zeitbereich von Apt — unteres Alb.

Bemerkenswert im Material der Probe A 28 ist das häufige Vorkommen von *Spiculae*, die auf *Alcyonaria* bezogen werden können.

Mikrofazies

Bei der Beschreibung und biostratigraphischen Auswertung der Gesteinsschliffe aus dem Profil Nordzone Passauerhof wurden folgende Gesteinstypen unterschieden:

1. Mikrite mit rekristallisierten Radiolarien.

Die Radiolarien sind nicht mehr in ihrer Primärstruktur erhalten, sondern vollständig durch spatigen Calzit ersetzt. Nur selten sind Spuren der primären Sphäre erkennbar. Verschiedentlich sind Reste, die als Sklerite von Spongien gedeutet werden, erkennbar. Andere Organismenreste wurden nicht beobachtet.

Zu diesen Vorkommen werden Schliffe folgender Handstücke gerechnet (H-Proben): 35, 36, wahrscheinlich Rollstücke aus dem Bereich der Proben 37, 38, Probe 40, 41, 46, 47, 51 und aus dem am weitesten NO gelegenen Profilabschnitt Probe 57.

2. Kalkarenite, teilweise rekristallisiert mit organogenen Strukturen.

Als Arenit bezeichnen wir hier Kalksandsteine, deren Komponenten gerundet sind und deren Bindemittel mehr oder weniger rekristallisiert ist. Diese Arenite zeigen im ganzen Profil eine relativ große Ähnlichkeit, die Komponenten haben einen Durchmesser von $\pm 0{\cdot}2$ *mm*. Die erkennbaren Fossilien sind relativ klein, organogene Strukturen sind aber häufig.

Zu diesem Vorkommen werden die Schliffe folgender Handstücke gerechnet (H-Proben): 6, 9, 10, 30, 31, 37, 42, 45, 47, 52 und aus dem am weitesten im NO gelegenen Profilabschnitt Probe 55.

3. Sandsteine mit Glaukonit.

Als Sandsteine bezeichnen wir Gesteine mit einem hohen Gehalt von Quarz, die Komponenten sind kantig, in den meisten Fällen sind Glaukonitkörner beobachtbar. Das Bindemittel hat oft die Tendenz zur Rekristallisation, Fossilien sind in einzelnen Vorkommen beobachtbar.

Derartige Vorkommen überwiegen im NO Teil des Profils unter den Probennummern (H-Proben) 1—29 (= Sandsteinserie und Quarzitserie), sie treten im übrigen Teil des Profils etwas zurück.

Die Fazies erlaubt folgende Interpretation.

1. Die Mikrite stellen die ruhigste Sedimentation dar, die gleichzeitig den geringsten Einfluß terrigener Komponenten erkennen läßt.

2. Die Kalkarenite zeigen durch die Fraktionierung der Komponenten einen Transport.

3. Die Sandsteine mit Glaukonit lassen auf Transport des Materials schließen, wobei die Resistenz des Materials dieser Sandsteine größer ist als jenes der Kalkarenite.

Fossilführung

(Taf. 2, Fig. 3—5, Taf. 4, Fig. 4):

Obwohl organische Strukturen im Schliffmaterial häufiger zu beobachten sind, ist ihre Determination nicht mit der für systematische Belange erforderlichen Präzision durchführbar. Die Bearbeitung isolierten Materials aus der Probe A 28 gibt einige Hinweise, in anderen Fällen kann nur eine gewisse Typisierung erfolgen. Trotzdem bleibt die Auswertung von Gesteinsschliffen eine Arbeitstechnik zur Bereicherung der Dokumentation.

Das wesentlichste Faunenelement, das auch eine stratigraphische Aussage ermöglicht, sind planktonische Foraminiferen. Neben Formen, die den Habitus von Globigerinen zeigen, hohe rundliche Kammergefüge in senkrechten Schnitten, sind die planspiral angeordneten Kammern von Hedbergellen sowohl in senkrechten wie auch in waagrechten Schnitten sehr bezeichnend. Sie wurden in zwei Probengruppen beobachtet:

1. Im nordöstlichen Teil des Profils: H-Proben Nr. 56, 10, 20, 22.

2. Im südlichen Profilabschnitt: H-Proben Nr. 49, 50, 52. In diesem Bereich liegt auch die Probe A 28 mit isoliertem Material. Die Probe 49 zeigt neben Hedbergellen einfache Formen von *Ticinella* sp. und dürfte jünger sein als die unter 1 genannte Gruppe von Proben.

Besonders in Areniten sind Fossilien nicht selten. Hier ist zu bemerken, daß in einzelnen Proben planktonische Foraminiferen nicht beobachtet wurden. Der Formenbestand der Proben 30 und 31 zeigt z. B. folgendes Bild:

Glomospira sp.
Ammodiscus sp.
Textulariidae indet.
Ammobaculoides sp.
Trochammina sp.
Bigenerina sp.
Discorbis sp.
Gavellinella sp.
Nodosaria sp.

Der Nord—Süd verlaufende Profilabschnitt würde nach diesen Daten in 3 Faziesbereiche gliederbar sein:

1. Sandsteine und Kalkarenite ohne planktonische Foraminiferen.

2. Kalkarenite, Mikrite mit Radiolarien, untergeordnet Sandsteine.

3. Planktonische Foraminiferen.

Nach Interpretation dieser Daten dürfte einiges dafür sprechen, daß der nördlichste Teil des Profils auch der älteste ist und den Grenzbereich Barrêmien-Aptien umfaßt. Der Mittelteil würde das Apt mit Hedbergellen umfassen, der oberste Teil bereits den Zeitbereich Aptien-Albien.

Bemerkungen zur Mikrofazies der Kalke im Steinbruch bei der „Dopplerhütte"

(Taf. 3, Fig. 1—7, Taf. 4, Fig. 1—3, 5):

Ein aufgelassener Steinbruch knapp unterhalb der „Dopplerhütte" an der Straße Königstetten—Hainbach etwa 12 *km* westlich Stift Klosterneuburg kann als einer der bekanntesten Aufschlüsse in der Nordzone gelten. In diesem Aufschluß sind gebankte Kalke in mehrere enge Spitzfalten gelegt, die einen deutlichen Eindruck tektonischer Beanspruchung geben (vgl. PREY 1968, BERTLE 1970).

Die Schliffe aus diesem Steinbruch zeigen feinkörnige Arenite (Korngröße im Durchschnitt 0·2 *mm*), das Zwischenmittel ist mehr oder weniger rekristallisiert, wodurch stellenweise Sparite vorherrschen. Organische Strukturen sind nicht selten. In den Schliffen sind folgende Genera deutlicher erkennbar:

Ammodiscus sp. cf. *siliceus* TERQUEM
Glomospira div. sp.
Textulariidae indet.
Gaudryinella sp.
Bigenerina sp.
Marssonella sp.
? Goesella sp.
? Coscinolina sp
Ammobaculoides sp.
Bolivina sp.
Epistomina sp.
? Discorbis sp.

Bemerkenswert ist das Fehlen von *Hedbergella* bzw. planktonischer Foraminiferen. Die Fauna hat somit die größte Ähnlichkeit zu jenen Proben, die im nördlichsten Teil des Profiles vom Passauerhof beobachtet werden.

Das Fehlen von *Hedbergella* spricht nach unserem Ermessen für eine Altersstellung im unmittelbar Liegenden des Aptien.

Agglutinierende Foraminiferen

W. GRÜN

Die Untersuchung der agglutinierenden Foraminiferen erbrachte keine zufriedenstellenden Ergebnisse. Von den 33 Proben waren nur 11 fossilführend, wobei auch diese meist nur uncharakteristische Radiolarien enthielten. Lediglich in 2 Proben konnte eine nennenswerte Sandschalerfauna gefunden werden. Und zwar:

Probe A 9:

Tubulare Formen sh
Saccammina placenta (GRZYB.) s
Hippocrepina depressa VASICEK s
Ammodiscus injimus BORNEMANN ss
Glomospira irregularis (GRZYB.) ss
Recurvoides imperfectus HANZLIKOVA s
Recurvoides aff. *contortus* EARLAND h
Plectorecurvoides sp. ss
Trochammina vocontiana MOULLADE s

Probe A 4:

Tubulare Formen s
Saccammina placenta (GRZYB) ss
Glomospira charoides (J. & P.) ss
Recurvoides aff. *contortus* EARLAND s
Plectorecurvoides irregularis GEROCH s
Plectorecurvoides cf. *alternans* NOTH ss
Trochammina vocontiana MOULLADE s
Trochammina ? sp. 1 GEROCH 1960 h

Eine stratigraphische Auswertung dieser beiden Faunen ist problematisch. So kann auch die von S. GEROCH (1966) aufgestellte Zonengliederung hier nur mit gewissem Vorbehalt angewendet werden, weil unsere beiden Faunen in ihrer Zusammensetzung und Ausbildung wesentliche Charakteristika der von GEROCH aus den polnischen Karpaten beschriebenen Faunen vermissen lassen. Dennoch ist eine ungefähre Einstufung in die obere Unterkreide möglich, wenn auch eine Einstufung in das Albien (nach *Recurvoides imperfectus*, GEROCH 1966, S. 428) auf Grund anderer Untersuchungen (Nannofossilien, Palynologie) kaum in Frage kommt. Sehr wahrscheinlich dürfte demnach oberes Aptien sein.

Die Nannofossilien aus der Nordzone

G. LAUER

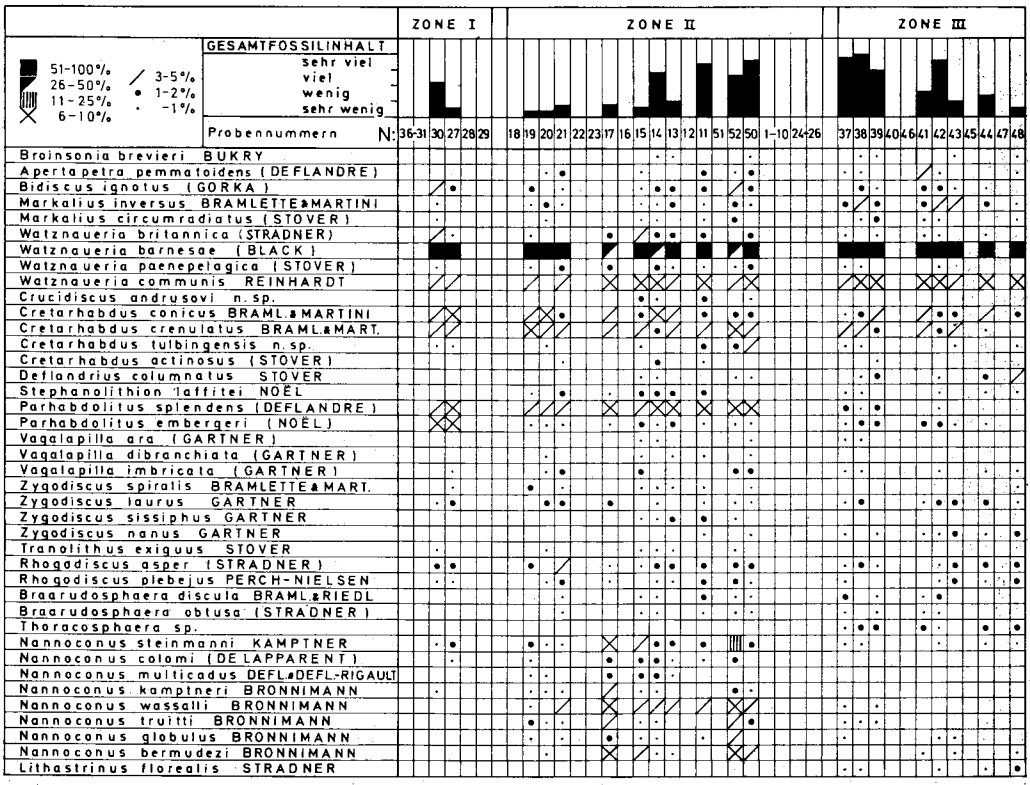
Tab. 5

Aus einer Gesamtzahl von 52 aus Straßenaufschlüssen entnommenen Proben, erwiesen sich 21 als nannofossilführend. Wie ein Test am Raster-Elektronenmikroskop zeigte, ist das Material stark rekristallisiert und so für elektronenmikroskopische Untersuchungen nicht geeignet. Im Lichtmikroskop ist der Erhaltungszustand jedoch absolut ausreichend, sodaß keine Schwierigkeit für eine detaillierte Bearbeitung besteht. Die Aufbereitung und Präparation wurde nach STRADNER & PAPP (1961), unter Anwendung von Ultraschallreinigung durchgeführt. Für die Untersuchung und Dokumentation kamen Methoden und Geräte zur Anwendung, wie sie anläßlich der Schrift über die Nannofossilien vom Steinbruch Sievering (FAUPL et al. 1970) beschrieben wurden. Zur Auffindung repräsentativer Werte der quantitativen Florenzusammensetzung wurden jeweils 1000 Exemplare ausgezählt, mit Ausnahme der Proben 19 und 20, wo nur die Erfassung von 200 möglich war. Die Ergebnisse wurden dann in Prozent des Gesamtinhaltes zur Darstellung gebracht (siehe Tab.5).

Für die Erwägung der Alterseinstufung sind in erster Linie die Nannoconen von augenfälliger Bedeutung. Insbesondere *Nannoconus wasalli* BRÖNNIMANN und *Nannoconus truitti* BRÖNNIMANN deuten nach BRÖNNIMANN (1955) auf den Zeitraum Apt-Alb, wozu auch der zusätzliche Artenreichtum dieses Genus als charakteristisch für diesen Zeitraum betrachtet werden darf. Auf Grund der quantitativen Auswertung der Einzelfloren zeigt sich jedoch in der Schichtfolge eine deutliche Veränderung, die sich auch in 3 deutliche Gruppen gliedern läßt. Damit ist es auch erwiesen, daß zwischen die höchste und die tiefste Probe des untersuchten Profils ein geologisch erkennbarer Zeitraum zu legen ist, der zweifellos auch gewisse Milieuänderungen eingeschlossen hat.

Zone I, der tiefste Anteil, ist besonders durch den Reichtum an *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) und die Absenz aller höher entwickelten Nannoconen charakterisiert. Inwieweit dieser negative Aspekt einen Altershinweis ermöglicht, ist nicht ganz sicher, da hier immer auch marinökologische Faktoren von Einfluß sein können. Da jedoch *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER und *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT) die entsprechenden Verhältnisse durch ihre Existenz anzeigen, liegt die Annahme immerhin nahe, daß wir uns hier tiefer als Apt, also naheliegender Weise im höchsten Neokom befinden.

Zone II zeigt neben einem besonders deutlichen Schwerpunkt in den Nannoconen — nunmehr mit den höheren Arten — auch einen erheblichen Zuwachs des Artenreichtums der Coccolithen. Hervorzuheben ist das Einsetzen der Form *Deflandrius columnatus* STOVER im mittleren Teil der Einheit, ein Typ, der bisher vielerorts erst ab dem Alb beschrieben wurde. Weiterhin ist die Zone noch durch das Auftreten der charakteristischen Formen *Zygodiscus sisiphus* BUKRY und *Crucidiscus andrusovi* n. sp. zu definieren und von den höheren und tieferen Assoziationen unterscheidbar.



Tab. 5: Die artliche Verbreitung von Nannofossilien in den Sedimenten der „Nordzone".

Altersmäßig könnten die Sedimente dieser Zone somit wohl in das Alb hineinreichen, sie dürften jedoch zumindest größtenteils noch den Zeitraum des Apt repräsentieren.

In Zone III ist wiederum ein Rückgang des Artenreichtums zu bemerken, der ganz besonders die Nannoconen betrifft. Auch das Verschwinden, der vorher mengenmäßig sehr starken Form *Parhabdolithus splendens* (DEFLANDRE) gegen das Hangende hin kann als Charakteristikum erwähnt werden. Das Schwergewicht der Flora liegt hier stärker als zuvor im Genus *Watznaueria* REINHARDT. Für die Altersbestimmung könnte neben der zunehmenden Bedeutung von *Deflandrius columnatus* STOVER noch das Einsetzen von *Lithastrinus florealis* STRADNER und der fraglichen Fragmente von *Thoracosphaera* sp. von Bedeutung sein. Zumindest deutet dies auf eine deutliche Differenz zur Zone II, sodaß dieser höchste Anteil der aufgeschlossenen Schichtfolge mit hoher Wahrscheinlichkeit schon in das Alb zu stellen ist.

Wir sehen somit ein Profil der Wolfpassinger Schichten vor uns, das vom höchsten Neokom bis ins untere Alb (?) zu reichen scheint. Leider war es nicht möglich, den gesamten Schichtumfang dieser Strate zu erfassen, wie auch die Zonengliederung offensichtlich durch die Aufschlußlücken zwischen ihnen betont erscheint. Unter Voraussetzung gewisser milieubedingter Veränderungen, scheint hier jedoch mit Hilfe der Nannofossilien ein Anhaltspunkt für einen Stratotyp der Wolfpassinger Schichten gegeben. Über die Bedeutung dieser nur lokal verbreiteten Schichtglieder hinaus, ist ein relativ geschlossenes Profil durch den Zeitraum Neokom — ? Alb gegeben, der für die Evolution der kalkigen Nannofossilien sehr bedeutend ist. Somit kann das Profil vom Tulbingerkogel auch als Beitrag zur Nannostratigraphie der Unterkreide gelten.

Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen

O. Čorna

Abb. 9—11, Taf. 7—22

Eine ausführlichere Darlegung der Palynologischen Untersuchungen befindet sich mit der erforderlichen Bilddokumentation im Abschnitt 3. An dieser Stelle mögen nur die stratigraphischen Ergebnisse kurz zusammengefaßt werden.

Für das Profil an der Forststraße nördlich des Passauerhofes im Westen des Tulbinger Kogels sind folgende Punkte für die Altersbestimmung von Bedeutung:

1. Sporen: Ähnlich wie in anderen Gebieten Europas (Bolchovitina 1953, 1956 und 1968, Couper 1958, Baltes 1967, Brelie 1964) halten wir das Vorkommen von *Gleicheniaceae* typisch für das Apt. Die Sporen von *Trubasporites* spielen im Apt eine bedeutende Rolle und nehmen im Unteralb ab (Couper 1958).

2. Pollen:

a) Die Pollen *Parvisaceites* und *Phyllocladidites* sind ebenfalls ein außergewöhnlich wichtiger Bestandteil des palynologischen Komplexes in den Apt-Sedimenten Englands (Couper 1958) und Kanadas (Pocock 1962).

b) *Eucommiidites minor* kommt ebenfalls in großer Menge in Apt-Sedimenten Portugals (Groot & Groot 1962) und Englands (Couper 1958) vor.

3. Mikroplankton:

a) *Gonyaulacysta orthoceras, Apteodinium granulatum, Ascodinium* sp. sind im Apt Westdeutschlands ebenfalls außergewöhnlich wichtig (Eisenack 1958).

b) *Odontochitina perculata, Fromea amphora* sind im Unterapt bis Mittelalb Englands reichlich vertreten (Cookson & Hughes 1964).

II. Die Unterkreide im Halterbachtal bei der Rieglerhütte

Allgemeines

W. Grün

Abb. 6

Die vorliegende Arbeit stellt die Fortsetzung der in meiner Dissertation (1967) begonnenen Bearbeitung des bisher ins Eozän eingestuften südlichen Streifens Gablitzer Schichten im Wienerwald dar (siehe Abb. 1). Im Zuge der Erdarbeiten an der Autobahn—Westeinfahrt Wien wurde diese Zone in ihrer Gänze durch einen tiefen Einschnitt südlich des Bartberges (S-Wienerwald-Stausee) freigelegt (Abb. 6). Vom Süden aus der Hauptklippenzone kommend, quert die Trasse im Bereich des Talüberganges Wolfsgraben Sieveringer Schichten. Unmittelbar darauf folgt eine Serie tektonisch stark gestörter, meist dünn gebankter Schichten, bestehend aus dunklen, feinkörnigen Kalksandsteinen, dunkelgrauen Kalkmergeln und schwarzen, grauen, rötlichen sowie grünlichen Tonschiefern bis Mergeln. Daneben treten noch dichte, weiße bis mittelgraue Mergelkalke bis Kalkmergel, hellgraue bis hellgelbliche mikritische Kalke mit runden bis länglichen Flecken auf, die bisweilen an Aptychenkalke erinnern. Vereinzelte, durch die Tektonik in 10—15 *m* lange Linsen zerscherte, über 2 *m* mächtige, mittel- bis grobkörnige, helle Sandsteinbänke runden das lithologische Bild ab.

Nach den bisherigen Erkenntnissen (vgl. Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1952) wären hier eozäne Gablitzer Schichten zu erwarten gewesen. Die aus 14 Proben erschlämmten Mikrofaunen erbrachten jedoch keinen Hinweis auf eozänes Alter. Sie sprachen vielmehr durch ihre charakteristischen Sandschalerassoziationen, durch ihre geringe Arten- und Individuenzahl, sowie durch das Dominieren pyritisierter Radiolarien für höhere Unterkreide. Die Untersuchung auf Nannofossilien verlief in allen 14 Proben negativ.

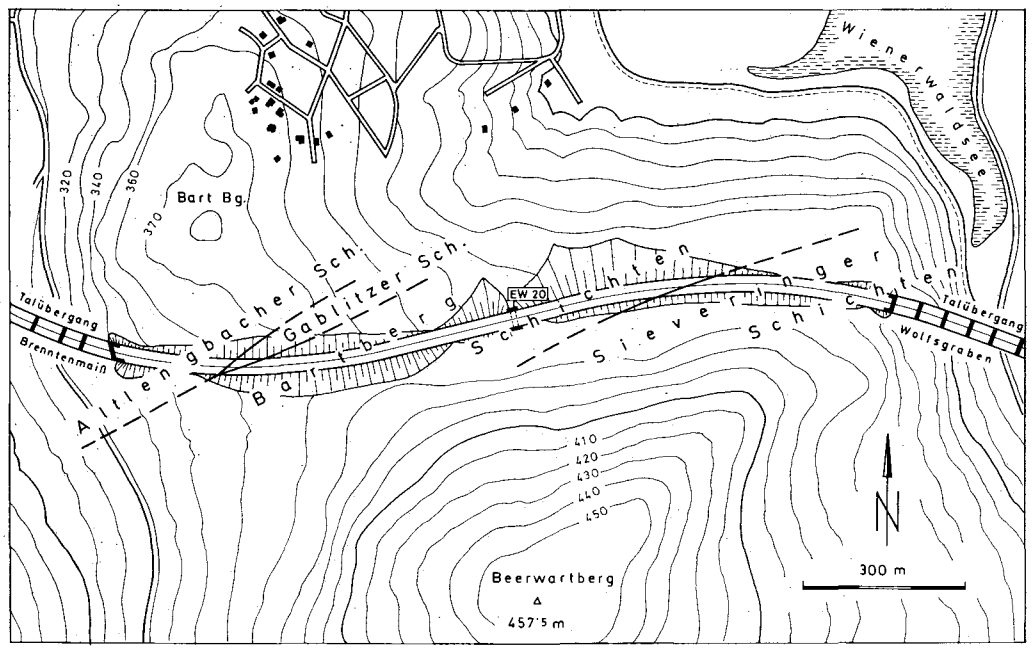


Abb. 6: Die Lage des Autobahneinschnittes südlich des Bartberges.

Bereits 1961 berichtete F. Brix (S. 92) über den Fund einer „neokomen" Nannoflora mit *Nannoconus steinmanni* Kamptner, *Nannoconus* cf. *bucheri* Bramlette, *Discolithus rugosus* Noel und *Braarudosphaera discula* Bram. & Riedel. Die Proben wurden aus dem Ufer des Halterbaches, SW Dahaberg, zirka 150 *m* SE Rieglerhütte (Brix Aufschluß Nr. 140) entnommen — nach der Geologischen Karte der Umgebung von Wien ebenfalls im Bereich der Gablitzer Schichten bzw. Bunten Schiefer des Eozäns gelegen.

Von H. Stradner erhielt ich 1967 Mitteilung von einem weiteren Fund unterkretazischer Nannofossilien aus den, die Fortsetzung des südlichen Gablitzer Zuges nördlich der Donau bildenden Bunten Schiefern des Magdalenengrabens (Bisamberg).

Alle diese Beobachtungen zeigten, daß der südliche Gablitzer Zug in Wirklichkeit eine Aufbruchs- oder Aufschiebungszone darstellt, in der die unterkretazische Basis der oberkretazischen Flyschschichtfolgen zu Tage tritt. Demnach wäre die auf der Geologischen Karte der Umgebung von Wien eingetragene Alttertiärmulde des südlichen Gablitzer Zuges zu streichen, wie das S. Prey bereits 1965 (S. 109), auf Grund eigener Unterkreide-Funde in dieser Zone, forderte. Einige Nummulitenfunde in diesem Bereich (G. Götzinger 1954, S. 62) geben jedoch zu der Vermutung Anlaß, daß sporadisch auf den Nordrand des südlichen „Gablitzer Zuges" beschränkt, paläogene Sedimente auftreten können. Auch in dem Autobahn-Einschnitt südlich Bartberg konnten diese Paläogen-Anteile mit *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster binodosus*, *Discoaster diastypus* und *Coccolithus macellus* nachgewiesen werden.

Deshalb sei vorgeschlagen, die paläogenen Sedimente des nördlichen Gablitzer Zuges und die sporadisch am Nordrand des südlichen Gablitzer Zuges auftretenden Sedimente weiterhin Gablitzer Schichten zu benennen. Für die Sedimente der höheren Unterkreide im Bereich des südlichen Gablitzer Zuges (inklusive Bunte Schiefer) führen wir die Bezeichnung Bartbergschichten ein, wobei uns bewußt ist, daß eine verbindliche Benennung von der Geologischen Bundesanstalt durch Festlegung einer „Typlokalität" erfolgen muß.

Die Bearbeitung der Bartbergschichten im Rahmen meiner Dissertation hat zwangsläufig mehr Fragen aufgeworfen als beantwortet. So war die stratigraphische Einstufung, die lediglich auf agglutinierenden Foraminiferen und Radiolarien, sowie auf lithologischen Ähnlichkeiten mit den bayerischen Tristelschichten basierte, unbefriedigend. Auch konnte die tektonische Stellung nur insoweit geklärt werden, als die Bartbergschichten tektonisch getrennt zwischen wesentlich jüngeren Sedimenten liegen — Sieveringer Schichten im Süden und Gablitzer Schichten im Norden. Lithofazielle und sedimentologische Untersuchungen waren geplant, konnten aber nicht mehr durchgeführt werden. Paläogeographische Aussagen konnten gleichwohl nicht gemacht werden.

Es lag daher nahe, diese Fragestellungen in der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch erneut aufzugreifen und die Bartbergschichten an Hand eines geeigneten Profiles — die Autobahn-Aufschlüsse waren zu diesem Zeitpunkt nicht mehr zugänglich — einer eingehenderen stratigraphisch-sedimentologischen Bearbeitung zuzuführen.

Auf Grund von Übersichtsbegehungen wurde das Profil im Halterbachtal gewählt, weil es die vergleichsweise besten Aufschlüsse in den Bartbergschichten, sowie in den nördlich angrenzenden Kahlenberger Schichten und den im Süden folgenden Sieveringer Schichten aufwies.

Der Rahmen der Bartbergschichten im Halterbachtal

G. Lauer und W. Schnabel

Abb. 7, Tab. 6

Zum Unterschied von dem beschriebenen Barrême-Apt Profil aus der Umgebung Tulbingerkogel, dessen tektonisch Liegendes und Hangendes in den untersuchten Aufschlüssen nicht aufscheint, boten die Aufgrabungen der Wildbachverbauung und einer Forststraße bzw. die bekannten Steinbrüche im Haltertal gute Einblicke in den tektonischen Rahmen des Alb-Profiles der Bartbergschichten. Es kam uns in erster Linie darauf an, mit den gefundenen Altersangaben eine Zugehörigkeit zum Alb-Profil auszuschließen, da aber dabei viel Informationsmaterial anfiel, sei dies hier in einem gesonderten Kapitel festgehalten.

1. Die Kahlenberger Schichten

(Aufschlußgruppe I), G. Lauer

(Tab. 6):

50 *m* N der Rieglerhütte führt am Waldrand ein neuerbauter Forstweg entlang, an welchem dünnbankige Kalke und Kalksandsteine mit Mergelzwischenlagen in gestörter Lagerung mit angedeuteten Faltungen zu sehen waren. Die uneinheitliche Lagerung ist als Folge der nahen Überschiebung im S anzusehen.

Zwischen dieser Aufschlußgruppe I zur Aufschlußgruppe K, die den stratigraphisch tiefsten sichtbaren Teil der Bartbergschichten darstellt, liegen etwa 170 *m* Luftlinie ± normal zur Streichrichtung. Theoretisch könnten wohl neben tieferen Partien der Bartbergschichten und Kahlenberger Schichten noch andere Straten an der Überschiebung vorhanden sein (Götzinger 1954, S. 62: Nummulitenfunde!). Der Halterbach war zur Zeit der Aufnahme hier leider schon verbaut.

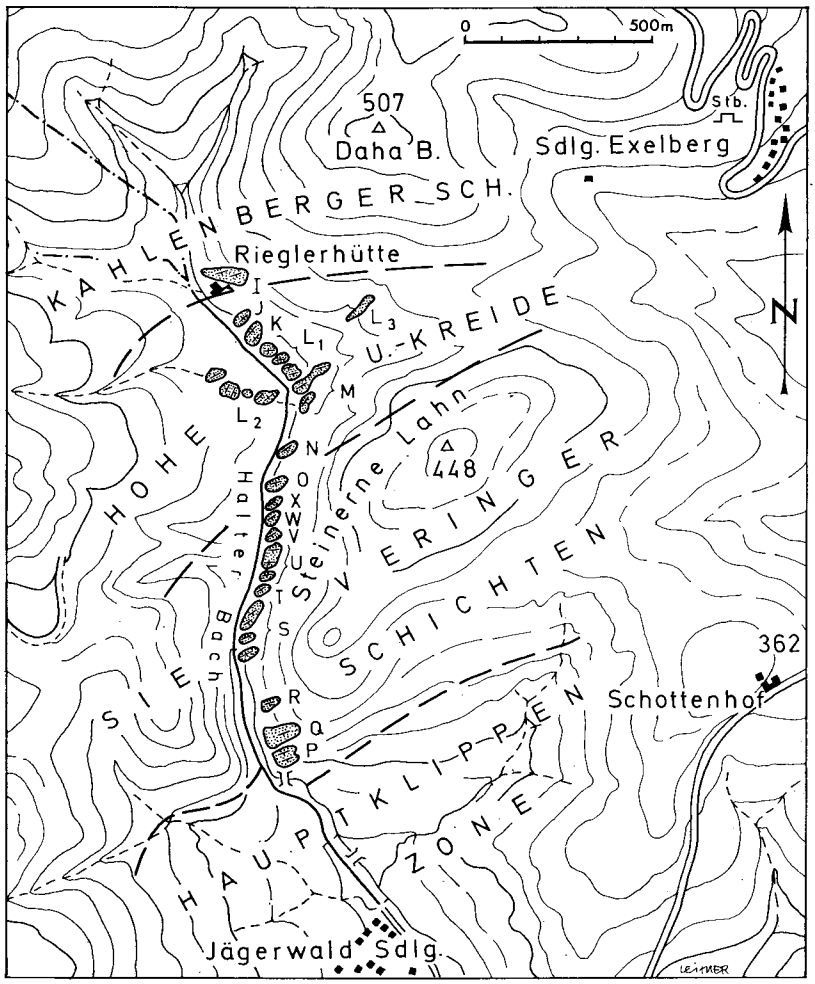


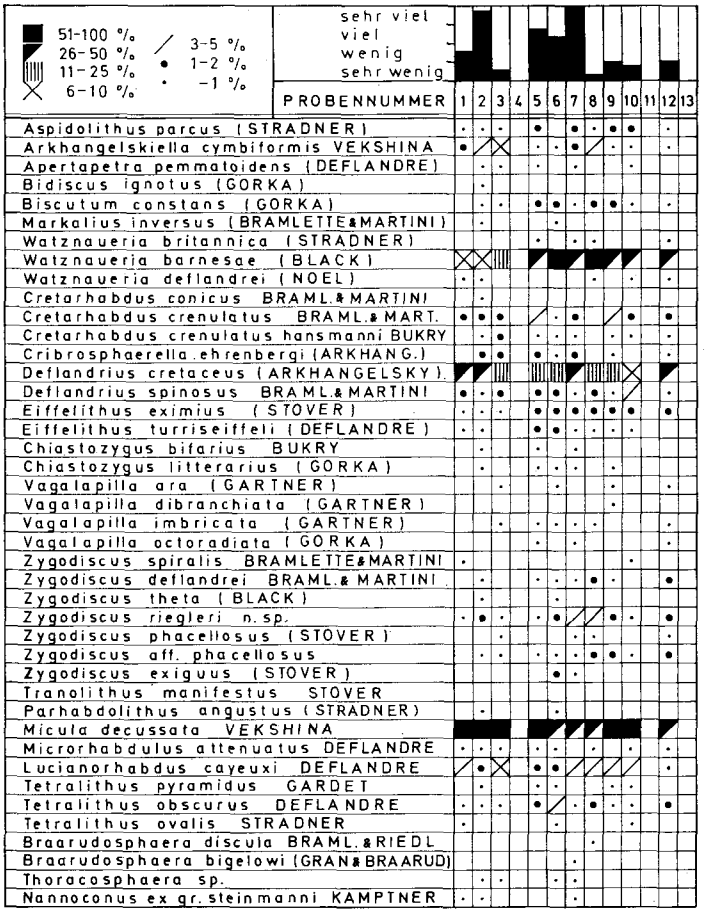
Abb. 7: Die Lage der wichtigsten Aufschlüsse im Halterbachtal.

Eine in einem Kalksandstein der Aufschlußgruppe I vorgenommene Schwermineralanalyse erbrachte nach W. SCHNABEL ein Resultat, welches sich deutlich von den Analysen der Bartbergschichten unterscheidet:

74%		Opak		
1%	{	Biotit		
	{	Chlorit		
1%		Glaukonit		
24%		Granat	18%	durchsichtige Minerale 100%
		Zirkon	34%	
		Turmalin	34%	
		Rutil	2%	
		Apatit	12%	

Den Beweis der Zugehörigkeit dieser Serie zu den Kahlenberger Schichten hat die reiche Nannoflora geliefert. Der Erhaltungszustand des Materials ist zwar nicht ausgezeichnet, jedoch als ausreichend zu bezeichnen, sodaß eine monographische Be-

Die NANNOFOSSILIEN von der RIEGLERHÜTTE



Tab. 6: Die artliche Verbreitung von Nannofossilien in Aufschlußgruppe I (Kahlenberger Schichten) hinter der Rieglerhütte.

arbeitung im Lichtmikroskop durchgeführt werden konnte. Ein Test mit dem Raster-Elektronenmikroskop ergab die Existenz von starker Rekristallisation, die eine elektronenmikroskopische Untersuchung ausschließt. Die Aufbereitung, Präparation und Ausarbeitung wurde in derselben Weise durchgeführt, die bereits anläßlich der Dokumentation des Materials vom Sieveringer Steinbruch beschrieben wurde (FAUPL et al. 1970).

In der aufgefundenen Flora befinden sich sämtliche signifikanten Formen der höheren Oberkreide. Besonders seien die folgenden Typen hervorgehoben, deren Auftreten nach allen vorhandenen Daten aus der Literatur erst im Campan anzunehmen ist:

Aspidolithus parcus (STRADNER)
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA
Cretarhabdus crenulatus hausmanni BUKRY
Microrhabdulus attenuatus DEFLANDRE
Tetralithus pyramidus GARDET
„*Tetralithus*" *obscurus* DEFLANDRE

Besonders die charakteristische Form *Aspidolithus parcus* weist eindeutig auf campanes Alter, da sie schon im Maastricht nicht mehr bekannt ist. Die Angaben von „*Arkhangelskiella parca*" aus älteren Schichten als Campan (z. B. STOVER 1966) resultieren zweifellos aus einer falschen Definition dieser Paraspecies. Die Definition von *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA ist trotz einiger detaillierter elektronenmikroskopischer Untersuchungen in jüngster Zeit (NOEL 1969, BUKRY 1969) noch nicht völlig geklärt. Trotzdem ist mit gewisser Sicherheit anzunehmen, daß diese Form in vorliegender Fassung erst im höheren Teil des Campan auftritt. Ihre eigentliche Hauptverbreitung erreicht sie zweifellos erst im Maastricht, wie z. B. dem des Steinbruches Sievering bei Wien. Es bestehen jedoch ohne Zweifel noch gewisse Differenzen in der Struktur von *Arkhangelskiella cymbiformis* beim Vergleich mit den Typen aus den Sieveringer Schichten, die jedoch zur Zeit noch nicht eindeutig zu diagnostizieren sind.

Somit bleibt für den Aufschluß nördlich der Rieglerhütte campanes — wahrscheinlich obercampanes Alter anzunehmen. Wie die Darstellung der Florenzusammensetzung (Tab. 6) zeigt, bestehen keine wägbaren Unterschiede zwischen den einzelnen Proben. Es liegt demnach ein relativ kurzer Zeitabschnitt vor, der auch keine Veränderung ökologischer Natur beinhaltet, die für das Nannoplankton von Bedeutung wäre. Eine Tatsache, die auch aus der gleichmäßigen Lithologie und der verhältnismäßig geringen Mächtigkeit verständlich ist.

2. Die Sieveringer Schichten

(Aufschlußgruppe P—X), W. SCHNABEL.

Dem hangendsten sichtbaren Teil des Alb-Profiles (Aufschlußgruppe O) gegen S folgend, treffen wir nach etwa 30 *m* unaufgeschlossenen Bereiches im westlichen (orographisch rechten) Bachufer eine stark tektonisch gestörte Folge von feinkörnigen Kalksandsteinen und Kalken an (Aufschlußgruppe X) und nach weiteren 12 *m* eine Serie von größtenteils mächtigen, gebankten feinkörnigen Quarzsandsteinen (Aufschlußgruppe W). Alterseinstufungen, vor allem durch Nannofloren, ergeben Maastrichtalter, die weitere Verfolgung der Bachausbisse zeigt, daß wir uns bereits in den Sieveringer Schichten befinden, welche im Steinbruch am Taleingang des Haltertales klassisch schön erschlossen sind. Das Studium der ganzen Serie hat z. T. neue Ergebnisse sedimentologischer Natur über die Sieveringer Schichten erbracht. Es ist beabsichtigt, diese gesondert bekannt zu machen.

Profil- und Aufschlußbeschreibung

W. SCHNABEL

Abb. 7, Beil. 4 (Taf. 35).

Die relativ guten Aufschlüsse des Profiles „Halterbach" sind einerseits den in den Jahren 1968—1970 vorgenommenen Arbeiten im Zuge der Wildbachverbauung zu danken, andererseits der Ausräumung des Bachbettes anläßlich der Hochwasserführung im Herbst 1970.

Der Bereich unmittelbar vor der Rieglerhütte war zur Zeit der Aufnahme bereits verbaut, sodaß der Kontakt der Kahlenberger Schichten, welche in Aufschlußgruppe I aufgeschlossen sind, mit dem Profil der Bartbergschichten nicht zu sehen war. Es kann aber angenommen werden, daß an diesem tektonischen Kontakt noch jüngere Schichten emporgeschuppt sind, welche die aus diesem Bereich beschriebenen Nummuliten geliefert haben (GÖTZINGER 1954, S. 62), was in der Einleitung dieser Arbeit von W. GRÜN bereits diskutiert wurde.

Der erste Aufschluß von Unterkreidesedimenten lag in Aufschlußgruppe J vor, etwa 10 *m* einer Folge von hauptsächlich dunklen pelitischen Sedimenten mit vereinzelt Sandsteinlagen bis 10 *cm* und einer Sandsteinbank von etwa 60 *cm* Mächtigkeit (das erste Wehr etwa 50 *m* S der Rieglerhütte). Es folgen etwa 30 *m* (Luftlinie) unaufgeschlossenen Bereiches bis Wehr 2. Der Aushub zeigt eine Folge von über 20 *m* Schichtbestand w. o. (Aufschlußgruppe K). Auffallend darin waren die zahlreichen Dolomitbänkchen und das Auftreten vererzter Partien. Nach kurzer Unterbrechung folgt Aufschlußgruppe L, (durch Hochwasser freigelegte Schichten unmittelbar hinter der Siedlung) und zeigten bunte Tone (rot, grün, schwarz) und sehr untergeordnet Sandsteinbänke bis 1 *m* Mächtigkeit. Im Bereich des südlichen Teiles der Siedlung ändert sich dieses Bild durch das Auftreten von mächtigen Sandsteinbänken, welche bis 2 *m* mächtig werden. Obwohl hier keine lückenlosen Aufschlüsse vorhanden sind, können die Sandsteinbänke als überwiegend vorherrschend bezeichnet werden, erst im hangenden Teil schalten sich wieder rote und grüne Pelite ein. (Aufschlußgruppe M.) Es folgt eine Profilunterbrechung von etwa 40 *m* errechneter absoluter Mächtigkeit, die Bauarbeiten an einem weiteren Wehr schlossen erst wieder bei Aufschlußgruppe N grüne und dunkle Mergel und sehr untergeordnete Kalk- und Sandsteinbänkchen auf. Wieder folgt eine Unterbrechung von etwa 40 *m*, worauf bei einem weiteren Wehraushub Aufschlußgruppe O mit dem gleichen Gesteinsbestand auftritt. Wir befinden uns hier im hangendsten Teil des Alb-Profiles, die folgenden Aufschlüsse liegen bereits in den Sieveringer Schichten (siehe Kapitel: „Der Rahmen der Bartbergschichten im Halterbachtal").

Die stratigraphischen Untersuchungen haben gezeigt, daß diese Folge ohne erkennbare Störungen das ganze Alb umfaßt. Das in Beilage 4 vorgelegte Profil umfaßt nach Ausglättung sichtbarer tektonischer Strukturen etwa 300 *m* Mächtigkeit, welche eher zu hoch veranschlagt ist, da die im westlichen (orographisch rechten) Gehänge des Halterbachtales laufende Störung die im Bachbett sichtbaren Schichten bereits deutlich in eine SW—NE-Richtung einschwenken läßt und interne Zerscherungen vorhanden sein könnten, welche aber nicht gesehen und bei der Profilkonstruktion nicht berücksichtigt werden konnten.

Sedimentpetrographie der Sandsteine

W. Schnabel

Tab. 7—9, Abb. 8

Korngrößenanalysen

(Tab. 7, Abb. 8):

Die im Profil „Halterbach" auftretenden Serien des Alb sind für Korngrößenanalysen größtenteils nicht geeignet. Die Festigkeit erlaubt einerseits keine Sieb- oder Schlämmanalyse, andererseits treten die Sandsteine weitgehend zurück und der Anteil der meßbaren Komponenten (etwa über 0·011 *mm*) überschreitet nur selten 50% am Gesamtgestein.

Die Ergebnisse einiger Analysen sind in Tab. 7 und Abb. 8 angeführt. Die angewandte Methodik ist im Kapitel „Korngrößenanalysen" der Wolfpassinger Schichten beschrieben.

Aus den angeführten Gründen ist eine Auswertung problematisch, sicher ist nur, daß von gradierten Schichten ebenfalls nicht gesprochen werden kann. Durch den hohen Anteil am Feinstmaterial (Silt- und Tonkorngrößen) könnte auf einen Ablagerungsbereich geschlossen werden, welcher küstenferner lag als derjenige der Ton-Sandsteinserien der Wolfpassinger Schichten (eventuell äußerer Schelf).

Tab. 7: Quartilmaße, Meanwerte und Parameter der Schiefe und Sortierung aus Sandsteinen der Bartbergschichten des Profiles Halterbachtal.

Probenummer H ...	Korngrößenangaben in *mm*				Sortierung		Schiefe			
	Q_1	Q_2 = Md	Q_3	Mean-Wert	So = Sortierungs-koeff. n. TRASK	Sortierungsgrad nach FÜCHTBAUER *)	Sk = Schiefekoeff. nach TRASK	Momentkoeff. Schiefe FOLK/WARD	Verbalklassif. FOLK/WARD **)	%-Ant. d. gemessenen Körner am Gesamtgestein
28	0·07	0·11	0·18	0·11	1·62	m	0·01	0·28	+	76
57	0·09	0·15	0·25	0·15	1·67	m	1·05	0·28	+	65
54	0·08	0·14	0·25	0·15	1·75	—	1·11	—0·19	—	46
51	0·11	0·15	0·17	0·17	1·21	++	0·87	0·23	+	65
50	0·10	0·15	0·26	0·16	1·62	m	1·10	0·10	+	59
52	0·12	0·21	0·32	0·22	1·64	m	0·83	—0·36	——	81
48	0·08	0·14	0·20	0·15	1·56	m	0·89	—0·03	+—	
46	0·10	0·14	0·22	0·16	1·48	m	1·09	0·39	++	68
47	0·08	0·13	0·18	0·13	1·46	m	0·89	0·60	++	

*) m = mittelmäßig
++ = sehr gut
— = schlecht

**) ++ = very positive skewed
+ = positive skewed
+— = nearly symmetrical
— = negative skewed
—— = very negative skewed

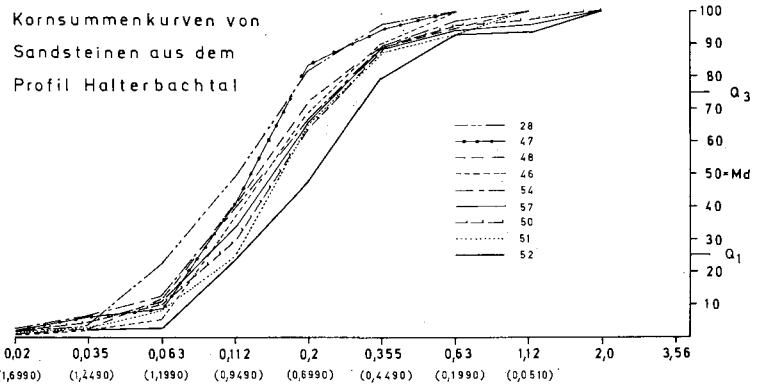


Abb. 8: Kornsummenkurven der Sandsteine aus den Bartbergschichten.

Schwermineralanalysen

(Tab. 8):

Die Schwermineralbefunde des Profiles durch die Bartbergschichten im Halterbachtal können weitgehend mit denen des Profiles durch die Wolfpassinger Schichten verglichen werden (siehe dort). Die Ergebnisse sind in Tab. 8 zusammengestellt, die graphische Darstellung der durchsichtigen Minerale findet sich im Profil auf Beilage 4. Einzelbeobachtungen an den Mineralen decken sich weitgehend mit denen des Profiles durch die „Wolfpassinger Schichten" (siehe dort).

Hier besonders hervorzuheben ist der hohe Gehalt an Erzen (Fe_2O_3) in den Proben 44 und 45 a, welcher 41—76% des Gesamtgesteins umfaßt, doch nicht als detritär zu deuten ist *) sowie das fast völlige Fehlen des Apatits. Die Zirkone, welche neben

*) Dazu siehe KITTLER, S. 136.

Turmalin und untergeordnet Rutil das häufigste Mineral darstellen, sind besonders im Mittelabschnitt des Profiles (P 60—63) auffallend frisch und idiomorph. Granat tritt weitgehend zurück.

Wie im Profil Tulbingerkogel ist ein Vorwiegen von hellen, sauren Magmatiten (Graniten) mit häufig pegmatitischen Begleitgesteinen (hoher Turmalingehalt) bei weitgehendem Zurücktreten von metamorphen Gesteinen im Herkunftsgebiet anzunehmen (siehe auch Kapitel: Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der Sandsteine ... in Teil IV).

Tab. 8: Schwermineralführung der Bartbergschichten im Halterbachtal.

H. Nr.	% SM	Op	Bi	Cl	Gl	Ba	$\overrightarrow{dM}$	Gr	Zi	Tu	Ru	Ap	div.
		100%						100%					
28	0·09	75	1	×	1		23	9	54	29	8		
30	0·42	33			2	64	1		×	×			
57	0·09	64	×	×	13		33	9	32	50	9		
54	0·06	57	××	×	×		42	4	33	48	15		
55	0·06	55	2		3		40	9	45	33	13		
38	0·12	56	×		4		40	4	38	45	13		
39	0·06	71	1		1		27	6	39	41	14		
51	0·12	55	×	×	3		42	3	54	33	10		
50	0·13	46	××	×	10		43	3	39	41	16	×	Ti
60	0·06	57	×	×	1		42	5	44	35	16		
52	1·63	97	×		1		2	3	45	34	18		
53	0·15	47	×	×	11		42	7	24	53	16		
49	0·56	100					×	×					
48	0·07	49	×	×	5		45	8	45	32	15		
46	0·13	57	1		4	11	27	5	39	38	18		
47	0·17	59	1	1	×		38	3	36	46	15		
63	0·07	61	×		1		38	5	31	46	18	×	St
61	0·05	52	1		2		45	13	39	31	16	1	
45a	75·66	100											
44	41·21	100											
42	0·52	94	×	×	××		5	9	39	45	5	2	
41	0·39	98	×		×		1	×	××	××	××		
40	0·09	98			×		2	×	×	×	×		
59	0·09	57	×		10		33	3	41	7	9		
58	0·10	58	×	×	6		35	9	41	44	6		

×× = selten (unter 1%)
× = sehr selten (Einzelminerale)
Abkürzungen siehe Kap. „Schwermineralanalysen" der Unterkreide der Nordzone.

Modalbestand

(Tab. 9):

Die Methodik der Auszählung bzw. die Charakteristik der Komponenten kann aus dem Kapitel „Modalbestand und Gesteinskomponenten" des Abschnittes über das Profil Passauerhof entnommen werden. Die Zusammensetzung der gröberen Komponenten zeigt Tab. 9. Zusätzlich gilt für das Profil „Halterbach" das Folgende:

1. Bindemittel

Es fiel auf, daß sich beim Anfärben der Schliffe mit Natrium-Kobaltnitrit (Baley & Stevens 1960) neben den sehr seltenen Kalifeldspäten auch das Bindemittel stellenweise gelb verfärbte. Dieser dadurch erwiesene höhere Kaligehalt könnte von zer-

setzten Kalknatronfeldspäten stammen, welche im Detritus kaum nachweisbar waren. Diese Beobachtung stimmt mit dem aus den Tonanalysen (G. KITTLER in dieser Arbeit) nachgewiesenen hohen Kaolinitgehalt gut überein. Das häufige Vorkommen limonitischer und glimmriger Schlieren im Bindemittel ist auffallend (Diagenetische Neubildung ?).

Tab. 9: Integrationsanalysen der Klastika (Profil Halterbachtal).

H. Nr.	Bindemittel I.					kristalline Komponenten II.								Sed. Komp. III.			restl. Komp. IV.				Summe			
	Ka	to	ki	gl	Re	Qu	Kf	Pl	Bi	Mu	Cl	SM	GB	Ka	TS	Ho	Gl	Op	Bg	?	I	II	III	IV
28		22			2	66			1	·		·	·		1		5	·		1	24	68	1	7
30	18	1	7		5	64				·		·		1			2	·		1	31	65	1	3
57	·	32			2	56	·		·	1	·	·	1	·	4		2	·		·	35	59	4	2
54	4	28	18	2	2	41	·		·	·		·		·	·		2	1			54	43	·	3
55		33				58			·	·	·	·			4		2	·	·	1	33	60	4	3
51	·	33	1	·		57	·	1		·	·	·	1	·	1		2	·		·	35	60	2	3
50	·	37	2		1	53	·	·	·	·	·	·		1			2	·		·	41	55	1	3
52		16	2	·	1	77	·		·	·	·	·		·	·	·	1	·		·	19	79	·	2
46		32				57	·		·	·	·	·	·		4		2	·		·	32	61	4	3

· = vorhanden (unter 0·5%)
Abkürzungen siehe Kap. „Modalbestand ....." in Teil I. (Unterkreide der Nordzone)

2. Detritus

Er ist ähnlich wie schon im Profil Tulbingerkogel beschrieben, wobei Feldspäte noch mehr zurücktreten, was entweder auf deren diagenetisch bedingte Auflösung zurückzuführen ist oder auf einen etwas höheren Reifegrad der Sandpartien. Im Liefergestein waren sie sicherlich reichlich vorhanden, was aus dem hohen Kaolinitgehalt geschlossen werden kann. Eine weitere Differenz zum Profil „Tulbingerkogel" dürfte der Chemismus der Glaukonite aufweisen, deren höherer Kaliumgehalt im Halterbachprofil ebenfalls durch die auffallende Gelbfärbung nach Natrium-Kobaltnitritätzung erwiesen ist. Ein weiterer Unterschied liegt im fast völligen Verschwinden der Sedimentabkömmlinge, insbesondere des Kalkdetritus vor, was entweder dem höheren Reifegrad des Sedimentes oder aber dem Fehlen im Einzugsbereich zugeschrieben werden kann.

Petrographische Untersuchung der Pelite

G. KITTLER

Tab. 10 a—d.

Hinsichtlich der Methodik gilt das bereits im analogen Kapitel über die Wolfpassinger Schichten Gesagte.

Die Ergebnisse sind tabellarisch in Tab. 9 zusammengestellt. Die Analysen zeigen, daß im Profil Halterbachtal der Bartbergschichten Kalzit nur in einigen Proben in geringen Mengen vorhanden ist. Da der Kalzitgehalt unter der 1%-Grenze bleibt, kann man die Pelite dieses Profils durchwegs als reine Tone ansprechen. (Kalzitspuren waren nur in den Proben 105, 107, 112 und 113 zu beobachten.) Es handelt sich um Tone, die aus 25—40% Illit, 15—30% Kaolinit, 3—8% Chlorit und 30—50% Quarz bestehen. Der Rest sind Eisengeele, Feldspat und Hydrobiotit. Die Änderung des Illitgehaltes kann am K_2O-Gehalt festgestellt werden.

Die Proben der Bartbergschichten des Halterbachtales unterscheiden sich von den Proben der Wolfpassinger Schichten lithologisch im Kalzit- und Kaolinitgehalt. Während in den Bartbergschichten die Karbonatgehalte zwischen 0 und 1% liegen, finden wir in den Peliten der Ton-Sandsteinserien der Wolfpassinger Schichten Kalzitgehalte bis 10%. Der Kaolinitgehalt ist dagegen viel geringer.

Eine Ausnahme bilden Analysen von H 45 a aus der Zone mit Dolomitbänkchen und Fe-vererzten Partien.

Tab. 10. Chemische Analysen in den Bartbergschichten im Halterbachtal.

10 a) Vollanalysen: *)

Probe Nr.	101	104	105	108	112	109
SiO_2	67·6	67·2	67·9	67·4	n. b.	n. b.
TiO_2	0·4	0·3	0·3	0·4	n. b.	n. b.
Al_2O_3	14·5	17·9	14·3	14·8	n. b.	n. b.
Fe_2O_3	4·4	3·8	2·5	4·1	n. b.	n. b.
MnO	Sp.	0·1	Sp.	Sp.	n. b.	n. b.
MgO	1·2	0·9	0·1	1·1	n. b.	n. b.
CaO	0·4	0·5	0·6	0·3	0·6	0·3
Na_2O	0·2	0·1	0·2	0·1	0·2	0·2
K_2O	2·2	1·8	3·5	3·0	3·4	3·6
P_2O_5	0·1	Sp.	—	Sp.	—	n. b.
CO_2	—	—	0·2	—	0·2	—
H_2O	8·6	7·2	10·2	8·9	n. b.	n. b.
	99·6	99·8	99·8	100·1		

*) Vollanalysen wurden von den Proben 101, 104, 105 und 108 gemacht, während von den Proben 112 und 109 nur das CaO und die Alkalien bestimmt wurden. Bei den letzten zwei Proben interessierte nur der Kalk und der Illitanteil.

10 b) Quantitativer Mineralbestand in Mol.-Gew.-%

Probe	101	104	105	108
Albit	2·1	0·5	2·1	0·7
Illit	22·2	15·4	37·2	31·5
Chlorit	9·3	5·8	—	8·9
Kaolinit	21·9	40·8	12·4	10·3
Ilmenit	0·5	0·4	0·6	0·5
Hämatit	2·1	1·7	1·4	2·8
Quarz	41·9	35·4	45·9	45·3
Kalzit	—	—	0·4	—
		100·0	100·0	100·0

10 c) Kalzitgehalte

Probe Nr.	Kalzit %
105	0·4
107	0·8
113	0·3
112	0·4

10 d) Röntgenographisch ermittelter Mineralbestand

Probe Nr.	Qu	Il	Ka	Chlo	Kalz	Fsp	Glau	Hybio	Sid
101	HM	HM	HM	NM	—	+	+	+	—
102	HM	HM	HM	NM	—	+	+	+	—
103	HM	HM	HM	NM	—	+	—	+	—
104	HM	HM	HM	NM	—	+	+	—	—
105	HM	HM	HM	+	+	+	—	—	—
106	HM	HM	HM	—	—	+	+	—	—
107	HM	HM	HM	—	+	+	+	+	—
108	HM	HM	HM	+	—	+	+	+	—
113	HM	NM	HM	NM	+	+	—	—	+
112	HM	HM	HM	NM	+	+	—	—	—
111	HM	HM	HM	+	—	+	+	—	—
110	HM	HM	HM	+	—	+	+	—	—
109	HM	HM	HM	+	—	+	+	+	—

Die dichten Dolomitbänkchen (Dolosparit) bestehen aus Dolomit und Kieselsubstanz (röntgenographisch nachgewiesen). Eine Analyse der vererzten Partien ergab folgendes Resultat:

Chemische Analyse:	
SiO_2	43·7
Fe_2O_3	21·7
Al_2O_3	5·4
TiO_2	0·2
MnO	12·5
CaO	3·5
MgO	2·0
K_2O	0·6
Na_2O	1·3
Glühv.	9·4
	100·4%

Röntgenanalyse: Hämatit
Quarz
Muskovit

Agglutinierende Foraminiferen

W. Grün

Taf. 5, 6, Tab. 11

Mit Recht wird agglutinierenden Foraminiferen nur ein geringer stratigraphischer Leitwert zugeschrieben. Soweit planktonische Foraminiferen oder andere, weltweit korrelierbare Fossilien vorliegen, werden Sandschaler nur mehr der Vollständigkeit wegen angeführt. Für Flyschsedimente ist es jedoch charakteristisch, daß gerade weltweit korrelierbare Leitformen fehlen und nur agglutinierende Foraminiferen eine bescheidene Möglichkeit bieten, diese lithologisch meist einheitlichen Turbiditserien stratigraphisch zu gliedern.

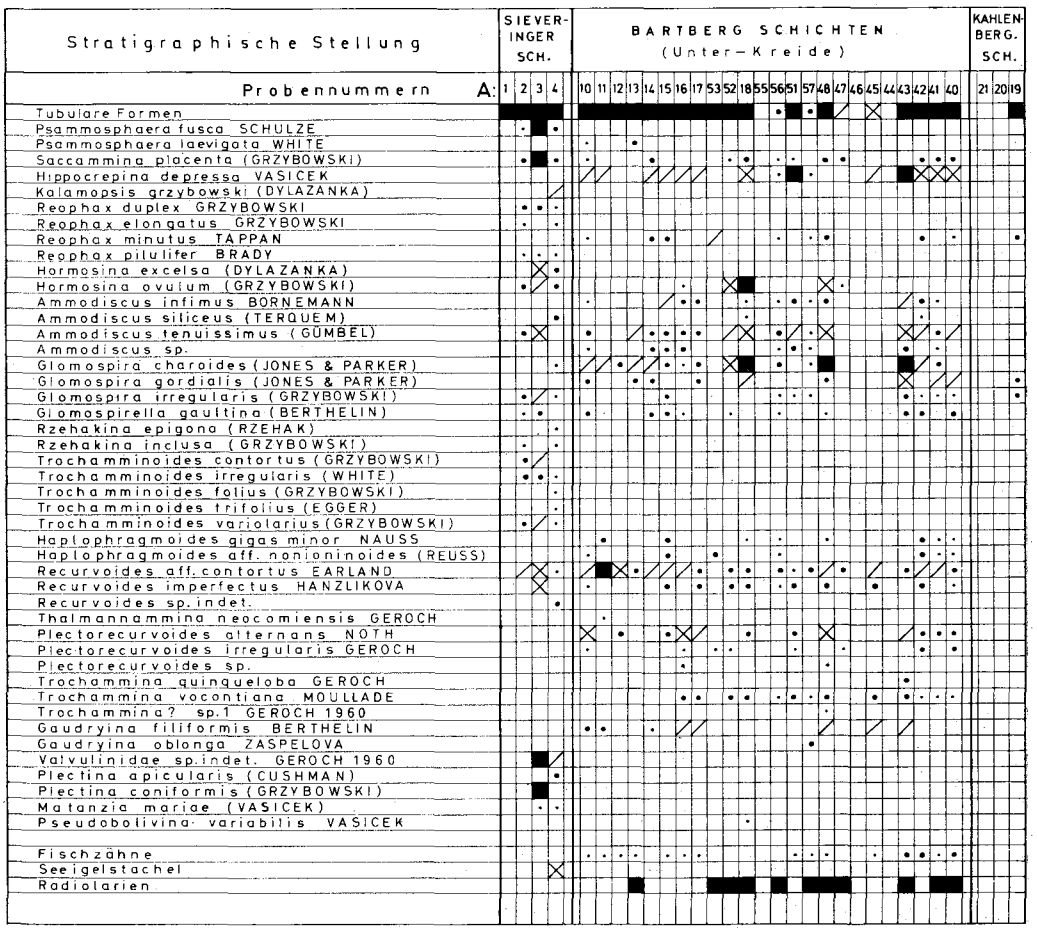
So ist es unter der Annahme, daß bestimmte Biofazieszonen in einem einheitlichen Flyschbecken von stratigraphischer Beständigkeit sein können, wahrscheinlich, daß auch bestimmte Sandschaler-Assoziationen horizontbeständig und somit stratigraphisch leitend sind. Dies kann selbstverständlich nur für einen eng begrenzten Bereich gelten, wie etwa für gewisse Anteile der alpin-karpatischen Flyschzone. Auf dieser Basis wurden große Teile oberkretazisch-alttertiärer Sedimente der polnischen und auch tschechoslowakischen Flyschzone bis heute mit Erfolg zeitlich eingestuft.

Der Bearbeitung von agglutinierenden Foraminiferen aus Flyschsedimenten wird daher auch weiterhin wesentliche Bedeutung zukommen. Sie werden umsomehr in den Mittelpunkt des Interesses treten, wenn ihr ökologischer Aussagewert auf Grund

von Untersuchungen an rezenten Faunen voll erkannt sein wird. Erste Schritte wurden in dieser Hinsicht bereits vor längerer Zeit gemacht (RZEHAK 1887, 1895; NOTH 1912; GLAESSNER 1937; HILTERMANN 1943; POKORNY 1949).

Im Gegensatz zu den Bartbergschichten beim Bartberg selbst führen die Sedimente des Halterbachtales arten- und individuenreichere Sandschalerfaunen (Tab. 11). Sie enthalten neben den üblichen Durchläuferformen auch einige Arten, deren Einsetzen zumindest im Bereich des alpin-karpatischen Flysches ungefähre stratigraphische Einstufungen zulassen. Nach S. GEROCH (1966) können die Unterkreidesedimente der polnischen Flyschgebiete durch typische Mikrofaunen in 6 Zonen unterteilt werden. So sind die Teschener Kalke des Berriasien durch das Erstauftreten von *Pseudoreophax cisnovnicensis* GEROCH und *Trochammina quinqueloba* GEROCH charakterisiert. Es folgen die Oberen Teschener Schiefer des Valanginien mit *Verneuilinoides neocomiensis* (MJATLIUK) sowie die Grodischter Schichten (Hauterivien) mit *Marssonella hauteriviana* MOULLADE, *Gaudryina oblonga* ZASPELOVA und *Hippocrepina depressa* VASICEK. Mit dem Barrêmien der Wernsdorfer Schichten setzen eine Reihe von Arten ein. Unter

Die AGGLUTINIERENDEN FORAMINIFEREN vom Halterbachtal westl. von Wien



Tab. 11: Die artliche Verbreitung agglutinierender Foraminiferen im Profil durch das Halterbachtal.

anderem *Reophax minutus* TAPPAN, *Pseudobolivina variabilis* (VASICEK), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) und *Gaudryina filiformis* BERTHELIN. Innerhalb des unteren Albien, mit Beginn der Elgoter Schichten treten auch die beiden wichtigen Arten *Recurvoides imperfectus* HANZLIKOVA und *Plectorecurvoides alternans* NOTH erstmals auf. *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS wird in Polen erst im oberen Albien der obersten Elgother Schichten gefunden.

Demnach müßten die Unterkreideschichten des Halterbachtales durchwegs ins obere Albien eingestuft werden, da *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS bereits in den stratigraphisch tiefsten Proben auftritt. Die Ergebnisse der Nannoplankton- und Pollenuntersuchungen zeigen jedoch, daß zumindest der nördlichste Teil des Profils unteres Albien sein muß.

Völlig anders sind natürlich die Faunen aus den südlich angrenzenden Sieveringer Schichten. Zahlreiche Arten treten hier auf, die aus der Unterkreide nicht bekannt sind. Mit *Hormosina excelsa* (DYLAZANKA) und *Matanzia mariae* (VASICEK) sind sogar 2 Arten vertreten, die für oberes Maastricht sprechen.

Die Proben aus den Kahlenberger Schichten erwiesen sich leider als nahezu fossilleer.

Es folgt eine kurze Beschreibung einiger typischer Unterkreide-Arten. Ansonsten sei auf die Arbeiten S. GEROCH (1966), P. FAUPL, W. GRÜN et al. (1970) und W. GRÜN (1970) verwiesen.

Tubulare Formen

Dazu zähle ich im vorliegenden Material alle röhrenförmigen Gehäuse ob verzweigt oder unverzweigt, gerade oder gebogen, grob oder fein agglutiniert, mit oder ohne Verdickungen oder Einschnürungen, mit ein- oder mehrschichtiger Gehäusewand, unabhängig von der Art und Anordnung des Agglutinationsmaterials, sowie unabhängig von Länge, Durchmesser und Art des Querschnittes, soweit sie nicht eindeutig zu den Arten *Hippocrepina depressa* VASICEK und *Kalamopsis grzybowskii* DYLAZANKA gezählt werden können und sofern sie nicht durch das Vorhandensein anderer charakteristischer Merkmale eindeutig auf Art oder Gattung bestimmbar sind.

Überfamilie: Ammodiscacea REUSS 1862

Familie: Astrorhizidae BRADY 1881

Unterfamilie: Hippocrepininae RHUMBLER 1895

Genus: *Hippocrepina* PARKER 1870

Hippocrepina depressa VASICEK 1947

(Taf. 5, Fig. 1—5)

1947 *Hippocrepina depressa* n. sp. — VASICEK, Vestnik UUG., *22*, S. 243, Taf. 1, Fig. 1, 2, Kreide, Karpaten.
1950 *Hippocrepina depressa* VASICEK — VASICEK, Sbornik UUG., *17*, Taf. 1, Fig. 5; Taf. 2, Fig. 2, Kreide, Karpaten.
1957 *Hippocrepina depressa* VASICEK — HUSS, Acta geol. Pol., *7*, Taf. 1, Fig. 2 (3), Aptien, Karpaten.
1959 *Hippocrepina depressa* VASICEK — GEROCH, Pal. Zeitschr., *33*, Taf. 12, Fig. 15, 16, Barrêmien — Albien, Karpaten.
1960 *Hippocrepina depressa* VASICEK — GEROCH, Biul. Inst. Geol., *153*, Taf. 6, Fig. 1, Barrêmien — Albien, Karpaten.

Die röhrenförmige Kammer ist seitlich stark abgeflacht, gerade oder leicht gebogen. Der Durchmesser der Röhre nimmt anfänglich stark zu, sodaß die beiden Seiten einen Winkel bis zu 25° einschließen können. Im adulten Stadium ist kein wesentlicher

Größenzuwachs mehr zu erkennen. Einschnürungen in unregelmäßigen Abständen dürften auf postmortale Verdrückung zurückzuführen sein. Die Gehäusewand ist dünn, durchscheinend und besteht aus feinem, kieseligem Zement. Die Oberfläche ist glatt und glänzend.

Länge: 0·5—0·9 *mm*; Breite: 0·2—0·5 *mm*; Dicke: 0·07—0·15 *mm*.

Familie: Ammodiscidae Reuss 1862

Unterfamilie: Ammodiscinae Reuss 1862

Genus: *Ammodiscus* Reuss 1862

Ammodiscus sp. cf. *infimus* Bornemann 1874

(Taf. 5, Fig. 8—12)

Das freie Gehäuse besteht aus einer ungeteilten, planspiral aufgerollten Röhre, wobei die letzte Windung die vorhergehenden bisweilen stark übergreifen kann. Der Umriß in der Windungsebene ist immer langgestreckt elliptisch. Die Schale ist grob agglutiniert, die Oberfläche ist rauh. Das weite offene Ende der Röhre bildet die Apertur.

Diese Form stellt im vorliegenden Material ein charakteristisches und leicht erkennbares Faunenelement dar. Durch den flach elliptischen Querschnitt unterscheidet sie sich von der Art *Ammodiscus infimus* (Bornemann 1874, S. 725, Taf. 18, Fig. 4—7; Taf. 19, Fig. 8). Da aber nicht eindeutig geklärt werden kann, ob diese Gestalt postmortal entstanden ist, erscheint eine artliche Abtrennung problematisch.

Größter Durchmesser: 0·7—1·2 *mm*; kleinster Durchmesser: 0·4—0·7 *mm*; Durchmesser des Röhrenendes: 0·2—0·35 *mm*.

Überfamilie: Lituolacea De Blainville 1825

Familie: Lituolidae De Blainville 1825

Unterfamilie: Haplophragmoidinae Maync 1952

Genus: *Haplophragmoides* Cushman 1910

Haplophragmoides gigas minor Nauss 1947

(Taf. 6, Fig. 1—3)

1947 *Haplophragmoides gigas minor* n. var. — Nauss, J. Paleont., *21*, S. 338, Taf. 39, Fig. 10, Cenomanien, Alberta, Kanada.

1959 *Haplophragmoides* cf. *gigas minor* Nauss — Geroch, Pal. Zeitschr., *33*, 1/2, S. 117, Taf. 12, Fig. 19, Albien, Karpaten.

1966 *Haplophragmoides gigas minor* Nauss — Geroch, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, S. 441 (465), Fig. 10 (1—3), Albien — Cenomanien, Karpaten.

Gehäuse frei, involut, von linsenförmiger Gestalt. Die letzte Windung besteht aus 7—8 Kammern, deren sichelförmig geschwungene Suturen leicht vertieft sind. Der Umbilicus ist sehr eng und meist tief. Die Peripherie zeigt bisweilen einen stumpfen, abgerundeten Kiel. Die Wand ist mittelkörnig agglutiniert, vereinzelt sind Schwamm-Spiculae eingebaut. Die Oberfläche ist glatt bis leicht rauh. Diagenetische Vorgänge führten zu postmortaler Deformation der meisten Gehäuse. Apertur konnte an keinem Gehäuse eindeutig bestimmt werden, doch sprechen alle anderen Merkmale für die Zuordnung zu *H. gigas minor*.

Durchmesser: 0·6—0·8 *mm*.

Haplophragmoides aff. *nonioninoides* (REUSS 1863)

1960 *Haplophragmoides* cf. *chapmani* CRESPIN — GEROCH, Biul. Inst. Geol., *153*, S. 50 (95, 127), Taf. 5, Fig. 9, Barrêmien — Albien, Karpaten.
1965 *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) — HANZLIKOVA, Sbornik Geol. Ved., Pal., *5*, S. 38, Fig. 7, Albien, Karpaten.
1966 *Haplophragmoides* aff. *nonioninoides* (REUSS) — GEROCH, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, 4, S. 440, (464), Fig. 9 (1—19); Fig. 11 (1 a—e), Barrêmien — Albien, Karpaten.

Das freie Gehäuse ist mehr oder weniger planspiral aufgerollt. Querschnitt in der Windungsebene rund, elliptisch, z. T. auch unregelmäßig deformiert, Querschnitt in der Windungsachse nahezu rechteckig, Peripherie breit, gerundet. 6—8 Kammern in der letzten Windung mit meist deutlichen, eingesenkten Suturen. Größe der einzelnen Kammern leicht zunehmend, bisweilen auch leicht unregelmäßig. Kammern immer mehr breit als lang. Umbilicus weit und meist tief. Die einfache Apertur ist an der Basis der letzten Kammer oder knapp darüber. Die Wand ist mittelkörnig agglutiniert, die Oberfläche feinrauh.

Diese Form wurde in ihrer ganzen Variationsbreite von S. GEROCH (1966) beschrieben und abgebildet.

Durchmesser: 0·4—0·7 *mm*; Breite: 0·25—0·35 *m*.

Familie: Trochamminidae SCHWAGER 1877

Unterfamilie: Trochammininae SCHWAGER 1877

Genus: *Trochammina* PARKER & JONES 1859

Trochammina vocontiana MOULLADE 1960

(Taf. 6, Fig. 7—11)

1960 a *Trochammina concava* CHAPMAN, 1892 var. *vocontiana*, n. var. — MOULLADE, Rev. Micropal., *2*, 4, S. 200, Taf. 1, Fig. 1, 2, 3, Aptien — Albien, Frankreich.
1960 b *Trochammina vocontiana* MOULLADE nom. nov. — MOULLADE, Rev. Micropal., *3*, 2, S. 134, Taf. 1, Fig. 6, 7, 10, 11, 12, 15, 16, Unterkreide, Frankreich.
1966 *Trochammina vocontiana* MOULLADE — GEROCH, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, S. 450, Fig. 14 (5—12), Unterkreide, Karpaten.

Das mehr oder weniger feinsandige Gehäuse ist planspiral, symmetrisch und flachgepreßt. Beide Seiten sind involut, wobei die Dorsalseite etwas mehr evolut erscheinen kann. Nur der letzte Umgang ist sichtbar und zeigt 5 deutlich an Größe zunehmende Kammern. Die letzte Kammer ist deutlich die größte. Nabel ist nicht oder nur sehr undeutlich ausgebildet. Suturen gut sichtbar und oft vertieft. Mündung ist kaum zu erkennen.

Abweichend von dieser Beschreibung können nach MOULLADE (1960 a) noch Formen auftreten, die mehr asymmetrisch sind und somit einen deutlicheren Umbilicus zeigen. Weiters können bei mehr juvenilen Formen nur 4 Kammern in der letzten Windung sichtbar sein. Ganz selten sind Exemplare mit 6 Kammern.

Familie: Ataxophragmiidae SCHWAGER 1877

Unterfamilie: Verneuilininae CUSHMAN 1911

Genus: *Gaudryina* d'ORBIGNY 1839

Gaudryina filiformis BERTHELIN 1880

(Taf. 6, Fig. 4—6)

1880 *Gaudryina filiformis* n. sp. — BERTHELIN, Mém. Soc. Géol. France, Ser. 3, *1*, No. 5, Albien, Frankreich.
1966 *Gaudryina filiformis* BERTHELIN — GEROCH, Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, Fig. 12 (11, 12), Apt — Turon, Karpaten.

Das triseriale Stadium dieser Art ist relativ kurz und wird von einem deutlichen Übergangsstadium gefolgt. Der biseriale Teil nimmt meist mehr als die halbe Länge des schlanken Gehäuses ein. Die Suturen sind zumindest im biserialen Abschnitt tief und gut zu erkennen. Die Gehäusewand ist mittelkörnig agglutiniert und läßt bisweilen die letzte Kammerlumina durchscheinen. Die Oberfläche ist rauh. Die Apertur liegt knapp an der Basis der letzten Kammer.

Länge: 0·6—0·8 *mm*; Durchmesser: 0·12—0·20 *mm*.

Nannofossilien aus den Bartbergschichten

G. Lauer

Die Nannoflora

Aus dem Schichtkomplex, der sich im Halterbachtale zwischen den Aufschlüssen der Sieveringer Schichten und den tektonisch überlagernden Kahlenberger Schichten befindet, wurden 48 Proben auf Nannofossilien untersucht (siehe Detailprofil, Beilage 4). Alle waren bedauerlicherweise völlig steril. Der Grund für diese Tatsache kann nun sowohl in sekundären Faktoren, wie kalklösende Zirkulationen, metallischer Oxydation oder anderen chemischen Prozessen zu suchen, oder primärer Natur sein. Obwohl auch gewisse Indikatoren für chemische, postdiagenetische Vorgänge, wie die stellenweise Anreicherung von oxydischen Erzen vorhanden sind, lassen doch die Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen eine primäre Absenz des Nannoplanktons wahrscheinlich erscheinen. Es dürfte ein relativ küstennahes Sediment mit stark klastischem Einfluß vorliegen, wo auch eine intensivere Verunreinigung durch Süßwasser keineswegs auszuschließen ist. Kalkflagellaten sind vollmarines Plankton und daher in derartigem Milieu primär schwer zu erwarten.

Nichtsdestoweniger existiert doch aus dem nunmehr verbauten Teil des Halterbaches, etwa 100 *m* südöstlich der Rieglerhütte eine von Brix (1961) beschriebene Probe (150/5, siehe Beilage 4). Durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Ing. F. Brix und Herrn Dr. H. Stradner, der die Probe seinerzeit untersuchte, konnte das Originalmaterial einer Neubearbeitung unterzogen werden. Sie enthält Nannofossilien in nicht übermäßig hohem Reichtum und eher geringer Erhaltungsqualität. Es konnten jedoch 1000 Exemplare ausgezählt werden, woraus sich die folgende Verteilung der Formtypen ergab:

Apertapetra pemmatoides (Deflandre)	12
Markalius inversus Bramlette & Martini	2
Watznaueria barnesae (Black)	381
Watznaueria communis Reinhardt	132
Cretarhabdus conicus Bramlette & Martini	14
Cretarhabdus crenulatus Bramlette & Martini	77
Deflandrius columnatus Stover	8
Parhabdolithus embergeri (Noel)	48
Parhabdolithus angustus Stradner	6
Vagalapilla imbricata (Gartner)	32
Zygodiscus elegans Bukry	17
Rhagodiscus asper (Stradner)	19
Rhagodiscus plebejus Perch Nielsen	21
Braarudosphaera discula Bramlette & Martini	20
Braarudosphaera obtusa (Stradner)	7
Thoracosphaera sp.	26
Nannoconus steinmanni Kamptner	91
Nannoconus wassalli Bronnimann	32
Nannoconus colomi De Lapparent	4
Nannoconus bucheri Bronnimann	16
Nannoconus truitti Bronnimann	24
Lithastrinus floralis Stradner	11
Ausgezählte Gesamtzahl	1000

Die Flora ist charakteristisch gekennzeichnet durch einen hohen Prozentsatz an Nannoconen. Die Formen *Nannoconus wassalli*, *Nannoconus truitti* und *Nannoconus bucheri* geben besonders durch ihr reichliches Auftreten einen deutlichen Altershinweis auf Apt-Alb (BRONNIMANN 1955). Darüber hinaus ist aus allen bestehenden Angaben das Auftreten des Genus *Deflandrius* BRAMLETTE & MARTINI erst ab dem Alb bekannt. In ähnlicher Weise ist das Erstauftreten der Form *Parhabdolithus angustus* STRADNER nicht älter als Alb zu erwarten. Durch diese Faktoren wird die Alterseinstufung der Flora auf Alb eingeengt. Die Möglichkeit von jüngerer Stellung ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auszuschließen, da im Cenoman eine Reihe von sehr charakteristischen Formen, wie besonders die *Eiffelithaceae* hinzutreten. Derartige Typen würden in einer Nannoflora von vorliegendem Individuenreichtum unbedingt enthalten sein. So ist mit ziemlicher Sicherheit ein Alter von Alb, vielleicht sogar höherem Alb, anzunehmen.

Vergleich zur Nannoflora aus der Unterkreide der Nordzone

Auf der Verteilungstabelle der Floren vom Tulbingerkogel (siehe Tab. 5) fällt sofort die Zone II mit dem reichlichen Auftreten von Nannoconen als augenfällige Parallele auf. Nun ist zwar über die Natur des Genus *Nannoconus* KAMPTNER noch nichts Endgültiges bekannt, eine gewisse Faziesabhängigkeit scheint jedoch weitgehend erwiesen zu sein (BRONNIMANN 1955). So ist, wie auch an betreffender Stelle erwähnt, die Massenverteilung der Nannoconen nur lokal, in demselben Schichtglied mit gewisser Sicherheit anzuwenden. Allerdings ist nun ein Hinweis gegeben, daß die allgemeinen Milieuverhältnisse, die in Zone II der Wolfpassinger Schichten geherrscht haben, auch für die Probe (BRIX 150/5) aus dem Halterbachtale anzunehmen ist, wobei die altersmäßige Relation zunächst noch nicht ganz genau festgelegt werden kann.

Im übrigen Fossilinhalt können wir dem Vorhandensein von *Deflandrius columnatus* STOVER zunächst entnehmen, daß die Probe erst ab dem oberen Teil der Zone II des Profiles vom Tulbingerkogel zuordenbar wäre. *Lithastrinus floralis* STRADNER und die eigenartigen Fragmente von *Thoracosphaera* sp. sind jedoch am Tulbingerkogel erst ab Zone III zu finden. Weiterhin ist die Ablöse der charakteristischen Zygodiscus-Formen vom Tulbingerkogel durch *Zygodiscus elegans* BUKRY — ein in der Oberkreide häufiger Typ — sowie das Auftreten von *Parhabdolithus angustus* STRADNER als erwägbarer Indikator dafür aufzufassen, daß wir uns hier vielleicht um weniges höher als das aufgenommene Profil in der Nordzone befinden.

Da nun die höchsten Proben vom Tulbingerkogel auf Grund der palynologischen Ergebnisse auf unteres Alb weisen, ergibt sich ein weiterer Anhaltspunkt für die Annahme von höherem Alb in der Probe (BRIX 150/5) aus dem Halterbachtale.

Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen

Von O. ČORNA

Abb. 9—11, Taf. 7—22

Die ausführlichere Darlegung der palynologischen Untersuchungen mit erforderlicher Bilddokumentation erfolgt im Abschnitt 3. Hier sollen nur die stratigraphischen Ergebnisse kurz dargelegt werden.

Für eine Einstufung der untersuchten Proben in das Albien sprechen folgende Kriterien:

1. Sporen

Stetiges Absinken der ausgesprochenen Apt-Formen *(Trubasporites, Clavifera)* und ständiges Ansteigen der typischen Formen des Alb *(Corrugatisporites toratus, Welwitchiapites pseudodorogensis*, Sporen *Polypodiaceae, Appendicisporites stylosus)*.

2. Pollen

Kein Vorkommen von *Eucommiidites minor*, stetiges Absinken von *Phyllocladidites* und *Parvisaccites* bis zu deren völligem Verschwinden.

3. Mikroplankton

Vom Apt zum Cenoman stetige Zunahme neuer Arten, die charakteristisch für jüngere Gesteine sind (*Litosphaeridium siphoniphorum, Callaiosphaeridium asymmetricum, Systematophora shindewolfi, Hystrichosphaeridium stellatum, H. deanei, Apteodinium grande* u. a. m.).

III. Palynologische Studien und Nannofossilien

Ergebnisse der palynologischen Untersuchungen von Schichten der Unterkreide in der Flyschzone des Wienerwaldes

O. Čorna

Abb. 9—11, Taf. 7—22

Allgemeines

Zur Gewinnung palynologischen Materials wurden insgesamt 45 Proben mazeriert. Von 30 positiven Proben wurde für das Studium reiches Material gewonnen, aus dem im ganzen 270 Arten an Mikrofossilien (Sporen, Pollen und Mikroplankton) bestimmt wurden. Solch ein an beiden palynologischen Mikrofossilien reiches Material ist selten. Auf Grund der gewonnenen Mikrofossilien konnten klare Schlüsse über die Stratigraphie der Sedimente gezogen werden. Die Ergebnisse der auf Grund des Sporen-Pollenkomplexes (150 Arten) und der bestimmten 60 Arten von Mikroplankton festgestellten Abänderung werden in diesem vorläufigen kurzen Bericht wiedergegeben.

Die Koordinierung der Sedimente auf Grund palynologischer Studien wird verhältnismäßig häufig für Gesteine jeden Alters erfolgreich angewandt. Insbesondere gilt dies für das Paläozoikum. In Europa vermehren sich in letzter Zeit Studien im Mesozoikum.

Die Verarbeitung der Kreidesedimente durch Mazeration von den im Wienerwald entnommenen Proben bot reiches und vielfältiges Material von Mikrofossiliengruppen, die sich dank einer einheitlichen chemischen Struktur in einem gemeinsamen Präparat befinden. Es sind dies Sporen und Pollen von Pflanzen sowie Gruppen von Meeresorganismen (Dinoflagellata).

In diesem Bericht wird bloß eine Zusammenfassung der erzielten Ergebnisse, insbesondere in stratigraphischer Hinsicht, wiedergegeben, da der Reichtum des beobachteten Materials ein separates Studium mit eingehender Beschreibung des gesamten palynologischen Komplexes an Mikrofossilien erfordert. Es ist beabsichtigt, sich mit dieser Frage in einer künftigen Publikation zu befassen, welche eine systematische Bearbeitung einschließen soll.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Univ.-Prof. Dr. Andrusov für dessen wertvolle Ratschläge danken sowie der Arbeitsgruppe Wienerwaldflysch. Weiters bin ich meiner Mitarbeiterin, E. Kalicakova, welche mir in ihrer Freizeit half, das Material technisch zu verarbeiten, großen Dank schuldig.

Arbeitsmethodik

Dem Terrain frisch entnommenes Material aus Aufschlüssen der beiden Profile, die in Abb. 1 angeführt sind, wurde möglichst bald, und dies auf mehrere Arten mazeriert: Das gewaschene, nicht zerkleinerte Material wurde mit 10—15%iger HCl unter Zugabe einiger Tropfen H_2O_2 versetzt; sandiges Material hingegen in 44%iger HF

(kalt) ebenfalls unter Zugabe einiger Tropfen H_2O_2. Der weitere Arbeitsverlauf war wie folgt: Karbonat-Material wurde nach dem Waschen dem Einfluß einer kalten Sodalösung ausgesetzt (das Sieden in einer Na_2CO_3-Lösung erwies sich als zu drastisch).

Das sandige (Silikat)-Material wurde drei- bis viermal mit einer 5—10%igen heißen Salzsäurelösung gewaschen und ebenfalls dem Einfluß einer kalten und heißen Sodalösung ausgesetzt. Nach dem drei- bis viertägigen Dekantieren (alle 2½ Stunden) waren viele Proben bereits derart aufgeschlossen, daß Schwereflüssigkeit angewendet werden konnte. Versucht wurde auch die Anwendung anderer geläufiger Methoden, die häufig appliziert werden, wie z. B. das Kochen in HF, Azetolyse, kräftige Oxydation, langes Mazerieren in kalter Flußsäure u. a. m. Es zeigte sich bei allen Proben, daß die erfolgreichste Methode die des vorsichtigen Einflusses verschiedener Reagenzien in kaltem Zustand war.

Die besten Ergebnisse wurden bei folgendem Arbeitsverlauf erzielt: Die Anwendung von kalter 10—20%iger HCl unter ständigem Dekantieren des gelösten Materials in einen Ersatzbecher, die Anwendung von HF, kalt (ebenfalls mit Dekantieren des aufgelösten Materials), Waschen in heißer 10%iger HCl, Einfluß von pulverförmiger Soda (15 g auf 100 g Rückstand) und drei- bis viertägiges Dekantieren der feinen Tonteilchen.

Sodann wurde das Material 3—4 Tage kalt in schwachem Oxydationsmilieu ($KClO_3$+wenige Tropfen HCl+30%ige HNO_3) oxydiert.

Schwereflüssigkeit wurde in jedem Falle verwendet. Angewendet wurde CdJ_2 der Dichte 2·2—2·6.

Das Material wurde in Glyzerin gebracht; ständige Präparate wurden in Glyzerin-Gelatine eingegossen. Von jeder Probe wurden zwecks statistischer Auswertung drei Präparate angefertigt. Das Material befindet sich im Palynologischen Laboratorium des Geologischen Instituts der Slowakischen Akademie der Wissenschaften (SAV).

Die palynologischen Ergebnisse

Die Erhaltung des Materials: Obzwar in den Präparaten gewöhnlich viele Reststücke vorhanden waren, waren viele von ihnen korrodiert oder zeigten nicht unterscheidbare morphologische Merkmale. Deshalb war es notwendig, von jeder Probe mindestens 10—15 Präparate mikroskopisch zu studieren, um eine möglichst große Anzahl an Arten zu gewinnen.

System der Materialbestimmung: Die Sporen und Pollen der Pflanzen wurden nach dem System Potonie & Kremp (1954) sowie nach der Synopse Potonie (1956, 1958, 1960) und nach dem revidierten System Dettmann (1963) bestimmt und beschrieben. *Acritarcha* und *Dinoflagellata* wurden nach dem Internationalen Kode der botanischen Nomenklatur, wie dies Downie, Williams & Sarjeant (1961) vorschlagen, bestimmt. Alle weiteren Regelungen von Klassifikation und Nomenklatur, die in der Arbeit von Downie, Evitt & Sarjeant (1963), Davey, Williams, Sarjeant & Downie (1966) angeführt wurden, mußten bei der Bestimmung der Mikroplanktonarten in Erwägung gezogen werden.

Die palynologische Charakteristik des studierten Materials

Von den 45 Proben, die im Laboratorium mazeriert wurden, sind 30 überaus reich an Sporen, Pollen und Mikroplankton sowie an Mikroforaminiferen und Tasmanites. Überall waren als Hauptbestandteil des gewonnenen Materials Farnsporen, Pollen von Coniferae und im Anteil des Mikroplanktons hauptsächlich Dinoflagellata vorhanden; einen überaus hohen prozentuellen Anteil bilden *Oligosphaeridium complex* und verschiedene Arten der Gattung *Gonyaulacysta*. Fast in jeder Probe sind verschiedenartige Formen von *Tasmanites* und chitinozoer Mikroforaminifera vorhanden.

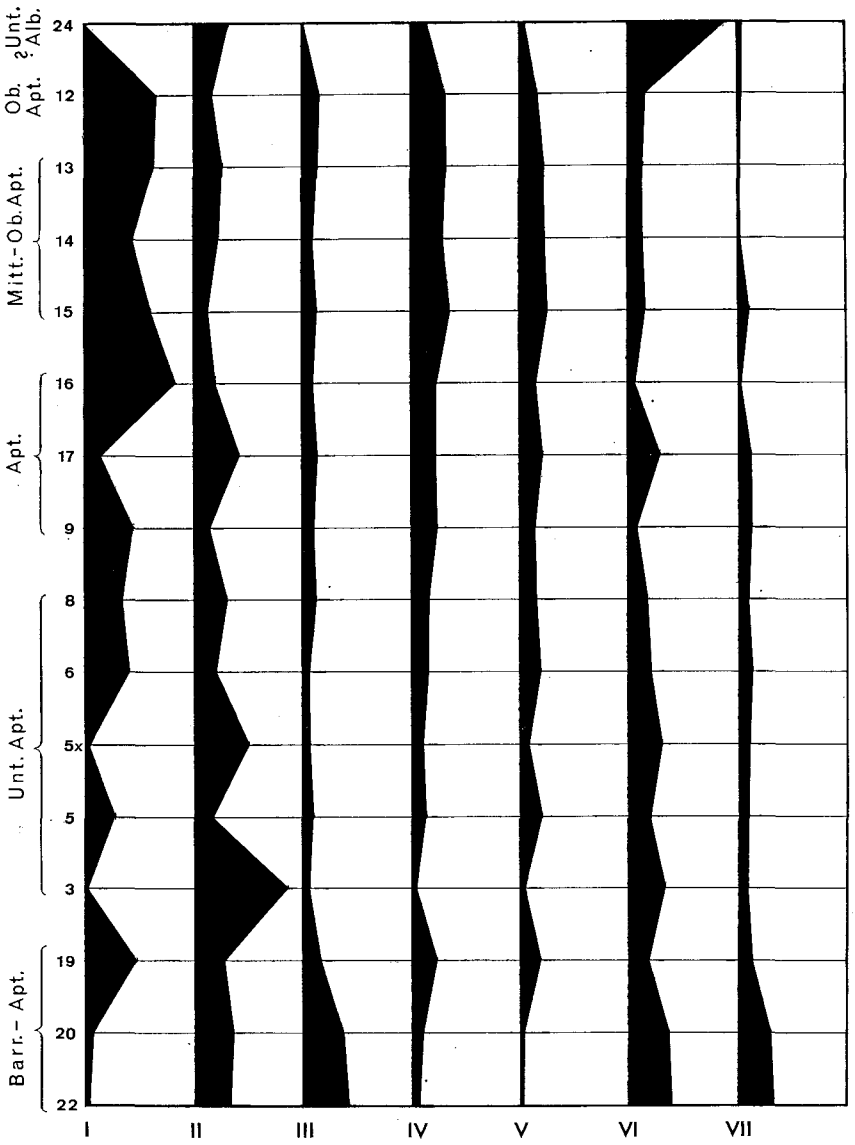


Abb. 9: Diagramm der Prozentverhältnisse verschiedener Gruppen von Mikrofossilien im Profil „Passauerhof":

I: Mikroplankton.
II: Laevigate Sporen.
III: Schizaeaceen.
IV: Gleicheniaceen.
V: Parvisaccites.
VI: Gewöhnliche Koniferen.
VII: Tsugaepollenites.

Auf Grund des gewonnenen reichen Materials ist es gelungen, die Sedimente in Subzonen zu gliedern, und es scheint, daß die Schichtenfolge den Zeitraum vom Barrême bis zum Alb-Cenoman umfaßt.

Das Klima war im Apt tropisch feuchtwarm und im Verlaufe des Alb weniger feucht und weniger warm. Auf Grund des Vorkommens von Mikroplankton sowie auch anderer Mikrofossilien kann geschlossen werden, daß die Meerestiefe und die Küstenstriche in ständiger Bewegung waren.

Die wichtigsten stratigraphischen und faziellen Schlußfolgerungen werden in den Abb. 9—11 wiedergegeben. (Abb. 11 zeigt die stratigraphische Verbreitung der Mikrofossilien); in 16 Tafeln gelangen 150 Arten der wichtigsten Mikrofossilien zur Abbildung.

Beschreibung der einzelnen Subzonen

1. Subzone *Tsugaepollenites* (Barrême-Apt). Probe 19, 20, 22.

Sporen und Pollen: In dieser Subzone herrschen Pollen *Tsugaepollenites* (verschiedene Unterarten) vor, in den Proben 22 und 20 bis zu 30%, in Probe 19 bis 15%. Außerdem sind viele große, grobskulpturierte Sporen der Gruppe *Cicatricosisporites* (wahrscheinlich *Cicatricosisporites* cf. *potomacensis*, *C. sternum*, *C. magnus*) vorhanden. Die Sporen des Farns *Lygodium (Pilosisporites* und *Verrucosisporites)* sind stets in größerer Anzahl vorhanden; *Gleicheniidites* sind in geringer Menge, 4—5%, zugegen.

Mikroplankton: Die Proben 20 und 22 haben fast keine Mikrofossilien der Gruppe *Dinoflagellata*, außer einzelnen Formen schwachentwickelter und schlechterhaltener *Gonyaulacysta*. Probe 19 wird durch das Vorherrschen von Mikroplankton, hauptsächlich verschiedener *Hystrichosphaerides (Oligosphaeridium complex)* charakterisiert. In großer Menge kommen *Callaiosphaeridium assymetricum* (kleine, schwach entwickelte Formen) vor.

2. Subzone laevigater Sporen. (? Unter-Apt), Probe 3, 3×, 5, 5×, 6, 8.

Diese Subzone sollte vom faziellen Standpunkt in zwei Gruppen geteilt werden. Die Proben 3, 3×, 5 haben nur laevigate Sporen, wobei Deltoidosporen vorherrschen. Die Proben 5×, 6 und 8 sind reich an Mikroplankton.

Sporen und Pollen. Eine große Anzahl laevigater Sporen ist durch folgende Arten vertreten: *Biretisporites potoniaei*, *Deltoidospora* (verschiedene Arten), *Todisporites minor*, *Dictyophyllidites harrisii; Gleicheniidites* sind selten in den Proben 3, 3×, 5 (vereinzelte Arten) und häufig in Probe 8 (hier beginnt ein häufiges Vorkommen von *Clavifera triplex*). Insgesamt kommen in diesem Material Sporen, ähnlich jenen der *Triplanisporites*, in großer Anzahl vor.

Mikroplankton: Vereinzelt kommt *Gonyaulacysta*, häufig *Cligospaeridium complex* vor.

3. Subzone der *Mikroforaminifera* (Apt). Probe 9.

Gänzlich vereinzelte Erscheinung; Hauptbestandteil der Mikrofossilien sind Mikroforaminifera (zirka 80%).

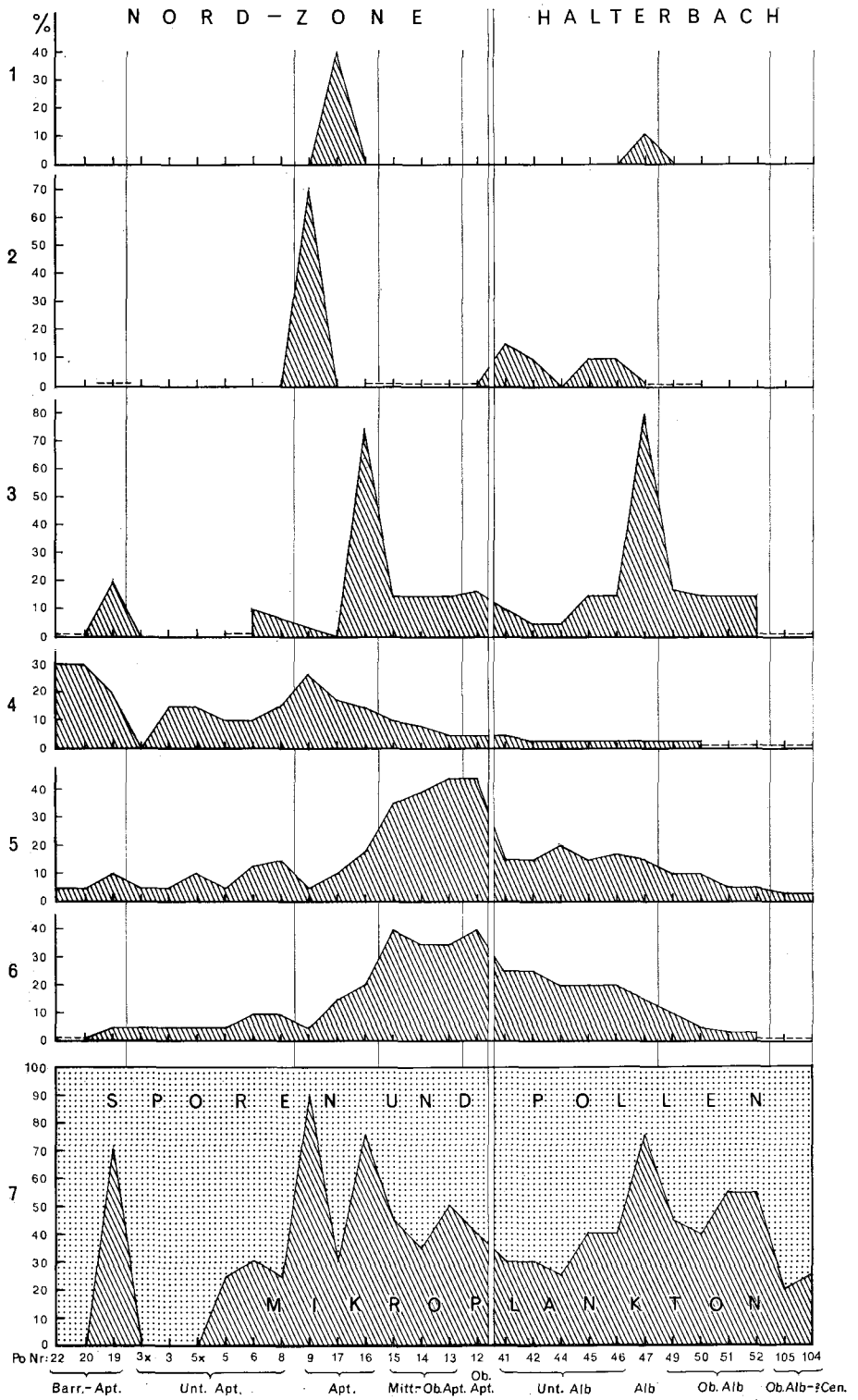
Sporen sehr wenig, Pollen hauptsächlich *Tsugaepollenites trilobatus*. Kleiner prozentueller Anteil an Mikroplankton.

4. Subzone der Megasporen (Apt). Probe 17.

Sporen und Pollen: Eine Probe mit ungewöhnlicher Menge an Megasporen, *Sporangia*, *Tasmanites* (große, grobe Formen). Pollen sind reich vertreten durch große Formen von *Coniferae*. In der Gruppe der Sporen scheinen erstmals *Trubasporites foveolatus* (speziell charakteristisch für Apt) auf.

Abb. 10: Diagramme der Prozentverhältnisse verschiedener Gruppen von Mikrofossilien in den Profilen „Passauerhof" und „Halterbachtal"

1: Megasporen+Sporangium: restl. Sporen, Pollen und Mikroplankton.
2: Mikroforaminiferen: Sporen, Pollen und restl. Mikroplankton.
3: Gonyaulacysta: gesamtes restl. Mikroplankton.
4: Tsugaepollenites: gesamte restl. Sporen und Pollen.
5: Gleichenia Sporen: gesamte restl. Sporen und Pollen.
6: Parvisaccites Sporen: gesamte restl. Sporen und Pollen.
7: Sporen und Pollen: Mikroplankton.


NORD-ZONE
HALTERBACH
%
1
2
3
4
5
6
7
SPOREN UND POLLEN
MIKROPLANKTON
Pb Nr: 22 20 19 3x 3 5x 5 6 8 9 17 16 15 14 13 12 41 42 44 45 46 47 49 50 51 52 105 104
Barr.-Apt.
Unt. Apt.
Apt.
Mittl.-Ob.Apt.
Ob. Apt.
Unt. Alb
Alb
Ob. Alb
Ob.Alb-?Cen.

Mikroplankton: Hier beginnen „*Formae amphora*" eine bedeutende Rolle zu spielen.

5. Subzone der *Gonyaulacysta orthoceras* (Apt). Probe 16.

Faziell ebenfalls äußerst charakteristische Probe mit 60%iger Vorherrschaft einer Art *Gonyaulacysta orthoceras*. Die übrigen Mikroplanktonarten sind ebenfalls reich vertreten und dies hauptsächlich durch *Odontochitina operculata* und *Oligosphaeridium complex*.

Von der kleinen Anzahl an Sporen und Pollen kommen hier *Clavifera rugosa, Cl. triplex, Biretisporites potoniaei, Sestrosporites pseudoalveolatus* vor.

6. *Gleicheniidites*-Subzone (Mittel- bis Oberapt). Probe 13, 14, 15.

Sporen und Pollen: 30—40% verschiedener Sporen der *Gleicheniidites*-Gruppe: *Gleicheniidites* (13 Abarten). *Ornamentifera* (3 Abarten), *Clavifera* (5 Abarten), *Trubasporites* (4 Abarten); dies zeugt von einem ausgesprochenen Aufschwung dieser Gruppe. *Sestrosporites foveolatus* hat hier sein reichstes Vorkommen.

Eine Nebenerscheinung ist ebenso die reichliche Vertretung des Pollens *Coniferae* — hauptsächlich der Arten *Parvisaccites* und *Phylocladitites*.

Mikroplankton: Außergewöhnlich reiche Entwicklung verschiedener Formen, hauptsächlich *Apteodinium granulatum, Ascidinium pontis-maria* ?, *Oligosphaeridium complex*. Vereinzelt kommen *Mikroforaminifera* vor. In der leichten Fraktion ist eine große Menge kleiner Sporen *Gleicheniidites* sowie verschiedener Arten *Microhystridium* und *Baltisphaeridium*.

7. Subzone verruköser Sporen (Oberapt). Probe 12.

Sporen und Pollen: Grundsätzlich unterscheidet sich diese wenig von der Gleicheniidites-Subzone, der sie ähnlich ist, sie unterscheidet sich jedoch durch eine größere Menge kleiner verruköser Sporen sowie durch das Vorkommen von *Leptoleptidites* Couper.

In der Gruppe des Mikroplanktons kommt erstmals *Litosphaeridium siphoniphorum* vor, dessen Hauptvorkommen im Oberalb bis Cenoman liegt.

8. Subzone der *Laricoidites* (Unteralb). Probe 41—44.

Sporen und Pollen: Das Material ist reich an leichter Fraktion (feiner Detritus, kleine glatte Sporen, *Micrhystridium* u. a. m.). In der großen Fraktion bildet den größten Prozentsatz der Pollen vom Typ *Laricoidites* (große inaperturate Formen).

Der Charakter der Farnsporen weicht ein wenig von dem des gesamten Profils ab; bedeutend sinkt der Prozentsatz an Gleicheniaceen-Sporen, zumal jener der Gattung *Clavifera, Trubasporites* und *Gleicheniidites* ist hauptsächlich durch die Art *Gl. delicatus* vertreten.

Mikroplankton: Zahlreich ist *Micrhystridium, Baltisphaeridium* und *Oligosphaeridium complex*.

9. Subzone der *Oligosphaeridium complex* (Unteralb). Probe 45—46.

Sporen und Pollen: Insgesamt kommen hier dieselben Arten wie im Apt vor, jedoch in sehr geringen Mengen. Es erlöschen hier die Arten *Trubasporites foveolatus* und *Clavifera triplex, Cl. rugosa*, welche in der Probengruppe 12—15 so reichhaltig vertreten waren. *Concavisporites juriensis* ist demgegenüber in größerer Menge vorhanden.

Mikroplankton: Ziemlich reichhaltig, hauptsächlich durch verschiedene Arten von Hystrichosphaeren vertreten, außerdem einige Arten der *Gonyaulacysta, Odontochitinia operculata* ist in reicher Menge beobachtbar, außerdem *Formae amphora, Apteodinium granulatum* und *Ascondinium* cf. *maria-pontis*.

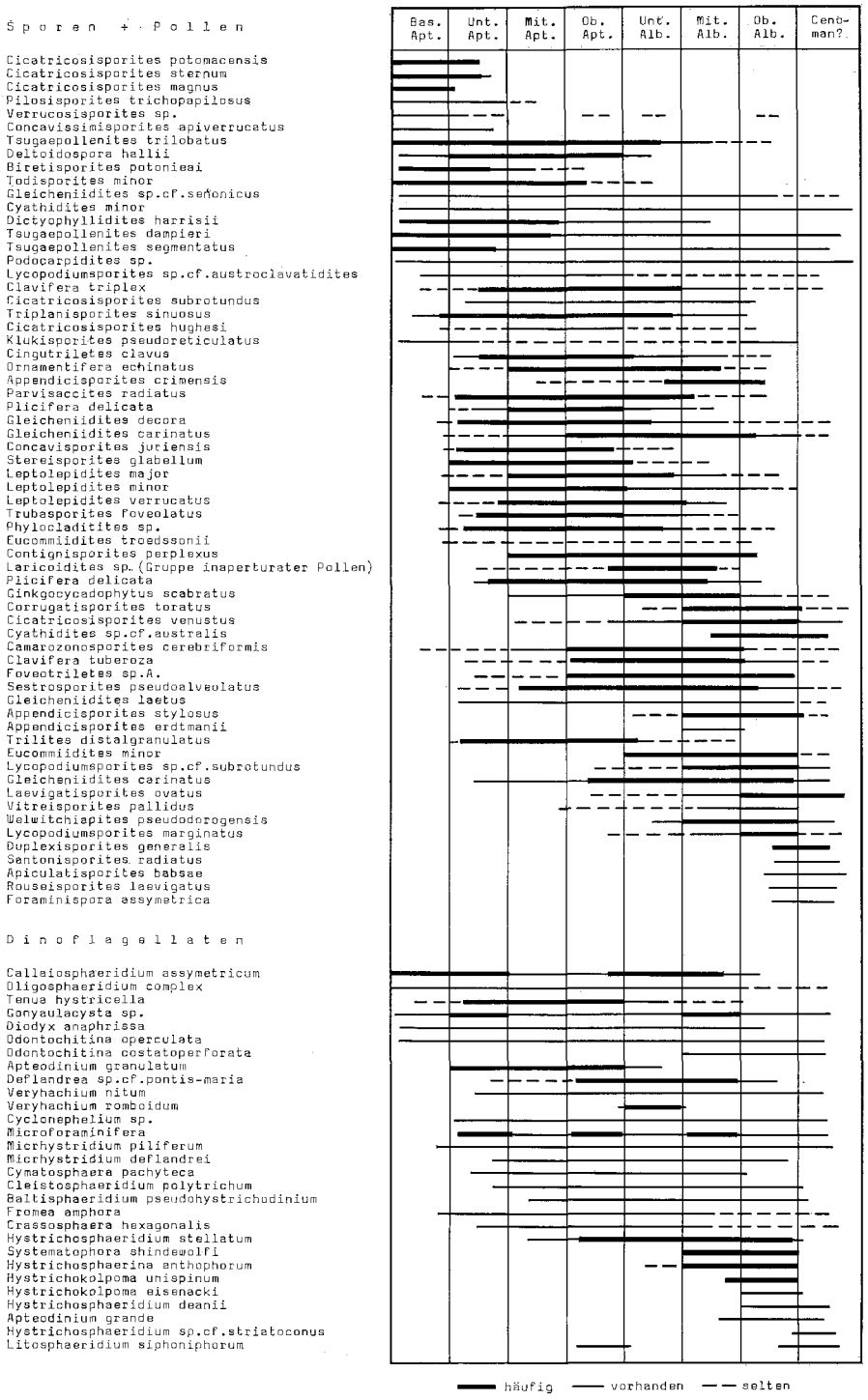


Abb. 11: Stratigraphische Verbreitung von Sporen, Pollen und Mikroplankton in den untersuchten Unterkreideprofilen des Wienerwaldes.

Die Mikroforaminiferen sind verschiedenartig und ziemlich reichhaltig vertreten. In der Probe 46 beginnen *Hystrichosphaeridium stellatum* und große Formen von *Callaiosphaeridium assymetricum* in Erscheinung zu treten. Ebenso charakteristisch für das Alb ist die Form *Corrugatisporites toratus*, die reichlich in Probe 45 vertreten ist. In diesem Material kommt erstmals *Welwitchiapites pseudodorogensis* vor; die Menge dieser Art wächst ständig an und erreicht in Probe 51 das Maximum.

10. Subzone der *Gonyaulacysta hadra* (Alb). Probe 47.

Sporen und Pollen: Immer noch kommen hier *Clavifera triplex* und *Sestrosporites pseudofoveolatus* vor. Es steigert sich der Prozentsatz an *Welwitchiapites pseudodorogensis*.

Mikroplankton: Größtes Vorkommen an *Gonyaulacysta hadra*, welche hier bis zu 60% des gesamten Mikroplanktons erreichen. In diesem Material treten einige Exemplare *Systematophora shindewolfi* und *Hystrichosphaeridium anthophorum* in Erscheinung.

11. Subzone der *Laevigatisporites ovatus* (Ober-Alb). Probe 50 und 49.

Sporen und Pollen: Reichhaltig ist ebenfalls *Welwitchiapites pseudodorogensis* vertreten, von den Gleicheniaceen folgen noch in geringen Mengen *Clavifera triplex* und *Clavifera delicata*. Erstmals treten im gesamten Mikrofossilien-Komplex des studierten Profils *Laevigatisporites ovatus*, Sporen wahrscheinlich zur Gattung *Polypodiaceae* gehörig, in Erscheinung, deren Existenz im Apt-Alb-Zeitalter beginnt. Es wurden einigemale ganze Sporangien mit Sporen gefunden.

Mikroplankton: Vorkommen einer größeren Menge *Callaiosphaeridium assymetricum* (große Formen, etwa zweimal größer als dieselben Arten des Barrêmes), *Hystrichosphaeridium stellatum*, *Hystrichokolpoma unispinus*, *Hystrichosphaeridium deanei*.

12. Subzone der *Apteodinium grandis* (Oberalb). Probe 51, 52.

Sporen und Pollen: Es treten größere Mengen an *Lycopodiumsporites marginatus* in Erscheinung (in den älteren Proben wurde häufiger *Lycopodiumsporites rotundus* gefunden), kleine Formen um etwa 30 µ. Ein reichliches Auftreten haben *Duplexisporites*, *Staplinisporites* und *Santonisporites*, *Foveotriletes*; in großer Menge tritt *Welwitchiapites pseudodorogensis* auf.

Mikroplankton: Erstmaliges Auftreten von *Apteodinium grande* ? (10—15%), *Hystrichokolpoma eisenacki*.

In keinem der Präparate wurden Sporen von *Trubasporites*, *Clavifera* sowie keine Pollen von *Parvisaccites* und *Phylocladidites* gefunden.

Recht häufig ist resedimentiertes bzw. umgelagertes Material der Trias mit *Ovalipollis* u. a. vorhanden.

13. Subzone der *Hystrichosphaeridium stratoconus* (Oberalb-Cenoman). Probe 105—104.

Im allgemeinen ist der Charakter des Materials sehr verschieden von jenem aller vorhergehenden Komplexe. *Coniferae* sind durch jüngere Formen vertreten, das Mikroplankton ist durch gänzlich andere Arten repräsentiert als in den früher angeführten Gemeinschaften. Häufig ist die Art *Hystrichosphaeridium striatoconus*, die hauptsächlich in der Oberkreide und im Tertiär vorkommt.

Resedimentiertes Material

In einigen Fällen wurde auch resedimentiertes bzw. umgelagertes Material gefunden, wie z. B. in Probe 51 eine Menge Pollen *Ovalipollis*, die bestimmt von Triasgesteinen stammen; in den Proben 15 und 14 wurden einige Karbon-Sporen gefunden

wie *Alatisporites varius*, *Reinschapora magnifica*. Eine Menge von Exemplaren der Gattungen *Baltisphaeridium* und *Micrhystridium* einiger Proben (12—15, 41—44, 51) entstammen möglicherweise Jura-Gesteinen, jedoch kann dies ohne die Anwendung der Fluoreszenzmethode nicht eindeutig behauptet werden. Bisher ist es dem Verfasser dieses Beitrages nicht gelungen, Angiospermen zu bestimmen. Die gesamte Apt-Pflanzen-Gemeinschaft ist hauptsächlich durch feuchtigkeitsliebende Arten charakterisiert. Diese gehören wahrscheinlich den rezenten Gattungen *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Caytonia*, *Gleichenis*, *Schizaea*, *Cyathea*, *Dicksonia*, und anderen an. In höheren Regionen kamen wahrscheinlich viele Nadelholzgewächse vor, die wahrscheinlich den rezenten Gattungen *Phyllocladus* und *Dacrydium* angehören.

Übersetzt von E. WALZEL (S. A. V. Bratislava).
Manuskript eingegangen am 20. 12. 1970.
Stratigraphische Ergebnisse vgl. S. 125 u. S. 142.

Nannofossilien aus dem Wienerwald

G. LAUER

Taf. 23—33

Genus: *Lithastrinus* STRADNER 1962

Lithastrinus floralis STRADNER 1962

Taf. 33, Fig. 10, 11.

Lithastrinus floralis n. sp., STRADNER 1962, S. 370, T. 2, f. 5—11.
Lithastrinus floralis STRADNER — MANIVIT 1968, S. 194, T. 2, f. 5a—c.
Lithastrinus floralis STRADNER — GARTNER 1968, S. 47, T. 21, f. 13a—d, T. 22, f. 28—29, T. 24, f. 12a—d.
Lithastrinus floralis STRADNER — STRADNER 1968, S. 42, T. 42, f. 1—7.
Lithastrinus floralis STRADNER — BUKRY 1969, S. 43, T. 21, f. 1—2.

Beschreibung: Es liegt eine runde Form vor, die sich in 9 gleiche Segmente gliedert. Der Außenrand ist beiderseitig wesentlich dicker als die zentrale Scheibe. Im Zentrum befindet sich eine runde Öffnung.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb der Bohrung Delft 2, Niederlande (STRADNER 1968).

Genus: *Aspidolithus* NOEL 1969

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA emend. REINHARDT 1964

Arkhangelskiella parca n. sp., STRADNER 1963, S. 10, T. 1, f. 3—3a.
Arkhangelskiella parca STRADNER — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 298, T. 1, f. 1—2.
Arkhangelskiella parca STRADNER — GARTNER 1968, S. 38, T. 8, f. 4—5, T. 11, f. 2a—c.
Arkhangelskiella parca STRADNER — PERCH NIELSEN 1968, S. 61, T. 21, f. 1—4, txf. 27.
Arkhangelskiella parca STRADNER — MANIVIT 1968, S. 279, T. 1, f. 1a—b.
Aspidolithus parcus (STRADNER) — NOEL 1969, S. 196, T. 1, f. 3—4.
Broinsonia parca (STRADNER) — BUKRY 1969, S. 23, T. 3, f. 3—7.

Beschreibung: Die große elliptische Form zeigt zwei Zyklen von Randelementen. Der Außenrand besteht aus mehreren Limbi. Das Zentralfeld ist durch eine in den Ellipsenachsen verlaufende Struktur in 4 Teile geteilt, die von Perforationen durchbrochen sein können. Bei gekreuzten Nicols zeigt sich, daß diese 4 Segmente diagonal nochmals geteilt sind.

Bemerkungen: Die Definition und Abgrenzung dieser Form ist derzeit noch unklar, daher sei der Typ vorläufig sehr weit und allgemein gefaßt. Ob der Genus *Aspidolithus* NOEL oder *Broinsonia* BUKRY zu verwenden ist, kann schwer entschieden werden, da beide im März 1969 aufgestellt wurden.

Größter Durchmesser: 12 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Campan des unteren Taylor Marl von Ellis County, Texas, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Arkhangelskiella* VEKSHINA 1959, em. NOEL 1969

Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA emend. REINHARDT 1964

Arkhangelskiella cymbiformis n. sp., VEKSHINA 1959, S. 66, T. 1, f. 1, T. 2, f. 3 a—c.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — REINHARDT 1964, S. 752, T. 1, f. 1—2, txf. 3.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — REINHARDT 1966, S. 31, T. 6, f. 1—2, 3 a—b, T. 22, f. 14—19.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — PERCH NIELSEN 1968, S. 57, T. 19, f. 1, T. 20, f. 3—8, txf. 24—25.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — GARTNER 1968, T. 1, f. 1—6, T. 4, f. 1—4, T. 6, f. 1 a—c, T. 27, f. 2 a—b.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — NOEL 1969, S. 195, txf. 1 a—b.
Arkhangelskiella cymbiformis VEKSHINA — BUKRY 1969, S. 21, T. 1, f. 1—3.

Beschreibung: Die elliptische Form zeigt nur einen Randring. Im Querschnitt jedoch zeigt sich, daß der Rand recht dick ist und aus mehreren Limbi besteht. Das Zentralfeld ist längs der Ellipsenachsen durch ein Kreuz in 4 Felder geteilt, die zumeist von Poren durchbrochen sind. Zwischen gekreuzten Nicols wird eine weitere diagonale Teilung deutlich, sodaß insgesamt 8 Felder aus Granulae die area centralis erfüllen.

Unterschiede: *Aspidolithus parcus* (STRADNER) zeigt zwei Zyklen von Randelementen und eine im Verhältnis zum Gesamtdurchmesser kleinere area centralis.

Größter Durchmesser: 8 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittel Campan der Craie de Meudon (Zone der *Belemnitella mucronata*) Meudon, Frankreich (BUKRY 1969).

Genus: *Bidiscus* BUKRY 1969

Bidiscus ignotus (GORKA 1957)

Tremalithus ignotus n. sp., GORKA 1957, S. 248, T. 2, f. 9.
Biscutum tredenale n. sp., REINHARDT 1965, S. 32, T. 1, f. 3, txf. 2.
Biscutum tredenale REINHARDT — REINHARDT 1966, S. 31, T. 2, f. 3, Bild 13.
Biscutum ignotum (GORKA) — REINHARDT & GORKA 1967, S. 245, T. 31, f. 9, 13.
Discorhabdus ignotus (GORKA) — PERCH NIELSEN 1968, S. 81, T. 28, f. 6—9, txf. 41—42.
Bidiscus cruciatus cruciatus BUKRY — BUKRY 1969, S. 27, T. 6, f. 10—11.

Beschreibung: Es liegt eine kleine kreisrunde Form vor, bestehend aus 2 annähernd gleichgroßen, breiten Limbi. Diese bestehen aus je einer Reihe von 13 bis 14 elementa petala. Das sehr kleine Zentralfeld ist von wenigen Granulae erfüllt, die sich zuweilen auch kreuzförmig zusammenfügen.

Bemerkungen: Es wird für günstig gehalten, diese Form dem präzis definierten Genus *Bidiscus* BUKRY zuzuordnen. Die kreuzförmige Zentralstruktur sei hier im Gegensatz zu BUKRY 1969 nicht unbedingt als bindend für die Species angenommen.

Größter Durchmesser: 4 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Unteres Turon von Beaumont de Roger, NW Frankreich (REINHARDT 1966).

Genus: *Biscutum* BLACK 1959

Biscutum constans (GORKA 1957)

Discolithus constans n. sp., GORKA 1957, S. 279, T. 4, f. 7.
Biscutum testudinarium n. sp., BLACK & BARNES 1959, S. 325, T. 10, f. 1.
Coccolithus oregus n. sp., STOVER 1966, S. 139, T. 1, f. 8—9, T. 8, f. 4.
Biscutum constans (GORKA) — PERCH NIELSEN 1968, S. 78, T. 27, f. 1—11.
Biscutum testudinarium (BLACK) — BUKRY 1969, S. 28, T. 8, f. 7—12.

Beschreibung: Der elliptische Kalkkörper besteht aus 2 distal gewölbten Randscheiben, deren basale wesentlich kleiner ist. Die elementa petala sind radiär orientiert. Das relativ kleine Zentrum besteht ebenfalls aus radiären Einzelbausteinen. Charakteristisch ist, daß sich die beiden Randscheiben unter gekreuzten Nicols gegenseitig nahezu optisch auslöschen.

Größter Durchmesser: 4—6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Burwell Rock des oberen Cenoman, Cambridgeshire, England (BLACK & BARNES 1959).

Genus: *Apertapetra* HAY, MOHLER & WADE 1966

Apertapetra pemmatoides (DEFLANDRE in MANIVIT 1965)

Cricolithus pemmatoides DEFLANDRE — MANIVIT 1965, S. 192, T. 2, f. 8.
Cyclolithus gronosus n. sp., STOVER 1966, S. 140, T. 1, f. 1—3, T. 8, f. 1.
Cyclolithus gronosus STOVER — GARTNER 1968, S. 19, T. 22, f. 22.
Cricolithus cf. *pemmatoides* DEFLANDRE — FORCHHEIMER 1968, S. 46, T. 4, f. 1, 6, 7, txf. 2/7.
Cricolithus pemmatoides DEFLANDRE — MANIVIT 1968, S. 279, T. 2, f. 12 a—b.
Apertapetra gronosa (STOVER) — BUKRY 1969, S. 26, T. 6, f. 6—9.

Beschreibung: Der Kalkkörper zeigt 2 Limbi, deren distaler etwas größer ist. Beide werden aus schrägliegenden elementa petala aufgebaut, die in den beiden Scheiben gegensätzlich orientiert sind. Das große freie Zentrum wird von einer weiteren, recht schmalen Reihe von Einzelelementen eingerahmt.

Bemerkungen: Die Genera *Cyclolithus* KAMPTNER 1948 und *Cricolithus* KAMPTNER 1956 sind nicht entsprechend präzise gefaßt, um sie hier direkt anwenden oder ausschließen zu können. Es sei daher, in Anlehnung an BUKRY 1969, der Genus *Apertapetra* HAY, MOHLER & WADE verwendet.

Größter Durchmesser: 8—13 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Alb von Saint Florentin, NW Frankreich (STOVER 1966).

Genus: *Markalius* BRAMLETTE & MARTINI em. PERCH NIELSEN 1968

Markalius inversus (DEFLANDRE) BRAMLETTE & MARTINI 1964

Taf. 25, Fig. 3, 4

Cyclococcolithus leptoporus MURRAY & BLACKMAN *var. inversus* DEFL. — DEFLANDRE & FERT 1954, S. 150, T. 9, f. 4—5.
Markalius inversus (DEFLANDRE) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 302, T. 2, f. 4—9.
Markalius inversus (DEFLANDRE) — PERCH NIELSEN 1968, S. 72, T. 24, f. 1—8, T. 25, f. 1, txf. 35

Beschreibung: Die große runde Form zeigt 2 direkt aufeinanderliegende Limbi, die proximal konkav sind. Der distale Limbus ist etwas größer. Die verhältnismäßig kleine area centralis wird von 2 Zyklen radiär orientierter Einzelelemente gefüllt. Charakteristisch sind 4 kreuzförmig angeordnete Körner, die der innersten Scheibe aufliegen.

Größter Durchmesser: 9—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Maastricht von Møn, Dänemark (PERCH NIELSEN 1968).

Markalius circumradiatus (STOVER) n. comb. PERCH NIELSEN 1968

Taf. 25, Fig. 5, 6

Coccolithus circumradiatus n. sp., STOVER 1966, S. 138, T. 5, f. 2—4, T. 9, f. 10.
Markalius circumradiatus (STOVER) n. comb. — PERCH NIELSEN 1968, S. 73, T. 25, f. 2—7, T. 26, f. 1—7, txf. 36—37.
Coccolithus circumradiatus STOVER — FORCHHEIMER 1968, S. 32, T. 8, f. 6.

Beschreibung: Der meist auffallend große Coccolith besteht aus 2 dicht aneinander liegenden Randscheiben und einem recht unregelmäßig aufgebauten Zentrum. Nur selten sind in der area centralis noch weitere Radialzyklen erkennbar. Hingegen entsteht zwischen gekreuzten Nicols ein eigenartiges, wenig differenziertes Bild, das für den Typ als charakteristisch angenommen wird.

Größter Durchmesser: 9—13 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Alb der Bohrung Delft 2, Niederlande (STOVER 1966).

Genus: *Watznaueria* REINHARDT 1964

Bemerkungen: In der Frage der Abgrenzung dieses Genus bestehen sehr viele Uneinigkeiten und Schwierigkeiten. Vorläufig sei hier die Auffassung von PERCH NIELSEN 1968 und BUKRY 1969 angewendet.

Watznaueria barnesae (BLACK) n. comb. BUKRY 1969

Taf. 26, Fig. 1—5

Tremalithus barnesae n. sp., BLACK & BARNES 1959, S. 325, T. 9, f. 1—2.
Tergestiella barnesae (BLACK) — REINHARDT 1964, S. 753.
Watznaueria angustoralis n. sp., REINHARDT 1964, S. 753, T. 2, f. 2, txf. 4.
Watznaueria barnesae (BLACK) — PERCH NIELSEN 1968, S. 69, T. 22, f. 1—7, T. 23, f. 1, 4, 5, 16, txf. 32.
Coccolithus barnesae (BLACK) — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 24, T. 1—2, txf. 8.
Coccolithus barnesae (BLACK) — GARTNER 1968, S. 16, T. 1, f. 12, T. 4, f. 6—7, T. 8, f. 18—22, T. 11, f. 11, T. 14, f. 4—5, T. 15, f. 8, T. 16, f. 15—16, T. 19, f. 12, T. 20, f. 12—13, T. 22, f. 16—17, T. 24, f. 8, T. 25, f. 1—2.
Watznaueria barnesae (BLACK) n. comb. — BUKRY 1969, S. 31, T. 10, f. 1—7.

Beschreibung: Die Form kann sowohl in der Größe, als auch in der Exzentrizität stark schwanken. Es sind 2 distal gewölbte Limbi aus schrägstehenden, sich gegenseitig überlappenden Elementen vorhanden, deren proximaler etwas kleiner ist. Die area centralis ist distal eingesenkt und zeigt einen Granulaering um radial orientierte Elemente. Im Zentrum kann auch eine Öffnung vorhanden sein.

Bemerkungen: Es ist offensichtlich, daß unter diesem Formtyp noch recht verschiedene Kalkkörper vereinigt sind. Zunächst erscheint es jedoch richtig, keine engeren Differenzierungen vorzunehmen.

Größter Durchmesser: 5—14 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Malm der Bohrung Potsdam S 11, DDR (REINHARDT 1966).

Watznaueria paenepelagica (Stover 1966)

Taf. 26, Fig. 8

Coccolithus paenepelagicus n. sp., Stover 1966, S. 139, T. 1, f. 10—11.
Watznaueria paenepelagica (Stover) — Bukry 1969, S. 33, T. 12, f. 1—4.

Beschreibung: Die Form besteht aus 2 Randringen, deren distaler der größere ist. Daran schließt innen ein schmaler Ring kleiner Elemente an. Das Zentralfeld erscheint relativ unregelmäßig, jedoch radiär mit größeren Granulae erfüllt. Im Zentrum ist zumeist ein kleiner Porus erkennbar.

Unterschiede: Die Form zeigt augenfällig eine größere Exzentrizität als *Watznaueria barnesae* (Black) und hat eine gröber aufgebaute area centralis. Im ganzen scheint *Watznaueria paenepelagica* (Stover) eine etwas primitivere Form zu sein.

Größter Durchmesser: 5—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Santon der Niobrara Formation von Knox County, Nebraska, USA (Bukry 1969).

Watznaueria communis Reinhardt 1966

Taf. 26, Fig. 6, 7

Watznaueria communis n. sp., Reinhardt 1966, S. 17, T. 4, f. 2, 5, 6, Taf. 23, f. 5.
Watznaueria ovata n. sp., Bukry 1969, S. 33, T. 11, f. 11—12.

Beschreibung: Es handelt sich um eine kleine Species von Watznaueria, mit einem auffallenden zentralen Porus. Am Außenrand sind 2 Limbi vorhanden, deren proximaler etwas kleiner ist. Innen schließt ein schmaler Zyklus ebenfalls radiär orientierter Elemente an.

Größter Durchmesser: 5—6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Kimmeridge der Bohrung Potsdam S 11, DDR (Reinhardt 1966).

Watznaueria deflandrei (Noel 1965)

Taf. 26, Fig. 9

Actinosphaera deflandrei n. sp., Noel 1965, S. 133, T. 18, f. 4—8, T. 19, f. 2, 6, 7, 8.

Unterschiede: Die Form unterscheidet sich prinzipiell nur sehr wenig von *Watznaueria barnesae* (Black). Allein die an den distalen Limbus innen anschließende Granulaereihe ist wesentlich schmäler, wodurch die aus den bis ins Zentrum reichenden Elementen des basalen Limbus bestehende area centralis, bedeutend größer erscheint.

Bemerkungen: Auf Grund des geringen Unterschiedes zu *Watznaueria barnesae* (Black) und der Definition von Bukry 1969, wird diese Form in den Genus *Watznaueria* gestellt. Ob der Typ *Watznaueria coronata* Gartner 1968 n. comb. Bukry 1969 hiezu synonym ist, sei noch unentschieden.

Größter Durchmesser: 7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (Noel 1965).

Watznaueria britannica (Stradner) Reinhardt 1964

Taf. 26, Fig. 10, 11

Coccolithus britannicus n. sp., Stradner 1963, S. 17, T. 1, f. 7, 7 a.
Watznaueria britannica (Stradner) — Reinhardt 1966, S. 17, T. 4, f. 7 a, b, Bild 4 a, b.

Beschreibung: Die Form zeigt 2 Limbi, deren proximaler kleiner ist. Diese umschließen einen aus radiär orientierten Micellen aufgebauten Innenring sowie einen auffallend großen Porus im Zentrum. Charakteristisch ist der in der kleinen Ellipsenachse liegende Steg, der den Zentralporus überspannt.

Größter Durchmesser: 7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Oxford von Bedcliff Point bei Dorset, England (STRADNER 1963).

Genus: *Crucidiscus* nov. gen.

Bemerkungen: Die Genusdefinition sei zunächst durch den Formtyp *Crucidiscus andrusovi* nov. spec. determiniert.

Crucidiscus andrusovi nov. spec.

Taf. 25, Fig. 1, 2

Derivatio nominis: Zu Ehren Herrn Prof. Dr. Dimitrij Andrusov (Bratislava).

Holotypus: Taf. 25, Fig. 1 a, b

Locus typicus: Anriß an der Forststraße der österreichischen Bundesforste SW Tulbingerkogel.

Stratum typicum: Wolfpassinger Schichten (mit Einlagen von Dopplerhüttenkalk) Apt-Alb.

Diagnose: Es handelt sich um eine Art von *Crucidiscus*, die in ihrer Größe auffällt und deren area centralis eine in den Ellipsenachsen liegende kreuzförmige Struktur zeigt.

Beschreibung: Die Randregion des elliptischen Kalkkörpers besteht in 2 Limbi, deren distaler etwas größer ist als der basale. Die Anzahl der radialstrahligen Micellen an jedem Limbus liegt zwischen 28 und 35. An diesen äußeren Kranz schließt innen ein wesentlich schmälerer Zyklus ebenfalls radiär orientierter Elemente an. Das relativ kleine Zentralfeld wird von einem Kreuz überspannt, dessen Balken in den Ellipsenachsen des Coccolithen liegen. Dieses Kreuz scheint aus mehreren Einzelelementen aufgebaut zu sein.

Unterschiede: Die Form *Watznaueria quadriradiata* BUKRY 1969 ist in vielen Punkten der hier beschriebenen Form ähnlich. Sie ist jedoch wesentlich kleiner (8·4 μ) und zeigt vor allem einen nahezu runden Umriß. *Crucidiscus andrusovi* ist aber eindeutig elliptisch. Der aus dem Valanginien von Carnas (Frankreich) beschriebene *Coccolithus cuvillieri* MANIVIT 1966 scheint einen primitiveren Aufbau der Randelemente zu haben. Die gegebene Dokumentation läßt jedoch keine präzisen Rückschlüsse zu.

Größter Durchmesser: 12 μ an allen aufgefundenen Exemplaren.

Genus: *Cretarhabdus* BRAMLETTE & MARTINI 1964 em. BUKRY 1969

Cretarhabdus conicus BRAMLETTE & MARTINI 1964

Taf. 24, Fig. 1, 2

Cretarhabdus conicus n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 299, T. 2, f. 21—24.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — MANIVIT 1965, S. 193, T. 1, f. 2 a—d.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — STOVER 1966, S. 140, T. 1, f. 19—20, T. 8, f. 9.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — REINHARDT 1967, S. 169, txf. 5.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — PERCH NIELSEN 1968, S. 51, T. 12, f. 1—4.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — GARTNER 1968, S. 21, T. 6, f. 3—4, T. 11, f. 12, T. 22, f. 20—21, T. 24, f. 11.
Cretarhabdus conicus BRAM. & MART. — BUKRY 1969, S. 35, T. 13, f. 7—12.

Beschreibung: Die breitelliptische Form zeigt 2 Randscheiben, deren distale größer ist. Die ziemlich große area centralis ist von Granulae erfüllt, die öfters leere Zwischenräume freilassen und regelmäßig angeordnet sind. Das Charakteristikum ist ein aus vielen feinen Elementen aufgebautes Zentralkreuz, welches nach den Ellipsenachsen orientiert ist. Der Schnittpunkt desselben ist der Ansatzpunkt eines distalen Fortsatzes, der jedoch meistens abgebrochen ist.

Größter Durchmesser: 7—10 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Alb bei der Aube-Brücke in Dienville, Frankreich (BUKRY 1969).

Cretarhabdus crenulatus crenulatus BUKRY 1969

Taf. 24, Fig. 3—5

Cretarhabdus crenulatus n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 300, T. 2, f. 21—24.
Cretarhabdus crenulatus BRAM. & MART. — MANIVIT 1965, S. 193, T. 1, f. 3 a—d.
Cretarhabdus crenulatus BRAM. & MART. — REINHARDT 1967, S. 170.
Polypodorhabdus crenulatus (BRAM. & MART.) — PERCH NIELSEN 1968, S. 48, T. 11, f. 2—5.
Cretarhabdus crenulatus crenulatus n. ssp., BUKRY 1969, S. 35, T. 14, f. 1—6, 12.

Beschreibung: Der Rand besteht aus 2 Randscheiben, deren proximale nur unwesentlich kleiner ist. Das Zentralfeld ist relativ unregelmäßig von Granulae erfüllt, welche sich im Zentrum zur Basis eines Stieles verdichten. Eine kreuzförmige Struktur ist nur selten und undeutlich erkennbar.

Unterschiede: Die Form ist kleiner als *Cretarhabdus conicus* BRAM. & MART., zeigt ein verhältnismäßig kleineres Zentralfeld und einen runderen Umriß. Charakteristisch ist das Fehlen einer deutlichen kreuzförmigen Zentralstruktur.

Größter Durchmesser: 6—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Alb bei der Aube-Brücke in Dienville, Frankreich (BUKRY 1969).

Cretarhabdus crenulatus hansmanni BUKRY 1969

Taf. 24, Fig. 6, 7

Cretarhabdus crenulatus hansmanni n. ssp., BUKRY 1969, S. 35, T. 14, f. 7—9.

Beschreibung: Die Form zeigt 2 Limbi, deren distaler größer ist. Das Zentralfeld nimmt etwa die Hälfte des Gesamtdurchmessers ein und ist von groben radiär angeordneten Stegen überspannt. Die in den Ellipsenachsen liegenden Stege sind häufig zu einer kreuzförmigen Struktur besonders kräftig ausgebildet. Im Zentrum setzt distal ein Stabfortsatz an.

Unterschiede: Der Unterschied zu *Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY besteht nur in der Ausbildung der area centralis. Beim vorliegenden Typ sind wesentlich gröbere und geregeltere Granulaerippen vorhanden, die auch deutliche Zwischenräume freilassen.

Größter Durchmesser: 6—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan des oberen Austin Chalk und unteren Taylor Marl, Ellis County, Texas, USA (BUKRY 1969).

Cretarhabdus tulbingensis nov. spec.

Taf. 24, Fig. 8—10

Derivatio nominis: Nach dem Tulbinger Kogel NW von Wien.

Holotypus: Taf. 24, Fig. 10 a, b

Locus typicus: Anriß an der Forststraße der Österreichischen Bundesforste SW Tulbinger Kogel.

Stratum typicum: Wolfpassinger Schichten (Apt-Alb).

Diagnose: Hier liegt eine Art von *Cretarhabdus* vor, die durch ein gemäß den Ellipsenachsen liegendes Kreuz im sonst offenen Zentralfeld charakterisiert ist.

Beschreibung: Der Coccolith zeigt 2 Randscheiben, deren distale deutlich größer ist und einen sehr breitelliptischen Umriß. Das Zentralfeld ist offen und wird von einem aus zahlreichen Elementen aufgebauten Kreuz überspannt, dessen Balken in den Ellipsenhauptachsen liegen. Der Schnittpunkt im Zentrum ist deutlich verdichtet und bildet den Ansatzpunkt eines Fortsatzes.

Unterschiede: Im Gegensatz zu *Cretarhabdus conicus* Braml. & Mart. zeigt die area centralis keine Granulae außerhalb des Zentralkreuzes, sodaß zwischen diesem und den Randelementen 4 Hohlräume freibleiben.

Größter Durchmesser: 6—8 μ.

Cretarhabdus actinosus (Stover 1966)

Taf. 24, Fig. 11

Coccolithus actinosus n. sp., Stover 1966, S. 138, T. 1, f. 15—16, T. 8, f. 7.
Polypodorhabdus actinosus (Stover) — Perch Nielsen 1968, S. 50, T. 10, f. 1—6, txf. 19.
Watznaueria actinosa (Stover) — Bukry 1969, S. 31, T. 9, f. 12.

Beschreibung: Die normalelliptische Form zeigt 2 Randscheiben, deren proximale kleiner und konkav ist. Die area centralis ist regelmäßig mit Granulae erfüllt, die jedoch leere Zwischenräume freilassen. Im Zentrum befindet sich die Basis für einen distalen Stab.

Bemerkungen: Nach der Genus-Definition von Bramlette & Martini 1964 wäre diese Form zu Cretarhabdus zu stellen. Der Genus *Watznaueria* Reinhardt 1964 erscheint auf Grund der Originaldiagnose hier nicht anwendbar.

Größter Durchmesser: 6 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Albien von St. Florentin, N Frankreich (Stover 1966).

Genus: *Cribrosphaerella* Deflandre 1952 em. Reinhardt 1964

Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkhangelsky 1912)

Taf. 25, Fig. 7—9

Cribrosphaera ehrenbergi n. sp., Arkhangelsky 1912, S. 412, T. 6, f. 19—20.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Deflandre (in Piveteau 1952), S. 111, txf. 54 a, b.
Discolithus numerosus n. sp., Gorka 1957, S. 257, T. 1, f. 5.
Discolithina? cf. *Discolithus numerosus* (Gorka) — Bramlette & Martini 1964, S. 301, T. 1, f. 23 bis 24.
Discolithus venatus n. sp., Stover 1966, S. 144, T. 3, f. 12—13, T. 8, f. 21.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Reinhardt 1966, T. 22, f. 13, 26, txf. 8.
Cribrosphaerella mathewsi (Black) — Reinhardt 1966, S. 28, T. 5, f. 1—2, T. 12, f. 5.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Perch Nielsen 1968, S. 54, T. 17, f. 1—8, txf. 21.
Cribrosphaerella ehrenbergi (Arkh.) — Gartner 1968, S. 40, T. 1, f. 14—15, T. 3, f. 2 a—d, T. 6, f. 7 a—c, T. 14, f. 2 a—d, T. 15, f. 11 a—d.
Cribrosphaera ehrenbergi (Arkh.) — Bukry 1969, S. 44, T. 22, f. 7—12.

Beschreibung: Den Rand bilden 2 Limbi, deren distaler kleiner ist und auch weiter in das Zentralfeld hineinragt. Dadurch ist die area centralis auf der basalen Seite kleiner. Die elementa petala der Randscheiben sind breit und nebeneinander angeordnet. Das distal leicht gewölbte Zentralfeld ist von zahlreichen, regelmäßig verteilten Poren durchbrochen.

Bemerkungen: Für die Orientierung sei hier, in Anlehnung an REINHARDT 1966, der Vorschlag von ARKHANGELSKY 1912 vorausgesetzt, wonach die Seite mit der konvexen Wölbung des Zentralfeldes und dem kleineren Limbus die distale sei. Eine genaue Abgrenzung dieser Form ist bisher noch nicht gelungen, und es bleibt fraglich, ob die Typen mit abgeflachtem Seitenrand längs der langen Achse nicht von den normalelliptischen Formen abgetrennt werden können.

Größter Durchmesser: 6—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac der Niobrara Formation, Knox County, Nebraska, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Deflandrius* BRAMLETTE & MARTINI 1964

Deflandrius cretaceus (ARKHANGELSKY)

Taf. 50, Fig. 4—6

Coccolithophora cretacea n. sp., ARKHANGELSKY 1912, S. 410, T. 6, f. 12—? 13.
Rhabdolithus intercisus DEFLANDRE — DEFLANDRE & FERT 1954, S. 159, T. 13, f. 12—13.
Prediscosphaera decorata n. sp., VEKSHINA 1959, S. 73, T. 1, f. 8—9, T. 2, f. 13 a.
Deflandrius cretaceus (ARKHANGELSKY) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 301, T. 2, f. 11—12.
Deflandrius intercisus (DEFLANDRE) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 301, T. 2, f. 13—16.
Deflandrius cretaceus cretaceus (ARKH.) — REINHARDT 1966, S. 35, T. 15, f. 4, non: T. 10, f. 1—2, Bild 14, 20 a, b.
Deflandrius cretaceus intercisus (DEFL.) — REINHARDT 1966, S. 35, T. 19, f. 3, T. 22, f. 2, non: Bild 20 a, b.
Deflandrius cretaceus (ARKHANGELSKY) — PERCH NIELSEN 1968, S. 63, T. 13, f. 1—6, T. 14, f. 1—2, T. 15, T. 16, f. 1—5, txf. 29—31.
Prediscophaera cretacea (ARKH.) — GARTNER 1968, S. 19, T. 2, f. 10—14, T. 3, f. 8, T. 4, f. 19—24, T. 5, f. 14—15, T. 9, f. 1—4, T. 12, f. 1, T. 14, f. 20—22, T. 18, f. 8, T. 22, f. 1—3, T. 25, f. 12—14, T. 26, f. 2.
Prediscosphaera cretacea (ARKH.) — BUKRY 1969, S. 38, T. 16, f. 12, T. 17, f. 1—6.

Beschreibung: Die Randscheibe besteht aus 2 Limbi, die je aus 16 elementa petala aufgebaut sind. Innen schließt daran ein schmaler Kranz von Granulae an. Der Umriß ist eher rundelliptisch. Der zentrale Hohlraum wird von einem aus langgestreckten Elementen aufgebauten Kreuz überspannt, das diagonal zu den Ellipsenachsen liegt. Im Zentrum, dem Schnittpunkt des Kreuzes, setzt distal ein Stab an, der in 2 Abschnitte zu gliedern ist. Der proximale Teil besteht aus 4 Einzelstäben, die auch leicht gedreht sein können. Im distalen Teil erweitern sich ebensolche Stäbe zu dreieckigen Platten, die in der Aufsicht einen vierstrahligen Stern ergeben.

Größter Durchmesser: 6—10 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Ober Cenoman der Lake Waco Formation, Texas (GARTNER 1968).

Deflandrius spinosus BRAMLETTE & MARTINI 1964

Taf. 30, Fig. 2, 3

Deflandrius spinosus n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 301, T. 2, f. 17—20.
Deflandrius cretaceus cretaceus (ARKH.) — REINHARDT 1966, S. 35, T. 10, f. 1—2, Bild 14, 20 a—b, non: T. 15, f. 4.
Discolithus incohatus n. sp., STOVER 1966, S. 143, T. 2, f. 23—24, T. 8, f. 17.
Deflandrius spinosus BRAM. & MART. — PERCH NIELSEN 1968, S. 65, T. 11, f. 1, T. 14, f. 3—8, T. 15, f. 8—10.
Prediscosphaera spinosa (BRAM. & MART.) — GARTNER 1968, S. 20, T. 2, f. 15—16, T. 3, f. 9 a—b, 10 a—b, T. 5, f. 7—9, T. 6, f. 16 a—d, T. 11, f. 17 a—d.
Prediscosphaera spinosa (BRAM. & MART.) — BUKRY 1969, S. 40, T. 18, f. 7—9.

Beschreibung: Die beiden Limbi der Randscheibe haben jeweils immer 16 Einzelelemente. Im Inneren fügt sich noch eine schmale Reihe von Granulae an. Das zentrale Kreuz ist nach den Ellipsenachsen orientiert und trägt im Schnittpunkt einen Stab.

Unterschiede: *Deflandrius cretaceus* (ARKH.) ist rundlicher, hat eine breitere Randscheibe und ebenso wie *Deflandrius columnatus* STOVER ein diagonal liegendes Zentralkreuz.

Größter Durchmesser: 7 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac der Niobara Formation in Knox County, Nebraska, USA (BUKRY 1969).

Deflandrius columnatus STOVER 1966

Taf. 30, Fig. 1

Deflandrius intercisus (DEFL.) — MANIVIT 1965, S. 135, T. 1, f. 7 a–d.
Deflandrius columnatus n. sp., STOVER 1966, S. 141, T. 6, f. 6—10, T. 9, f. 16.
Deflandrius columnatus STOVER — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 31, T. 18—19.

Unterschiede: *Zygrhablithus intercisus* DEFLANDRE 1959 zeigt nach der gegebenen Fassung einen breiteren Randring und ist vor allem für die höhere Oberkreide charakteristisch. Auch die bei GARTNER 1968 und BUKRY 1969 unter dem Genus *Prediscosphaera* beschriebenen Formen zeigen durchwegs breitere Randringe.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb von Audigmon Layerte, Niedere Pyrenäen (MANIVIT 1965).

Genus: *Zygodiscus* BRAMLETTE & MARTINI em. GARTNER 1968

Zygodiscus spiralis BRAMLETTE & MARTINI nov. comb.

Taf. 27, Fig. 10—12

Zygodiscus spiralis n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 303, T. 4, f. 6—8.
Glaukolithus fibuliformis n. sp., REINHARDT 1964, S. 758, T. 1, f. 4.
Glaukolithus fibuliformis REINHARDT — REINHARDT 1966, S. 41, T. 9, f. 1—3, T. 22, f. 22.
Zygodiscus spiralis BRAM. & MART. — PERCH NIELSEN 1968, S. 89, T. 29, f. 7—13.
Zygodiscus spiralis BRAM. & MART. — GARTNER 1968, T. 5, f. 21—22, T. 7, f. 3.

Beschreibung: Die normalelliptische Scheibe zeigt eine proximal konkave Gestalt und zwei Kränze von Randelementen, deren distaler wesentlich schmaler ist. Es ist nicht leicht zu entscheiden, ob es sich hier um zwei getrennte Limbi handelt, jedenfalls steht der distale Zyklus über den proximalen hinaus. Das offene Zentrum ist von einem Steg in der kürzeren Ellipsenachse überspannt, der aus vier gegen das Zentrum konvergierenden Aggregaten sehr kleiner Einzelelemente besteht. Für das Vorhandensein eines Zentralfortsatzes sind nur sehr undeutliche Kriterien erkennbar. Das wesentliche Charakteristikum stellt jedoch die spiralförmige Auslöschungsfigur der Randscheibe zwischen gekreuzten Nicols dar.

Bemerkungen: Unter Einbeziehung der oben angeführten Synonymie ist die Spezies hier sehr weit gefaßt, besonders was die Ausbildung des zentralen Steges betrifft. Es erscheint jedoch vertretbar, die Ausbildung der Randscheibe, die zu der typischen Auslöschungsfigur im polarisierten Licht führt, zunächst als kennzeichnend zu betrachten.

Größter Durchmesser: 6—7 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Turon der Bohrung Blasewitz 1 61 (REINHARDT 1966).

Zygodiscus theta (Black 1959) n. comb. Bukry 1969

Taf. 28, Fig. 11

Discolithus theta n. sp., Black & Barnes 1959, S. 327, T. 12, f. 1.
Zygodiscus theta (Black) — Bukry 1969, S. 62, T. 36, f. 7—8.

Beschreibung: Diese sehr regelmäßig gebaute Art von Zygodiscus zeigt einen aus dachziegelartigen Lamellen aufgebauten Randring, dem distal noch ein schmaler weiterer Zyklus aufsitzt. Die offene, elliptische area centralis wird in der kleinen Ellipsenachse von einem schmalen Steg überspannt, der aus zwei Reihen von Granulae aufgebaut ist.

Bemerkungen: Der von Perch Nielsen (1968, S. 22) unter *Zygolithus bussoni* Noel beschriebene Formtyp, dem auch *Zygolithus fibulus* Gorka synonym gesetzt ist, zeigt nur einen nicht weiter differenzierten Randring und kann so nicht zu dem Genus *Zygodiscus* Bramlette & Martini gestellt werden.

Größter Durchmesser: 7—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Ober Cenoman von Burwell, Cambridgeshire, England (Black & Barnes 1959).

Zygodiscus laurus Gartner 1968

Taf. 28, Fig. 6

Zygodiscus laurus n. sp., Gartner 1968, S. 33, T. 2, f. 27—28, T. 3, f. 16.

Beschreibung: Der proximal konkave Körper zeigt einen deutlich gezackten Außenrand. Der Limbus zeigt zwei Reihen von elementa petala, deren innere distal leicht hervorragt. Der Zentralraum wird von einem gleichmäßig breiten Steg überspannt, der nach der kurzen Ellipsenachse orientiert ist. Zwischen gekreuzten Nicols ist dieser nur sehr undeutlich erkennbar. Die Existenz eines Zentralfortsatzes ist nicht anzunehmen.

Größter Durchmesser: 5—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Obermaastricht der Arkadephia Mergel, USA (Gartner 1968).

Zygodiscus sisiphus Gartner 1968

Taf. 28, Fig. 1, 2

Zygodiscus sisiphus n. sp., Gartner 1968, S. 34, T. 14, f. 19, T. 18, f. 17—19, T. 21, f. 6, T. 22, f. 5—6 T. 25, f. 19—22, T. 26, f. 6.
Zygodiscus sisiphus Gartner — Bukry 1969, S. 61, T. 36, f. 3—4.

Beschreibung: Der normalelliptische Umriß des Coccolithus ist außen gezackt und an den Enden der langen Achse auffallend zugespitzt. Es sind zwei Zyklen von Randelementen zu erkennen, deren innerer distal hervorragt. Das offene Zentrum wird von einer relativ breiten Doppelreihe von Bauelementen überspannt. Öfters ist in der Mitte desselben zumindest der Ansatz eines Stachels zu erkennen.

Unterschiede: Vor allem wegen der spitzen Endigungen kann eine Synonymie mit dem Originaltypus der Form *diplogrammus* von Deflandre & Fert 1952, nicht angenommen werden.

Größter Durchmesser: 7—8 μ.

Bekanntes Erstaufrreten: Oberconiac der Niobara Formation von Knox County, Nebraska, USA (Bukry 1969).

Zygodiscus riegleri n. sp.

Taf. 27, Fig. 1—4

Derivatio nominis: Nach der Lokalität Rieglerhütte westlich von Wien.

Holotypus: Taf. 27, Fig. 1 a, b

Locus typicus: Straßenaufschluß nordwestlich der Rieglerhütte.

Stratum typicum: Kahlenberger Schichten.

Beschreibung: Die Randscheibe besteht aus zwei Zyklen, deren schmälerer innerer den anderen distal überragt. Das Zentralfeld ist weitgehend von Granulae erfüllt und zeigt eine kreuzförmige Struktur, deren Einzelbalken in ungleichem Winkel zu den Ellipsenachsen liegen. Im Zentrum setzt ein kräftiger Fortsatz an.

Bemerkungen: Auf Grund des vorhandenen Dokumentationsmaterials kann nicht entschieden werden, ob nicht eine zumindest teilweise Synonymie mit *Zygodiscus biperforatus* GARTNER 1968 vorliegt.

Größter Durchmesser: 9 μ.

Zygodiscus phacellosus (STOVER 1966) n. comb. BUKRY 1969

Taf. 27, Fig. 7

Tranolithus phacellosus n. sp., STOVER 1966, S. 146, T. 4, f. 23, 25, T. 9, f. 7.
Discolithus orionatus n. sp., REINHARDT 1966, S. 42, T. 23, f. 22, 31—33.
Tranolithus orionatus (REINHARDT) — PERCH NIELSEN 1968, S. 35, T. 4, f. 15—19, txf. 9.
Zygolithus exiguus (STOVER) — MANIVIT 1968, S. 279, T. 1, f. 12 a, c.
Zygodiscus phacellosus (STOVER) — BUKRY 1969, S. 61, T. 35, f. 12.

Beschreibung: Der elliptische Coccolith zeigt einen Randring, zusammengesetzt aus dachziegelartigen Elementen, dem distal noch ein Kranz kleinerer Elemente aufsitzt. Das Zentralfeld wird, mehr oder weniger vollkommen, von vier nach den Ellipsenachsen zusammenstoßenden, annähernd quadratischen Kalkkörpern erfüllt. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich ein unregelmäßig diffuses Auslöschungsbild.

Größter Durchmesser: 6—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittleres Alb der Bohrung Schlieven 102/61 bei Parchim, Mecklenburg, DDR (REINHARDT 1966).

Zygodiscus aff. *phacellosus* (STOVER 1966)

Taf. 27, Fig. 8, 9

Unterschiede: Dieser Typus zeigt als Besonderheit im Zentrum die stark ausgeprägte Basis für einen kräftigen Zentralfortsatz.

Größter Durchmesser: 7—9 μ.

Zygodiscus deflandrei BUKRY 1969

Taf. 28, Fig. 4, 5

Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 304, T. 4, f. 11—12.
Glaukolithus cf. *diplogrammus* (DEFL.) — REINHARDT 1966, S. 41, T. 15, f. 6, T. 23, f. 25—28.
Glaucolithus diplogrammus (DEFL.) — PERCH NIELSEN 1968, S. 32, T. 4, f. 1—10.
Zygodiscus diplogrammus (DEFL.) — GARTNER 1968, S. 32, T. 14, f. 18, T. 17, f. 4 a—d, T. 19, f. 3 a—d, T. 21, f. 2 a—d, T. 22, f. 7, T. 23, f. 12—14, T. 24, f. 6 a—d, T. 25, f. 17—18.
Zygolithus ponticulus (DEFL.) — MANIVIT 1968, T. 1, f. 9 a, b.
Zygodiscus deflandrei n. sp., BUKRY 1969, S. 59, T. 34, f. 3—5.

Beschreibung: Es liegt eine relativ kleine und rundliche Art von *Zygodiscus* vor, deren offenes Zentralfeld von zwei parallelen, aus mehreren Granulae zusammengesetzten Balken überspannt wird. Die Breite dieser Balken ist variabel, sodaß das Zentralfeld manchmal völlig ausgefüllt ist.

Bemerkungen: Da die Synonymie zu *Zygolithus diplogrammus* DEFLANDRE (DEFLANDRE & FERT 1954) aus dem Miozän von Nordafrika noch nicht als geklärt betrachtet werden kann, sei vorläufig der gut gefaßte und dokumentierte Terminus von BUKRY (1969) verwendet.

Größter Durchmesser: 7—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberes Alb der Bohrung Camin 3/55, Mecklenburg, DDR (REINHARDT 1966).

Zygodiscus nanus GARTNER 1968

Taf. 28, Fig. 3

Zygodiscus nanus n. sp., GARTNER 1968, S. 33, T. 14, f. 17, T. 18, f. 12—14.

Beschreibung: Der elliptische Randring besteht aus zwei Zyklen, deren distaler vorspringt. Der Außenrand ist deutlich gezackt, und erscheint an den Enden der langen Achse leicht zugespitzt. Das offene Zentrum zeigt in der kurzen Achse eine aus zwei Reihen von Elementen bestehende Brücke, die zwischen gekreuzten Nicols fast verschwindet.

Unterschiede: Der Unterschied zu *Zygolithus sisiphus* GARTNER besteht nur in der Größe, und es bleibt weiteren Untersuchungen vorbehalten, ob hier eine Synonymie besteht.

Bemerkung: Bei der von BUKRY unter dem Terminus *Zygolithus fibuliformis* (REINHARDT) abgebildeten und synonym gesetzten Form handelt es sich sicherlich um eine andere Spezies.

Größter Durchmesser: 4 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Untercampan des Austin Chalk, NW Gulf coast, USA (GARTNER 1968).

Genus: *Tranolithus* STOVER 1966

Tranolithus exiquus STOVER 1966

Taf. 27, Fig. 5, 6

Tranolithus exiquus n. sp., STOVER 1966, S. 146, T. 4, f. 19—21, T. 9, f. 3—4
Tranolithus cf. *exiquus* STOVER — FORCHHEIMER 1968, S. 49, T. 5, f. 2.

Beschreibung: Die kleine elliptische Form besteht aus einem Außenring mit nur einer Reihe radial orientierter Elemente und einer offenen area centralis. In diese ragen entlang der kleinen Ellipsenachse von jeder Seite zwei kurze Fortsätze gegen das Zentrum, die optisch ebenfalls radial orientiert sind. Charakteristisch ist das stets offene Zentrum.

Bemerkungen: Die von STOVER 1966 aus dem Cenoman-Coniac Nordfrankreichs beschriebenen Formen sind wesentlich größer, als die aus dem Apt-Alb vom Tulbingerkogel. Auch FORCHHEIMER 1968 gibt aus dem Gault-Cenoman von Südschweden noch 6 μ als größten Durchmesser an. Es könnte hier demnach eine zunehmende Größe im Verlaufe der Oberkreide vorliegen, wie wir das auch bei mehreren anderen Spezies kennen.

Größter Durchmesser: 4 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Gault-Cenoman der Bohrung Höllviken, SW Schweden (FORCHHEIMER 1968).

Tranolithus manifestus STOVER 1966

Taf. 31, Fig. 7

Tranolithus manifestus n. sp., STOVER 1966, S. 146, T. 4, f. 26—27, T. 9, f. 6.
Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 35, T. 26, f. 3—7, T. 27.
Zygolithus diplogrammus DEFLANDRE — MANIVIT 1968, T. 1, f. 8 a, b.

Beschreibung: Der Randring besteht aus einem Zyklus gegenseitig schräg überlappender Elemente. Der Umriß wird öfters unregelmäßig und an den langen Enden abgestumpft. In den Innenraum stoßen vier nach der kurzen Ellipsenachse parallel orientierte Stäbe vor, und können auch mit dem jeweils gegenüberliegenden zusammenwachsen. Meist sind sie jedoch unvollständig ausgebildet und das Zentrum bleibt offen.

Größter Durchmesser: 7—9 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb der Tiefbohrung Delft 2, Niederlande (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968).

Genus: *Chiastozygus* GARTNER 1968

Chiastozygus litterarius (GORKA 1957)

Taf. 25, Fig. 11, 12

Discolithus litterarius n. sp., GORKA 1957, S. 251, T. 3, f. 3.
Zygodiscus? amphipons n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 302, T. 4, f. 9—10.
Discolithus fessus n. sp., STOVER 1966, S. 142, T. 2, f. 17—21, T. 8, f. 16.
Zygolithus literarius (GORKA) — STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968, S. 39, T. 34.
non *Glaukolithus fessus* (STOVER) — PERCH NIELSEN 1968, S. 34, T. 4, f. 20—23.
Chiastozygus amphipons (BRAM. & MART.) — GARTNER 1968, S. 26, T. 8, f. 11—14, T. 11, f. 9, T. 22, f. 10—11.
Chiastozygus amphipons (BRAM. & MART.) — BUKRY 1969, S. 49, T. 26, f. 8—9.

Beschreibung: Der Randring der länglich elliptischen Form zeigt nur einen Limbus, der aus schrägstehenden, dachziegelartigen elementa petala aufgebaut ist. Der Innenraum wird von einem schräg zu den Ellipsenachsen liegenden Kreuz überspannt, dessen Balken an der kurzen Ellipsenachse spitzere Winkel einschließen als an der langen. Im Zentrum, am Schnittpunkt des Kreuzes, kann ein Fortsatz ansetzen.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberes Mittelalb der Bohrung Delft 2, Niederlande (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH 1968).

Chiastozygus bifarius BUKRY 1969

Taf. 25, Fig. 10

Chiastozygus bifarius n. sp., BUKRY 1969, S. 49, T. 26, f. 10—12.

Beschreibung: Die eher rundelliptische Form zeigt nur einen Randring, der aus schrägliegenden Elementen aufgebaut ist. Dabei zeigt sich meistens ein auffallend gezackter Außenrand. Das offene Zentrum enthält ein Kreuz, dessen Balken diagonal zu den Ellipsenachsen liegen. Charakteristisch ist, daß sich jeder der vier Balken aus zwei Lamellen zusammensetzt. Der zentrale Kreuzungspunkt ist die Basis für einen kräftigen Zentralfortsatz.

Unterschiede: Von *Chiastozygus litterarius* (GORKA) unterscheidet sich der Typ durch seine rundlichere, kräftigere Ausbildung, durch seine Größe und vor allem durch die Zweiteilung der Balken des Zentralkreuzes.

Bemerkungen: Es kann leider nicht entschieden werden, ob eine Synonymie zu *Glaukolithus fessus* (STOVER — PERCH NIELSEN 1968) bzw. zu *Eiffelithus turriseiffeli inturratus* REINHARDT (1965) besteht. Wenn man annimmt, daß bei diesen Formen das Zentrum ausgebrochen ist, wäre eine solche sehr wahrscheinlich.

Größter Durchmesser: 7—8 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Santon des Austin Chalk, South Dallas County, Texas (BUKRY 1969).

Genus: *Vagalapilla* BUKRY 1969

Bemerkungen: BUKRY 1969 zeigt auf, daß die Originalbeschreibungen sowohl des Genus *Vekshinella* LOEBLICH & TAPPAN 1963, als auch *Staurolithus* CARATINI 1960 auf die hier zusammengefaßten Formen zutreffen. Wegen ihrer präziseren Fassung sei jedoch die Genusbezeichnung von BUKRY 1969 vorgezogen.

Vagalapilla ara (GARTNER 1968)

Taf. 31, Fig. 5, 6

Vekshinella ara n. sp., GARTNER 1968, S. 29, T. 2, f. 24, T. 3, f. 15.

Beschreibung: Der elliptische Randring, der aus zwei Reihen von elementa petala besteht, zeigt außen einen zackigen Rand. Die Balken des zentralen Kreuzes liegen nicht genau in den Ellipsenachsen. Am Schnittpunkt desselben ist der Ansatz eines Stachels.

Größter Durchmesser: 5—6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Ober Maastricht des Arkadelphia Mergels, USA (GARTNER 1968).

Vagalapilla dibranchiata (GARTNER 1968)

Taf. 31, Fig. 1, 2

Zygolithus crox (DEFLANDRE & FERT) — MANIVIT 1965, S. 191, T. 2, f. 13.
Vekshinella dibranchiata n. sp., GARTNER 1968, S. 30, T. 5, f. 23—24, T. 7, f. 8, T. 9, f. 15, T. 19, f. 8, T. 22, f. 8.

Beschreibung: Die recht breitelliptische Form besitzt einen relativ starken Randring, der aus zwei Reihen von Einzelelementen besteht. Die ebenfalls kräftigen Balken des Zentralkreuzes, liegen genau in den Ellipsenachsen und setzen sich aus zwei Reihen von Einzelelementen zusammen. Der Ansatz eines Zentralfortsatzes ist zumeist zu erkennen.

Unterschiede: Die Form ist besonders durch ihre gedrungene und rundliche Gestalt charakterisiert. Im Gegensatz zu *Vagalapilla ara* (GARTNER) liegt das Zentralkreuz immer genau in den Ellipsenachsen, und der Außenrand ist glatt. *Vagalapilla imbricata* (GARTNER) ist größer und wesentlich zarter gebaut, wobei der Umriß deutlich länglicher ist.

Bemerkungen: Zweifellos sind viele Formen, die als *Zygolithus crux* (DEFLANDRE & FERT), *Staurolithus bochotnicae* (GORKA) oder *Staurolithus cruciatus* (NOEL 1958) beschrieben wurden, hier synonym zu setzen. Es kann jedoch aus den vorhandenen Dokumentationen noch keine gesicherte Synonymie vorgenommen werden.

Größter Durchmesser: 4·5—5·5 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb von Courcelles, Aube, Frankreich (MANIVIT 1968).

Vagalapilla imbricata (GARTNER 1968)

Taf. 31, Fig. 3, 4

Vekshinella imbricata n. sp., GARTNER 1968, S. 30, T. 9, f. 16—17, T. 13, f. 8—9.
Vagalapilla imbricata imbricata (GART) — BUKRY 1969, S. 57, T. 33, f. 1—2.

Beschreibung: Der schmale, sich aus zwei Reihen von Einzelkörnern zusammensetzende Randreifen zeigt eine normalelliptische Gestalt. Das zentrale Kreuz ist zart gebaut und steht genau in den Ellipsenachsen. Im Zentrum ist deutlich die Basis eines Stabes zu erkennen.

Größter Durchmesser: 6·5—7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unteralb Mergel von Dienville, unter der Aube-Brücke, Frankreich (BUKRY 1969).

Genus: *Ahmuellerella* REINHARDT 1964

Bemerkungen: In Übereinstimmung mit REINHARDT (1964) und PERCH NIELSEN (1968) sei dieser Genus für Formen mit achtstrahlig aufgespaltenem Zentralkreuz angewendet.

Ahmuellerella octoradiata (GORKA 1957)

Discolithus octoradiatus n. sp., GORKA 1957, S. 259, T. 4, f. 10.
Zygolithus octoradiatus (GORKA) — STRADNER 1963, S. 180, T. 5, f. 2—2 a.
Ahmuellerella limbitenuis n. sp., REINHARDT 1964, S. 751, T. 2, f. 6.
Ahmuellerella octoradiata (GORKA) — REINHARDT 1966, S. 24, T. 22, f. 3—4.
Ahmuellerella octoradiata (GORKA) — PERCH NIELSEN 1968, S. 23, T. 2, f. 1, 2, 12—15, txf. 3.
Vagalapilla octoradiata (GORKA) — BUKRY 1969, S. 58, T. 33, f. 5—7.

Beschreibung: Es ist nur ein elliptischer Randring sichtbar, der weitgehend dem der Formen von Vagalapilla entspricht. Ein zentrales Kreuz erscheint von außen her teilweise oder völlig gespalten, sodaß eine achtstrahlige Zentralstruktur entsteht. Im Zentrum befindet sich ein stabförmiger Fortsatz.

Größter Durchmesser: 7 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Untersanton des Austin Chalk von Dallas, Texas, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Eiffelithus* REINHARDT 1965

Eiffelithus eximius (STOVER 1966)

Taf. 29, Fig. 1, 2

Clinorhabdus eximius n. sp., STOVER 1966, S. 138, T. 2, f. 15—16, T. 8, f. 15.
Eiffelithus eximius (STOVER) — PERCH NIELSEN 1968, S. 30, T. 3, f. 8—10.
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — GARTNER 1968, S. 26, T. 18, f. 9—10, T. 19, f. 1 a—d, 2 a—d, T. 23, f. 8—11, T. 24, f. 2 a—c.
Eiffelithus augustus n. sp., BUKRY 1969, S. 51, T. 28, f. 10—12, T. 29, f. 1.

Beschreibung: Der Coccolith besteht aus zwei Randscheiben, einem äußeren, schmalen, aus zahlreichen schrägliegenden, dachziegelartig gelagerten elementa petala aufgebauten Kranz, und einer inneren Scheibe. Diese ist aus 8 etwa dreieckigen Platten zusammengesetzt. Hier liegt distal ein Kreuz auf, das zumindest nicht wesentlich

aus der Richtung der Ellipsenachsen verdreht ist. Die Balken des Kreuzes sind aus feinen Granulae aufgebaut, die je in zwei Reihen angeordnet sind. Das Zentrum, der Schnittpunkt des Kreuzes, trägt einen Stachel.

Bemerkungen: Es steht außer Zweifel, daß in der Lage des Zentralkreuzes relativ zu den Ellipsenachsen Übergänge zu *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) vorhanden sind. Ebenso scheint die Ausbildung der Kreuzbalken nicht immer vollständig zu sein, sodaß die Länge desselben nicht unbedingt charakteristisch ist. Möglicherweise könnte hier auch ein Anhaltspunkt für die Aufstellung von phylogenetischen Reihen gegeben sein.

Größter Durchmesser: 7—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Unter Santon des Austin Chalk, South Dallas County, Texas, USA (BUKRY 1969).

Eiffelithus turriseiffeli (DEFLANDRE 1954)

Taf. 29, Fig. 3, 4

Zygolithus turriseiffeli n. sp., DEFLANDRE & FERT 1954, S. 149, T. 13, f. 15—16.
Zygrhablithus ? turriseiffeli (DEFL.) — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 304, T. 3, f. 18—21, T. 4, f. 1—2.
Eiffelithus turriseiffeli turriseiffeli (DEFL) — REINHARDT 1966, S. 38, T. 23, f. 1, 11, 12.
Clinorhabdus turriseiffeli (DEFL) — STOVER 1966, S. 138, T. 3, f. 7—9.
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — PERCH NIELSEN 1968, S. 28, T. 3, f. 1—7, txf. 6
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — GARTNER 1968, S. 26, T. 2, f. 22—23, T. 3, f. 13 a—c, T. 5, f. 19, T. 7, f. 5 a—c, T. 9, f. 5—9, T. 13, f. 1 a—c, f. 2 a—c, T. 16, f. 1—2, T. 17, f. 3 a—d, T. 18, f. 8, T. 22, f. 4, T. 23, f. 7, T. 24, f. 1 a—c, T. 25, f. 15—16, T. 26, f. 3 a—c, 4 a—c.
Eiffelithus turriseiffeli (DEFL) — BUKRY 1969, S. 52, T. 29, f. 2—5.

Unterschiede: Der wichtige Unterschied zu *Eiffelithus eximius* (STOVER) besteht in der Lage des Zentralkreuzes. Dieses ist hier diagonal orientiert. Außerdem ist *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) im vorliegenden Material kleiner.

Größter Durchmesser: 4 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittleres Alb von Audignon-Layerte, Pyrenäen, Frankreich (MANIVIT 1965).

Genus: *Parhabdolithus* DEFLANDRE 1952

Parhabdolithus splendens (DEFLANDRE)

Taf. 30, Fig. 8, 9

Rhabdolithus splendens n. sp., DEFLANDRE & FERT 1954, S. 44, t. 13, f. 1—3.
Ahmuellerella splendens (DEFL.) — REINHARDT 1965, S. 31.
Cretarhabdus splendens (DEFL) — MANIVIT 1965, S. 193, T. 1, f. 5.
Parhabdolithus granulatus n. sp., STOVER 1966, S. 144, T. 6, f. 11—15, T. 9, f. 17.
Ahmuellerella splendens (DEFL) — REINHARDT 1966, S. 25, T. 13, f. 1, T. 22, f. 7.
Parhabdolithus granulatus STOVER — BUKRY 1969, S. 53, T. 3, f. 4—7.
Parhabdolithus splendens (DEFL) — NOEL 1969, S. 476, T. 1, f. 1—4, txf. 1, 2.

Beschreibung: Die normalelliptische Form zeigt einen relativ schmalen Limbus, der nur einen Kiel erkennen läßt. Das Zentralfeld ist von Granulae erfüllt und zeigt im Zentrum einen kräftigen Stiel in charakteristischer Ausbildung.

Bemerkungen: REINHARDT 1967 macht eine derartige Form zum Generotypus seines Genus *Rhabdolithina* und sieht Unterschiede zu *Parhabdolithus*, die allerdings gering sind. BUKRY 1969 faßt diesen Genus offensichtlich etwas weiter, obwohl er keine Neufassung desselben besonders beschreibt.

Größter Durchmesser: 5—8 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittelalb der Bohrung Schlieven 102/61, bei Parchim, DDR (REINHARDT 1966).

Parhabdolithus embergeri (NOEL 1959)

Taf. 30, Fig. 10—12

Discolithus embergeri n. sp., NOEL 1959, S. 164, T. 1, f. 5—8.
Parhabdolithus embergeri (NOEL) — STRADNER 1963, T. 4, f. 1 a—b.
Discolithus embergeri NOEL — MANIVIT 1963, S. 190, T. 2, f. 6.
Discolithus embergeri NOEL — STOVER 1966, S. 142, T. 2, f. 13—14.
Discolithus embergeri NOEL — FORCHHEIMER 1968, S. 43, T. 7, f. 5, txf. 2, f. 13.

Beschreibung: Der seitlich auffallend dicke Randring besteht aus zwei elliptischen Zyklen. Der äußere wird aus schrägliegenden Mizellen aufgebaut, der innere setzt sich aus wesentlich feineren Elementen zusammen. Das ovale Zentrum wird längs der kurzen Achse von zwei gegeneinandergerichteten breiten Körpern überspannt, die schon innerhalb des inneren Randkranzes ansetzen. An der Verbindung der beiden im Zentrum befindet sich ein distaler Fortsatz.

Bemerkung: Nach STRADNER 1963 ist diese Form zu *Parhabdolithus* DEFLANDRE zu stellen.

Größter Durchmesser: 8—15 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (NOEL 1959).

Parhabdolithus angustus STRADNER 1963

Rhabdolithus angustus n. sp., STRADNER 1963, S. 178, T. 5, f. 6—6 a.
Parhabdolithus angustus (STRADNER) — STOVER 1966, S. 144, T. 6, f. 16—19, T. 9, f. 18.
Ahmuellerella angusta (STRADNER) — REINHARDT 1966, S. 25, T. 22, f. 9—12.
Parhabdolithus angustus (STRADNER) — BUKRY 1969, S. 53, T. 29, f. 8—11.

Beschreibung: Der Umriß der Form ist stark in die Länge gezogen und an den Seiten abgeflacht. Es ist nur ein relativ schmaler Kranz von Randelementen vorhanden. Das Zentralfeld wird von unregelmäßigen Granulae erfüllt, die im Zentrum den Ansatz für einen Distalstab bilden.

Größter Durchmesser: 5 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Mittleres Alb der Bohrung Schlieven 102/61 bei Parchim, DDR (REINHARDT 1966).

Genus: *Rhagodiscus* REINHARDT 1967

Rhagodiscus asper (STRADNER) n. comb. REINHARDT 1967

Taf. 31, Fig. 8, 9

Discolithus asper n. sp., STRADNER 1963, S. 177, T. 2, f. 5.
Discolithus vagus n. sp., STOVER 1966, S. 144, T. 3, f. 10—11.
Ahmuellerella asper (STRADNER) — REINHARDT 1966, S. 24, T. 22, f. 5—6.
Rhagodiscus asper (STRADNER) — REINHARDT 1967, S. 166.

Beschreibung: Diese in der Größe auffallenden Discolithen zeigen einen einzigen, schmalen Kranz von Randelementen. Die Zentralscheibe ist vollständig von granulaten Elementen erfüllt und es ist kein Anzeichen für die Existenz eines Zentralfortsatzes vorhanden.

Größter Durchmesser: 9—10 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberalb der Bohrung Camin 3/55, Mecklenburg, DDR (REINHARDT 1966).

Rhagodiscus plebejus Perch Nielsen 1968

Taf. 31, Fig. 10

Rhagodiscus plebejus n. sp., Perch Nielsen 1968, S. 44, T. 7, f. 2—6.

Beschreibung: Der kleine, unscheinbare Kalkkörper zeigt einen schmalen, aus radiär orientierten Mizellen aufgebauten Randring. Das Zentralfeld ist unregelmäßig, teils dichter, teils loser mit Granulae gefüllt. Es ist kein Stachel vorhanden.

Unterschiede: Die Form *Rhagodiscus asper* (Stradner) ist nicht nur wesentlich größer, sondern zeigt auch eine höhere Exzentrizität im Umriß.

Größter Durchmesser: 4 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Untermaastricht von Møn, Dänemark (Perch Nielsen 1968).

Genus: *Stephanolithion* Deflandre 1939

Stephanolithion laffittei Noel 1956

Taf. 24, Fig. 12

Stephanolithion laffittei n. sp., Noel 1956, S. 318, T. 2, f. 5—6.
Stephanolithion sp., cf. *S. laffittei* Noel — Bramlette & Martini 1964, S. 320, T. 6, f. 12—15.
Stephanolithion laffittei Noel — Noel 1965, S. 83, T. 6, f. 3—5, txf. 15, 16.
Stephanolithion laffittei Noel — Manivit 1965, S. 191, T. 2, f. 21.
Stephanolithion crenulatus n. sp., Stover 1966, S. 160, T. 7, f. 25—27.
Stephanolithion laffittei Noel — Stradner, Adamiker & Maresch 1968, S. 41, T. 40, 41.
Corrolithion octoradiatum n. sp., Gartner 1968, S. 35, T. 6, f. 5, T. 10, f. 14—15, T. 11, f. 7, T. 22, f. 19.
Stephanolithion laffittei Noel — Bukry 1969, S. 43, T. 21, f. 7—11.

Beschreibung: Die runde Form zeigt einen dicken Randring, an welchem schräg, distal radiale Fortsätze angelagert sind. Das ebenfalls runde Zentralfeld zeigt 8, vom Zentrum radiär ausstrahlende Stege, die jedoch oft stark untereinander verwachsen sind und meist nur sehr undeutlich gesehen werden können.

Größter Durchmesser: 5 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (Noel 1956).

Genus: *Micula* Vekshina 1959

Micula decussata Vekshina 1959

Taf. 33, Fig. 7—9

Micula decussata n. sp., Vekshina 1959, S. 71, T. 1, f. 11.
Trochoaster staurophorus (Gardet) — Stradner 1959, S. 480, txf. 49—50.
Nannotetraster staurophorus (Gardet) — Martini & Stradner 1960, S. 266, txf. 1.
Nannotetraster concavus Stradner — Martini & Stradner 1960, S. 269, txf. 18 a—d.
Micula staurophora (Gardet) — Bramlette & Martini 1964, S. 318, T. 6, f. 7—11.
Micula staurophora (Gardet) — Perch Nielsen 1968, S. 86, T. 31, f. 1—5, txf. 43.
Micula decussata Vekshina — Gartner 1968, S. 47, T. 2, f. 5—8, T. 4, f. 18, T. 9, f. 18—20, T. 14, f. 13—14, T. 18, f. 17, T. 20, f. 15.
Micula decussata decussata Vekshina — Bukry 1969, S. 67, T. 40, f. 5—6.
Micula decussata concava (Stradner) — Bukry 1969, S. 67, T. 40, f. 7—8.

Beschreibung: In dieser Form liegt ein Kubus vor, dessen Seitenkanten und Seitenflächen mehr oder weniger eingedällt sind. Die Diagonalen erscheinen daher im Durchlicht verstärkt und ergeben ein sternförmiges Bild.

Bemerkungen: Da die Möglichkeit nicht auszuschließen ist, daß verschiedene Stadien in der Ausbildung zum vollen Kubus erhalten geblieben sind, die seitliche Eindällung demnach verschieden ist, seien hier die Species *Nannotetraster staurophorus*

(GARDET) und *Nannotetraster concavus* STRADNER synonym gesetzt. *Discoaster stauro-phorus* GARDET 1955 kann nicht als Synonym betrachtet werden.

Größter Durchmesser: 5—10 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac der Niobara Formation von Knox County, Nebraska, USA (BUKRY 1969).

Genus: *Braarudosphaera* DEFLANDRE 1947

Braarudosphaera discula BRAMLETTE & RIEDL 1954

Taf. 32, Fig. 7, 8

Braarudosphaera discula n. sp., BRAMLETTE & RIEDL 1954, S. 394, T. 38, f. 7.
Braarudosphaera discula BRAM & RIED — BRAMLETTE & SULLIVAN 1961, S. 152, T. 8, f. 6—7.
Braarudosphaera hoschulzi n. sp., REINHARDT 1966, T. 21, f. 3.
Braarudosphaera sp. aff. *B. discula* BRAM & RIED — BUKRY 1969, S. 62, T. 37, f. 4.

Beschreibung: Es liegt ein relativ kleiner Pentalith vor, bei welchem die Kanten der einzelnen Segmente am Außenrande prinzipiell gerade sind. Weitere Strukturmerkmale scheinen nicht vorhanden zu sein.

Größter Durchmesser: 6—7 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberhauterive der Bohrung Schlieven 102/61 bei Parchim, DDR (REINHARDT 1966).

Braarudosphaera obtusa (STRADNER 1963) nov. comb.

Taf. 32, Fig. 6

Micrantholithus obtusus n. sp., STRADNER 1963, T. 6, f. 11.
Micrantholithus obtusus STRADNER — REINHARDT 1966, T. 21, f. 1, 2, 4.

Beschreibung: Der auffallend große Pentalith ist vollständig symmetrisch aufgebaut, wobei die Einzelsegmente an der Außenkante etwas eingedällt sind.

Unterschiede: Die einzige Differenz zu *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL besteht durch die Eindällungen im Umriß. Im vorliegenden Material ist *Braarudosphaera obtusa* (STRADNER) immer wesentlich größer.

Bemerkungen: Auf Grund des geringen Unterschiedes und der Beobachtung, daß Übergänge zwischen *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL und *Braarudosphaera obtusa* (STRADNER) vorhanden sind, die sich bei fortschreitender Einkerbung der Außenkanten auch noch bis zu „*Micrantholithus*" *vesper* fortsetzen könnten, wird es für zweckmäßig erachtet, diesen Formtyp dem Genus *Braarudosphaera* DEFLANDRE zuzuordnen. Damit sei der Vorschlag gemacht, den Genus *Micrantholithus* DEFLANDRE 1950 einzuziehen.

Größter Durchmesser: 10 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Oberhauterive der Bohrung Nordhorn N. 11, DDR (STRADNER 1963).

Genus: *Microrhabdulus* DEFLANDRE 1959

Microrhabdulus attenuatus DEFLANDRE 1963

Taf. 29, Fig. 5

Microrhabdulus decoratus var. *attenuatus* n. var., DEFLANDRE 1959, S. 141, T. 4, f. 6—8.
Microrhabdulus attenuatus n. sp., DEFLANDRE 1963, S. 3486, txf. 11.
Microrhabdulus stradneri n. sp., BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 316, T. 6, f. 3—4.
Microrhabdulus attenuatus DEFLANDRE — REINHARDT 1966, S. 42, T. 16, f. 1.
Microrhabdulus stradneri BRAM & MART — GARTNER 1968, S. 44, T. 12, f. 14.

Beschreibung: Es handelt sich um nadelförmige, an beiden Enden zugespitzte Kalkkörper, die sich aus reihenförmig übereinander angeordneten Einzelelementen zusammensetzen. Im Querschnitt ist die Form rund, und es zeigt sich, daß sie in vier Reihen gegliedert ist.

Größte Länge: 20—30 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan des oberen Taylor Marl von Kaufman-County, Texas, USA (GARTNER 1968).

Genus: *Lucianorhabdus* DEFLANDRE 1959

Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE 1959

Taf. 28, Fig. 7, 8

Lucianorhabdus cayeuxi n. sp., DEFLANDRE 1959, S. 142, T. 4, f. 11—24.
Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE — GARTNER 1968, S. 45, T. 10, f. 18—20, T. 12, f. 7 a—c, T. 16, f. 3—4, T. 18, f. 3—4, T. 20, f. 14.
Lucianorhabdus cayeuxi DEFLANDRE — BUKRY 1969, S. 66, T. 40, f. 4.

Beschreibung: Diese in Größe und Gestalt sehr unterschiedliche Form zeigt im Querschnitt ein tetralithisches Bild. Die Oberfläche ist meistens sehr unregelmäßig ausgebildet. Im Zentrum verläuft ein Kanal.

Größte Länge: 8—15 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Coniac-Santon des mittleren Austin Chalk von Dallas County, Texas, USA (GARTNER 1968).

Genus: *Tetralithus* GARDET 1955

Tetralithus pyramidus GARDET 1955

Taf. 29, Fig. 6

Tetralithus pyramidus n. sp., GARDET 1955, S. 521, T. 7, f. 66.
Tetralithus pyramidus GARDET — STRADNER & PAPP 1961, S. 123, T. 40, f. 12 a—b.
Tetralithus pyramidus GARDET — BUKRY 1969, S. 64, T. 38, f. 1.

Beschreibung: Der Tetralith besteht aus vier gleichen Teilen, die jeweils rhomboedrische Gestalt haben.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan der Craie Meudon (Zone der Belemnitella mucronata), Meudon, Frankreich (BUKRY 1969).

„*Tetralithus*" *obscurus* DEFLANDRE 1959

Taf. 29, Fig. 7

Tetralithus obscurus n. sp., DEFLANDRE 1959, S. 138, txf. 26—29.
Tetralithus obscurus DEFLANDRE — BRAMLETTE & MARTINI 1964, S. 320, T. 4, f. 26—28.
Tetralithus obscurus DEFLANDRE — BUKRY 1969, S. 63, T. 37, f. 11—12.

Beschreibung: Der elliptische Kalkkörper besteht aus 4 großflächigen Kalkkörpern, die folgend den Ellipsenachsen symmetrisch sind. Am Außenrand befindet sich ein Limbus aus granularen elementa petala, der jedoch nicht immer deutlich sichtbar ist.

Bemerkungen: Die Existenz eines echten Limbus macht es notwendig, diesen Typ aus dem Genus *Tetralithus* GARDET herauszustellen. Das Aufstellen eines neuen, hier zuzuordnenden Genus sei jedoch späteren Bearbeitungen vorbehalten.

Größter Durchmesser: 6 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Campan der Craie Meudon von Meudon, Frankreich (BUKRY 1969).

Genus: *Thoracosphaera* KAMPTNER 1927

Thoracosphaera sp.

Taf. 32, Fig. 9

Beschreibung: Es handelt sich zweifellos um Bruchstücke eines größeren Körpers, der sich aus unregelmäßig gestalteten Kalzitelementen zusammensetzt.

Bemerkungen: Ob es sich um Bruchstücke von *Thoracosphaera imperforata* KAMPTNER 1956 handelt, wie sie MANIVIT 1965 abbildet, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Größter Durchschnitt: Bruchstücke von 5—18 µ.

Genus: *Nannoconus* KAMPTNER 1931

Nannoconus steinmanni KAMPTNER 1931

Taf. 32, Fig. 1—3

Nannoconus steinmanni n. sp., KAMPTNER 1931, S. 288, txf. 2—3.
Nannoconus steinmanni KAMPTNER — BRONNIMANN 1955, S. 36, T. 1, f. 16, T. 2, f. 10, 15, txf. 2 a—c.

Beschreibung: Die Form zeigt eine nur schwach gerundete Basis am breiteren Ende und ebenfalls nur schwach gewölbte Seitenwände. Der Querschnitt ist rund. Der zentrale Kanal ist sehr eng und verläuft ohne Differenzierung in gerader Linie durch den Kalkkörper.

Größte Länge: 10—13 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Portland von Kef Talrempt, Algerien (NOEL 1965).

Nannoconus bermudezi BRONNIMANN 1955

Taf. 32, Fig. 5

Nannoconus bermudezi n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 37, T. 2, f. 1, 24, txf. 2 d—e.

Beschreibung: Diese besonders große Art ist durch einen schlanken und gegen den Apex hin spitz zulaufenden Umriß charakterisiert. Der zentrale Kanal ist eng, es sind keine deutlichen Erweiterungen vorhanden. Die Basis ist stark abgerundet.

Unterschiede: Die Form unterscheidet sich von *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER vor allem durch ihre Größe sowie auch durch den schlankeren Bau.

Größte Länge: 21—25 µ.

Bekanntes Erstauftreten: Höheres Neokom von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus colomi (DE LAPPARENT 1931)

Taf. 32, Fig. 4

Lagena colomi n. sp., DE LAPPARENT 1931, S. 222.
Nannoconus colomi (DE LAPPARENT) — COLOM 1945, S. 123, txf. 2.
Nannoconus colomi (DE LAPPARENT) — BRONNIMANN 1955, S. 35, T. 2, f. 9, 17, txf. 3 n—r.

Beschreibung: Der zentrale Kanal ist gegen die Basis hin kugelig ausgeweitet. Die Einzelkeile stehen radial um diese Erweiterung. Im weiteren Verlauf gegen den Apex ist nur ein dünner Kanal vorhanden.

Größte Länge: Die Spitze scheint meist abgebrochen, daher kann keine genaue Angabe gemacht werden (ungefähr 10 μ).

Bekanntes Erstauftreten: Tieferes Neokom von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus multicadus DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT 1960

Taf. 33, Fig. 3

Nannoconus multicadus n. sp., DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT 1960, S. 177, T. 1, f. 10—13.

Beschreibung: Die Form zeigt einen weiten zylindrischen Hohlraum, der in der Mitte des Längsschnittes eingedällt ist. Im übrigen erscheinen beide Enden relativ symmetrisch zueinander aufgebaut, wobei die Einzelsegmente senkrecht zur Außenfläche stehen.

Größte Länge: 11—14 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Senon von Frankreich (DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT 1960).

Nannoconus kamptneri BRONNIMANN 1955

Taf. 31, Fig. 11

Nannoconus kamptneri n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 37, T. 2, f. 14, 16, 20, 21, txf. 2 i—m.

Beschreibung: Im Zentrum des spitzkegelförmigen Körpers befindet sich ein weiter, ebenfalls spitzkegeliger Hohlraum. Dieser kann sich gegen den Apex hin weitgehend verengen, es ist jedoch nie ein längerer geradliniger Kanal vorhanden. An der Basis schwenken die Einzelkeile senkrecht zur Außenwand um.

Unterschiede: *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT) ist meist kürzer und zeigt eine wesentlich dickere Wand. Vor allem jedoch hat er gegen den Apex hin einen deutlich ausgebildeten engen Kanal.

Größte Länge: Da die Spitze meist abgebrochen ist, kann keine genaue Angabe gemacht werden (ungefähr 15 *m*).

Bekanntes Erstauftreten: Tieferes Neokom von Kuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus wasali BRONNIMANN 1955

Taf. 33, Fig. 1, 2

Nannoconus wasali n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 39, T. 1, f. 4, 8, 9, 15, 17, 21, T. 2, f. 22, txf. 2o—s.

Beschreibung: Diese besonders auffallende Form ist durch ihre breite, fast rundliche Bauweise, und ihre dicken, kräftigen Wände charakterisiert. Im Inneren befindet sich ein großer Hohlraum. Das basale Ende ist breiter und abgerundet. Die Wandelemente stehen senkrecht zur Außenwand.

Größte Länge: Es kann nicht entschieden werden, wieviel vom Apex abgebrochen ist (ungefähr 12 μ).

Bekanntes Erstauftreten: Apt-Alb von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus truitti BRONNIMANN 1955

Taf. 33, Fig. 4

Nannoconus truitti n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 38, T. 2, f. 2, 5, 7, txf. 2 f—j.
Nannoconus truitti BRONNIMANN — MANIVIT 1965, S. 196, T. 2, f. 18.

Beschreibung: Die Art zeigt verhältnismäßig dicke Wände und einen stumpfkegeligen Innenraum, der gegen die Basis hin breiter wird, diese selbst ist abgerundet. Die Baukeile sind senkrecht zur Außenwand orientiert. Im allgemeinen ist der Längsschnitt breiter als lang.

Unterschiede: Die Form ist wesentlich kleiner als *Nannoconus wassali* BRONNIMANN. Die Außenwände sind im Verhältnis dicker und schwächer konkav.

Größte Breite: 9—11 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Apt-Alb von Cuba (BRONNIMANN 1955).

Nannoconus globulus BRONNIMANN 1955

Taf. 33, Fig. 5

Nannoconus globulus n. sp., BRONNIMANN 1955, S. 37, T. 2, f. 13, 18, 23, txf. 3 a—h.

Beschreibung: Charakteristisch ist der rundliche Umriß und der kugelförmige Innenraum. Trotzdem ist zumeist zu erkennen, daß der Hohlraum am basalen Ende breiter ist. Die Außenwände sind verhältnismäßig dünn gebaut.

Größte Breite: 7—9 μ.

Bekanntes Erstauftreten: Tieferes Neokom von Cuba (BRONNIMANN 1955).

IV. Zusammenfassende Ergebnisse über Studien in der Flyschzone des Wienerwaldes

Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen in der Unterkreide

A. PAPP und W. SCHNABEL

1. Die Untersuchungen in der Unterkreide der Nordzone westlich vom Tulbingerkogel ergaben reiches Fossilmaterial, das die bisherige lückenhafte Kenntnis bedeutend erweitert. Das Vorkommen von kleinen Hedbergellen spricht für Apt, die höchsten Partien mit *Ticinella* ergeben eine Alterseinstufung Ober Apt—Alb bzw. Unter Alb. In den tiefsten Proben im Profil fehlen Hedbergellen ebenso wie in den Proben von der Dopplerhütte, für die eine Altersstellung im unmittelbar Liegenden des Apt angenommen wird.

Die Untersuchung des Nannoplanktons ergab eine Gliederung des Profils in drei Bereiche (Zonen). Der unterste Bereich befindet sich im Liegenden des Apt, der Mittelbereich repräsentiert den größten Teil des Apt, der dritte und oberste Bereich umfaßt schon das Alb bzw. Unteralb.

Durch palynologische Untersuchungen konnte das Apt nachgewiesen werden.

Daraus ergibt sich der Schluß, daß in dem bearbeiteten Profil in der Unterkreide der Nordzone der Zeitraum oberstes Neokom bzw. Barrême bis Alb bzw. Unteralb erfaßt wurde. Das bearbeitete Profil umfaßt einen repräsentativen Teil der in der Nordzone entwickelten Unterkreide.

2. Die Unterkreide im Halterbachtal (Bartbergschichten) brachte ebenfalls reiches Fossilmaterial, das gewisse Unterschiede zur Nordzone zeigte.

Planktonische Foraminiferen konnten nicht beobachtet werden, dagegen war der Bestand an agglutinierenden Foraminiferen bedeutend größer. Ihre Bearbeitung ergab eine Altersstellung im oberen Albien.

In den südlich anschließenden Sieveringer Schichten treten Formen der Oberkreide auf, wobei *Matanzia mariae* und *Hormosina excelsa* schon für oberes Maastricht sprechen.

Die Auswertung von Nannofossilien führt zu dem Ergebnis, daß die Probe BRIX 150/5 etwas jünger sein dürfte als die jüngsten Ablagerungen im Profil der Nordzone.

Palynologische Untersuchungen ergaben ein reiches und gut auswertbares Material und eine Alterseinstufung in das Alb einschließlich des oberen Alb.

Ein Vergleich der Daten aus der Nordzone mit jenen aus dem Profil im Halterbachtal führt zu dem Schluß, daß die letzteren jüngere Schichten beinhalten, einschließlich des oberen Alb.

Ergebnisse der petrographischen Untersuchungen der Sandsteine und Tone in der Nordzone und in den Bartbergschichten

1. Allgemeine Erkenntnisse über den Seriencharakter

Die wichtigste Erkenntnis der petrographischen Untersuchungen ist der zwingende Nachweis, daß die Wolfpassinger- wie die Bartbergschichten lithologisch kein Flyschsediment sind. Dies beweisen die Beobachtungen im Gelände wie auch unter dem Mikroskop. Flyschdefinitionen wie die von SEILACHER (1967) und auch von WIESENEDER (1962) treffen in keinem Punkt zu.

Im Gelände fällt das völlige Fehlen von Strömungsmarken und Basismarken jeder Art auf. Gradierung ist auch im Kleinbereich nicht feststellbar, wie die aus verschiedenen Sandbänken durchgeführten Korngrößenanalysen beweisen. Die Verteilung der Schwermineralien folgt nicht den Gesetzen einer Absetzung aus suspendiertem Material (v. RAD 1968, SCHNABEL in FAUPL et al. 1970).

Für den Bereich der „Nordzone" ist der Nachweis verschieden alter Kalkhorizonte wichtig. Neben den als Basis angenommenen Neokomkalken (Typ Dopplerhütte) ist einwandfrei der Nachweis von 2 jüngeren Partien, eine des (? Unter-)Apt und eine des Oberapt—Unteralb, gelungen. Dadurch erhalten die Kalke der Unterkreide der Nordzone den Charakter von 3 Großzyklen der Flachsee:

3 Obere Ton-Sandsteinserie
3. Kalkhorizont

2 Quarzitserie
2. Kalkhorizont

1 Untere Ton-Sandsteinserie
Dopplerhüttenkalk (= 1. Kalkserie)

Eine geringe Bildungstiefe der Kalke bei hoher Sedimentationsrate kann angenommen werden. So beschränkt sich die 3. Kalkserie mit Biokalkareniten (H 45) und Mächtigkeit von über 20 *m* auf ein Oberstes Apt — Unterstes Alb. Daß die zunehmende Verflachung der See z. T. Teilbecken verursachte, ist an der Basis der Glaukonitquarzitserie und dem Top der 3. Kalkserie deutlich, wo die besondere Größe der Sporen und Pollen (siehe ČORNA) Landnähe anzeigen. An der Basis der Unteren Sandsteinserie zeigt die gröbere Sandschüttung wieder Küstennähe an.

Die Sedimentationsraten der Sandsteinserien dürften geringer sein, ebenso die der Quarzitserie, deren Alter vom Mittleren bis ins höchste Apt reicht.

Im Halterbachprofil des Alb ist diese Großzyklenfolge nicht feststellbar. Die Verhältnisse ähneln hier teils den Sandsteinserien der Nordzone, teils ist mit den bunten Schiefern ein anderer Sedimenttyp vorhanden.

Wenn auch die hier beschriebenen Serien der Unterkreide der Nordzone und der Bartbergschichten gewisse fazielle Ähnlichkeiten mit den Wernsdorfer Schichten und den Buntschiefern der Godula-Entwicklung des Krosnoflysches der Karpaten zeigen (ANDRUSOV 1965, Band II) und durch die Lage am Nordrand des Alpen-Karpatenorogens auch gewisse tektonische Parallelen bestehen, so muß doch von einer Identifizierung beider Serien Abstand genommen werden. Es zeigen z. B. die Wernsdorfer- und Bunten Godulaschichten ausgeprägten Flyschcharakter, der den hier beschriebenen Serien abgesprochen werden muß.

Abschließend sollen noch die Fe-Inkrustierungen erwähnt sein (KITTLER, S. 136) und ebenfalls auf die Karpaten hingewiesen werden, wo Fe-Anreicherungen (allerdings als Siderite) in Sedimenten der höheren Unterkreide der Krosnoschichten als Pelosiderite bekannt sind (ROTH & MATEJKA 1953).

2. Ablagerungsmilieu

Diese Daten lassen auf relativ flache Meeresbereiche schließen. Dies wird durch den Nachweis von authigenem (nicht detritärem) Glaukonit im Bindemittel der Sandsteinserien in der Nordzone gestützt. Für die Glaukonitkörner kann dies zwar ebenfalls angenommen, aber nicht bewiesen werden. Authigener Glaukonit als verläßlicher Indikator geringer Meerestiefen kann als erwiesen gelten (u. a. SEIBOLD 1964). Zugleich ist der Nachweis vollmariner Milieus erbracht. Geringe Sedimentationsrate als Voraussetzung der Glaukonitbildung wurde durch rezente Untersuchungen im Persischen Golf von LANGE u. SARNTHEIN (1970) nachgewiesen. Gestützt werden diese Erkenntnisse durch Korngrößenanalysen, deren Ergebnisse auf Flachmeerbereiche (rezenter Schelf) hinweisen.

Einheitlichere Verhältnisse weisen die Bartbergschichten auf, die vielleicht küstenferner in etwas größerer Tiefe entstanden sein könnten, was aus dem Zurücktreten der Sandsteinpartien und der Vorherrschaft der siltig-tonigen Serien geschlossen werden kann (rezent tieferer Schelf). Das Auftreten von dünnen Dolomitbänkchen ist bemerkenswert, die am ehesten diagenetisch erklärt werden können. Der hohe Tongehalt könnte die Dolomitisierung gefördert haben (z. B. FAIRBRIDGE 1967).

3. Einzugsbereich

Über die Richtung des Materialtransportes lassen sich keine Aussagen machen, da Strömungsmarken fehlen. Richtungsorientierte Interngefüge sind undeutlich und selten und wegen der intensiven tektonischen Verformung auch nicht verläßlich auszuglätten.

Wesentlich ist die Beobachtung, daß die Mineralanalysen nur stabile Assoziationen zeigen. Der hohe Kaolinitgehalt, insbesondere im Profil Halterbachtal, legt die Vermutung nahe, daß diese stabile Auslese eher verwitterungs- als transportbedingt ist.

Es kommt als Hinterland ein granitoides Tiefengestein (Zirkon, Kaolinit aus zersetzten Feldspäten) mit seinen pegmatitischen Begleitgesteinen (Turmalin) bei weitgehendem Fehlen metamorpher Serien (Granatarmut) in Frage, welches besonders im Alb tiefgreifender Verwitterung unterlag (Kaolinitbildung). Auf die Anzeichen von umgelagertem, nichtmetamorphem Karbon (Umlagerung von Sporen) im höheren Apt und spärliche Hinweise auf umgelagerte Trias (umgelagerte Sporen) im Mittelalb sei hier ergänzend hingewiesen.

Der Kalkdetritus ist im Apt (Nordzone) etwas höher und tritt im Alb (Bartbergschichten) völlig zurück. Resedimentation dieser Kalke aus den begleitenden Kalkhorizonten kann nicht ausgeschlossen werden, z. T. bestand möglicherweise noch im Apt eine geringmächtige Auflage von Jura- und Unterkreidekalken auf dem Kristallin.

Die Sedimente der Nordzone sind in den Bereich Oberes Neokom, Apt—Alb einzuordnen. Dieser Bereich ist im Autochthon des Kristallin-Sockels und in der Bohrung Mauerbach 1 a nicht belegbar. Wir deuten die Nordzone als eine parautochthone Einheit, deren Sedimente ursprünglich auf dem Kristallin zur Ablagerung kamen. Daraus ergibt sich die Vorstellung, daß sich die obere Unterkreide der Nordzone südlich an die Unterkreide des Kristallinsockels anschloß. Sie wurde bei Verengung der Flyschsynklinale aus dem Untergrund aufgeschert und in die heutige Position gebracht, eine Interpretation, die mit den bisherigen Anschauungen in Einklang steht (GÖTZINGER 1932 und 1954), nur scheint es uns zweckmäßig, die Nordzone als eigene tektonische Einheit zu betrachten und von der Greifensteiner Decke oder Teildecke zu trennen.

Über die Entwicklung des Flyschtroges im Raum des östlichen Wienerwaldes

(Ergebnisse der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch)

A. PAPP

Abb. 12

Das Studium der Flyschzone wurde längere Zeit gegenüber den attraktiveren Schichtenfolgen in Kalk- und Zentralalpen weniger intensiv betrieben. Erst durch die Anwendung moderner sedimentpetrographischer und mikropaläontologischer Methoden konnten neue Impulse gebracht werden, die Spezialstudien in der Flyschzone attraktiv machten. Die von der Arbeitsgemeinschaft Wienerwaldflysch in den Jahren 1969 und 1970 durchgeführten Studien zeigen den methodischen Weg, der zu einem besseren Verständnis der Schichtenfolgen im Flysch des Wienerwaldes führen könnte. Es steht außerhalb jeder Diskussion, daß diese Studien durch weitere ähnliche Arbeiten an vielen Stellen des Wienerwaldes zu ergänzen wären, bevor ein abschließendes Bild gewonnen werden kann. Immerhin steht heute schon fest, daß die Verengung des ursprünglichen Flyschtroges und die tektonischen Vorgänge, welche seine Sedimente in ihre heutige Position brachten, ein Phänomen alpiner Tektonik ersten Ranges sind, das in seinen Konsequenzen noch nicht völlig überschaubar ist.

Die Arbeitsgruppe Wienerwaldflysch mußte sich mit ihren Studien auf wenige Spezialthemen beschränken. Trotzdem halten wir es für zweckmäßig, den Rahmen aufzuzeigen, in dem diese Studien gesehen werden sollen. Dabei wollen wir betonen, daß die räumliche Begrenzung sehr eng gezogen wurde. Diese Ausführungen beziehen sich nur auf den Raum des östlichen Wienerwaldes auf die Serien der Schottenhofzone mit den Sieveringer Schichten, Kahlenberger und Greifensteiner Teildecke bis zur Nordzone. Die Abfolge dieser Einheiten und ihre mögliche tektonische Interpretation kann am ehesten durch ein N—S-Profil durch die Bohrung Mauerbach 1 a interpretiert werden (Abb. 12).

Die Bohrung Chorherrn 1 traf das Kristallin bei 1771 *m*, die 7 *km* SO gelegene Bohrung Mauerbach 1 a erst bei 3457 *m*. Daraus ergibt sich im Bereich der Stirne der Flyschzone ein Absinken des Kristallins um fast 1600 *m*. Es bleibt zur Diskussion, ob diese Niveaudifferenz schon bei dem Aufschub der Flyschzone vorhanden war und den Bewegungsvorgang zum Stillstand brachte, oder ob die Auflast der Flyschgesteine ein Absinken des Kristallins bewirkte.

Die Bohrung Mauerbach 1 a traf im Bereich von 3457 bis 3038 *m* autochthones Mesozoikum am Kristallinsockel, welches in oberen, mittleren und unteren Jura gegliedert wurde. Diese Sedimente wurden bei der Bohrung Chorherrn 1 nicht angetroffen. Dies spricht für eine Niveaudifferenz des Kristallins auch vor Aufschub des Flyschs in einer Größenordnung von mindestens 400 *m*. Autochthones Mesozoikum am Kristallinsockel wurde erst bei weiter nördlich gelegenen Bohrungen erreicht; vgl. KAPOUNEK & Mitarb. 1967.

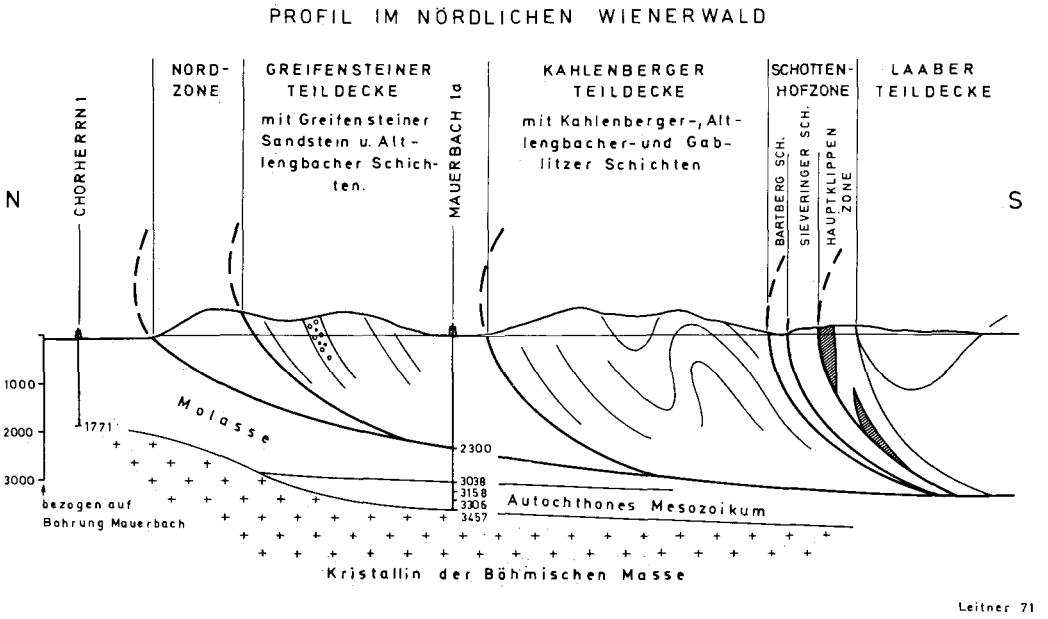


Abb. 12: Sammelprofil durch den nördlichen Wienerwald.

Bei Mauerbach 1 a wurde von 3038 bis 2300 *m* Molasse durchörtert, die z. T. flach gelagert, z. T. tektonisch gestört ist. Es steht außer Diskussion, daß die Molasse auch im Wienerwald weiter nach Süden reichte. Wo sich der ursprüngliche Südrand des Molassemeeres befunden hat, kann nur interpoliert werden. Nach den Erfahrungen der Bohrung Urmannsau (vgl. KRÖLL & WESSELY 1967) dürfte ein Betrag von 15 bis 20 *km* nicht zu hoch veranschlagt sein.

Aus einem Gebiet südlich der Molasse können die mesozoischen Gesteine der Nordzone stammen. Sie wurden vom Untergrund abgeschert und an der Stirn der Greifensteiner Teildecke nach Norden geschoben. Primär wurden sie als Sedimente am Kristallinsockel (PAPP et al. 1970, S. 7) abgelagert, sind also gegenüber dem Flysch parautochthon. Die Fazies der Nordzone konnte in dem autochthonen Mesozoikum im nördlichen Niederösterreich (vgl. KAPOUNEK & Mitarb. 1967) nicht beobachtet werden. Wegen Herkunft und tektonischer Beanspruchung bzw. Transport, der Fazies und dem Alter der Gesteine schlagen wir vor, die Nordzone als eigene tektonische Einheit zu betrachten und von der Greifensteiner Teildecke abzugliedern.

An die Greifensteiner Teildecke schließt nach Süden die Kahlenberger Teildecke an, mit den eozänen Gablitzer Schichten. Die nächste Zone, Schottenhofzone nach BRIX 1964, 1972, hat an ihrem Nordrand Unterkreide vom Typus des autochthonen Mesozoikums, wenn auch die Unterkreide der Bartbergschichten jener der Nordzone nicht vollständig homolog ist.

Auf die Unterschiede wurde bereits hingewiesen. Ähnlich interpretieren wir allerdings den tektonischen Vorgang. Auch die Bartbergschichten waren ursprünglich als autochthones Mesozoikum am Kristallinsockel zur Ablagerung gekommen und wurden post Eozän abgeschert und in ihre heutige Position gebracht. Sie befinden sich an der Stirn der Sieveringer Schichten. Somit hatten auch die Bartbergschichten gegenüber den Sieveringer Schichten eine tektonische Sonderstellung.

In der Hauptklippenzone sind bereits Sedimente der Buntmergelserie und der Kaumberger Schichten vorhanden. Der Ablagerungsraum der Buntmergelserie nach S. PREY

(1957) soll primär im Norden des eigentlichen Flyschtroges gelegen sein, während die Kaumberger Schichten einem südlichen Bereich des Flyschtroges entstammen (vgl. FAUPL et al. 1970, Abb. 12). Die Sedimente der Hauptklippenzone mit Buntmergelhülle könnten daher schon aus dem Bereich der nördlichen Randzone des Flyschtroges stammen. Diese Interpretation kann aber, solange keine weiteren Analysen erfolgt sind, noch nicht als gesichert gelten.

Mit dem Versuch, die Abfolge der Schichten im Profil mit ihrer ursprünglichen Lage zueinander in Beziehung zu setzen, stellen sich die Fragen nach den Schubweiten der einzelnen Schichtenverbände. Mit Annahme einer Südgrenze der Molasse bei 20 *km* südlich des heutigen Nordrandes der Flyschzone ergäben sich für den Transport der Unterkreide in der Nordzone und der Bartbergschichten Distanzen von mehr als 20 *km*. Bei einer angemessenen Breite des Ablagerungsraumes der Buntmergelserie stammen die typischen Sedimente der Flyschteildecken (Altlengbacher, Kahlenberger, Sieveringer Schichten usw.) aus der eigentlichen Flyschsynklinale, wo mit größeren Transportweiten zu rechnen ist.

Die zeitliche Fixierung der tektonischen Vorgänge läßt sich in unserem Raum nur mit wenigen Daten belegen. Die jüngsten Sedimente der eigentlichen Flyschzone im Wienerwald sind in das Mitteleozän zu stellen. Post Mitteleozän dürfte die Verengung des Flyschtroges einsetzen. Die letzte wirkungsvolle Phase erfolgt mit der Überschiebung des Untermiozäns (Bohrung Mauerbach 1 a) im älteren Eggenburgien. In dieser Zeitspanne verschwindet der primäre Sedimentationsraum des Flyschs und derjenige der Buntmergelserie, der Bereich zwischen Ablagerungsraum der Buntmergelserie und Molasse (Herkunftsgebiet der Unterkreide in der Nordzone und den Bartbergschichten) und der Südflügel des Oligozän-Untermiozänen Molassetroges, um von Deckensystemen alpiner Prägung eingenommen zu werden.

Literaturverzeichnis

1. Allgemeine regionale Literatur, mineralogisch-petrographische Spezialliteratur:

ANDRUSOV, D., 1964, 1965: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten. I. Teil 1964, II. Teil 1965. — Akademie-Verlag Berlin, Verlag der Akademie der Wissenschaften Bratislava.

BAILEY, E. H. & STEVENS, R. E., 1960: Selective straining of K-Feldspar and Plagioclase on rock slabs and thin-sections. — Amer. Miner. *45*, 1020—1025, Menasha.

BERTLE, H., 1970: Steinbruch Dopplerhütte. Ein Beispiel der Verformung geologischer Körper vor den Toren Wiens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *19*, 189—194, Wien.

BRIX, F., 1961: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilfunden. — Erdöl-Zeitschr. *77/3*, 89—99, Wien—Hamburg.

—, 1964: Neue Beiträge zur Geologie der Flyschzone bei Wien. — Vortrag 10. Jänner 1964, Geol Ges. Wien, Wien.

—, 1972: Geologische Karte der Stadt Wien 1 : 50.000. — Naturgeschichte Wiens, Bd. 3 (Kartenteil), Verlag für Jugend und Volk G. m. b. H., Wien—München.

BRIX, F. & GÖTZINGER, K., 1964: Die Ergebnisse der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes. In: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. ... Teil I. — Erdöl-Zeitschr. 1964/2, 3—22, Wien—Hamburg.

FAIRBRIDGE, R. W., 1967: Phases of diagenesis and autigenesis. In: G. LARSEN & G. V. CHILLINGAR (Ed); Diagenesis in Sediments. — Elsevier, 19—89, Amsterdam.

FAUPL, P., FISCHER, R. & SCHNABEL, W., 1971: Programm zur Berechnung sedimentologischer Parameter aus verfestigten klastischen Sedimenten. — Verh. Geol. B. A. 1971/3, 648—654, Wien.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M., 1970: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. — Jahrb. Geol. B. A. *113*, 73—158, Wien.

FRIEDL, K., 1921: Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges. Wien. *13*, 1—80, Wien.

FRIEDMAN, G. M., 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — J. Sed. Petr. *31*, 514—529.

—, 1962: On sorting, sorting-coefficients and the lognormality of the grain-size distinction of sandstones. — J. Geol. *70*, 737—753, Chicago.

—, 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — J. Sed. Petr. *37*, 327—254.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G., 1970: Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie Teil II. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. 726 S. Stuttgart.

GÖTZINGER, G., 1929: Aufnahmsbericht über die Blätter Baden—Neulengbach (4756) und Tulln (4656). — Verh. Geol. B. A. 1929, 45—54, Wien.

—, 1951: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jb. Geol. B. A., Festb. 1951, 223—272, Wien.

GÖTZINGER, G. & BECKER, H., 1932: Zur geologischen Gliederung des Wienerwaldflysches (Neue Fossilfunde). — Jb. Geol. B. A., *82*/3,4, 343—396, Wien.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H. & VETTERS, H., 1952: Geologische Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. — Geol. B. A., Wien.

GÖTZINGER, G., GRILL, R., KÜPPER, H., LICHTENBERGER, E. & ROSENBERG, G., 1954: Erläuterungen der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000. — Geol. B. A., Wien.

GRÜN, W., 1968: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt Wien. Geologisch-Mikropaläontologische Untersuchungen in der Kahlenberger Teildecke und der Hauptklippenzone zwischen Dürrwien und Auhof. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, Wien.

JAEGER, R., 1914: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. — Mitt. Geol. Ges., Wien *7*, 122—172, Wien.

KAPOUNEK, K., KRÖLL, A., PAPP, A. & TURNOVSKY, K., 1967: Der mesozoische Sedimentanteil des Festlandsockels der Böhmischen Masse. — Jb. Geol. B. A. *110*, 73—91, Wien.

KRÖLL, A. & WESSELY, G., 1967: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr. *83*/10, 342—353, Wien—Hamburg.

KUENEN, Ph. H. & MIGLIORINI, C. I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — J. Geol. *58*, 91—127. Chicago.

LANGE, H. & SARNTHEIN, M., 1970: Glaukonitkörner in rezenten Sedimenten des Persischen Golfs. — Geol. Rundsch., *60*/1, 256—264, Stuttgart.

MASON C. C. & FOLK, R. L., 1958: Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. — J. Sed. Petrol., *28*, 211—226.

MÜLLER, G., 1964: Methoden der Sedimentuntersuchung. Sediment-Petrologie Teil II. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchh. 303 S. Stuttgart.

MÜNZER, H. & SCHNEIDERHÖHN, P., 1953: Das Sehnenschnittverfahren. — Heidelb. Beitr. Min. Petr. *3*, 456—471, Heidelberg.

PAPP, A. & TURNOVSKY, K., 1970: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen (Microfazies Austriaca). — Jb. Geol. B. A. Sb. *16*, Wien.

PAUL, C. M., 1898: Der Wienerwald. Ein Beitrag zur Kenntnis der nordalpinen Flyschbildungen. — Jb. Geol. R. A., *48*, 53—178, Wien.

PREY, S., 1965: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (1. Fortsetzung). — Verh. Geol. B. A., 1965, 107—118, Wien.

—, 1968: Flysch-Zone and Northern Limestone Alps hear Vienna. In: Neogene Basins and Sedimentary Units of the Eastern Alps near Vienna. — Guide to Exc. 33 C, Austria. Int. Geol. Congr. Prague, 30—42, Geol. B. A., Wien.

RAD, U. v., 1968: Comparison of sedimentation in the Bavarian Flysch (Cretaceous) and recent San Diego Trough (California). — J. Sed. Petrol. *38*/4, 1120—1154.

ROTH, Z. & MATEJKA, A., 1953: The Pelosiderites of the Moravosilesian Beskydy. — Geotechnica *16*, Praha.

SEIBOLD, E., 1964: Chemische Bestandteile der marinen Sedimente. In: R. BRINKMANN (Red.), Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. — Enke Verlag, 467 S. Stuttgart.

SEILACHER, A., 1967: Tektonischer, sedimentologischer oder biologischer Flysch ?. — Geol. Rundsch., *56*, 189—200, Stuttgart.

SINDOWSKI, K. H.; 1957: Die synoptische Methode des Kornkurvenvergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. — Geol. Jb. *73*, 235—275, Hannover.

STRADNER, H. & PAPP, A., 1961: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Jb. Geol. B. A. Sonderb. *7*, 1—160. Wien.

STUR, D., 1894: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien. — Geol. B. A., Wien.

WIESENEDER, H., 1962: Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. — Mitt. Geol. Ges. Wien. *54*, 249—260, Wien.

WOLETZ, G., 1950: Schwermineralien von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — Jb. Geol. B. A. *94*, 167—194, Wien.

2. Paläontologische Spezialliteratur:

2 a) Foraminiferen:

BERTHELIN, M., 1880: Mémoire sur les Foraminifères fossiles de l'étage Albien de Montcley (Doubs.). — Mém. Soc. Géol. France, ser. 3, 1, no. 5, S. 1—84, Taf. 1—4, 5 Tab., Paris.

BORNEMANN, L. G., 1874: Über die Foraminiferengattung Involutina. — Z. Dtsch. Geol. Ges., *26*, S. 702—740, Taf. 18, 19, Berlin.

BRADY, H. B., 1881: Über einige arktische Tiefsee-Foraminiferen gesammelt während der österreichisch-ungarischen Nordpol-Expedition in den Jahren 1872—74. — K. Akad. Wiss. Wien, Denkschr., *43*, S. 9—110, Wien.

CUSHMAN, J. A., 1910: A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part I: Astrorhizidae and Lituolidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., *71*, S. 1—134, Textfig. 1—203, Washington.

—, 1911: A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean. Part II: Textulariidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., *71*, 108 Seiten, 156 Textabb., Washington.

DAWSON, G. M., 1870: On Foraminifera from the Gulf and River St. Lawrence. — Canadian Nat., new ser., *5*, S. 172—177, Montreal.

FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M., 1970: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. — Jb. geol. Bundesanst., *113*, S. 73—158, 9 Tab., 12 Textabb., 15 Taf., 8 Beil., Wien.

GEROCH, S., 1959: Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. — Paläont. Zeitschr., *33*, S. 113—122, Taf. 12, 13, 1 Tab., 2 Textabb., Stuttgart.

—, 1960: Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian Unit in the Beskid Slaski Mts. (Western Carpathians). — Biul. Inst. Geol. Pol., *153*, Warszawa.

—, 1966: Male otwornice dolnej kredy serii slaskiej w Polskich Karpatach. (Lower Cretaceous Small Foraminifera of the Silesian Series, Polish Carpathians). — Rocz. Polsk. Tow. Geol., *36*, S. 413—480, Fig. 1—14, Tab. 1—6, Krakow.

GLAESSNER, M. F., 1937: Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. L. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus. — Probl. Paleontol., *2—3*, S. 349—408, 5 Taf., Moskau.

GRÜN, W., 1968: Die Autobahnaufschlüsse im Bereich der Westeinfahrt Wien. Geologisch-Mikropaläontologische Untersuchungen in der Kahlenberger Teildecke und der Hauptklippenzone zwischen Dürrwien und Auhof. — Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Wien, 14 Taf., 2 Tab., 8 Textfig., 21 Prof., 30 Fossilabb. Wien.

—, 1970: Flysch Microfauna of the Hagenbach Valley (Northern Vienna Woods), Austria. — Rocz. Polsk. Tow. Geol., *39*, S. 305—334, Taf. 39—49, Krakow.

HANZLIKOVA, E.: 1965: Stratigraphie der Kreide und des Paläogens der Flyschzone der Westkarpaten. — Geol. Sbornik., *16*, S. 33—64, Textfig. 1—6, Bratislava.

HILTERMANN, H., 1943: Zur Stratigraphie und Mikrofossilführung der Mittelkarpaten. — Öl und Kohle, *39*, S. 745—755, 9 Abb., 1 Taf., Berlin.

Huss, F., 1957: Stratygrafia jednostki Weglowki na podstawie mikrofauny. — Acta Geol. Pol., *7*, S. 29—63, Warszawa.

Maync, W., 1952: Critical taxonomic study and nomenclatural revision of the Lituolidae based upon the prototype of the family, Lituola nautiloidea Lamarck, 1804. — Cushman Found. Foram. Res., Contrib., *3*, 2, S. 35—56, Taf. 9—12. Washington.

Moullade, M., 1960 a: Sur l'attribution spécifique de Foraminifères appartenant au Genre Trochammina, découverts dans l'Aptien et l'Albien des Baronnies (Drôme, Hautes-Alpes). — Rev. Micropal., *2*, 4, S. 199—202, 1 Taf., Paris.

—, 1960 b: Sur quelques Foraminifères du Crétacé inférieur des Baronnies (Drôme). — Rev. Micropal. *3*, 2, S. 131—142, Taf. 1, 2, 2 Abb., Paris.

Nauss, A. W., 1947: Cretaceous Microfossils of the Vermilion Area, Alberta. — Jour. Paleont., *21*, 4, S. 329—343, Taf. 48, 49, Tulsa.

Noth, R., 1912: Die Foraminiferen der roten Tone von Barwinek und Komarnok. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung. Orient., *25*, S. 1—24, 1 Abb., 1 Taf., Wien.

Parker, W. K., 1870: Siehe Dawson, G. M., 1870.

Parker, W. K. & Jones, T. R., 1859: On the nomenclature of the Foraminifera. Pt. 2, On the species enumerated by Walker and Montagu. — Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 3, *4*, S. 333—351.

Pokorny, V., 1949: On the Microfauna of the Eocene Green Clay of Nikolcice (Moravia, Czechoslovakia). — Bull. Internat. Acad. tchèque Sci., *50*, (15), S. 1—16, 1 Taf., 17 Textabb., Praha.

Reuss, A. E., 1862: Entwurf einer systematischen Zusammenstellung der Foraminiferen. — K. Akad. Wiss. Wien, mat.-naturw. Cl., Sitzber., *44*, (1861), S. 355—396, Wien.

Rhumbler, L., 1895: Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren. — Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Nachr., no. 1, S. 51—98, Göttingen.

Rzehak, A., 1887: Die Foraminiferenfauna des grünen Oligocänthones von Nikoltschitz in Mähren. — Vh. geol. Reichsanst., 1887, S. 87—88, Wien.

—, 1895: Über einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. — Ann. Naturhist. Hofmus., *10*, S. 213—230, Taf. 6, 7, Wien.

Schwager, C., 1877: Quadro del proposto sistema de classificazione dei foraminiferi con guscio. — R. Comitato Geol. Italia, Bull., *7*, no. 11—12, S. 475—485.

Vašíček, M., 1947: Poznámky k microbiostratigrafiy magurského flyše na Moravě. (Remarks on the Microbiostratigraphy of the Magura Flysch in Moravia.) — Vestnik UUG., *22*, S. 235—256, Taf. 1—3, 3 Textabb., Praha.

—, 1950: Mikropaleontologicky doklad mladotretihorni horotvorne faze na vychodni Morave. (Micropaleontological Evidence of the Late-Tertiary Orogenesis in East Moravia.) — Sbornik UUG., *17*, S. 1—12, Taf. 1, 2, Praha.

2 b) Palynologie:

Baltes, N., 1967: Albian microplancton from the Moesic platform, Rumania. — Micropaleont. *13*/1, 327—336, New York.

Bolchovitina, N. A., 1953: Spores and pollen characteristic of Cretaceous deposits of central regions of USSR. — Trudy Geol. Inst. Nauka *145*, 1—184, Moskva (in Russisch).

—, 1956: Atlas of spores and pollen grains in Jurassic and Lower Cretaceous coals of the Viluj Basin. — Trudy Geol. Inst. *2*, 1—185, Leningrad (in Russisch).

—, 1968: The spores of the family Gleicheniaceae ferns and their importance for the stratigraphy. — Trudy Geol. Inst. Nauka *186*, Moskva (in Russisch).

Brelie, G. Van Der, 1964: Eine interkretazische Mikroflora aus dem nördlichen Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf. *12*, 117—118, Krefeld.

Cookson, I. C. & Hughes, N. F., 1964: Microplancton from the Cambridge Greensand (Middle-Cretaceous). — Palaeontol. *7*, 37—59, London.

Couper, R. A., 1958: British Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains. — Palaeontograph. *103*, 75—179, Stuttgart.

Davey, R. J., Downie, C., Sarjeant, W. A. S. & Williams, G. L., 1966: Studies on Mesozoic and Cainozoic Dinoflagellate Cysts. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol. *3*, London.

Dettmann, M. E., 1963: Upper Mesozoic microfloras from South Eastern Australia. — Proc. R. Soc Vict. *77*, 1—173, Melbourne.

DOWNIE, C., WILLIAMS, G. L. & SARJEANT, W. A. S., 1961: Classification of fossil microplancton. — Nature, *192*, 471, London.

DOWNIE, C., EVITT, W. R. & SARJAENT, W. A. S., 1963: Dinoflagellates, Hystrichosphéres and classification of the Acritarchs. — Stanf. Univ. Publ., Geol. Scie, *7*, 1—16, Stanford.

EISENACK, A., 1958: Mikroplankton aus dem norddeutschen Apt nebst einigen Bemerkungen über fossile Dinoflagellaten. — Abh. N. Jb. Geol. Paläont. *106*, 383—422, Stuttgart.

GROOT J. J. & GROOT, C. R. 1962: Plant microfossils of Aptian, Albian and Cenomanian deposits of Portugal. — Com. Serv. Geol. Port. *44*, 133—171, Lisboa.

POCOCK, S. A. S., 1962: Microfossils analysis and age determination of strata at the jurassic-cretaceous boundary in the Western Canada plains. — Palaeontogr. *111*, 1—95, Stuttgart.

POTONIÉ, R., 1956: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. I. Teil: Sporites. — Beih. Geol. Jb. *23*, 1—103, Hannover.

—, 1958: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. II. Teil: Sporites, Saccites, Aletes, Praecolpates, Polyplicates, Monocolpates. — Beih. Geol. Jb. *31*, 1—114, Hannover.

—, 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III. Teil: Sporites, Pollenites. — Beih. Geol. Jb. *39*, 1—189, Hannover.

POTONIÉ, R. & KREMP, G. O. W., 1954: Die Gattungen der paläozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. — Geol. Jb. *69*, 111—194, Hannover.

—, 1955: Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons, ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Arten anderer Gebiete und Zeitabschnitte. Teil I. — Palaeontograph. *98*, 1—136, Stuttgart.

—, 1956: Idem Teil II. — Palaeontograph. *99*, 85—191, Stuttgart.

2 c) Nannofossilien: (Nach 1969 erschienene Literatur ist nicht berücksichtigt).

ARKHANGELSKY A. D., 1912: Oberkreide Ablagerungen des osteuropäischen Rußland (russ.). — Mater. Geol. Russl.: *25*, S. 402—415, 626—628, 2 T., Moskau—Leningrad.

BLACK M. & BARNES B., 1959: The structure of Coccoliths from the English Chalk. — Geol. Mag.: *96*, S. 321—328, T. 8—12, London.

BRAMLETTE M. N. & MARTINI E., 1964: The great change in the calcareous nannofossils between the Maastrichtian and Danien. — Micropal.: *10*, S. 291—322, 7 T., New York.

BRAMLETTE M. N. & RIEDL W. R., 1954: Stratigraphic value of Discoasters and some other microfossils, related to recent Coccolithophores. — Jour. Paleont.: *28*, S. 385—403, 2 T., 3 Txf., Menasha.

BRONNIMANN P., 1955: Microfossils incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba. — Micropal.: *1*, S. 28—51, 2 T., 10 Txf., New York.

BUKRY D., 1969: Upper Cretaceous Coccoliths from Texas and Europe. — Univ. Kansas Paleont. Contr.: *51*, (Protista 2), S. 1—79, 40 T., Kansas.

COLOM C., 1945: Nannoconus steinmanni KAMPTNER y Lagena colomi LAPPARENT. — Inst. Geol, Publ.: *7*, S. 123—132, 1 T., Barcelona.

DEFLANDRE G., 1939: Stephanolithes représentants d'un type nouveau de coccolithes. — Soc. France Micros. Bull.: *8*, S. 48—50, 14 Txf., Paris.

—, 1947: Braarudosphaera nov. gen., type d'un famille nouvelle coccolithophoridés actuels à éléments composites. — Akad. Sci. C. R. Paris: *225*, S. 439—441, 5 Txf., Paris.

—, 1952: Sous embranchement des flagelles. — In: PIVETEAU J.: Traité de Paleontology *1*, S. 99—130, 150 Txf., Paris.

—, 1959: Sur les nannofossils calcaires et leur systematique. — Rev. Micropal.: *2*, S. 127—152, 4 T. Paris.

—, 1963: Sur les Microrhabdulidés, famille nouvelle de nannofossiles calcaires. — Acad. Sci. C. R. Paris: *256*, S. 2484—3486, 25 T., Paris.

DEFLANDRE G. & FERT C., 1954: Observations sur les coccolithophoridés actuels et fossiles en microscope ordinaire et électronique. Ann. Paleont.: *40*, S. 117—176, 5 T., Paris.

DEFLANDRE G. & DEFLANDRE RIGAULT M., 1960: Presénce de nannoconidés dans le Crétace supérieur du Bassin Parisienne. — Rev. Micropal.: *3*, S. 175—180, 1 T., Paris.

De Lapparent J., 1931: Sur les prétendus " embryons de Lagena ". — C. R. Somm. Soc. Geol.: 1931, *14/15*, S. 222—223, Paris.

Forchheimer S., 1968: Die Coccolithen des Gault-Cenoman, Cenoman und Turon in der Bohrung Höllviken I, Südwest Schweden. — Sver. Geol. Unders. Ser. C, Nr. 635, Afhandl. och Uppsatser *62/6*, S. 1—64, T. 1—9, Stockholm.

—, 1970: Scanning electron microscope studies of some Cenomanian Coccosphaeres and Coccoliths from Bornholm (Denmark) and Köpingsberg (Sweden). — Sver. Geol. Unders. Ser. C, Nr. 647, Afhandl. och Uppsatser *64/4*, S. 1—43, Txf. 1—44, Stockholm.

Gardet M., 1955: Contribution a l'étude des coccolithes des terrains néogénes de l'Algerie. — Publ. Serv. Carte Géol. Algerie: *5*, S. 447—550, 11 T., Alger.

Gartner S., 1968: Coccoliths and related calcareous nannofossils from the Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. — Univ. Kansas Paleont. Contr.: *48*, (Protista 1), S. 1—56, 28 T., Kansas.

Gorka H., 1957: Coccolithophoridés du Maestrichtien supérieur de Pologne. — Act. Paleont. Pol: *12*, S. 235—285, 5 T., Warszawa.

Hay W. W., Mohler H. & Wade M. E., 1966: Calcareous nannofossils from Nal'chik (North Kaukasus). — Ecl. Geol. Helv.: *59*, S. 379—399, 13 T., Bern.

Kamptner E., 1931: Nannoconus steinmanni nov. gen., nov. spec., ein merkwürdiges gesteinsbildendes Mikrofossil aus dem jüngeren Mesozoikum der Alpen. — Pal. Zeitschr.: *13*, S. 288—297.

—, 1948: Coccolithen aus dem Torton des inneralpinen Wiener Beckens. — Sitz. Ber. Österr. Akad, Wiss. math. nat. Kl., Abt. I: *157*, S. 1—16, 2 T., Wien.

—, 1956: Zur Systematik und Nomenclatur der Coccoliteen. — Anz. Österr. Akad. Wiss. math. nat. Kl.: *33*, S. 4—12, Wien.

Manivit H., 1965: Nannofossiles calcaires de l'Albo-Aptien. — Rev. Micropal.: *8*, S. 189—201, 2 T. Paris.

—, 1966: Sur quelques coccolithes nouveaux du Neocomien. — C. R. Somm. Soc. Geol. France: 1966, 7, S. 267—269, Paris.

—, 1968: Nannofossiles calcaires du Turonien et du Sénonien. — Rev. Micropal.: *10*, S. 277—286, 2 T., Paris.

Martini E. & Stradner H., 1960: Nannotetraster, eine stratigraphisch bedeutsame neue Discoasteridengattung. — Erdöl-Zeitschr.: *76*, S. 266—269, 19 Txf., Wien—Hamburg.

Murray J. & Blackman H., 1897: On the nature of the Coccosphaeres and Rhabdosphaeres. — Philos. Trans. Roy. Soc. London: *109*, Ser. B, S. 427—441, 2 T., London.

Noel D., 1957: Coccolithes des terrains Jurassiques de l'Algerie. — Publ. Serv. Carte Geol. Algerie, n. ser.: *8*, S. 303—345, Alger.

—, 1858: Etude des coccolithes du Jurassique et du Crétacé inférieur. — Publ. Serv. Carte Geol. Algerie, n. ser.: *20*, S. 155—196, Alger.

—, 1965: Sur les coccolithes du Jurassique europ)en et d'Afrique du Nord. — C. N. R. S. Paris, S. 1—209, 29 T.

—, 1969: Arkhangelskiella (Coccolithes crétacés) et formes affines du Bassin de Paris. — Rev. Micropal.: *11*, S. 191—204, 3 T., Paris.

Perch Nielsen K., 1968: Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark. — Kongel. Dan. Vidensk. Selsk., Biol. Skr.: *16*, S. 1—96, 32 T., København.

Reinhardt P., 1964: Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. — Monatsber. Akad. Wiss. Berlin: *6*, S. 749—759, 2 T., 8 Txf., Berlin.

—, 1965: Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). — Monatsber. Akad. Wiss. Berlin: *7*, S. 30—40, 3 T., 8 Txf., Berlin.

—, 1966: Zur Taxionomie und Biostratigraphie des fossilen Nannoplanktons aus dem Malm, der Kreide und dem Alttertiär Mitteleuropas. — Freiberger Forschungsh.; *C 196*, S. 1—109, T. 1—23, Leipzig.

—, 1967: Fossile Coccolithen mit rhagoidem Zentralfeld (Familie: Ahmuellerellaceae, Sub. Ord.: Coccolithineae). — N. Jb. Geol. Paleont., Monatsh.: *3*, S. 163—178, 12 Txf., Stuttgart.

Reinhardt P. & Gorka H., 1967: Revision of some Upper Cretaceous coccoliths from Poland and Germany. — N. Jb. Geol. Paleont., Abh.: *129*, S. 240—256, 3 T., Stuttgart.

STOVER L. E., 1966: Cretaceous coccoliths and related nannofossils from France and the Netherlands. — Micropal.: *12*, S. 133—167, 9 T., New York.

STRADNER H., 1959: Die fossilen Discoasteriden Österreichs. — Erdöl-Zeitschr.: *75*, S. 472—488, 77 Txf., Wien—Hamburg.

—, 1962: Über neue und wenig bekannte Nannofossilien aus Kreide und Alttertiär. — Verh. Geol. B. A., Wien: 1962/2, S. 363—377, 3 T., Wien.

—, 1963: New contributions to Mesocoic stratigraphy by means of nannofossils. — 6. World Petr. Congr. Frankfurth Sec. 1, pap. 4, S. 167—183, 6 T., Frankfurt.

STRADNER H. & PAPP A., 1961: Tertiäre Discoasteriden aus Österreich und deren stratigraphische Bedeutung. — Jb. Geol. B. A., Wien, Sonderbd.: *7*, S. 1—160, 42 T., Wien.

STRADNER H., ADAMIKER D. & MARESCH O., 1968: Electron microscope studies on Albien calcareous nannoplancton from the Delft 2 and Leidschendam 1 deepwells, Holland. — Verh. koninkl. ned. Akad. Wetensch., Afd. natuurk., 1 reeks: *24*, nr. 4, S. 1—51, 48 T., 11 Txf., Amsterdam.

VEKSHINA V. N., 1959: Coccolithophoridae aus Maastricht Sedimenten Sibiriens. (russ.) — Trudy sibirscogo Naučno-issle-dovatel'kogo Instituta Geologii, Geofiziki i Mineral'nogo Cyra: *2*, S. 56—77, 2 T., Leningrad.

Tafel 1

Foraminiferen aus der Nordzone, Profil Passauerhof, Station A 28

Fig. 1, 2: *Hedbergella* cf. *infracretacea* (GLAESSNER).
Fig. 1 a, b: Unter- und Oberseite eines kleinen Exemplares.
Fig. 2: Unterseite eines größeren Exemplares.

Fig. 3, 4: *Hedbergella* cf. *planiformis* LOEBLICH & TAPPAN.
Fig. 3 a, b: Unter- und Oberseite eines Exemplares mit 5 Kammern im letzten Umgang.
Fig. 4: Oberseite eines Exemplares mit 6 Kammern im letzten Umgang.

Fig. 5: *Globigerina* sp. Unter- und Oberseite.

Fig. 6: *Bolivina* sp.

Fig. 7: *Discorbis* sp.

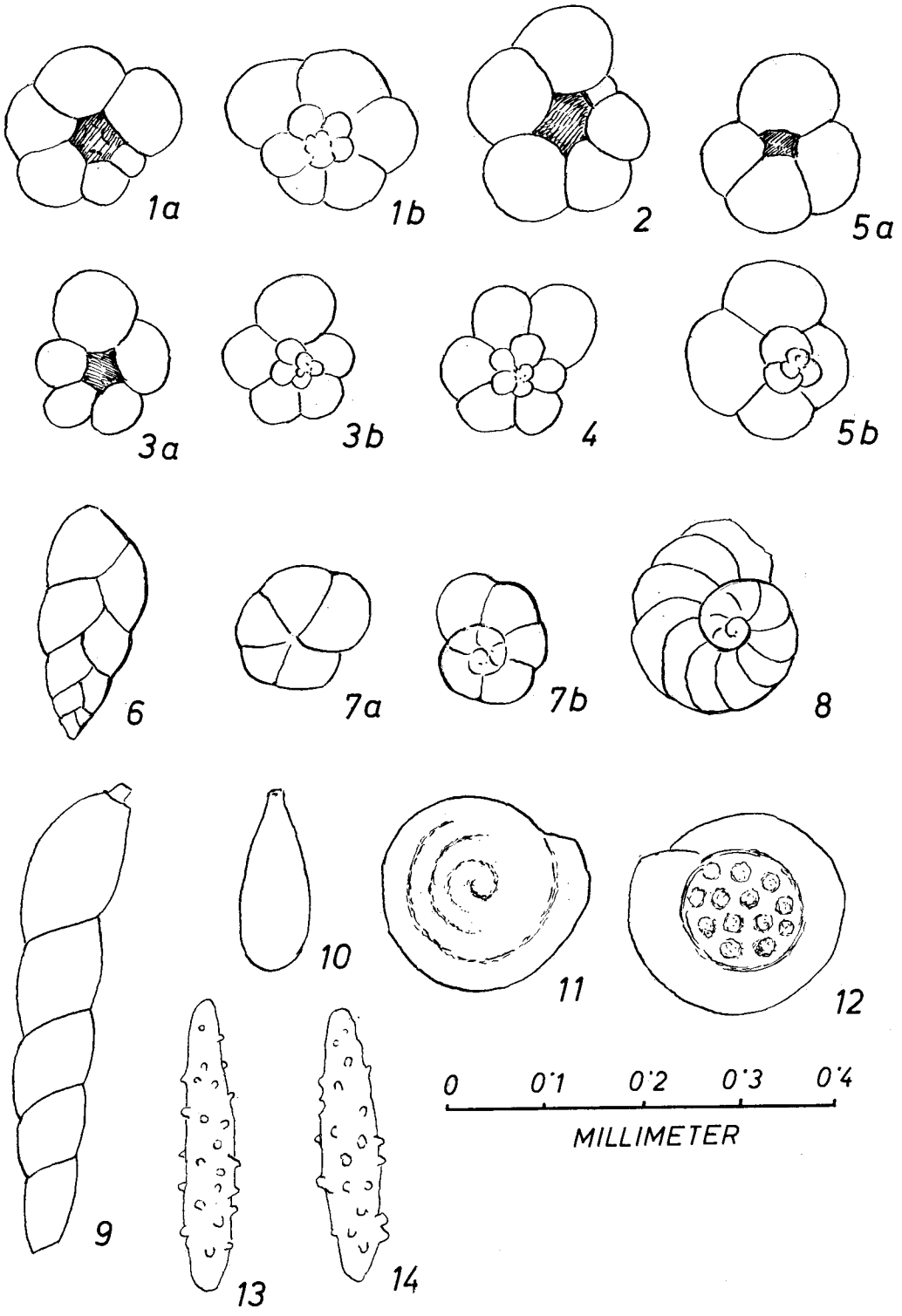
Fig. 8: *Gavelinella* sp. ? *Gavelinella reußi* KHAN

Fig. 9: *Dentalina* sp. ex gr. *Dentalina communis* d'ORB.

Fig. 10: *Lagena* sp.

Fig. 11, 12: *Trocholina paucigranulata* MOULLADE Ober- und Unterseite.

Fig. 13, 14: Spiculae von *Alcyonaria*.

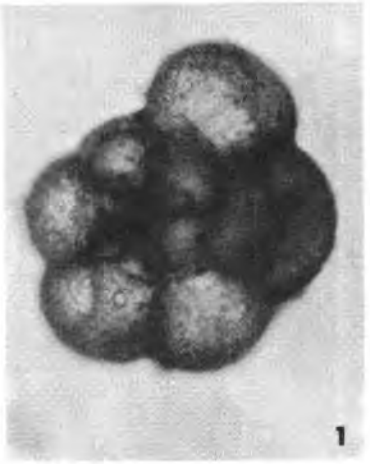

1a
1b
2
5a
3a
3b
4
5b
6
7a
7b
8
9
10
11
12
13
14
0
0·1
0·2
0·3
0·4
MILLIMETER

Tafel 2

Fig. 1, 2: *Hedbergella* cf. *infracretacea* (GLAESSNER), größeres Exemplar. Profil Passauerhof, Station A 28, Vergr. 150×.

Fig. 3, 4: *Hedbergella* sp. waagrechte Schnitte. Forststraße Passauerhof Probe H 50 Vergr. 150×.

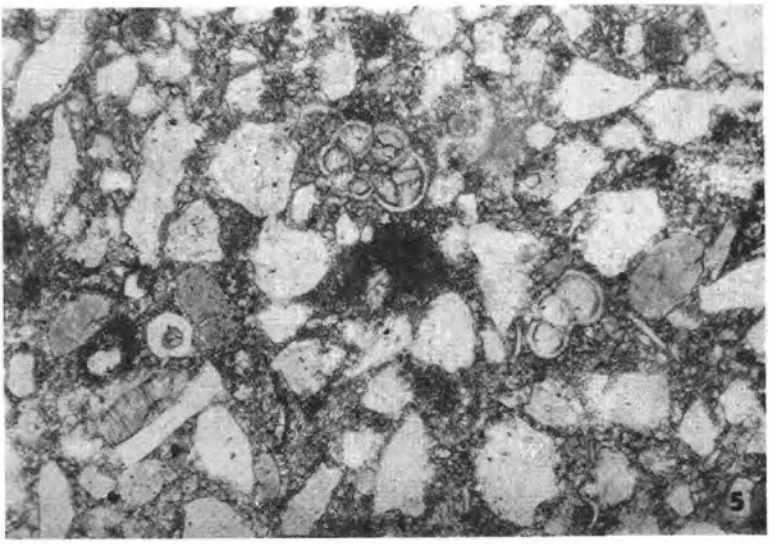
Fig. 5: Mikrofazies von Kalkareniten mit Planktonischen Foraminiferen. Forststraße Passauerhof Probe H 50, Vergr. 70×, Schliff Nr. 135.


1

2

3

4


5

Tafel 3

Fossilien aus dem Steinbruch Dopplerhütte

Fig. 1: *Glomospira* sp. aff. *G. glomerata* HÖGLUND.

Fig. 2: *Glomospira* sp. aff. *G. irregularis* (GRZYBOWSKI).

Fig. 3: *Ammodiscus siliceus* (TERQUEM).

Fig. 4, 5: *Textulariidae* indet.

Fig. 6, 7: *Marssonella* sp.

Vergrößerung aller Figuren 100×

1

2

3

4

5

6

7

Tafel 4

Fig. 1: *Bigenerina* sp.
Steinbruch Dopplerhütte.

Fig. 2: ? *Discorbis* sp.
Steinbruch Dopplerhütte.

Fig. 3: *Gaudryinella* sp.
Steinbruch Dopplerhütte.

Fig. 4: *Ammobaculoides* sp.
Forststraße Passauerhof H 45/2, Schliff Nr. 132.

Fig. 5: Übersicht der Microfazies mit Foraminiferen. Größere Partien des Arenits sind rekristallisiert. Steinbruch Dopplerhütte.

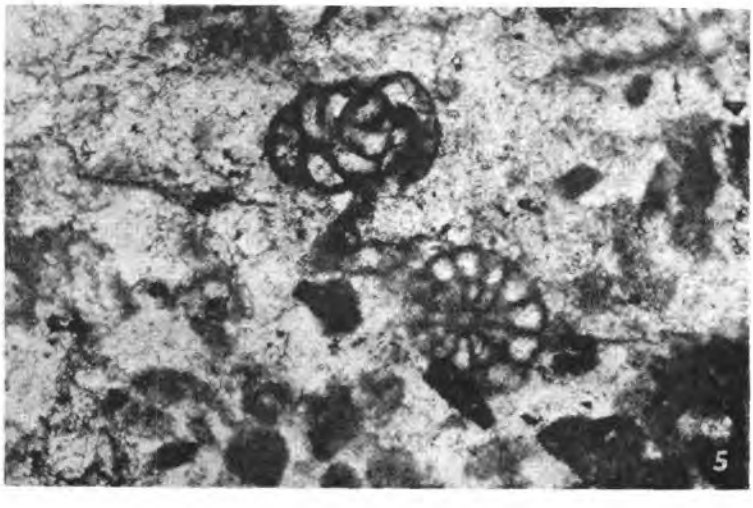
Vergrößerung aller Figuren 100×

1

2

3

4


5

Tafel 5

Agglutinierende Foraminiferen aus dem Halterbachtal

Fig. 1—5: *Hyppocrepina depressa* VASICEK, Seitenansicht und Ansicht von oben.
Vorkommen: Fig. 1, A 15; Fig. 2, A 40;
Fig. 3, A 42; Fig. 4, A 43;
Fig. 5, A 51.

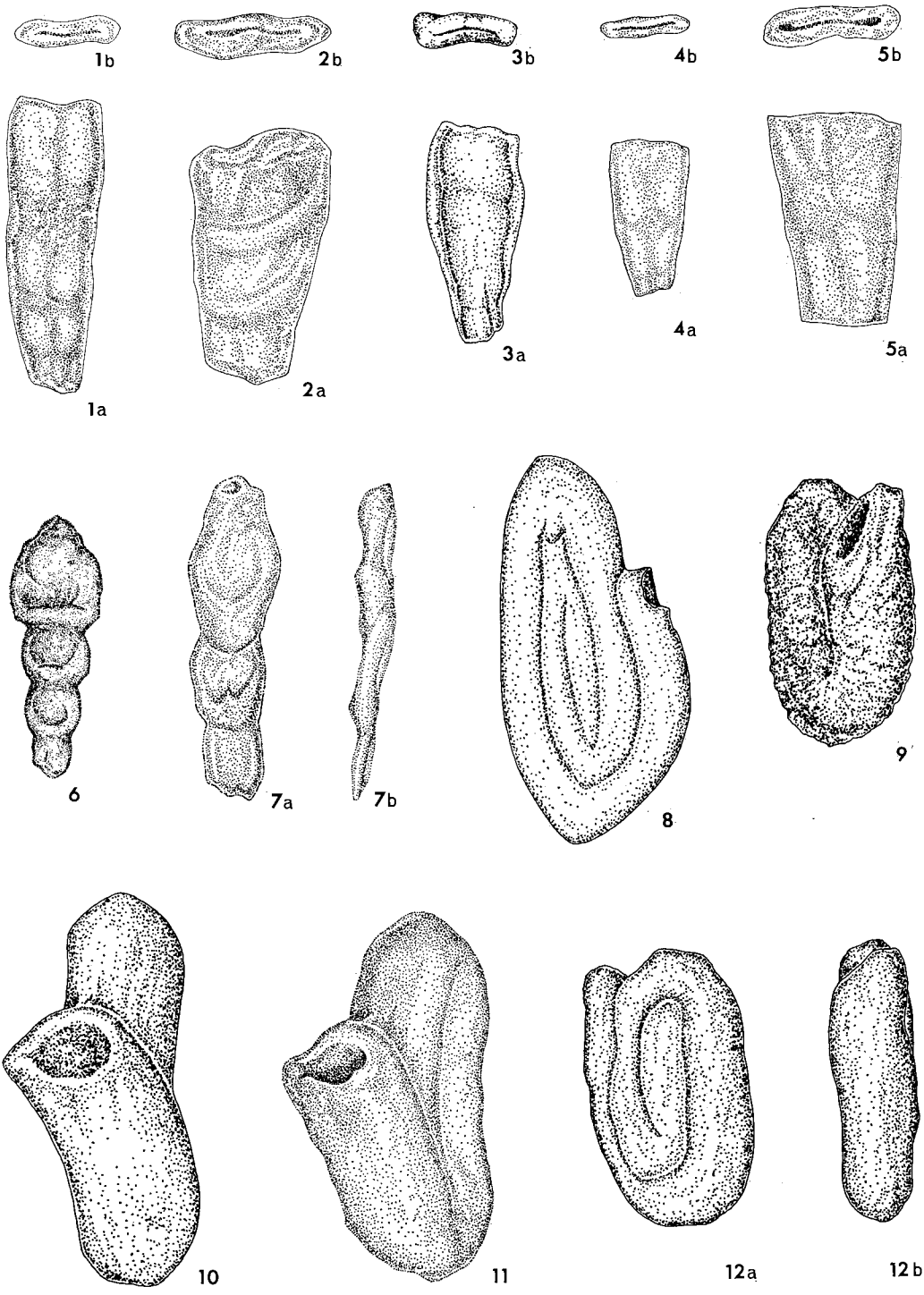
Fig. 6: *Reophax minutus* TAPPAN, Vorderansicht, A 48.

Fig. 7 a, b: *Reophax minutus* TAPPAN, Vorder- und Seitenansicht, A 40.

Fig. 8—12: *Ammodiscus* sp. aff. *infimus* BORNEMANN
Vorkommen: A 51.

Vergrößerung 50×

Tafel 5



Tafel 6

Agglutinierende Foraminiferen aus dem Halterbachtal

Fig. 1 a, b: *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, A 15.

Fig. 2 a, b: *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, A 42.

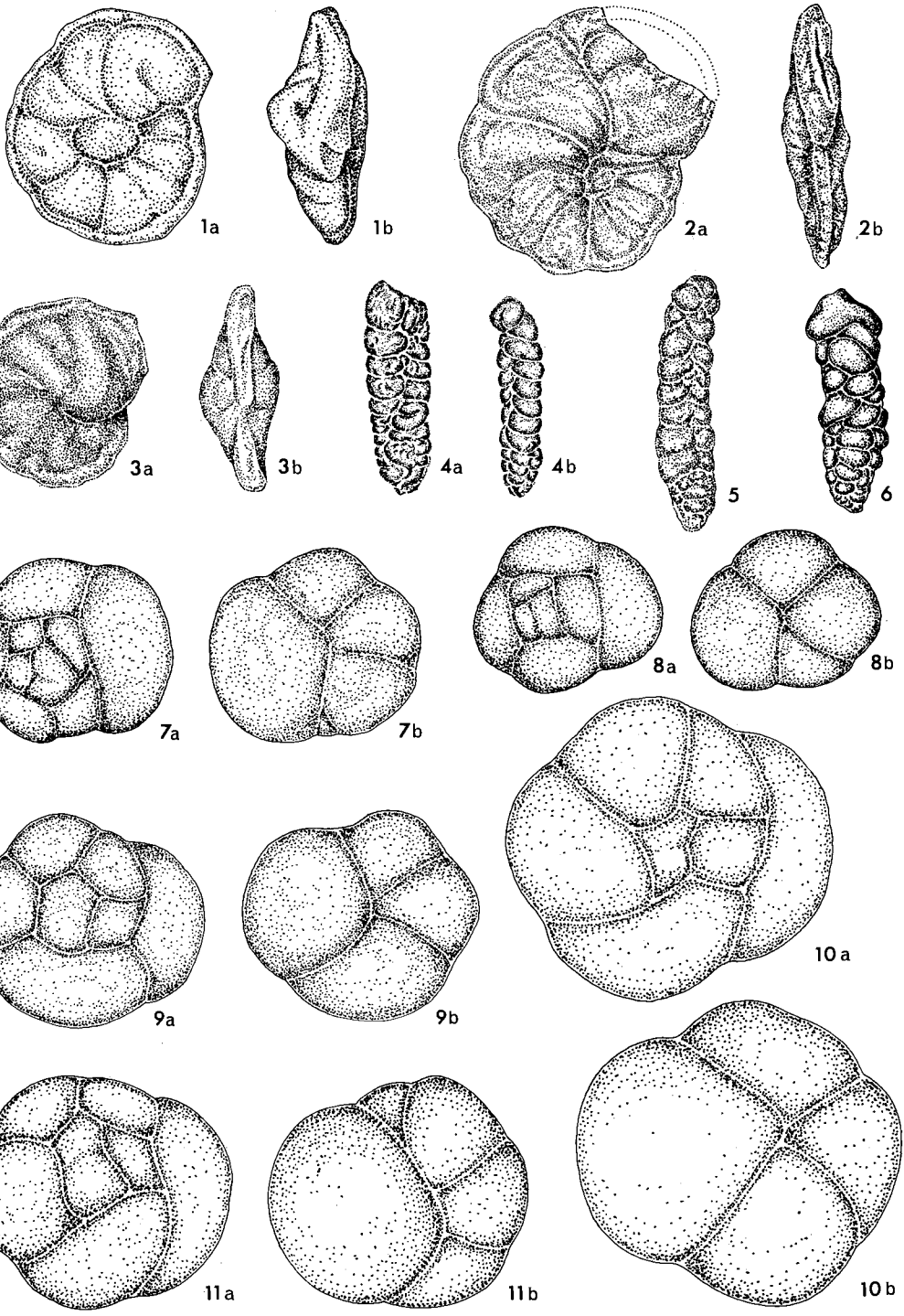
Fig. 3 a, b: *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, A 18.

Fig. 4—6: *Gaudryina filiformis* BERTHELIN, A 48.

Fig. 7—11: *Trochammina vocontiana* MOULLADE,
Fig. 7, A 18; Fig. 8, A 48; Fig. 9, 10, A 51.

Vergrößerung 50×

Tafel 6



Tafel 7

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Cyathidites* cf. *australis* COUPER (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 2: *Dictyophyllidites harrisi* COUPER (Probe 3 — Tieferes Apt).

Fig. 3: *Cyathidites australis* COUPER (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Todisporites minor* COUPER (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 5: *Deltoidospora nana* COUPER (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 6: *Cyathidites minor* COUPER (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 7: *Deltoidospora hallii* MINER (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 8, 9: *Stereisporites europeum* (BOLCHOVITINA) (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 10: *Deltoidospora junctum* (KARA-MURZA) SINGH (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 11, 12: *Biretisporites potonieai* DELCOURT & SPRUMONT (Probe 3 — Tieferes Apt).

Fig. 13: *Calamaspora* sp. (Probe 45 — Tieferes Alb).

Fig. 14: *Undulatisporites* sp. A (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 15: *Triplanisporites sinuosus* PFLUG (Probe 8 — Tieferes Apt).

Fig. 16: *Leptolepidites major* COUPER (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 17: *Clavatisporites* sp. (Probe 13 — Mittleres Apt).

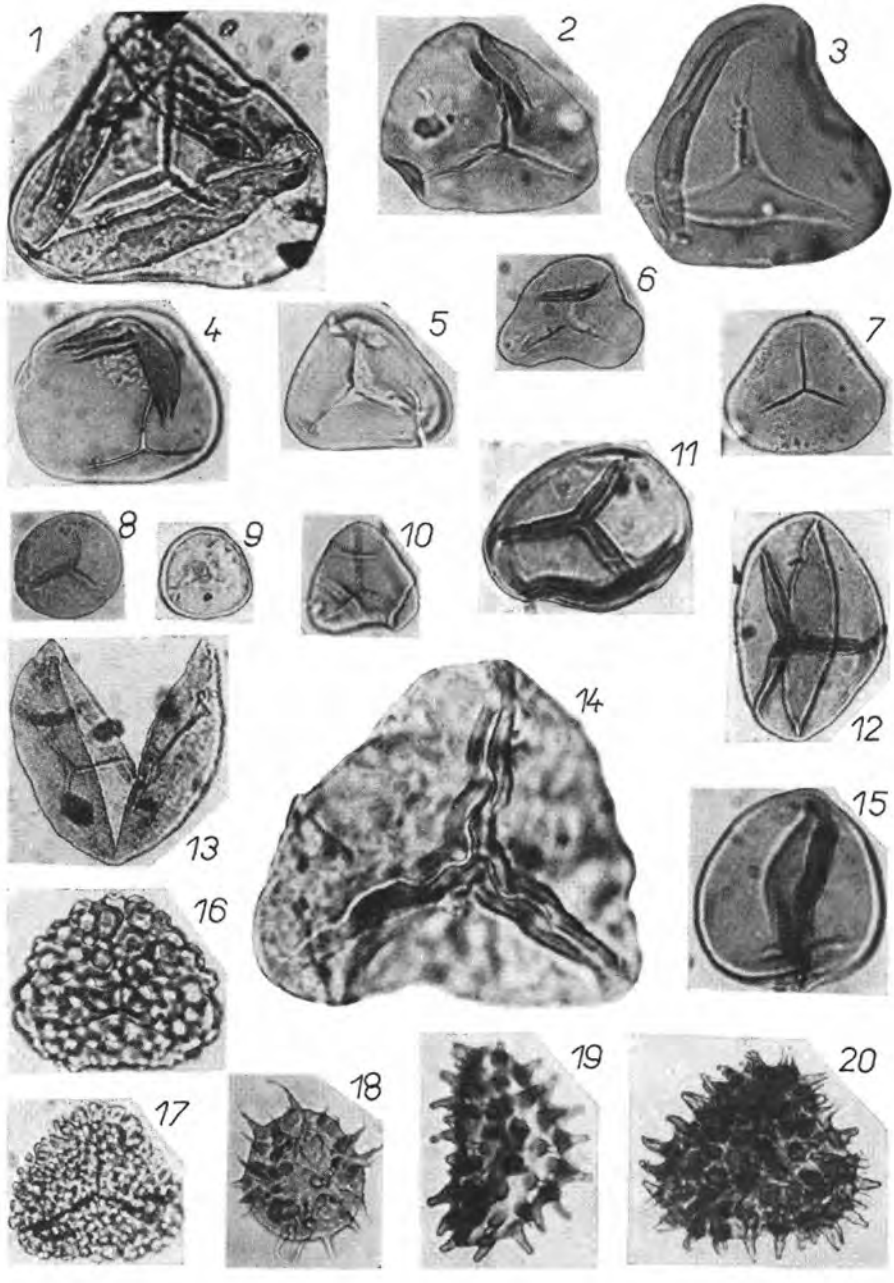
Fig. 18: *Acanthotriletes varispinosus* POCOCK (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 19, 20: *Apiculatisporites babsae* BRENNER (Probe 51 — Oberes Alb).

Proben 3, 6, 8, 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

Proben 45, 46, 51: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: Fig. 1—13, 15—20: 500×; Fig. 14: 1000×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1
2
3
6
4
5
7
11
8
9
10
12
14
13
15
16
19
20
18
17

Tafel 8

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Verrucosisporites* sp. A (Probe 19 — Barreme-Apt).

Fig. 2: *Pilosisporites trichopapilosus* (THIERGART) DELCOURT & SPRUMONT (Probe 22 — Barreme-Apt).

Fig. 3: *Leptolepidites* sp. A (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Pilosisporites notensis* COOKSON & DETTMANN (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 5: *Pilosisporites* sp. A (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 6: *Foraminisporis asymmetricus* COOKSON & DETTMANN (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 7: *Concavissimisporites punctatus* (DELCOURT & SPRUMONT) BRENNER (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 8: *Osmundacidites wellmanii* COUPER (Probe 16 — Apt).

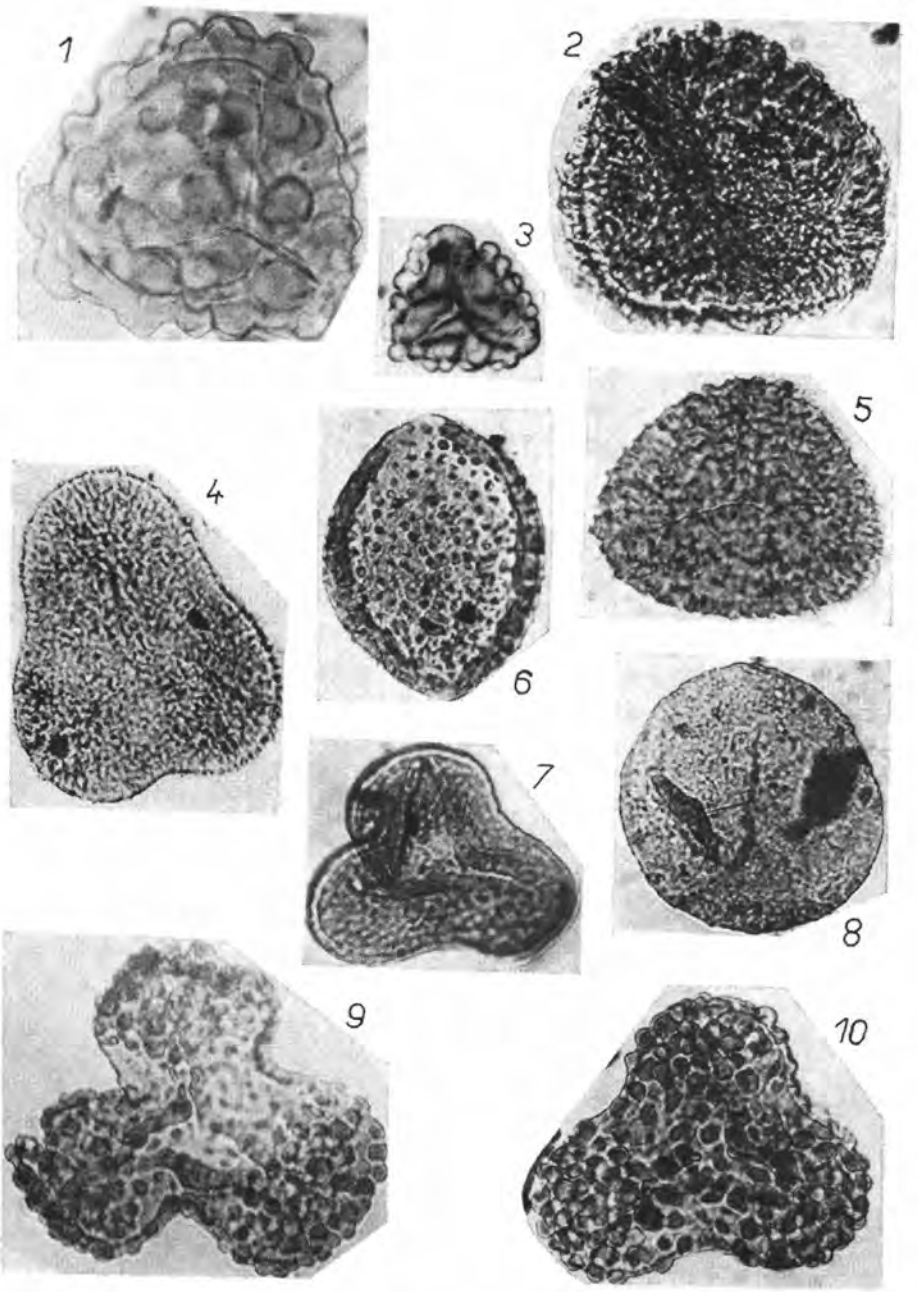
Fig. 9: *Concavissimisporites apiverrucatus* (DELCOURT & SPRUMONT) DÖRING (Probe 19 — Barreme-Apt).

Fig. 10: *Concavissimisporites informis* DÖRING (Probe 19 — Barreme-Apt).

Proben 13, 16, 19, 20, 22: Profil Tulbingerkogel

Probe 51: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Tafel 9

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Concavissimisporites purverulentus* (Verbitskaja) nov. comb. (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 2: *Trilobosporites* sp. A (Probe 19 — Barreme?)

Fig. 3: *Zebrasporites kahleri* Klaus (Probe 51 — ? Umlagerung von Trias ins Obere Alb).

Fig. 4: *Lycopodiumsporites marginatus* Singh (Probe 50 — Oberes Alb).

Fig. 5: *Foveosporites* sp. (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 6: *Camarozonosporites cerebriformis* (Naumova) (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 7: *Lycopodiumsporites subrotundus* (Verbitskaja) (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 8: *Klukisporites pseudoreticulatus* Couper (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 9: *Lycopodiumsporites* sp. cf. *laevigatus* (Verbitskaja) nov. comb. (Probe 50 — Oberes Alb).

Fig. 10: *Foveosporites multifoveolatus* Döring (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 11, 12: *Sestrosporites pseudoalveolatus* Dettmann (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 13: *Foveotrilites canalis* Balme (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 14: *Foveotrilites* sp. A (Probe 14 — Oberes Apt).

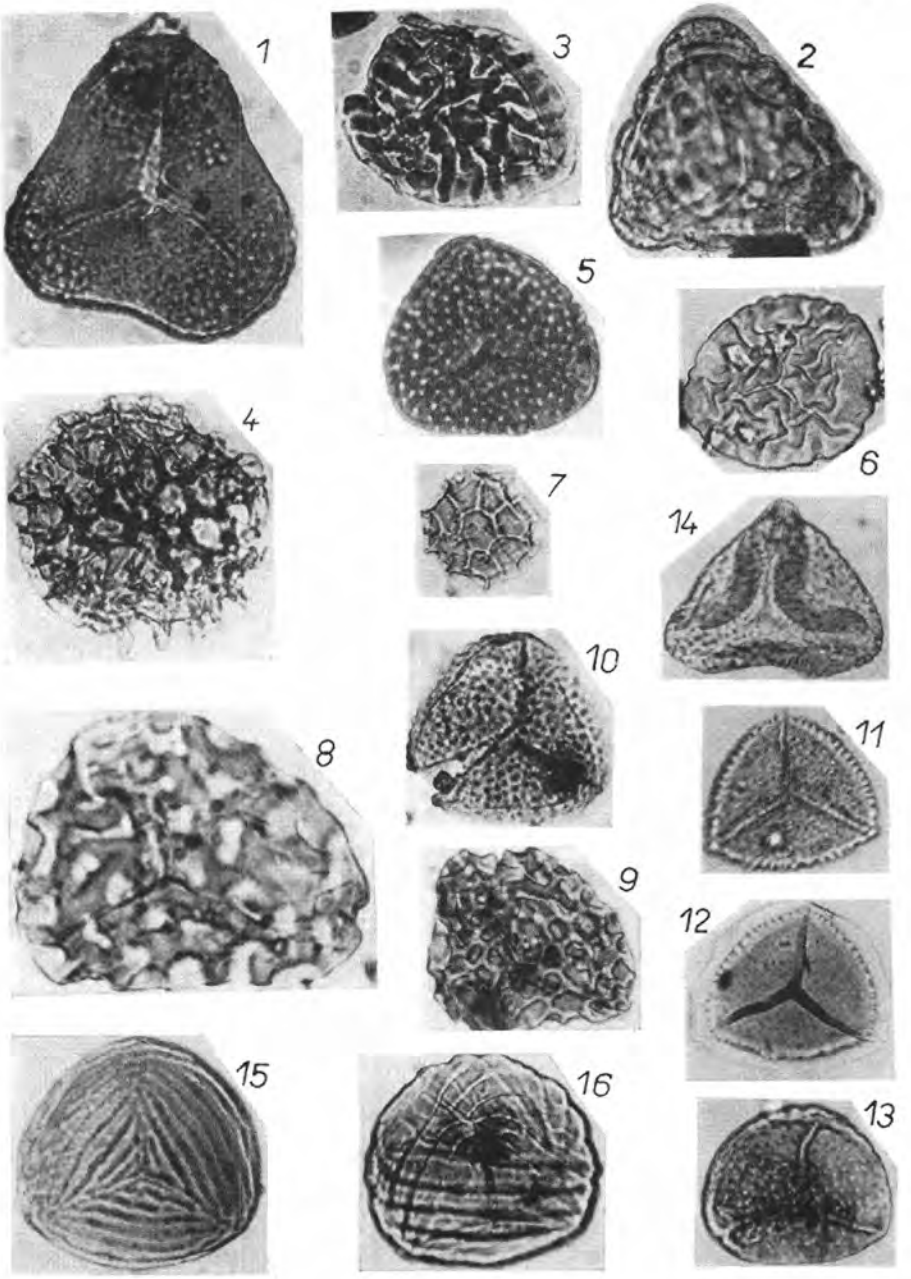
Fig. 15: *Cicatricosisporites stoveri* Pocock (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 16: *Cicatricosisporites subrotundus* Brenner (Probe 15 — Oberes Apt).

Proben 12, 13, 14, 15, 19: Profil Tulbingerkogel

Proben 46, 47, 50, 51: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: 500×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert


1
3
2
5
6
4
7
14
10
11
8
9
12
15
16
13

Tafel 10

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Cicatricosisporites* sp. (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 2: *Cicatricosisporites venustus* DEAK (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 3: *Cicatricosisporites rersa* (KARA-MURZA) POCOCK (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Cicatricosisporites* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 5: *Cicatricosisporites hughesi* DETTMANN (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6—8: *Cicatricosisporites* sp. B (Proben 14, 15 — Mittleres Apt).

Fig. 9: *Cicatricosisporites* sp. cf. *potomacensis* BRENNER (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 10, 11: *Megaspores* ? ex fam. *Schizaeaceae*, Größe 185 Mikr. Durchm.

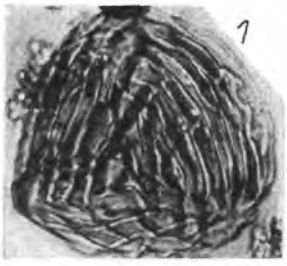
Fig. 12: *Cicatricosisporites australis* COUPER (Probe 22 — Barreme-Apt).

Fig. 13: *Cicatricosisporites sternum* AMERON (Probe 22 — Barreme-Apt).

Proben 13, 14, 15, 20, 22: Profil Tulbingerkogel

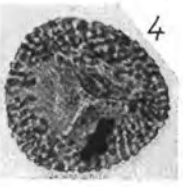
Probe 51: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: Fig. 1—7, 9, 11—13: 500×; Fig. 8: 1200×; Fig. 10: 125×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1

2

3

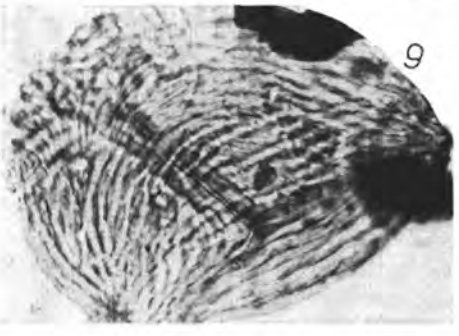

4

5

6

7

8


9

10

11

12

13

Tafel 11

Sporen und Pollen

Fig. 1, 2: *Appendicisporites stylosus* Norris (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 3: *Costatoperforosporites fistulosus* Deak (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 4, 5: *Appendicisporites crimensis* Bolchovitina (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 6: *Appendicisporites jansonii* Pocock (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 7: *Appendicisporites* sp. cf. *tricornitatus* Weyland & Greifeld (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 8: *Chomotriletes fragilis* Pocock (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 9: *Appendicisporites* sp. (Probe 9 — Apt).

Fig. 10: *Contignisporites perplexus* Norris (Probe 14 — Oberes Apt).

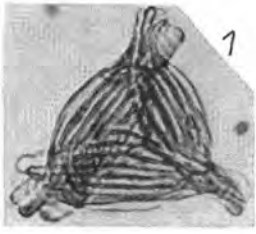
Fig. 11—13: *Contignisporites* sp. (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 14—15: *Duplexisporites generaeis* Deak (Probe 51 — Oberes Alb).

Proben 9, 12, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

Proben 51, 52: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert

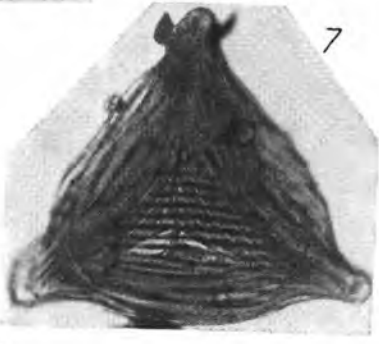

1

2

3

4

8


7

5

9

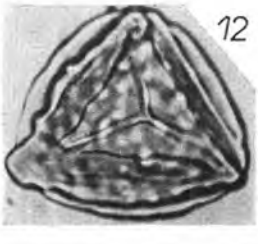
10

6

14

15

11


12

13

Tafel 12

Sporen und Pollen

Fig. 1, 2: *Plicifera delicata* Bolchovitina (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 3—5: *Gleicheniidites senonicus* Ross (Probe 40 — Tieferes Alb).

Fig. 6, 7: *Gleicheniidites umbonatus* Bolchovitina (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 8: *Clavifera triplex* Bolchovitina (Probe 47 — Alb).

Fig. 9: *Gleicheniidites* sp. (Probe 8 — Tieferes Apt).

Fig. 10, 11: *Gleicheniidites laetus* Bolchovitina (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 12: *Gleicheniidites* sp. (Probe 13 — Oberes Apt).

Fig. 13—16: *Gleicheniidites* sp. cf. *carinatus* Bolchovitina (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 17: *Gleicheniidites* sp. (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 18: *Clavifera* sp. (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 19, 20: *Alsophyllidites* sp. (Fig. 19: Probe 12 — Oberes Apt, Fig. 20: Probe 40 — Unteres Alb).

Fig. 21, 22: *Ornamentifera* sp. (Fig. 21: Probe 14 — Oberes Apt, Fig. 22: Probe 42 — Unteres Alb).

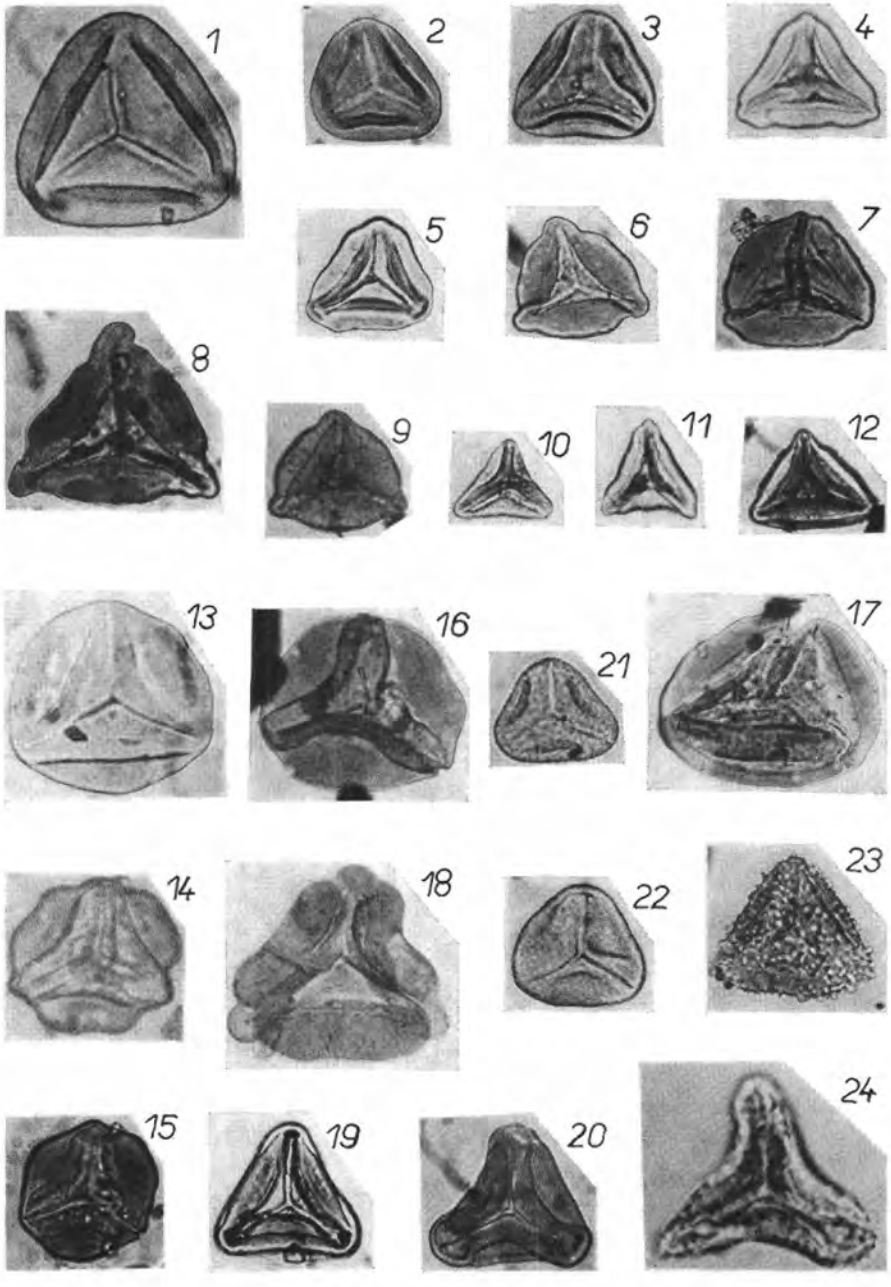
Fig. 23: *Ornamentifera echinatus* Bolchovitina (Probe 15 — Oberes Apt).

Fig. 24: Triletes distalgranulatus Couper (Probe 12 — Oberes Apt).

Proben 8, 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

Proben 40, 42, 47: Profil Halterbachtal

Vergrößerung: Fig. 1—23: 500×; Fig. 24: 1200×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
16
21
17
14
18
22
23
15
19
20
24

Tafel 13

Sporen und Pollen

Fig. 1—3: *Clavifera triplex* BOLCHOVITINA (Fig. 1: Probe 14, Fig. 2: Probe 47, Fig. 3: Probe 44 — Apt-Alb).

Fig. 4: *Clavifera* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 5, 9, 12: *Clavifera tuberosa* BOLCHOVITINA (Probe 13, 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6, 8, 11: *Clavifera rudis* BOLCHOVITINA (Fig. 6: Probe 14, Fig. 8, 11: Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 7: *Clavifera* sp. cf. *crassiuscula* BOLCHOVITINA (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 10, 14: *Trubasporites* sp. (Fig. 10: Probe 13, Fig. 14: Probe 12 — Mittleres-Oberes Apt).

Fig. 13: *Trubasporites foveolatus* (COUPER) VAVRDOVA (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 15: *Trubasporites nudowensis* DÖRING (Probe 15 — Mittleres Apt).

Proben 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

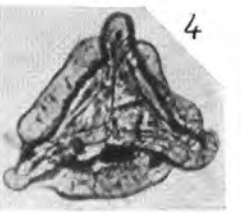
Proben 44, 47: Profil Halterbachtal

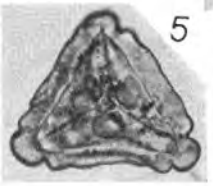
Vergrößerung: Fig. 1—10: 500×; Fig. 11, 12: 1200×; Fig. 13—15: 500×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

1

2

3


4

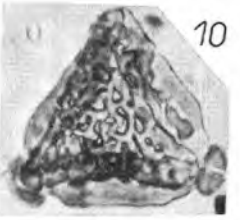

5

7

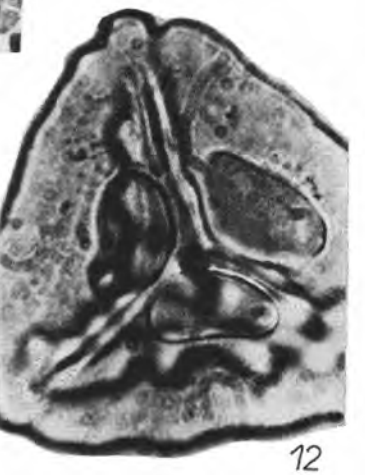
6

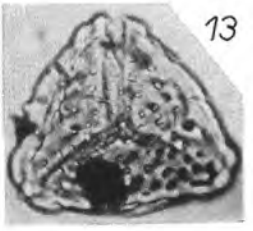
9

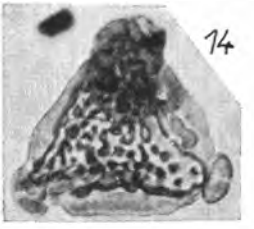
8

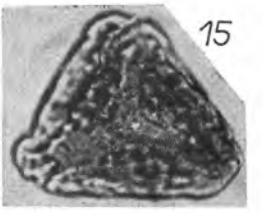

10

11


12


13


14


15

Tafel 14

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Cingutriletes glabellum* (Bolchovitina) (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 2: *Cingutriletes* sp. (Probe 14 — Oberes Apt).

Fig. 3, 6: *Cingutriletes regium* (Bolchovitina) (Probe 42 — Unteres Alb).

Fig. 4: *Cingutriletes clavus* Dettmann (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 5: *Cingutriletes* sp. (Probe 47 — Alb).

Fig. 7: *Cooksonites variabilis* Pocock (Probe 50 — Oberes Alb).

Fig. 8: *Rouseisporites laevigatus* Pocock (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 9: *Santonisporites radiatus* Deak (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 10: *Reinschspora* sp. cf. *magnifica* (resedimentiert, Probe 15).

Fig. 11: *Alatisporites* sp. cf. *varius* ?

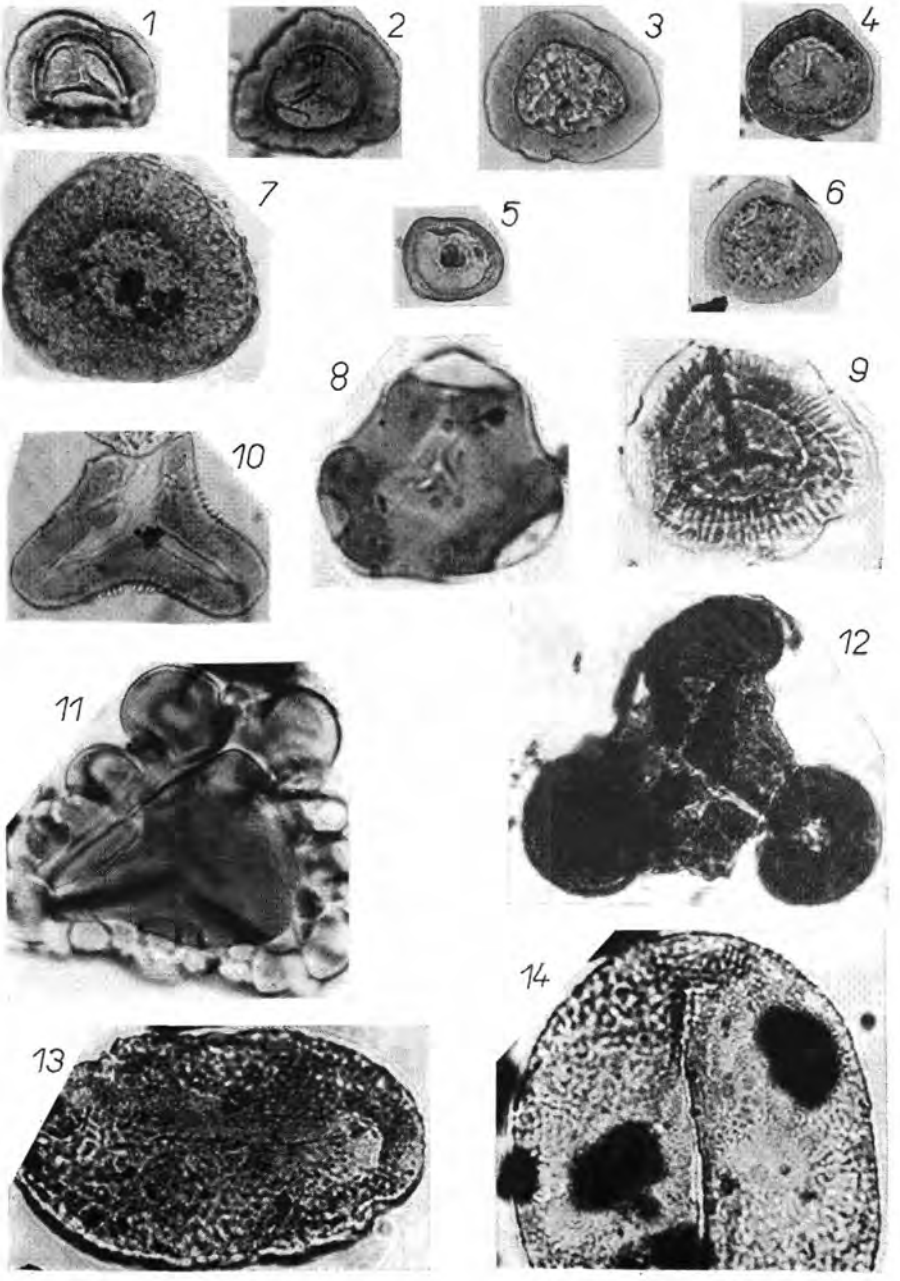
Fig. 12: *Sporites* sp. (resedimentiert, Probe 13).

Fig. 13, 14: *Ovalipollis* sp. (Probe 51 — resedimentiert aus der Trias ins Obere Alb).

Proben 12, 13, 14, 15: Profil Tulbingerkogel

Proben 42, 47, 50, 51, 52: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert


1
2
3
4
7
5
6
8
9
10
12
11
14
13

Tafel 15

Sporen und Pollen

Fig. 1: *Foveosporites* sp. (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 2: *Tsugaepollenites* sp. (Probe 20 — Barreme-Apt).

Fig. 3: *Tsugaepollenites trilobatus* (BALME) DETTMANN (Probe 19 — Barreme-Apt).

Fig. 4: *Tsugaepollenites dampieri* (BALME) DETTMANN (Probe 22 — Barreme-Apt).

Fig. 5, 6: *Tsugaepollenites* sp. (Probe 9 — Apt).

Fig. 7: *Spheripollenites* sp. (Probe 41 — Tieferes Alb).

Fig. 8: *Laevigatisporites ovatus* WILSON & WEBSTER (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 9: *Ginkocycadophytus scabratus* (STANLEY) (Probe 14 — Apt).

Fig. 10: *Eucommiidites minor* GROOT & GROOT (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 11, 12: *Tsugaepollenites trilobatus* (BALME) DETTMANN (Probe 22 — Barreme-Apt).

Fig. 13: *Ginkocycadophytus carpentieri* NILSSON (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 14, 15: *Eucommiidites minor* GROOT & GROOT (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 16: *Circulina parva* BRENNER (Probe 51 — Oberes Alb).

Fig. 17: *Patellasporites* sp. (Probe 41 — Tieferes Alb).

Fig. 18: *Eucommiidites troedssonii* COUPER (Probe 49 — Oberes Alb).

Fig. 19: *Welwichiapites simplex* DEAK (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 20: *Welwitchiapites alekhinii* DEAK (Probe 16 — Mittleres Apt).

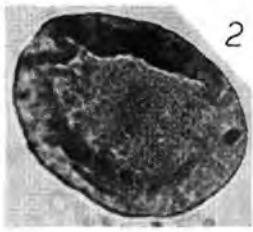
Fig. 21: *Welwitchiapites pseudodorogensis* (WEYL. & GREIFELD) n. comb. (Probe 51 — Oberes Alb).

Proben 9, 12, 13, 14, 15, 16, 19, 20, 22: Profil Tulbingerkogel.

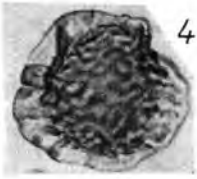
Proben 41, 46, 49, 51: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: 500×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

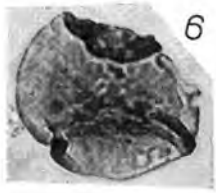
1


2

3


4

5


6

8

7

12

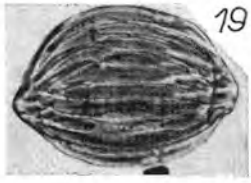
11

10

9

14

17

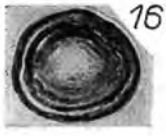

19

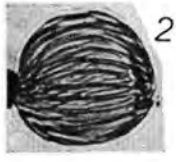
13

15

20

18


16


21

Tafel 16

Sporen und Pollen

Fig. 1, 2: *Parvisaccites radiatus* COUPER (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 3: *Alisporites* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4, 5, 13: *Parvisaccites* sp. (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6: *Vitreisporites pallidus* (REISINGER) DETTMANN (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 7: *Podocarpidites naumovai* COUPER (Probe 13 — Mittleres Apt).

Fig. 8: *Podocarpidites* cf. *radiuatus* BRENNER (Probe 17 — Mittleres Apt).

Fig. 9, 10: *Podocarpidites multesimus* (BOLCH) POCOCK (Probe 15, 41 — Apt-Alb).

Fig. 11: *Phyllocladidites* sp. (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 12: *Parvisaccites radiatus* COUPER (Probe 46 — Tieferes Alb).

Fig. 13, 14: *Alisporites* cf. *bilateralis* ROUSE (Probe 17 — Mittleres Apt).

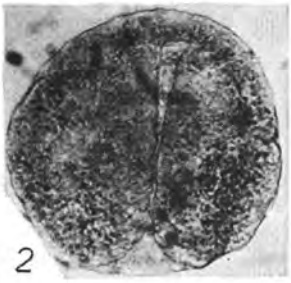
Proben 12, 13, 14, 15, 17: Profil Tulbingerkogel.

Proben 41, 46, 47: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert

1

3


2

4

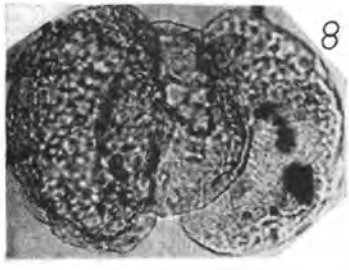
6

5

7

12

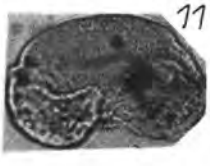
13


8

14

9

10


11

Tafel 17

Dinoflagellaten

Fig. 1, 2: *Gonyaulacysta* sp. cf. *orthoceras* EISENACK (Fig. 1: Probe 12 — Oberes Apt, Fig. 2: Probe 16 — Mittleres Apt).

Fig. 3: *Euscrinodinium campanula* (GOCHT) SARJEANT (Probe 19 — Barreme-Apt).

Fig. 4: *Apteodinium grande* HUGHES & COOKSON (Probe 51 — Oberes Alb).

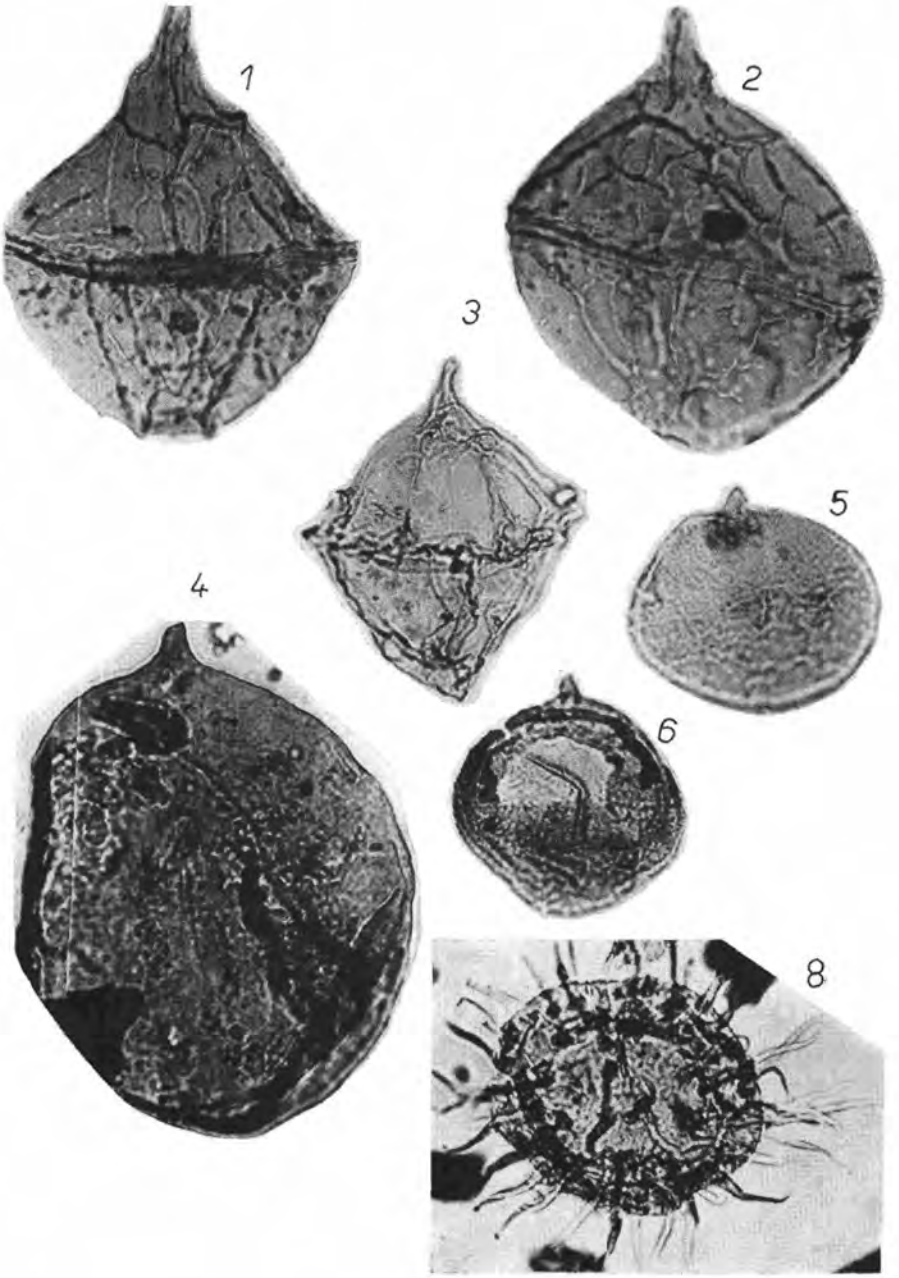
Fig. 5, 6: *Apteodinium granulatum* EISENACK (Proben 12, 14 — Mittleres-Oberes Apt).

Fig. 7, 8: *Baltispaeridium pseudohystrichodinium* (DEFLANDRE) DOWNIE & SARJEANT (Probe 15 — Oberes Apt).

Proben 12, 14, 16, 19: Profil Tulbingerkogel.

Probe 51: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: 500 ×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1
2
3
4
5
6
8

Tafel 18

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 2: *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams (Probe 19 — Tieferes Apt).

Fig. 3: *Hystrichosphaerina anthophorum* Alberti (Probe 50 — Oberes Alb).

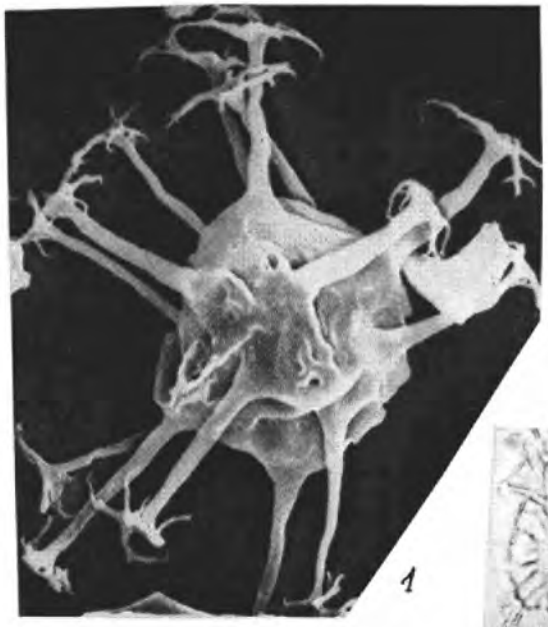
Fig. 4: *Hystrichosphaerina anthophorum* Alberti (Probe 50 — Oberes Alb).

Fig. 5, 6: *Hystrichosphaeridium* sp. cf. *striatoconus* Cookson (Probe 105 — Oberes Alb-Cenoman).

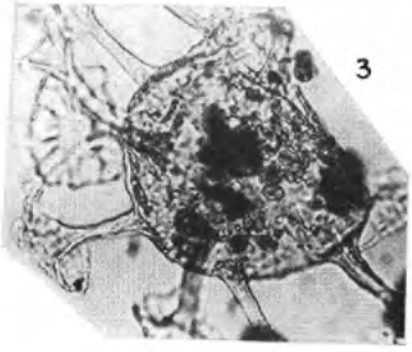
Probe 19: Profil Tulbingerkogel.

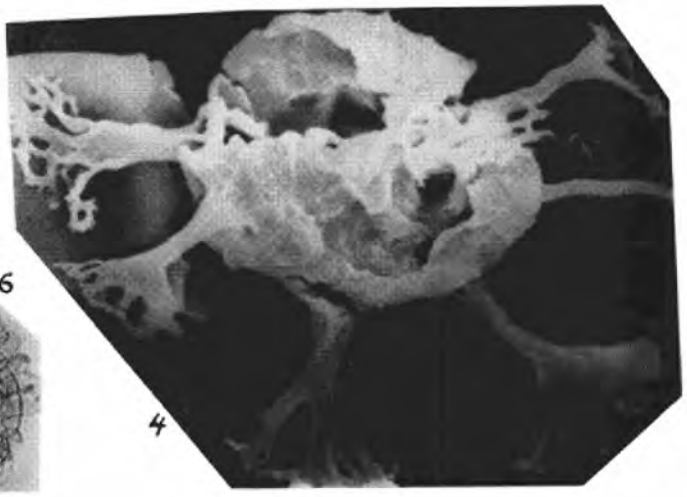
Proben 47, 50, 105: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: Fig. 2, 3, 5, 6: 500×; Fig. 1, 4: 1300×
Fig. 2, 3, 5, 6: Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert
Fig. 1, 4: Scanning-Aufnahmen von O. Čorna und U. Muir (Cambridge-Mikroskop)

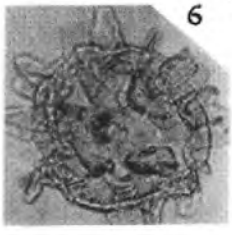

1

2


3


4

5


6

Tafel 19

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Cyclonephelium* sp. (Probe 47 — Mittleres Alb).

Fig. 2: *Cyclonephelium* sp. (Probe 40 — Unteres Alb).

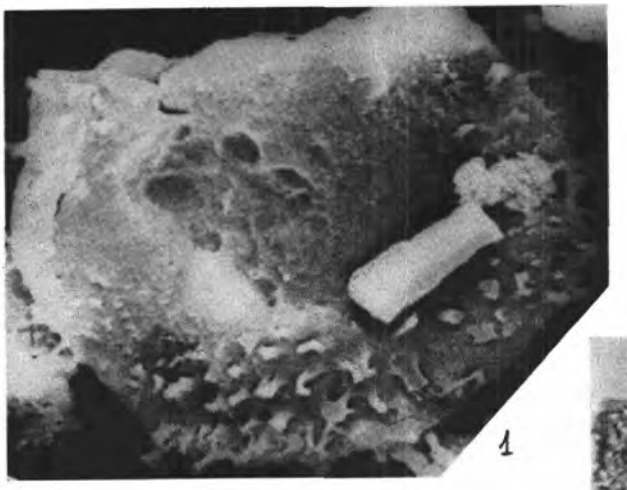
Fig. 3: *Cleistosphaeridium polytrichum* SARJEANT (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Cleistosphaeridium* sp. cf. *polytrichum* SARJEANT (Probe 47 — Mittleres Alb).

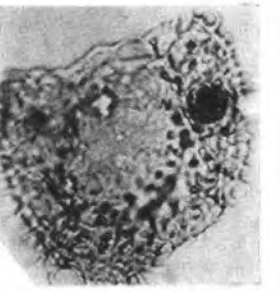
Probe 19: Profil Tulbingerkogel.

Proben 40, 47: Profil Halterbachtal.

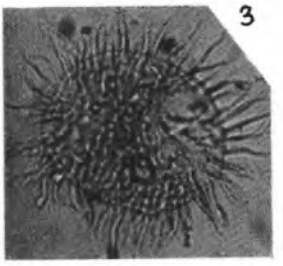
Vergrößerung: Fig. 1—4: 1300×; Fig. 2, 3: 500×
Fig. 1, 4: Scanning-Aufnahmen von O. ČORNA und U. MUIR
Fig. 2, 3: Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert



1



2



3

4

Tafel 20

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Hystrichokolpoma eisenacki* var. *turgidum* WILLIAMS & DOWNIE (Probe 105 — Oberes Alb-Cenoman).

Fig. 2: *Hystrichokolpoma unispinum* WILLIAMS & DOWNIE (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 3: *Hystrichosphaeridium deanei* DAVEY & WILLIAMS (Probe 49 — Mittleres Alb).

Fig. 4, 5: *Callaiospaeridium asymmethricum* (DEFLANDRE & COURTEVILLE) DAVEY & WILLIAMS (Fig. 4: Probe 47 — Mittleres Alb, Fig. 5: Probe 19 — Tieferes Apt).

Fig. 6: *Hystrichosphaeridium stellatum* (MAIER) COOKSON & EISENACK (Probe 47 — Mittleres Alb).

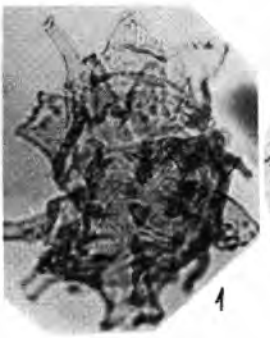
Fig. 7: *Systematophora schindewolfi* (ALBERTI) NEALE & SARJEANT (Probe 51 — Oberes Alb).

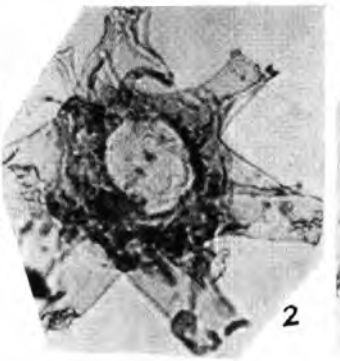
Fig. 8, 9: *Litosphaeridium siphoniphorum* (COOKSON & EISENACK) DAVEY & WILLIAMS (Probe 12 — Oberes Apt).

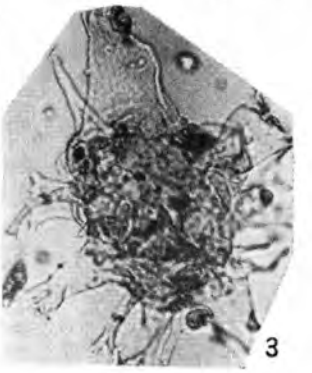
Proben 12, 19: Profil Tulbingerkogel.

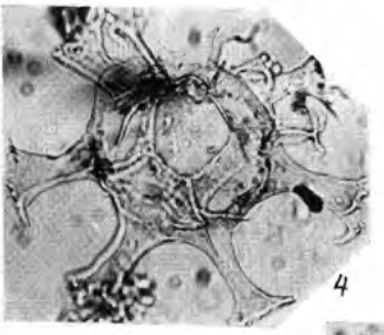
Proben 47, 49, 51, 52, 105: Profil Halterbachtal.

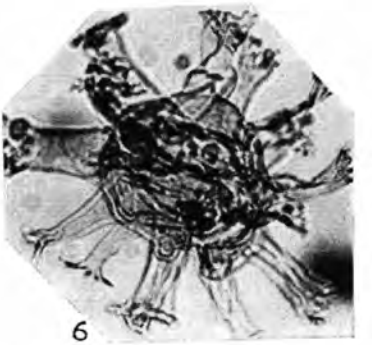
Vergrößerung: Fig. 1—8: 500×; Fig. 9: 1200×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retouschiert

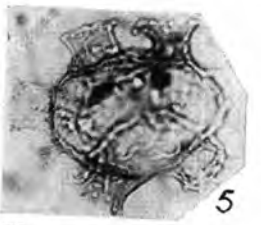

1


2

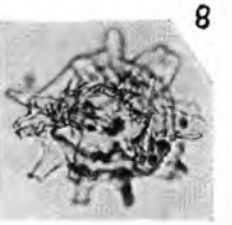

3

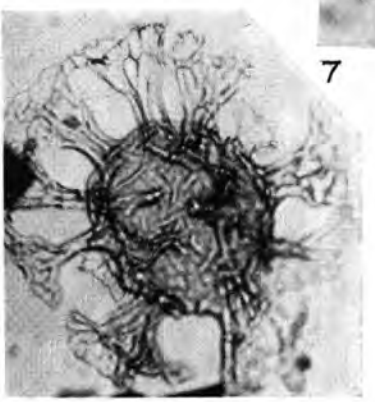

4

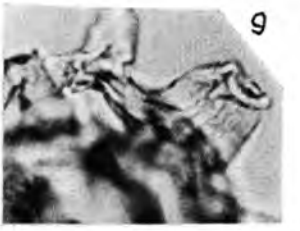

6


5

8




7


9

Tafel 21

Dinoflagellaten

Fig. 1: *Pterospermopsis* sp. (Probe 16 — Apt).

Fig. 2: *Pterospermopsis aureolata* Cookson & Eisenack (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 3: *Fromea amphora* Cookson & Eisenack (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 4: *Tenua hystricella* Eisenack (Probe 6 — Tieferes Apt).

Fig. 5, 12: *Microhystridium inconspicuum* Deflandre (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 6: *Veryhachium romboidum* Downie (Probe 42 — Tieferes Alb).

Fig. 7: *Veryhachium nitum* Davey (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 8: *Microhystridium deflandrei* (Valensi) Davey (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 9: *Microhystridium singulare* Firtion (Probe 12 — Oberes Apt).

Fig. 10: *Cymatiosphaera pachyteca* Eisenack (Probe 14 — Mittleres Apt).

Fig. 11: *Deflandrea* sp. cf. *pontis-maria* Deflandre (Probe 15 — Mittleres Apt).

Fig. 13: *Microhystridium piliferum* Deflandre (Probe 41 — Tieferes Alb).

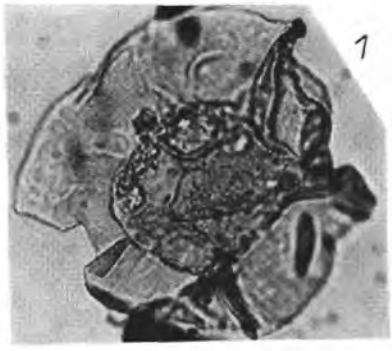
Fig. 14: *Diodyx anaphrissa* Sarjeant (Probe 19 — Barreme-Apt).

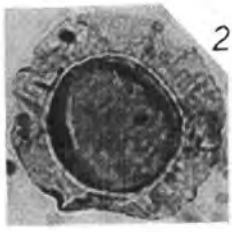
Fig. 15: *Tythodiscus* sp. (Probe 12 — Oberes Apt).

Proben 6, 12, 14, 16, 19: Profil Tulbingerkogel.

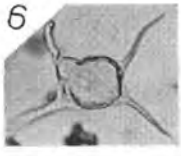
Proben 41, 42: Profil Halterbachtal.

Vergrößerung: Fig. 1—7, 9—12, 14, 15: 500×; Fig. 8, 13: 1200×
Aufnahmen von O. Čorna, nicht retuschiert

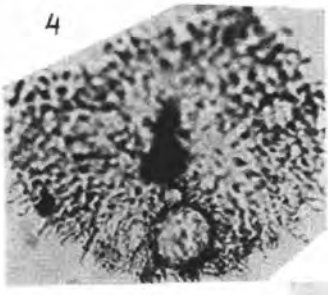

1


2

3

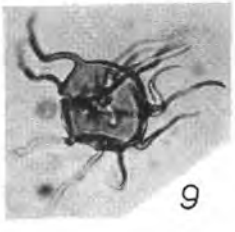

6

7


4

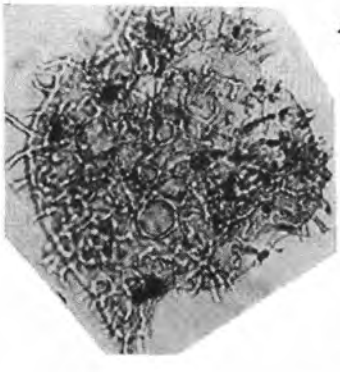
5

8


9

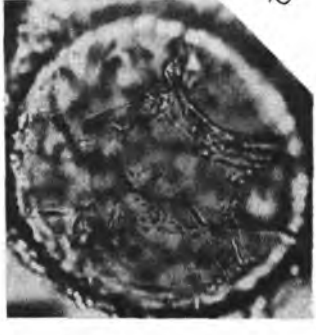
10

11


14

12

13


15

Tafel 22

Fig. 1: *Crassosphaera hexagonalis* WALL (Probe 45 — Mittleres Alb).

Fig. 2: *Odontochitina striatoperforata* COOKSON & EISENACK (Probe 52 — Oberes Alb).

Fig. 3, 4: *Crassosphaera* sp. (Probe 12, 15 — Mittleres und Oberes Apt).

Fig. 5: *Megaspore* (Probe 17 — Apt).

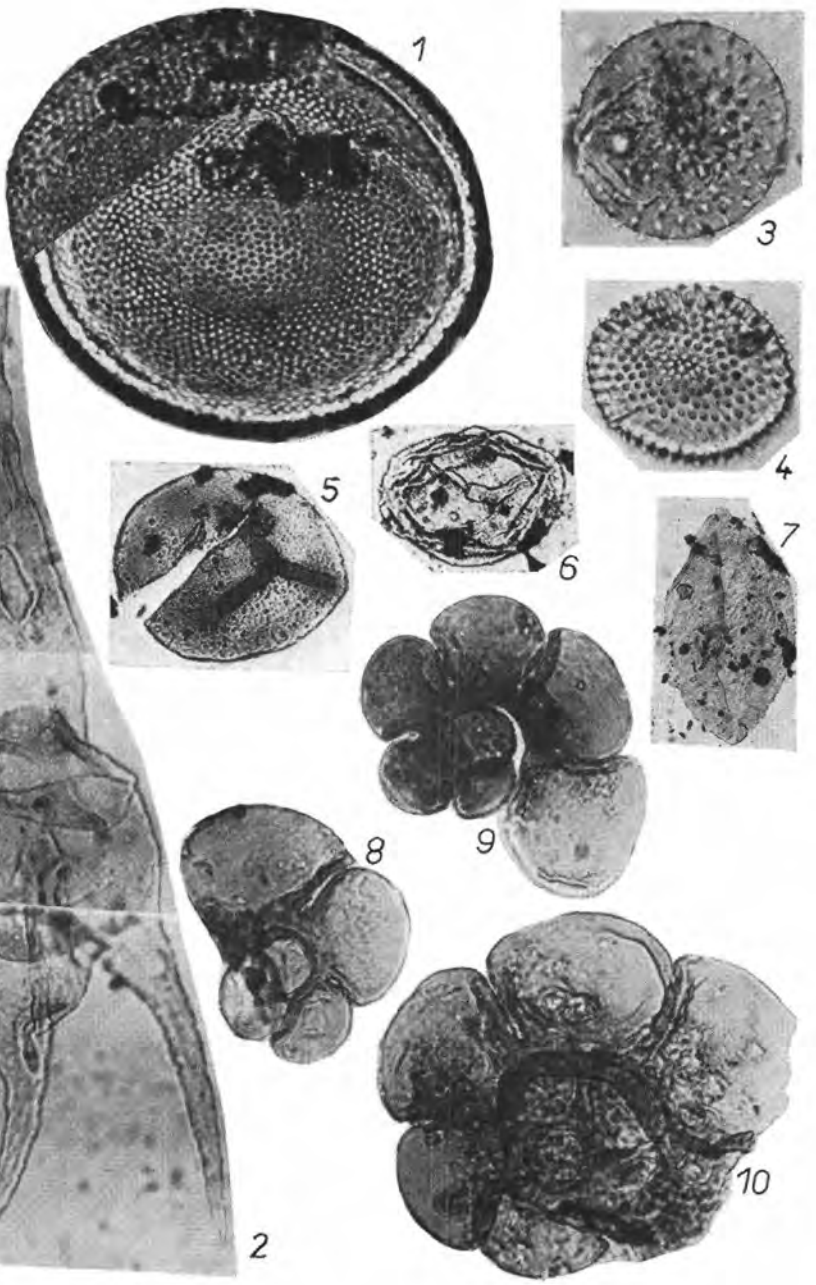
Fig. 6, 7: *Sporangium* ?

Fig. 8—10: *Microforaminifera* (Probe 9 — Apt).

Proben 9, 12, 15, 17: Profil Tulbingerkogel.

Proben 45, 52: Profil Halterbachtal.

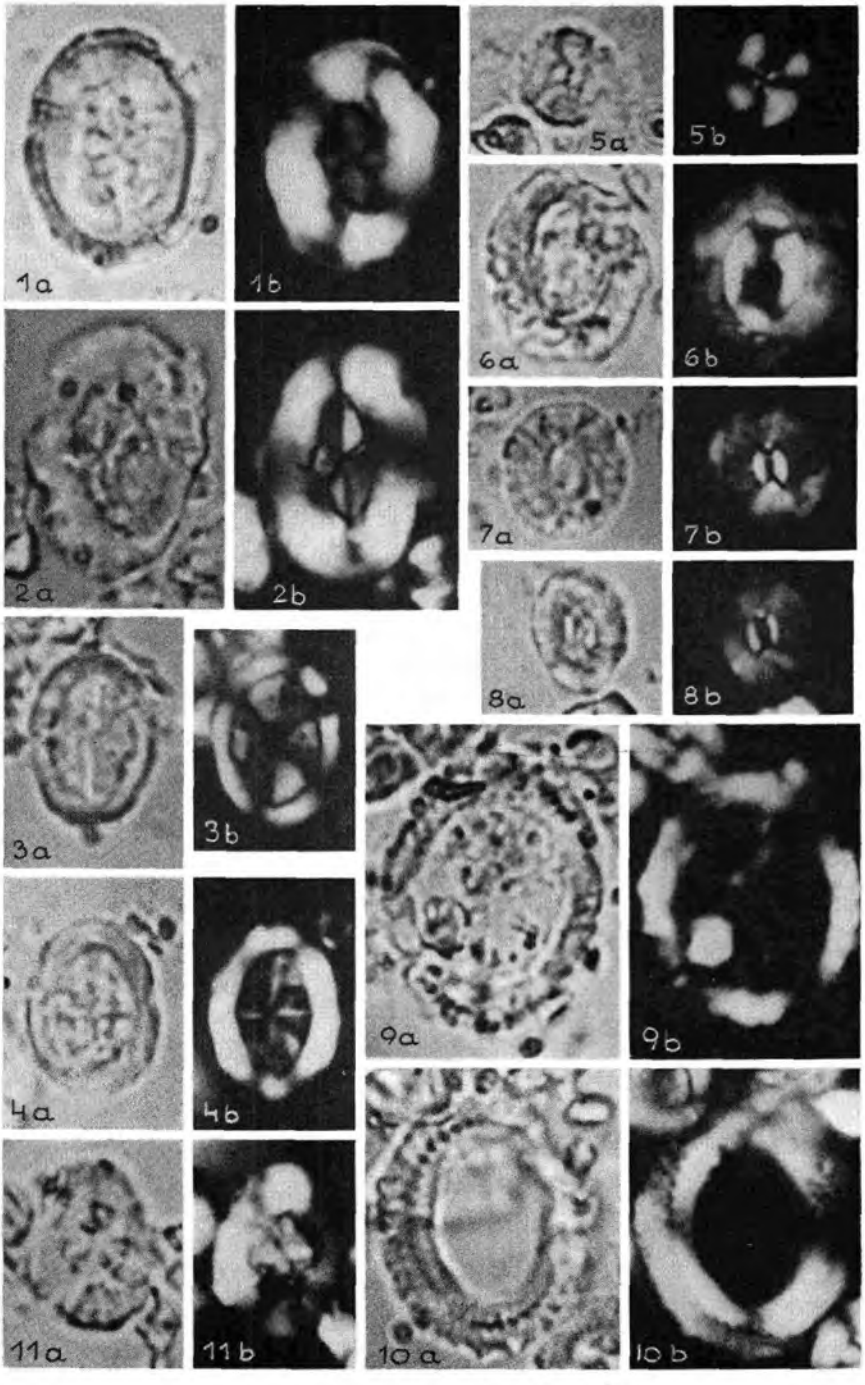
Vergrößerung: Fig. 1—4: 500×; Fig. 5—7: 125×; Fig. 8—10: 500×
Aufnahmen von O. ČORNA, nicht retuschiert


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Tafel 23

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

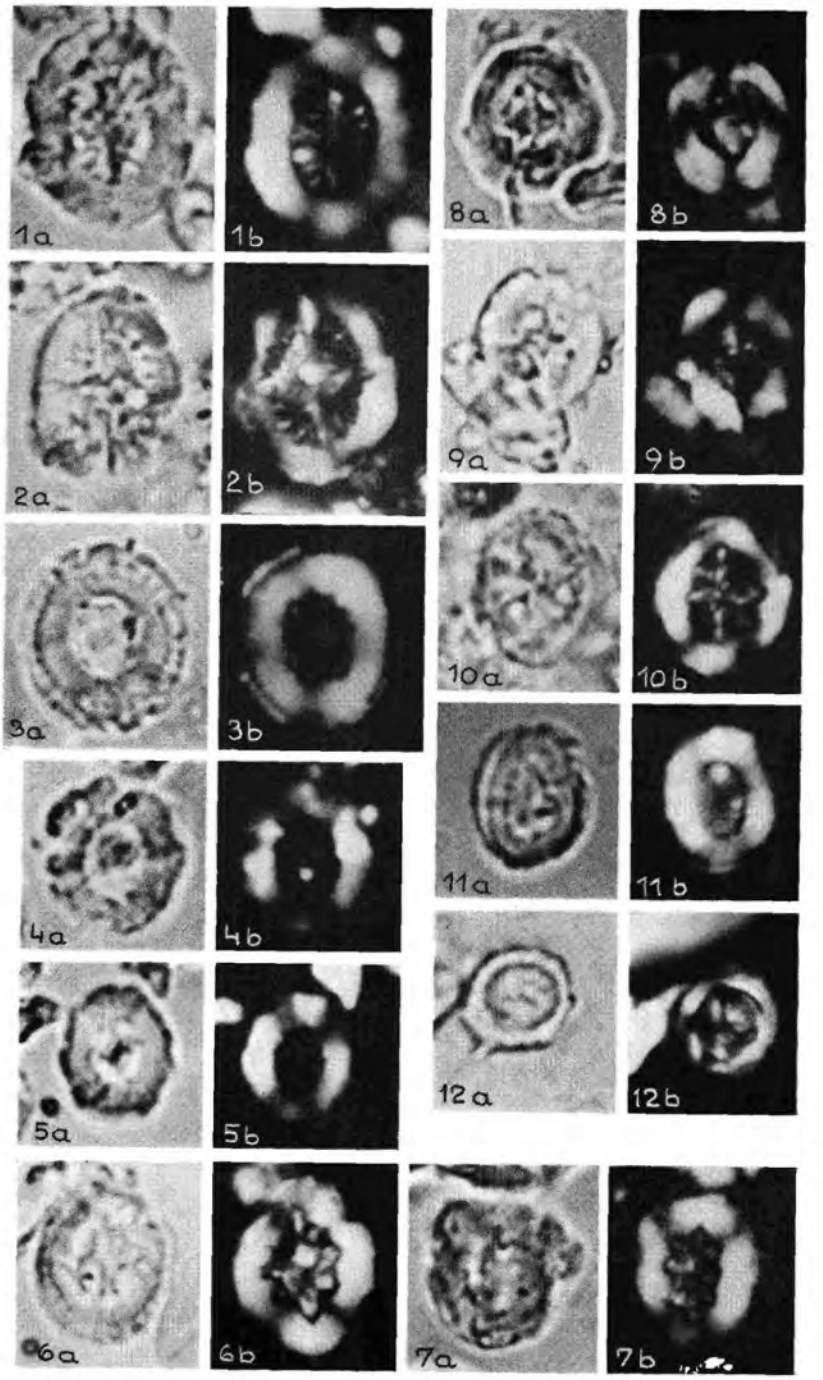
1. *Aspidolithus parcus* (STRADNER) R 7
2. *Aspidolithus parcus* (STRADNER) R 7
3. *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA R 2
4. *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA R 7
5. *Bidiscus ignotus* (GORKA) R 2
6. *Biscutum constans* (GORKA) R 6
7. *Biscutum constans* (GORKA) R 5
8. *Biscutum constans* (GORKA) R 7
9. *Apertapetra pemmatoides* DEFLANDRE T 37
10. *Apertapetra pemmatoides* DEFLANDRE R 2
11. *Broinsonia breveri* BUKRY T 14


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
10 µ

Tafel 24

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

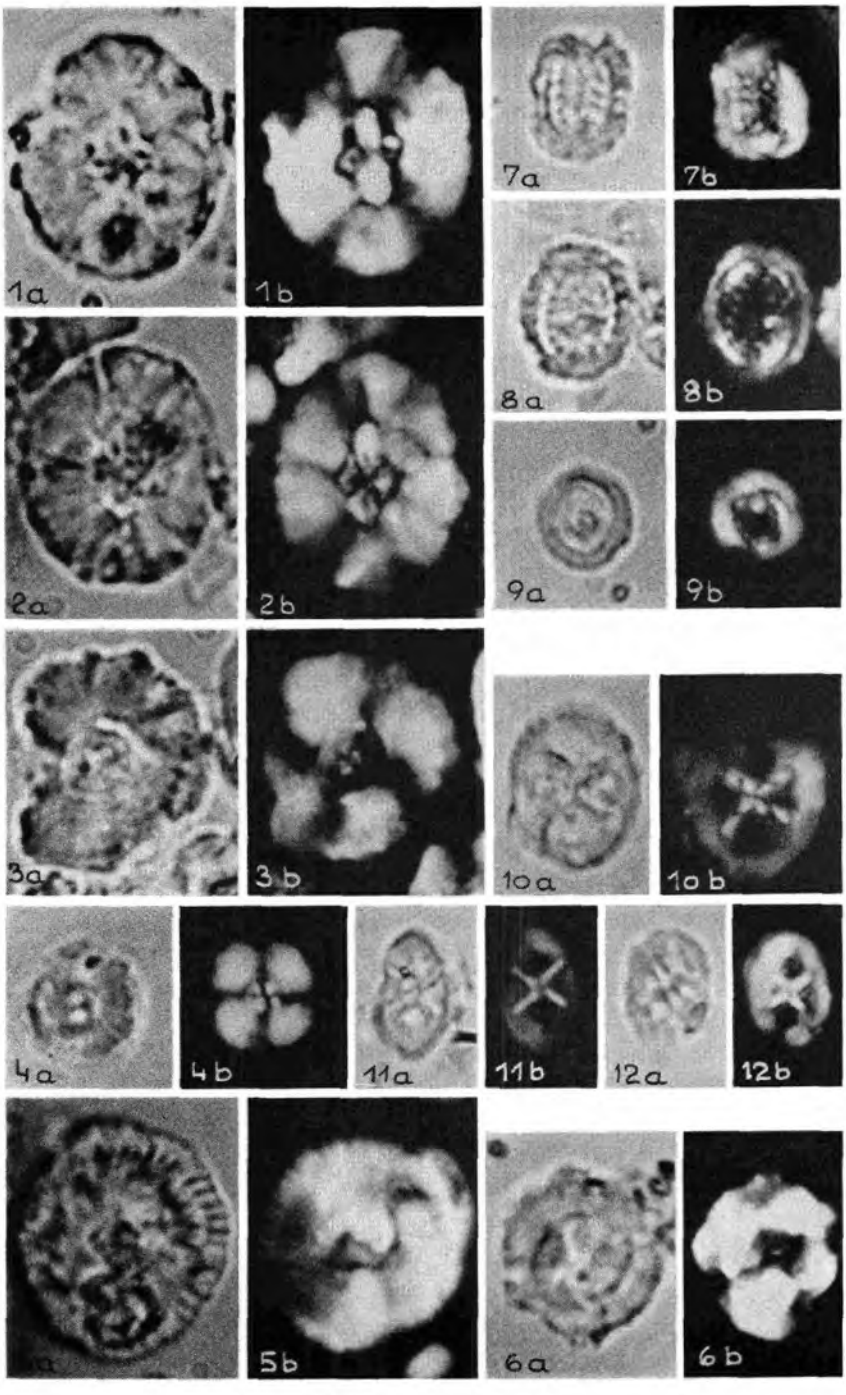
1.	*Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI	T 11
2.	*Cretarhabdus conicus* BRAMLETTE & MARTINI	R 2
3.	*Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY	R 2
4.	*Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY	T 14
5.	*Cretarhabdus crenulatus crenulatus* BUKRY	T 37
6.	*Cretarhabdus crenulatus hansmanni* BUKRY	R 7
7.	*Cretarhabdus crenulatus hansmanni* BUKRY	R 2
8.	*Cretarhabdus tulbingensis* n. sp.	T 11
9.	*Cretarhabdus tulbingensis* n. sp.	T 30
10.	*Cretarhabdus tulbingensis* n. sp.	T 37
11.	*Cretarhabdus actinosus* (STOVER)	T 11
12.	*Stephanolithion laffittei* NOEL	T 37


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
12a
12b
10µ

Tafel 25

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

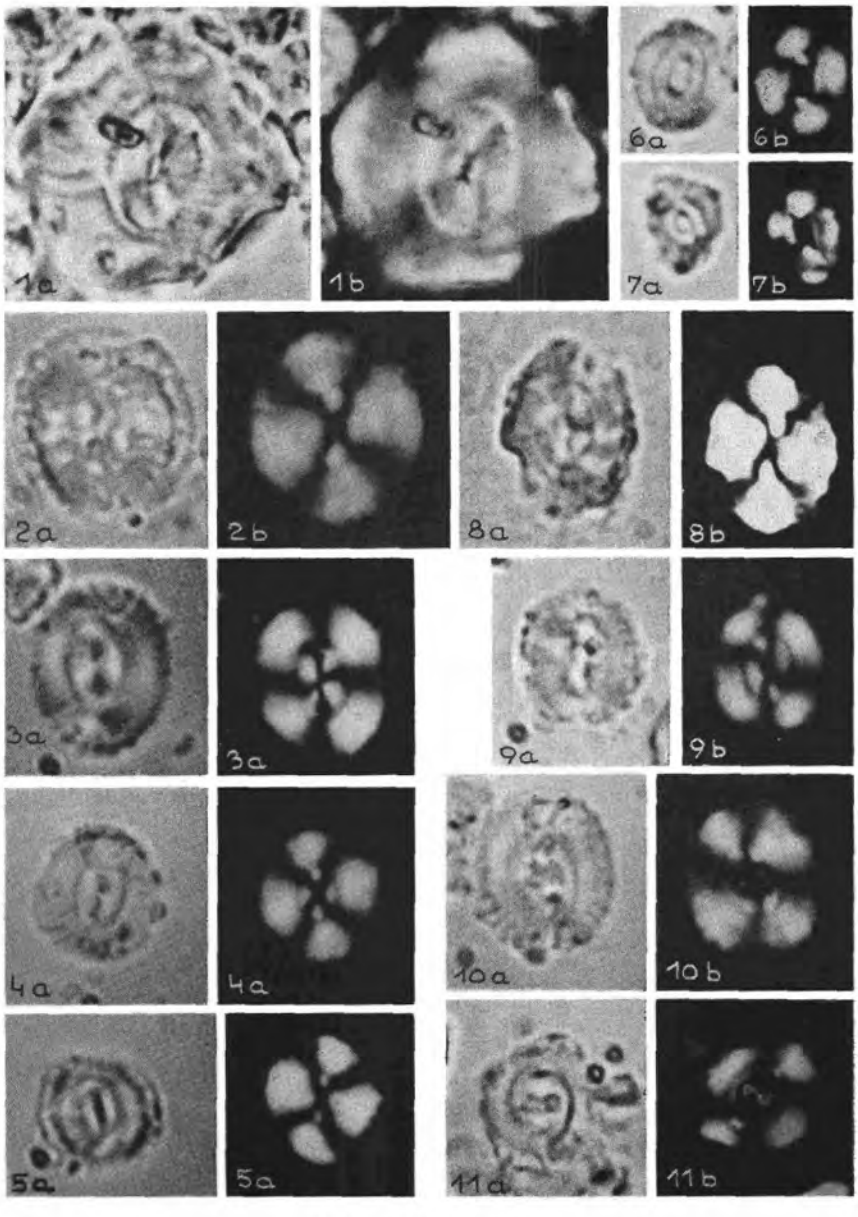
1. *Crucidiscus andrusovi* n. sp. T 14
2. *Crucidiscus andrusovi* n. sp. T 11
3. *Markalius inversus* (DEFLANDRE) T 37
4. *Markalius inversus* (DEFLANDRE) R 2
5. *Markalius circumradiatus* (STOVER) T 11
6. *Markalius circumradiatus* (STOVER) T 30
7. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) R 2
8. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) R 2
9. *Cribrosphaerella ehrenbergi* (ARKHANGELSKY) R 7
10. *Chiastozygus bifarius* BUKRY R 7
11. *Chiastozygus litterarius* (GORKA) R 7
12. *Chiastozygus litterarius* (GORKA) R 2


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
12a
12b
10 µ

Tafel 26

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

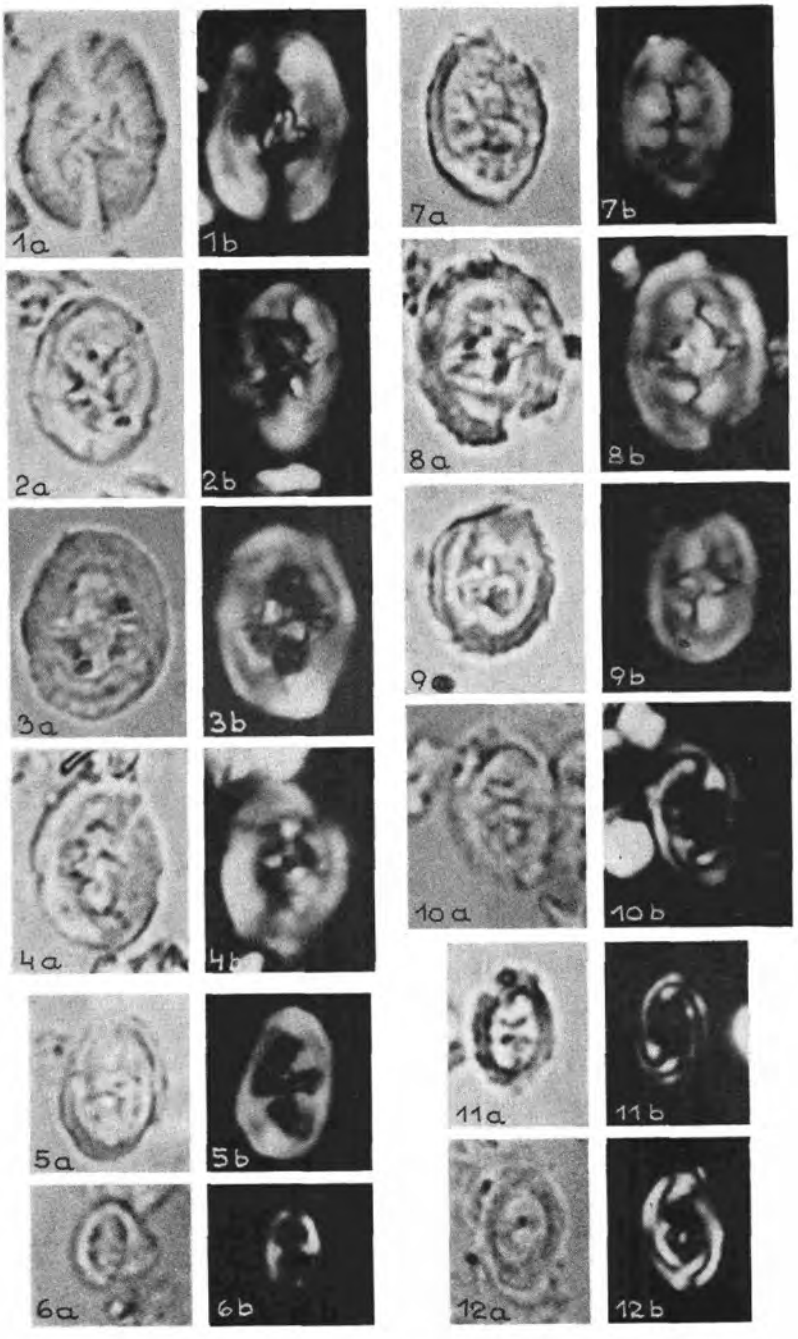
1.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	R 5
2.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	R 7
3.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	T 37
4.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	T 11
5.	*Watznaueria barnesae* (BLACK)	T 37
6.	*Watznaueria communis* REINHARDT	T 42
7.	*Watznaueria communis* REINHARDT	T 30
8.	*Watznaueria penepelagica* (STOVER)	T 30
9.	*Watznaueria deflandrei* (NOEL)	R 8
10.	*Watznaueria britannica* (STRADNER)	R 8
11.	*Watznaueria britannica* (STRADNER)	T 37


1a
1b
6a
6b
7a
7b
2a
2b
8a
8b
3a
3a
9a
9b
4a
4a
10a
10b
5a
5a
11a
11b
10 µ

Tafel 27

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

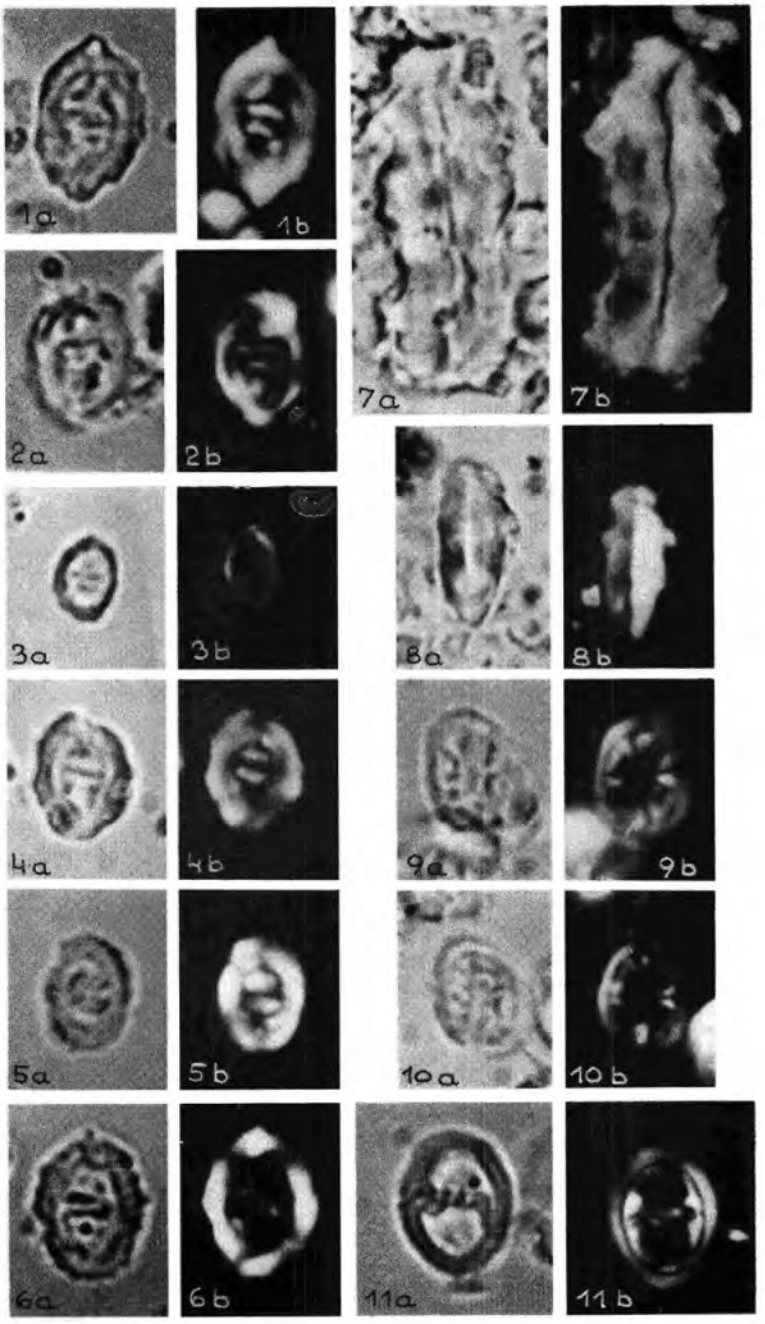
1. *Zygodiscus riegleri* n. sp. R 8
2. *Zygodiscus riegleri* n. sp. R 7
3. *Zygodiscus riegleri* n. sp. R 7
4. *Zygodiscus riegleri* n. sp. R 7
5. *Tranolithus exiquus* STOVER R 2
6. *Tranolithus exiquus* STOVER T 30
7. *Zygodiscus phacellosus* (STOVER) R 7
8. *Zygodiscus* aff. *phacellosus* (STOVER) R 5
9. *Zygodiscus* aff. *phacellosus* (STOVER) R 5
10. *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI T 14
11. *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI T 50
12. *Zygodiscus spiralis* BRAMLETTE & MARTINI R 1


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9
9b
10a
10b
11a
11b
12a
12b
10 µ

Tafel 28

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

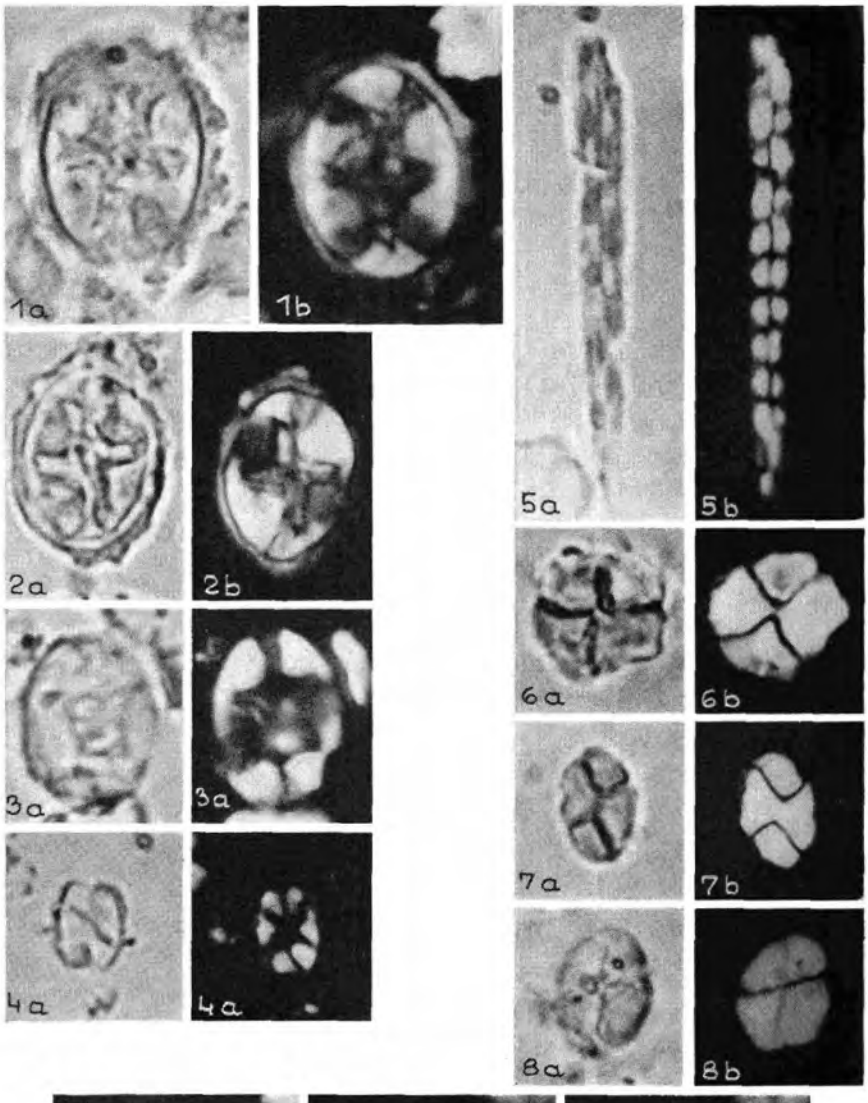
1.	*Zygodiscus sissiphus* GARTNER	T 14
2.	*Zygodiscus sissiphus* GARTNER	T 11
3.	*Zygodiscus nanus* GARTNER	T 37
4.	*Zygodiscus deflandrei* BUKRY	R 5
5.	*Zygodiscus deflandrei* BUKRY	R 7
6.	*Zygodiscus laurus* GARTNER	T 11
7.	*Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE	R 5
8.	*Lucianorhabdus cayeuxi* DEFLANDRE	R 1
9.	*Vagalapilla octoradiata* (GORKA)	R 5
10.	*Vagalapilla octoradiata* (GORKA)	R 7
11.	*Zygolithus theta* (BLACK)	R 6


1a
1b
7a
7b
2a
2b
3a
3b
8a
8b
4a
4b
9a
9b
5a
5b
10a
10b
6a
6b
11a
11b
10 µ

Tafel 29

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

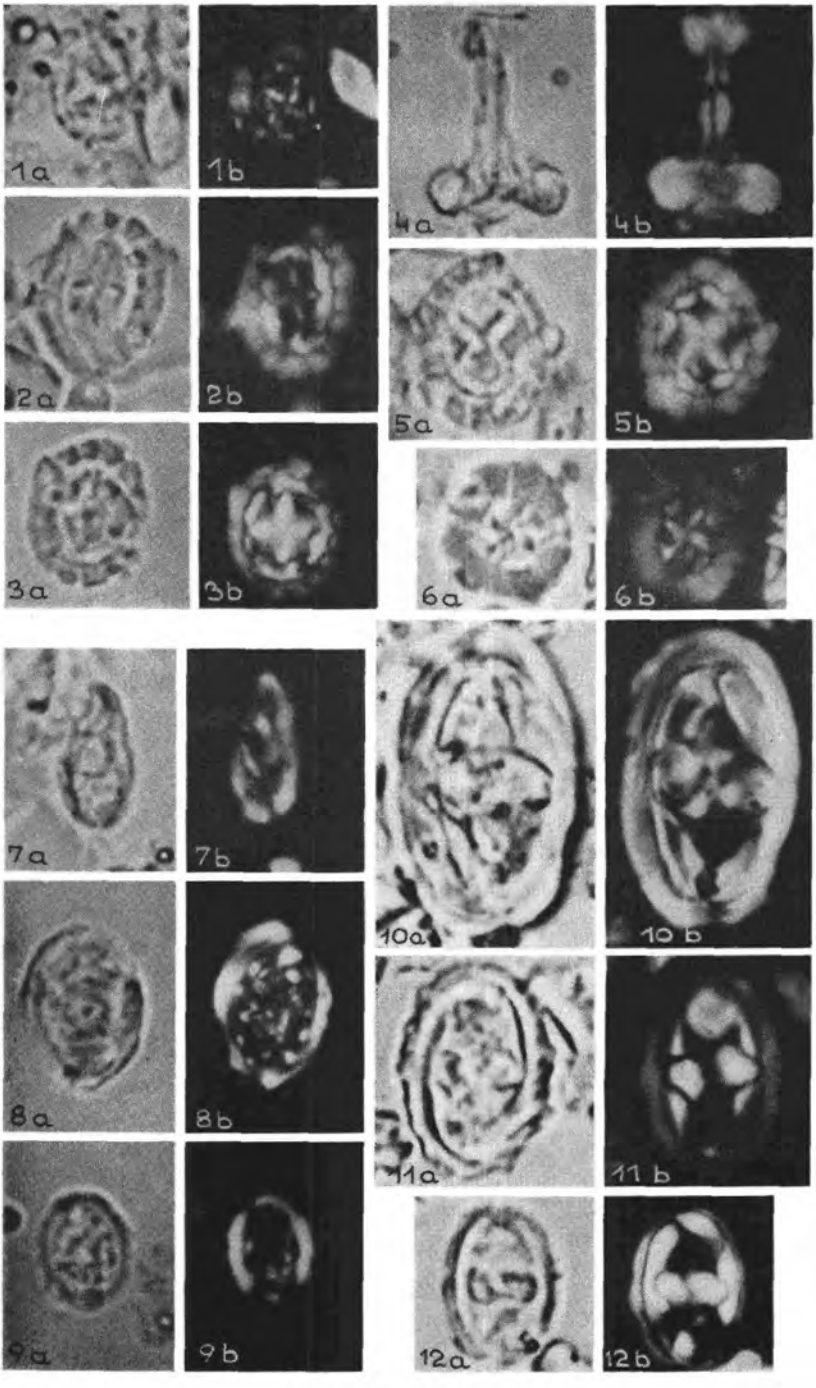
1. *Eiffelithus eximius* (STOVER) b—c—d—e = jeweils 18° gedreht R 7
2. *Eiffelithus eximius* (STOVER) R 5
3. *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) R 2
4. *Eiffelithus turriseiffeli* (DEFLANDRE) R 8
5. *Microrhabdulus attenuatus* DEFLANDRE R 2
6. *Tetralithus pyramidus* GARDET R 5
7. *Tetralithus obscurus* DEFLANDRE R 5
8. *Tetralithus ovalis* STRADNER R 1


1a
1b
2a
2b
3a
3a
4a
4a
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
1c
1d
1e
10 µ

Tafel 30

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

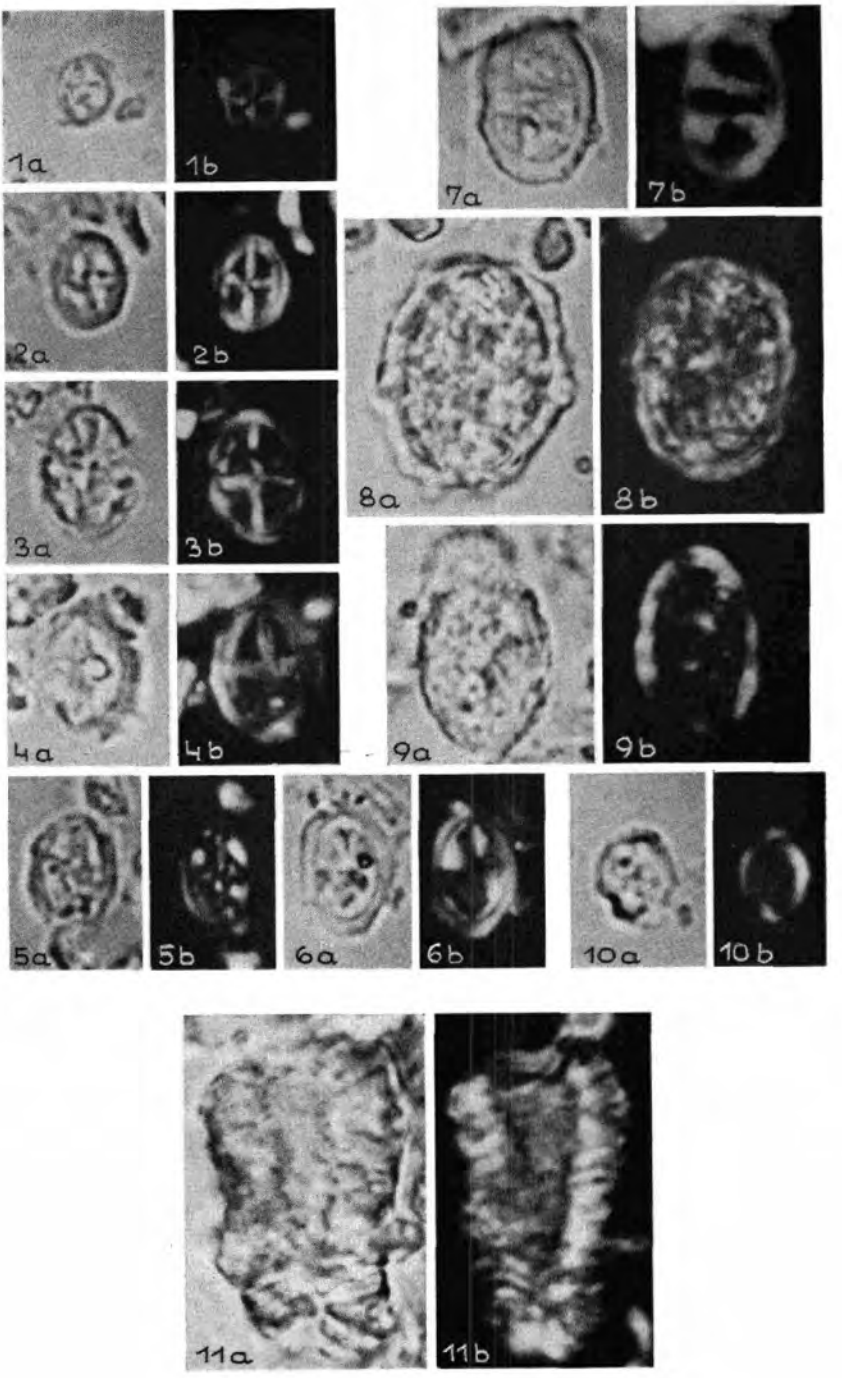
1. *Deflandrius columnatus* STOVER T 42
2. *Deflandrius spinosus* BRAMLETTE & MARTINI R 6
3. *Deflandrius spinosus* BRAMLETTE & MARTINI R 2
4. *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY) R 8
5. *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY) R 2
6. *Deflandrius cretaceus* (ARKHANGELSKY) R 6
7. *Parhabdolithus angustus* (STRADNER) R 2
8. *Parhabdolithus splendens* (DEFLANDRE) T 30
9. *Parhabdolithus splendens* (DEFLANDRE) T 37
10. *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) T 42
11. *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) T 50
12. *Parhabdolithus embergeri* (NOEL) T 37


1a
1b
2a
2b
3a
3b
4a
4b
5a
5b
6a
6b
7a
7b
8a
8b
9a
9b
10a
10b
11a
11b
12a
12b
10 µ

Tafel 31

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

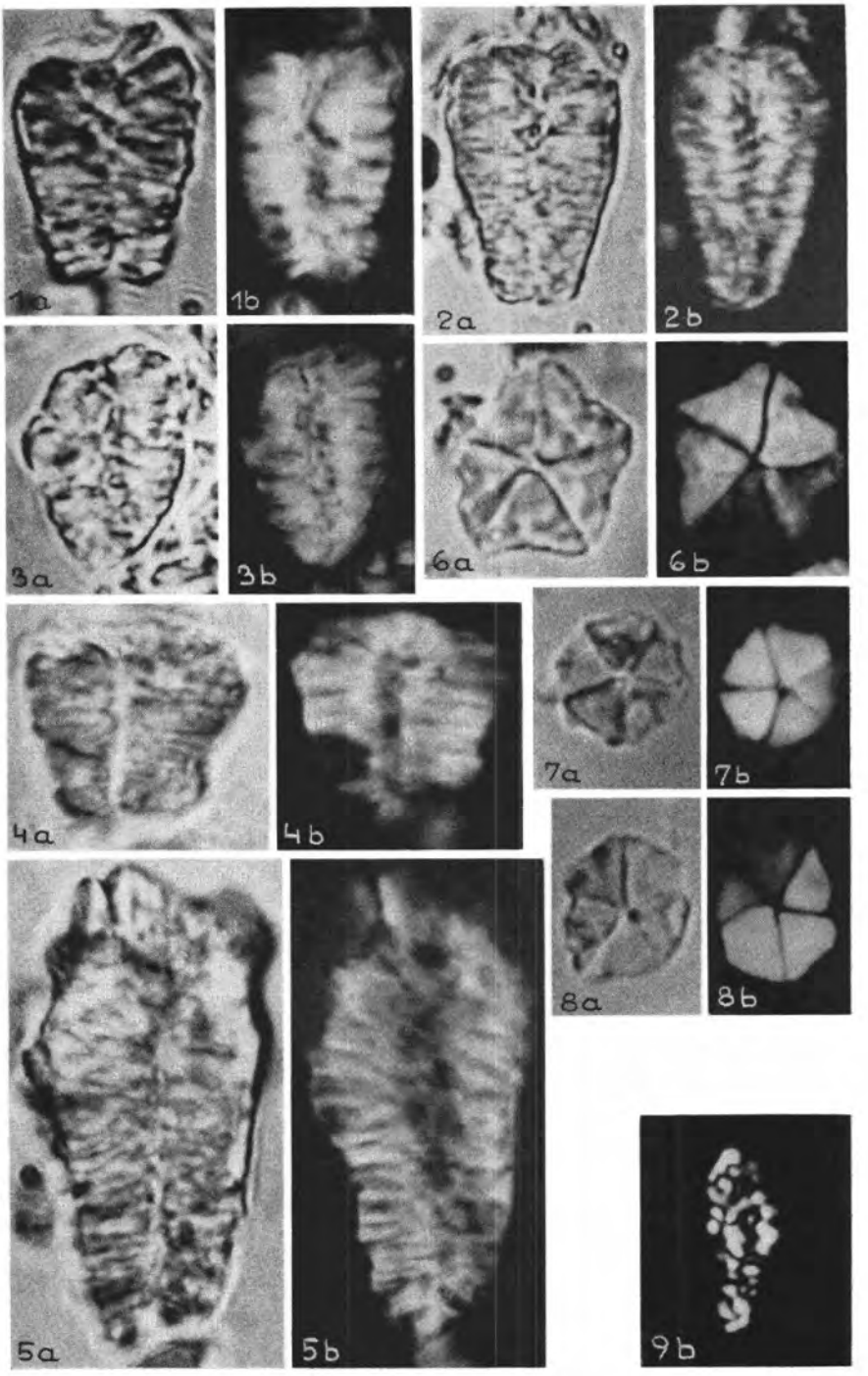
1. *Vagalapilla dibranchiata* (GARTNER) R 9
2. *Vagalapilla dibranchiata* (GARTNER) T 11
3. *Vagalapilla imbricata* (GARTNER) T 37
4. *Vagalapilla imbricata* (GARTNER) R 5
5. *Vagalapilla ara* (GARTNER) T 37
6. *Vagalapilla ara* (GARTNER) R 9
7. *Tranolithus manifestus* STOVER R 2
8. *Rhagodiscus asper* (STRADNER) T 50
9. *Rhagodiscus asper* (STRADNER) T 37
10. *Rhagodiscus plebejus* PERCH NIELSEN T 50
11. *Nannoconus kamptneri* BRONNIMANN T 50


1a
1b
7a
7b
2a
2b
8a
8b
3a
3b
4a
4b
9a
9b
5a
5b
6a
6b
10a
10b
11a
11b
10 µ

Tafel 32

a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

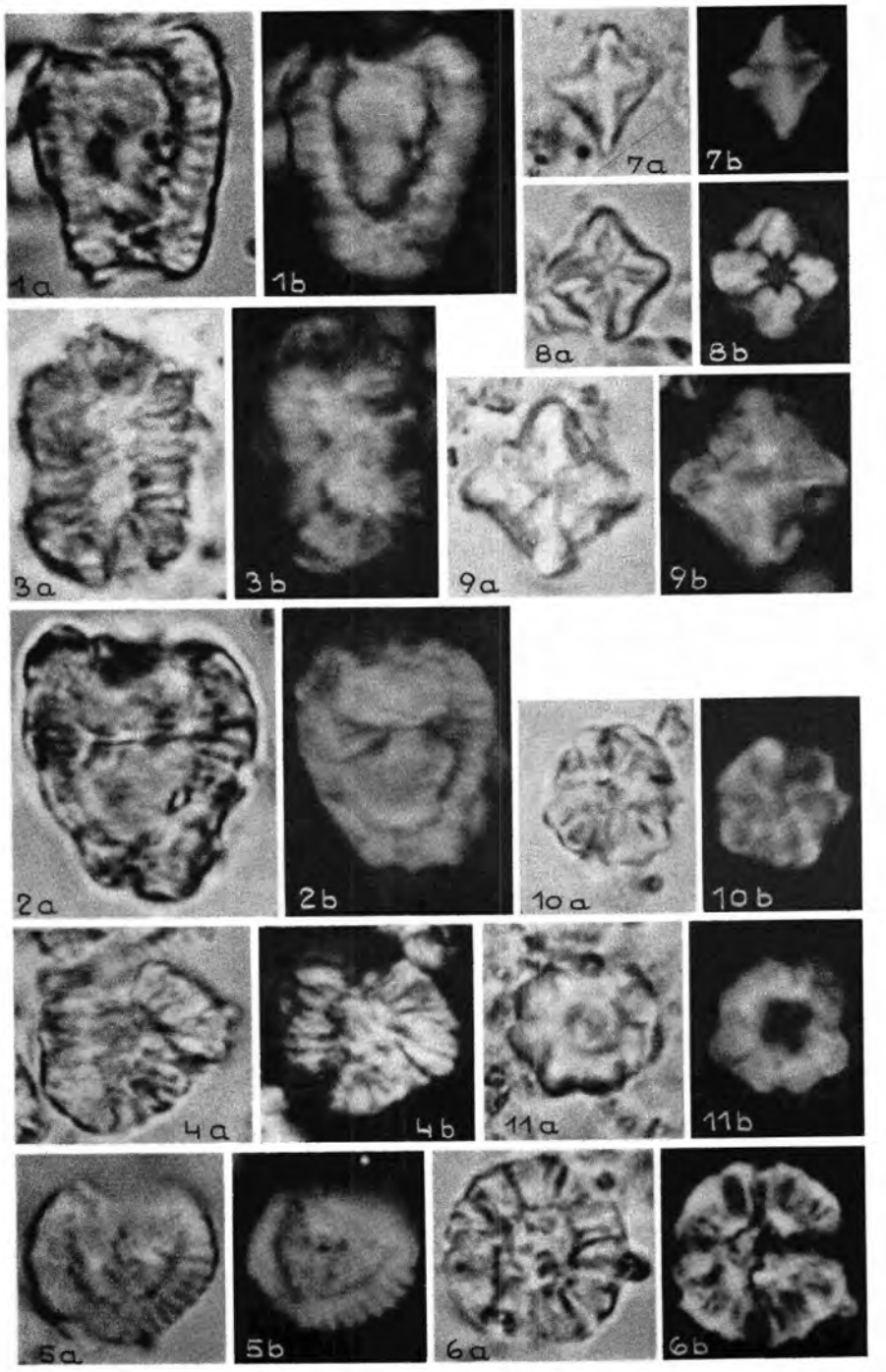
1. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER	T 11
2. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER	T 42
3. *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER	T 37
4. *Nannoconus colomi* (DE LAPPARENT)	T 52
5. *Nannoconus bermudezi* BRONNIMANN	T 52
6. *Braarudosphaera obtusa* (STRADNER)	T 37
7. *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL	T 11
8. *Braarudosphaera discula* BRAMLETTE & RIEDL	T 11
9. *Thoracosphaera* sp.	T 38


1a
1b
2a
2b
3a
3b
6a
6b
4a
4b
7a
7b
8a
8b
5a
5b
9b
10 µ

Tafel 33

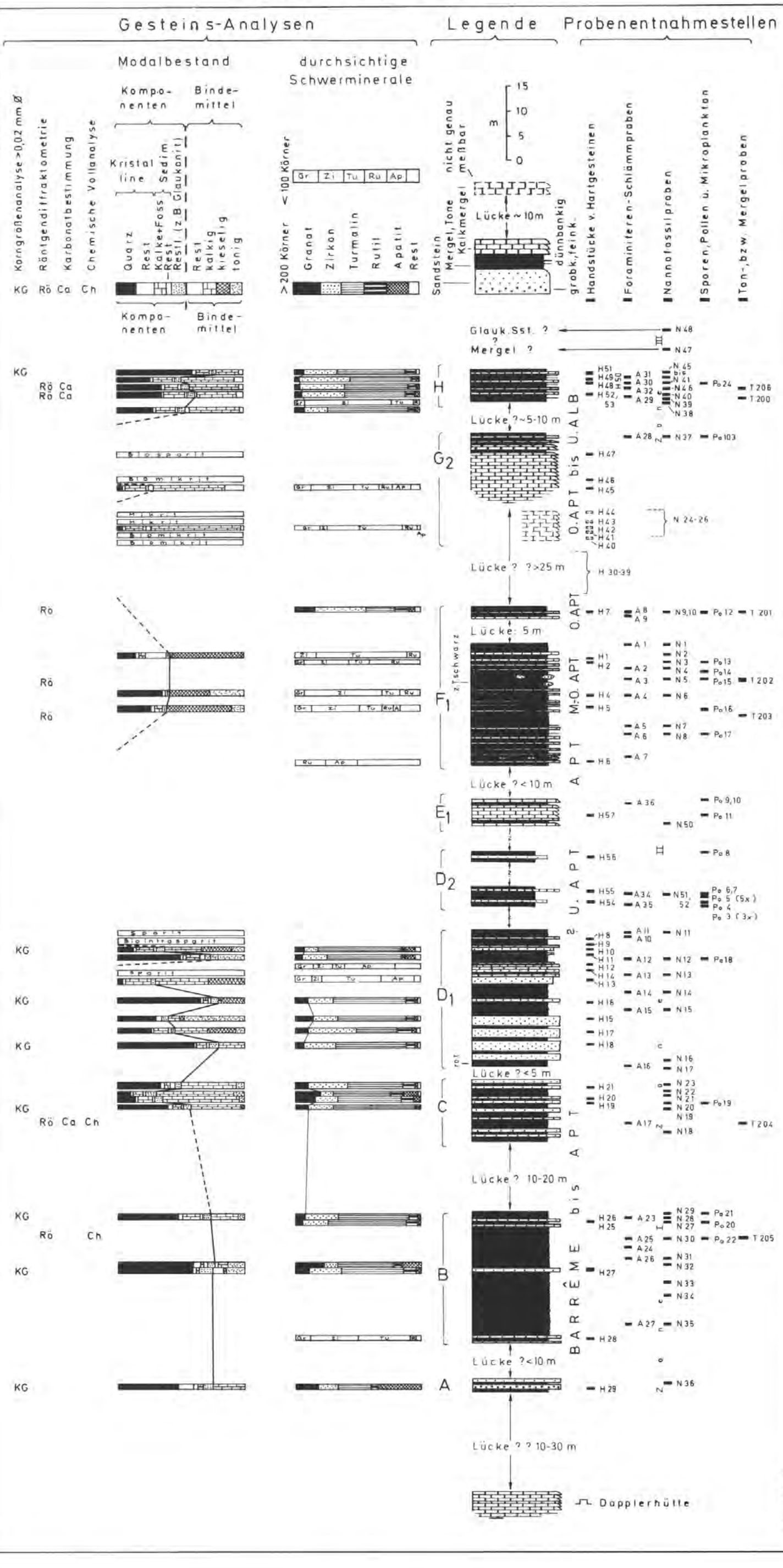
a = normales Durchlicht, b = zwischen gekreuzten Nicols
T = Unterkreide der Wolfpassinger Schichten vom Tulbingerkogel
R = Campan der Kahlenberger Schichten bei der Rieglerhütte

1.	*Nannoconus wassali* BRONNIMANN	T 11
2.	*Nannoconus wassali* BRONNIMANN	T 14
3.	*Nannoconus multicadus* DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAULT	T 14
4.	*Nannoconus truitti* BRONNIMANN	T 37
5.	*Nannoconus globulus* BRONNIMANN	T 37
6.	*Nannoconus* sp. ind.	T 37
7.	*Micula decussata* VEKSHINA	R 1
8.	*Micula decussata* VEKSHINA	R 2
9.	*Micula decussata* VEKSHINA	R 2
10.	*Lithastrinus floralis* STRADNER	T 42
11.	*Lithastrinus floralis* STRADNER	R 2


1a
1b
7a
7b
8a
8b
3a
3b
9a
9b
2a
2b
10a
10b
4a
4b
11a
11b
5a
5b
6a
6b
10 µ

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 115. Band, 1972 — Beilage 3
W. GRÜN, G. KITTLER et al. — Tafel 34

DETAILPROFIL DER AUFGESCHLOSSENEN SCHICHTFOLGE FORST-STRASSE PASSAUERHOF



DETAILPROFIL DER AUFGESCHLOSSENEN SCHICHTFOLGE DER UNTER KREIDE IM HALTERBACHTAL

Gesteins-Analysen

Sonstige: Korngrößenanalyse >0,02 mm Ø; Röntgendiffraktometrie; Karbonatbestimmung; Chemische Vollanalyse

Modalbestand: Komponenten (Kristalline: Quarz, Rest; Sedimente: Rest (zB Glaukonit); Bindemittel: Rest, kalkig, kieselig, tonig)

durchsichtige Schwerminerale: Granat, Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, Rest

KG Rö Ca Ch — Komponenten — Bindemittel

Legende

m: 15, 10, 5, 0

nicht aufgeschl. / nicht genau meßbar

≈7 m

Sandstein, Mergel, Tone, Kalkmergel, K, D=Dolomit

gemessene, vermutete Mächtigkt.

Probenentnahmestellen

Handstücke v. Hartgesteinen; Foraminiferen-Schlämmproben; Nannofossilproben; Sporen, Pollen u. Mikroplankton; Ton-, bzw. Mergelproben

Auf-bzw. Überschiebung

KG — Mikrit-Tonstein — Sporit-Tonstein — kalkig-tonig

fast nur opake dM + Baryt

fast nur opake SM

fast nur opake dM

Dolomikrit

O. ALB bis ?CENOMAN

O — N — M — L — K — U. ALB

≈35 m — ≈38 m — ≈15 m — ≈30 m — ≈10–50 m

zT grün — zT rotgrün — rot+grün — rot grün — grün, zT braun (Fe!) — grungrau

H 28 H 29 — A 10 bis A 14 — Np 1 bis Np 6 — Pe 104

H 30 H 31 — A 15 bis A 17 — Ns 5 bis Ns 1 — Pe 105

H 57 — H 56 H 32 — A 53 — Nt 5 Nt 4,3 — Pe 52 Pe 51 — T 109 — A 52 A 18 — Nt 2 Nt 1 — Pe 50

H 54 H 55 — H 38,39 — H 51 H 50 — H 60 — H 52 H 53

T 111 T 110 — Pe 201 — A 55 A 56 A 51 A 57

H 49 — A 49 — Ns 6 — Pe 49 — T 112

H 48 — T 113 — Ns 5 — A 48 — Ns 4 — Pe 48

H 46 H 47 — Ns 3

H 61-63 — A 47 — Ns 2 — Pe 47 — A 46 — Ns 1

A 45 — Nr 1 — Pe 46 — T 108 — Nr 2 — T 107 — H 45B — A 44 — Nr 3 — Pe 45 — T 106 — Nr 4 — H 45A — A 43 — Nr 5 — Pe 44 Pe 43 — H 44 — A 42 — Nr 6 — H 43 — Nr 7 — Pe 42 — T 105 T 104 — H 42 H 41 H 40 — A 41 A 40 — Nr 8 — Pe 41 Pe 40

Pe 200 — T 103 — H 59 H 58 — T 101,102

B III x 150 / 5

Leitner 71

Jahrb. Geol. B.-A.	Bd. 115	S. 187—204	Wien, September 1972

Die Tektonik des Südrandes der Klostertaler Alpen (Vorarlberg)

Von Dietrich Helmcke und Jens Thierbach *

Mit 1 Tafel (Beilage 5) und 13 Textabbildungen

Schlüsselwörter
Nördliche Kalkalpen
Vorarlberg
Südrand Kalkalpen
Überkippungs-Erscheinungen
Steile Achsen
Photointerpretation

Inhalt

Zusammenfassung, Summary 187
Einleitung 188
Lage des bearbeiteten Gebietes 188
Arbeitsmethode 189
Überblick über die Stratigraphie 189
Der tektonische Bau 190
Schlußbemerkungen 202
Literaturverzeichnis 202

Zusammenfassung

Die Neuaufnahme des Südrandes der Klostertaler Alpen ergab, daß sich in diesem Gebiet tektonische Formen des Rätikon und der Zentralen Lechtaler Alpen ablösen bzw. überlagern. Mehrere streichende bis diagonal verlaufende tiefgründige Störungszonen durchschneiden die Faltenstrukturen, deren Achsen stark verbogen sind. So ergibt sich nicht mehr das Bild einer sehr einheitlich durchstreichenden Sattelstruktur („Klostertaler Sattel"). Verfaltungen um steil bis senkrecht stehende Achsen komplizieren den Bau. Wie im Rätikon ließen sich auch hier „Überkippungs-Erscheinungen" am Kalkalpen-Südrand nachweisen. Für die Ausbildung dieses tektonischen Baustils sind mehrere inkompetente Schichtglieder, die eine weitgehende Trennung der Schichtfolge in einzelne „Stockwerke" bewirken können, von großer Bedeutung.

Summary

The southern parts of the Klostertal Alps (Vorarlberg, Austria) have been mapped geologically. It could be shown that the tectonic forms of the Rätikon and the central Lechtal Alps replace respectively overlie each other. Longitudinal to diagonal faults are cutting the fold structures which show intensely deformed axes. Therefore the model of a uniformly striking saddle structure has to be abandoned. Folds with steep or vertical axes complicate the recognition of the tectonics. Inverted folds could be proved in this southern part of the Limestone Alps as well as in the Rätikon. Several incompetent layers which may cause a division of the series of strata into complexes of different structural character are very important for these tectonics.

---

*) Anschrift der Verfasser: Dr. Dietrich Helmcke und Dipl.-Geol. Jens Thierbach, Institut für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin, D-1000 Berlin 33, Wichernstr. 16.

Einleitung

Das einzige Verbindungsglied (vgl. M. RICHTER 1969) zwischen den tektonisch grundsätzlich unterschiedlich gebauten Gebirgsabschnitten des Rätikon im Westen und der Zentralen Lechtaler Alpen im Osten ist der schmale aus jungpaläozoischen bis mitteltriadischen kalkalpinen Gesteinen aufgebaute Gebirgsstreifen im Norden des Klostertales. Nach Norden schließt an ihn die weite vorwiegend E—W streichende Spuller-See-Mulde (= Westabschnitt der Lechtaler Kreidemulde) an und im Süden stößt er an einer großen Störungsbahn gegen das Kristallin der Ferwall-Gruppe.

Während weite Teile des Westabschnittes der Nördlichen Kalkalpen in den letzten Jahren neu aufgenommen wurden und somit eine wichtige Voraussetzung für eine kritische Überprüfung des Gebirgsbaues gegeben ist, fehlte für diesen verbindenden Gebirgsabschnitt eine moderne Überarbeitung der Kartenaufnahmen AMPFERERS (1925, 1932). Die vorliegende Darstellung des tektonischen Baues dieses Gebietes soll deshalb auch dazu beitragen, die regionalgeologischen Zusammenhänge zwischen Rätikon und Zentralen Lechtaler Alpen weiter aufzuklären.

Lage des bearbeiteten Gebietes

Das im folgenden näher beschriebene Gebiet (Abb. 1) umfaßt die Hänge und Berge im Norden des Klostertales vom Flexen Paß im Osten bis in den Raum von Dalaas im Westen. Nach Norden grenzt es fast auf der gesamten Strecke an die geologische Neuaufnahme der Spuller-See-Mulde (HELMCKE 1969); die Süd-Grenze des Aufnahmegebietes verläuft im Klostertal, d. h. meist entlang der Störungszone zwischen Kalkalpin und Kristallin. Nur im Westabschnitt wurde sie abweichend davon etwas nördlicher gezogen.

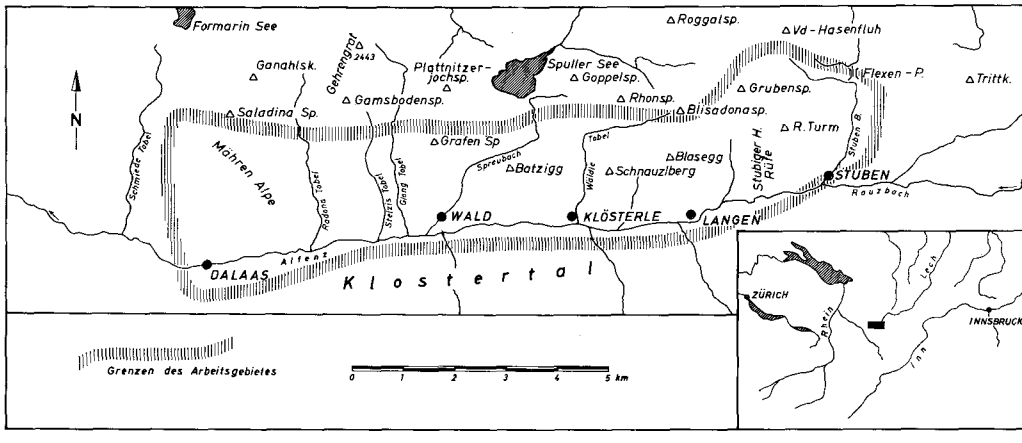


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes.

Das Teilgebiet vom Flexen Paß bis zum Stelzis Tobel bei Wald a. A. wurde von D. HELMCKE, der westlich anschließende Teil von J. THIERBACH aufgenommen. Für stete kritische Anteilnahme sind wir den Herren Professor Dr. V. JACOBSHAGEN (Berlin), Professor Dr. F. K. LIST (z. Zt. La Paz, Bolivien), Professor Dr. H.-J. SCHNEIDER (Berlin) und Dipl.-Geol. U. DOERT (Erlangen) aufrichtig dankbar. Herr Dr. R. OBERHAUSER (Wien) förderte die Arbeit durch wertvolle Hinweise. Einen großen Teil der Textabbildungen stellte wiederum Frau R. TIMM her, die geologische Karte Frau R. ZYLKA, wofür wir an dieser Stelle danken möchten. Der Deutsche Alpenverein, München, unterstützte dankenswerterweise die Geländearbeiten von D. HELMCKE finanziell.

Arbeitsmethode

Da sich bereits bei der geologischen Aufnahme der nördlich an dieses Gebiet anschließenden Teile der Klostertaler Alpen (HELMCKE 1969, 1970) zeigte, daß wenigstens unter den hier gegebenen Bedingungen dem Einsatz von Luftbildern als Grundlage der geologischen Kartenaufnahme aus verschiedenen Gründen der Vorzug vor einer Kartierung auf genauen großmaßstäbigen topographischen Karten zu geben ist, wurde diese Neuaufnahme konsequent auf Luftbildern durchgeführt. Verwendet wurden Kontaktkopien von Aufnahmen aus dem Flug „Staatskarte Vorarlberg/1951" (WILD-Normalwinkel, Brennweite 210 *mm*, Bildformat 18×18 *cm*), die vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien bezogen wurden.

Der teilweise relativ ungünstige Maßstab dieser Luftbilder (zwischen max. zirka 1 : 14.200 und zirka 1 : 25.000) mag für eine geologische Detailaufnahme auf den ersten Blick nur als bedingt ausreichend erscheinen. Diesem Umstand entsprechend wurde Wert auf eine sorgfältige und in keinem Fall generalisierende Geländeaufnahme gelegt, was bei qualitativ guten Luftbildern bekanntermaßen leicht durchführbar ist. Darüber hinaus muß noch in Betracht gezogen werden, daß auf den Bildern der überwiegend verwendeten Bildstreifen die relativ steilen Hänge und Berge im Norden des Klostertales mit ihren beachtlichen Höhenunterschieden unter einem sehr günstigen Winkel abgebildet sind, da der Bildflug auf für unsere Zwecke idealen Fluglinien durchgeführt wurde (Fluglinien etwas südlich der nach Süden exponierten Hänge).

Gleichzeitig mit der Geländeaufnahme wurde eine Interpretation der Luftbilder mit Hilfe von Spiegelstereoskopen durchgeführt. Diese Kombination erlaubte eine Ergänzung und größtenteils eine gegenseitige Kontrolle der Ergebnisse beider Arbeitsmethoden. Daß besonders in gut aufgeschlossenen Regionen, wie z. B. dem Hochgebirge, die Luftbildinterpretation wertvolle Aussagen liefern kann, die sonst oft nur schwer durch reine Geländearbeit gewonnen werden können, wurde von verschiedenen Autoren belegt (z. B. HAGEN 1952, BODECHTEL & SCHERREIKS 1968, LIST 1968, HELMCKE 1970).

Die Überführung der Geländeaufnahmen und der durch die Luftbildinterpretation gewonnenen Daten in eine Orthogonalprojektion im Maßstab 1 : 25.000 wurde mit einem ZEISS-Stereotop durchgeführt. Da die benutzten Luftbilder Grundlage der österreichischen Karte 1 : 50.000 (Blätter 143. „St. Anton a. A." und 142. „Schruns") und der verwendeten Rohkarten 1 : 25.000 dieser beiden Blätter sind, waren ausreichend viele Paßpunkte für die Einpassung und Orientierung der Luftbilder am Stereotop bekannt.

Für die Darstellung (Taf. 1) mußte die Originalaufnahme z. T. abgedeckt und generalisiert werden, da nur so eine ausreichende Überschaubarkeit gewährleistet werden konnte.

Überblick über die Stratigraphie

Am Aufbau des betrachteten Gebietes ist die Schichtfolge vom ? Karbon bis in die mittlere Trias beteiligt. Da über die meisten Schichtglieder dieser Folge bereits moderne Bearbeitungen vorliegen (CZURDA 1970, CZURDA & NICKLAS 1970, HARSCH 1968, HIRSCH 1966, KOBEL 1969), soll an dieser Stelle keine eingehende Beschreibung der Gesteinsserie gegeben werden.

Das älteste Schichtglied ist eine Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und sandigen Schiefern. Es zeigt ausschließlich dunkle Farben und ist nicht stark verfestigt. Derartige Gesteine werden in den Ostalpen i. a. dem Oberkarbon zugerechnet. Auf der geologischen Karte (vgl. Taf. 1) sind die kleinen Vorkommen dieser Serie südöstlich und südlich Dalaas nicht mehr dargestellt, da sie bereits außerhalb des engeren Arbeitsgebietes liegen.

Über dieser Wechsellagerung folgen rote bis violett-rote, fein- bis grobklastische Sedimente, die hier als „Permo-Skyth" bezeichnet werden. Eine Untergliederung dieser Folge in „alpinen Verrucano" und „alpinen Buntsandstein" scheint u. E. in den Klostertaler Alpen nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht möglich; besonders, da diese Gesteine nur in einzelnen, tektonisch isolierten Vorkommen aufgefunden wurden.

Vom nächstfolgenden „alpinen Muschelkalk" konnten i. a. nur die mittleren und höheren Abschnitte aufgefunden werden: Es handelt sich um recht unterschiedlich ausgebildete Kalke und Dolomite, die teilweise eine starke Hornsteinführung aufweisen. Für die Klärung des tektonischen Baues sind besonders die „Pietra-verde"-Lagen im höheren Abschnitt des Muschelkalks, deren Bearbeitung durch LIST abgeschlossen ist, von Bedeutung.

Darüber folgen die sehr charakteristischen Partnach Schichten (dunkle Schiefer mit Kalklinsen und einzelnen Kalkbänken), die Arlberg Schichten (zum überwiegenden Teil gut gebankte dunkelgraue Kalke und Dolomite) und die Raibler Schichten mit den sehr auffälligen Einschaltungen dunkler Klastika.

Den Abschluß der hier vorwiegend betrachteten Schichtfolge bildet das mächtige, äußerlich recht monotone Paket des Hauptdolomit und Plattenkalk, das seinerseits von der Jungschichtenfolge (Kössener Schichten bis Lechtaler Kreideschiefer) der Spuller-See-Mulde (HELMCKE 1969) überlagert wird.

Von besonderer Bedeutung für die tektonische Prägung dieses Gebietes sind die inkompetenten Abschnitte dieser Schichtfolge (der tiefere Teil des Muschelkalk, die Raibler Schichten, die Kössener Schichten und in abgeschwächtem Maße auch die Partnach Schichten), da in ihnen oft bedeutende Störungszonen angelegt wurden, die die sonst kompetente Schichtfolge in mehrere „Stockwerke" untergliedern. Diese Trennung kann lokal so weitgehend sein, daß die tektonische Beanspruchung den einzelnen Schichtkomplexen recht unterschiedliche Deformationsbilder aufprägte.

Für die geologische Photointerpretation ist die beschriebene Schichtfolge gut geeignet, da sie mehrere Schichtglieder enthält, die sich auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung auch in ihrer photographischen Wiedergabe (Grauton, Textur) deutlich von den angrenzenden Schichten abheben. Hingewiesen sei hier z. B. auf die einzelnen Kalkbänke in den Partnach Schichten und die klastischen Horizonte der Raibler Schichten.

Der tektonische Bau

Mit dem tektonischen Bau der südlichen Klostertaler Alpen beschäftigten sich vor allem RICHTHOFEN (1859, 1861) und AMPFERER (u. a. 1932, 1934 und in AMPFERER & ASCHER 1925), von dem auch die einzigen kompletten großmaßstäbigen geologischen Kartendarstellungen dieses Gebietes stammen (1925, 1932). Die Aufnahme GUBLERS (1927) überdeckt bei Dalaas noch den westlichen Abschnitt dieser Neuaufnahme.

Die Karten- und Profildarstellungen AMPFERERS (1925, 1932) vermitteln den Eindruck, daß in diesem Teilbereich die Nördlichen Kalkalpen an ihrem Südrand einen i. a. recht einfachen, übersichtlichen und ungestörten Baustil aufweisen: Sie sind recht eng zu einer großen Antiklinale („Klostertaler Sattel") zusammengefaltet. Die Sattelachse ist verbogen und der Südflügel des Sattels ist über weite Strecken tektonisch unterdrückt. M. RICHTER (1956) erwähnte, daß hier noch — wie in den südlichen Lechtaler Alpen — gebietsweise Fächerstrukturen und Südvergenzen auftreten.

Die geologische Neuaufnahme bestätigte zum großen Teil AMPFERERS (1925, 1932) Deutung der Tektonik, sie zeigte aber gleichzeitig, daß hier doch abwechslungs-

reichere und kompliziertere tektonische Formen auftreten, als bisher angenommen wurde. Man erhält nicht mehr das Bild einer so einheitlich durchstreichenden Sattelstruktur.

Im folgenden sei der tektonische Bau dieses Gebietes von Osten nach Westen fortschreitend beschrieben.

Im Querschnitt des Flexen Passes ist der Klostertaler Sattel sehr schön und komplett aufgeschlossen: Der Sattelkern wird aus Rauhwacken des Unteren Muschelkalk aufgebaut; die beiden Sattelflügel fallen steil ein und sind nur geringfügig gestört. Im S-Flügel des Sattels treten erst östlich der Ortschaft Stuben (bei „Leerle") einige Komplikationen auf (vgl. HIRSCH 1966, Abb. auf S. 41). Der N-Flügel ist bis in das Niveau der tiefsten Raibler Schichten, die wenig nördlich der Galerien der Flexen Paß-Straße aufgeschlossen sind, ungestört. Von hier nach N wird dieser Sattelflügel dann aber durch mehrere bedeutende steilstehende ± E—W streichende Störungen geschnitten, die eine ausgeprägte Reduktion der Schichtfolge (Raibler Schichten—Lechtaler Kreideschiefer) bewirken. Diese Störungen sind bisher weitgehend der Beobachtung entgangen, so daß z. B. M. RICHTER (1969) davon sprach, daß hier die Lechtaler Kreideschiefer bis auf den Hauptdolomit herab transgredieren (vgl. HELMCKE & PFLAUMANN 1971). Eine dieser Störungsbahnen (Abb. 2) trennt die Raibler Schichten und den Hauptdolomit; sie streicht von hier nach W in das Gebiet der „Stubiger Hohe Rüfe" — auf ihre Bedeutung wird weiter unten näher eingegangen.

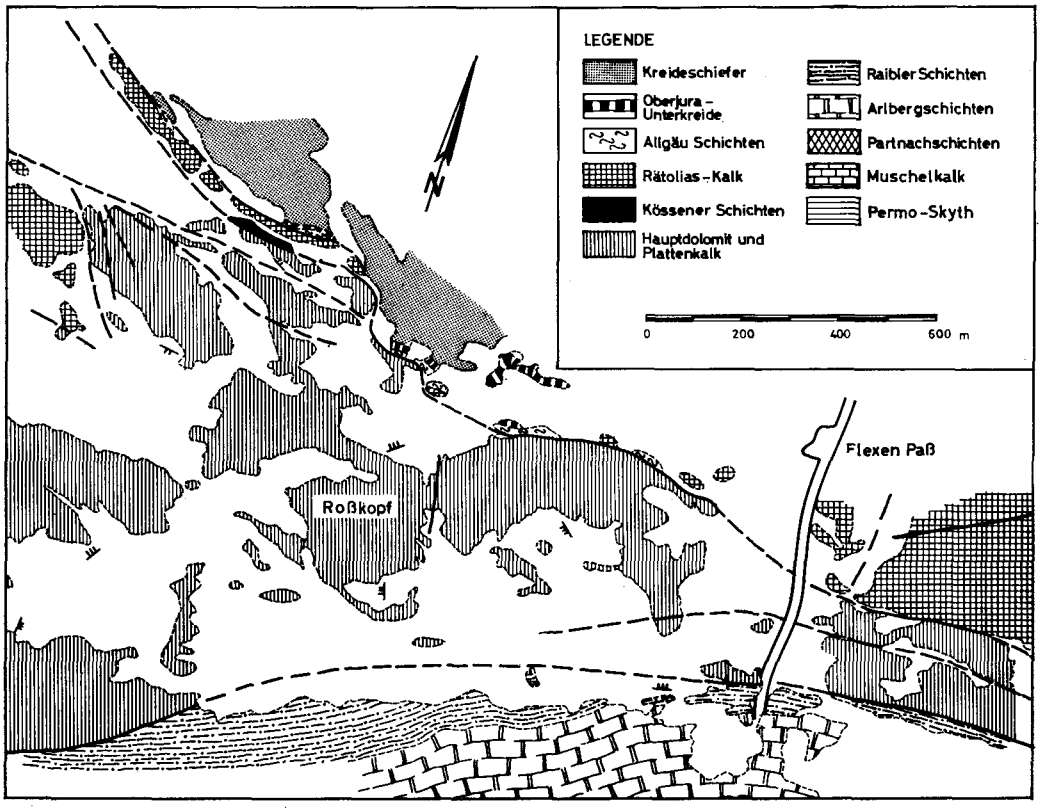


Abb. 2: Skizze der geologischen Verhältnisse westlich und südwestlich der Paßhöhe des Flexen Passes (Zentralprojektion).

Die bedeutendste dieser Störungen folgt vom Flexen Paß dem Stuben Bach nach W und biegt dann in SE—NW Streichen um. Sie läßt sich weiter über das Mahdloch Joch bis in das Gebiet des „Spuller Gümple" verfolgen und begrenzt die Sattelstruktur der Wildgruben—Roggalspitz-Gruppe gegen NE.

Auf der gesamten Strecke vom Flexen Paß bis zum Mahdloch Joch finden sich entlang dieser oft in einzelne Bahnen aufgefächerten Störungszone tektonisch stark beanspruchte und reduzierte Jungschichten (Kössener Schichten bis Aptychenkalk). Nach N bzw. NE schließt dann sofort die weite Kreideschiefer-Mulde an, in deren „Zentrum" die freischwimmende Klippe (bzw. möglicherweise Doppelklippe — vgl. Ampferer 1932) der Hasenfluh aufragt.

Diese sehr komplex gebaute Störungszone könnte durchaus als „Wurzelzone" dieser Klippe angesehen werden — entsprechend der Darstellung bei Engels (1960, Abb. 7). Der in dieser Abbildung angegebene weitere Verlauf dieser Überschiebungsbahn nach S kann aber durch unsere Aufnahmen nicht bestätigt werden (siehe unten). An der Deutung dieser Störung als „Wurzel" der Hasenfluh stört der Nachweis von Raibler Schichten im Bergstock der Hasenfluh (Stengel-Rutkowski 1958). Recht zwanglos könnten jedoch die Jungschichten auf dem Gipfelplateau der Hasenfluh aus dieser Störungszone abgeleitet werden; es muß aber fraglich bleiben, ob auch der Hauptdolomit-Sockel der Hasenfluh (mit den Raibler Schichten) dieser Zone entstammen könnte. Als Modell wäre denkbar, daß der Hauptdolomit-Sockel der Hasenfluh einer etwas weiter südlich gelegenen Störungsbahn (siehe oben) entstammt, die Jungschichten des Gipfelplateaus dagegen dieser Störung. Dieses Modell würde allerdings einen komplexen, mehrphasigen Ablauf der tektonischen Ausprägung voraussetzen. Da zudem Geländebeobachtungen an der Hasenfluh zeigten, daß der tektonische Bau dieser Klippe komplizierter ist, als die vorliegenden Bearbeitungen (Stengel-Rutkowski 1958, Engels 1960) zeigen, kann derzeit dieser Fragenkomplex noch nicht befriedigend beantwortet werden. Die hier skizzierte Annahme würde jedoch auch verständlicher machen, warum gerade im Querschnitt des Flexen Passes der Hauptdolomit im N-Flügel des Klostertaler Sattels tektonisch so stark reduziert ist.

Im Gebiet westlich des Flexen Passes (Gebiet des Roßkopfes) zeigt dieser auf wenige hundert Meter Ausstrichbreite reduzierte steil einfallende Hauptdolomit bereits oft stark aus E—W Richtung abgelenktes Streichen; hier deutet sich bereits eine intensive Verfaltung des Hauptdolomits um steilstehende Achsen an (vgl. Helmcke 1970), die dann weiter im W auffällig hervortritt (siehe S. 193).

Eine etwa im Querschnitt des Flexen Passes verlaufende große N—S streichende Störung, wie sie von Hirsch (1966, Abb. auf S. 41) dargestellt wurde, kann nicht nachgewiesen werden: Die erwähnten großen Störungsbahnen können auf beiden Seiten des Flexen Passes beobachtet werden und auch die Schichtfolge des Sattel-Nordflügels (Partnach Schichten bis Raibler Schichten) streicht vollkommen ungestört über den tiefen morphologischen Einschnitt des Stuben Baches nach Westen durch und baut dort die Hänge nördlich Stuben auf.

Einzig im Bereich der Flur „Arlefall" NW Stuben ist dieser ungestört durchstreichende Sattelflügel auf einige hundert Meter durch Talzuschub verdeckt. Der ursprüngliche Gesteinsverband (vorwiegend Arlberg Schichten) ist innerhalb dieser verrutschten Scholle weitgehend gewahrt. Die Mißdeutung von Hirsch (1966) ist wohl durch dieses morphologisch stark in den Vordergrund tretende Element zu erklären.

Zwischen Stuben und Langen ist nördlich der „Stubiger Hohe Rüfe" in dem steil bis saiger einfallenden Hauptdolomit/Plattenkalk-Paket des Sattel-Nordflügels eine große Querstruktur entwickelt, deren Faltenachsen steilstehen. Sie tritt besonders auffällig im Luftbild (Helmcke 1970, Abb. 3) durch den sigmoidalen Verlauf der Aus-

Abb. 3: Ansicht der Gruben Spitze von Süden. Der steilstehende N—S streichende Hauptdolomit ist deutlich zu erkennen.

strichlinien hervor: vom Gebiet der Kl. Gruben Spitze, in dem noch E—W Streichen herrscht, biegt das Hauptdolomit/Plattenkalk-Paket über NE—SW Streichen nahezu in N—S Streichen ein, um dann wiederum in das ursprüngliche E—W Streichen zurückzuschwenken. Abb. 3 zeigt diese große Struktur von Süden, das N—S Streichen des Hauptdolomits ist deutlich zu erkennen. Gegen die älteren Schichtglieder, die offensichtlich ohne starke Änderung ihrer Streichrichtung von E nach W durchziehen, ist diese Querstruktur östlich der „Stubiger Hohe Rüfe" durch die tiefgreifende Störungsbahn zwischen Hauptdolomit und Raibler Schichten, die vom Flexen Paß herüberstreicht (siehe S. 191) getrennt. An dieser Störungsbahn konnten bei einer Beanspruchung in E—W Richtung die bereits steilgestellten Schichten auseinandergleiten und in dem Hauptdolomit/Plattenkalk-Paket des Sattel-Nordflügels bildeten sich neue Achsen aus, deren steile Achsenlage primär ist (Helmcke 1970, S. 540). Westlich der Stubiger Hohe Rüfe ist dagegen die gesamte Schichtfolge mehr oder weniger ungestört.

Gegen die nach Norden anschließende Jungschichtenfolge der Spuller-See-Mulde ist diese große Querstruktur ebenfalls auf weite Strecken durch streichende Störungen, die vor allem im Niveau der Kössener Schichten ausgebildet sind, getrennt. Auch diese Jungschichten zeigen hier eine intensive Verfaltung um steilstehende Faltenachsen (Helmcke 1970). Als Beispiel sei hier auf das östlich des Spullersalpkopfes gelegene Gebiet nördlich der Gruben Spitze hingewiesen: Während die Gr. Gruben Spitze noch Teil der steilachsigen Querstruktur des Klostertaler Sattels ist, wird ihr

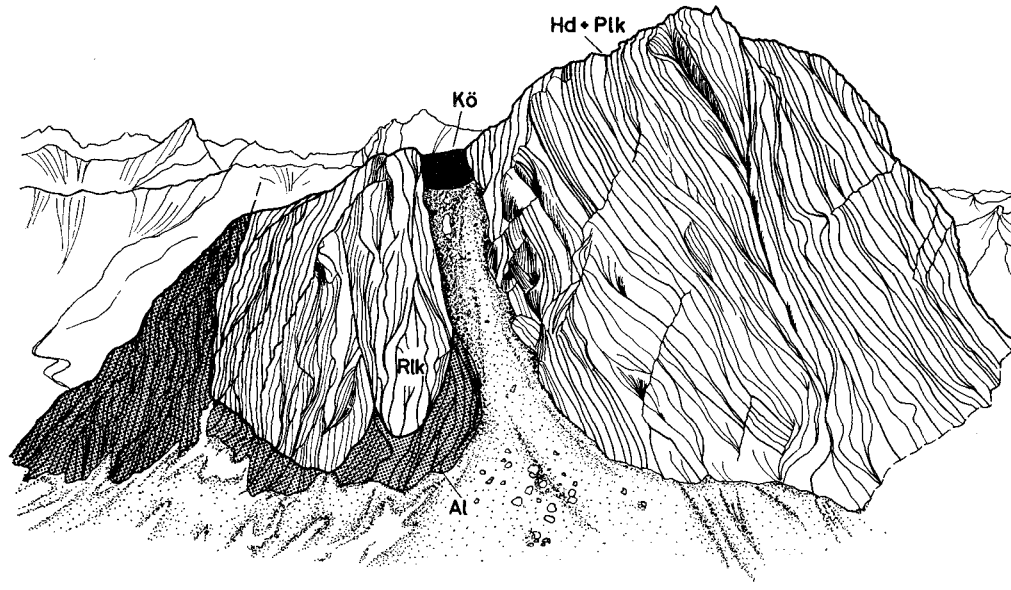


Abb. 4: Ansichtsskizze der Gruben Spitze und ihres nördlichen Vorgipfels von Westen.

nördlicher Vorgipfel (Abb. 4) aus Kössener Schichten, Rätolias-Kalk und Allgäu-Schichten aufgebaut. Bedingt durch die großen Kompetenzunterschiede bildet dabei der Rätolias-Kalk einen scheinbar ungefalteten und etwas zerrissenen Block, um den sich die tektonisch stark ausgedünnten Kössener Schichten und die intensiv verfalteten Allgäu-Schichten schmiegen; die in ihnen ausgebildeten Kleinachsen tauchen alle steil bis senkrecht ein. Daraus ergibt sich eine zerrissene steilachsige Sattelstruktur mit Rätolias-Kalk im Kern — die Kössener Schichten bilden den Trennhorizont zwischen dieser kleinen Sattelstruktur und der steilachsigen Verfaltung im Nord-Flügel des Klostertaler Sattel. Abb. 5 zeigt eine schematische Darstellung dieser Struktur.

Von den geologischen Verhältnissen des Rätikons ausgehend, unternahm OBERHAUSER (1970) den interessanten Versuch, die komplizierten tektonischen Formen am Kalkalpen-Südrand im Bereich des Arlberg- und Flexen Passes analog zu denen im Rätikon (OBERHAUSER 1970) durch „Überkippungs-Erscheinungen" des Kalkalpen-Südrandes zu erklären. Nachdem für die Wildgruben—Roggalspitz-Gruppe und die daran nach Süden anschließenden Berggruppen nachgewiesen werden konnte, daß Verfaltungen mit steilen Achsenlagen für den tektonischen Baustil dieses Bereiches charakteristisch sind (HELMCKE 1969, 1970), kann u. E. die Vorstellung von derartig großräumigen Überkippungs-Erscheinungen für diesen kleinen Ausschnitt des Kalkalpen-Südrandes nicht mehr ohne Modifizierungen aufrecht erhalten bleiben (vgl. OBERHAUSER 1970, Profil 5). Etwas westlich dieses Bereiches finden sich aber Strukturen, die durchaus im Sinne von OBERHAUSER (1970) gedeutet werden können (siehe S. 195).

Bei den von AMPFERER (1932) südlich der Stubiger Hohe Rüfe auskartierten Dolomitbreccien, die er als Ablagerungen der Gosau ansprach, kann es sich u. E. schon allein aus morphologischen Gründen nicht um Gosau handeln. Das Vorkommen liegt etwas südlich des dargestellten Kartenausschnittes.

Nördlich Langen entwickelt sich aus der tektonisch zwar stark amputierten bisher jedoch einfachen stehenden Antiklinale des „Klostertaler Sattels" eine tauchende Antiklinale, die dann NE Klösterle im Grat nördlich des „Schnauzlberges" am schönsten

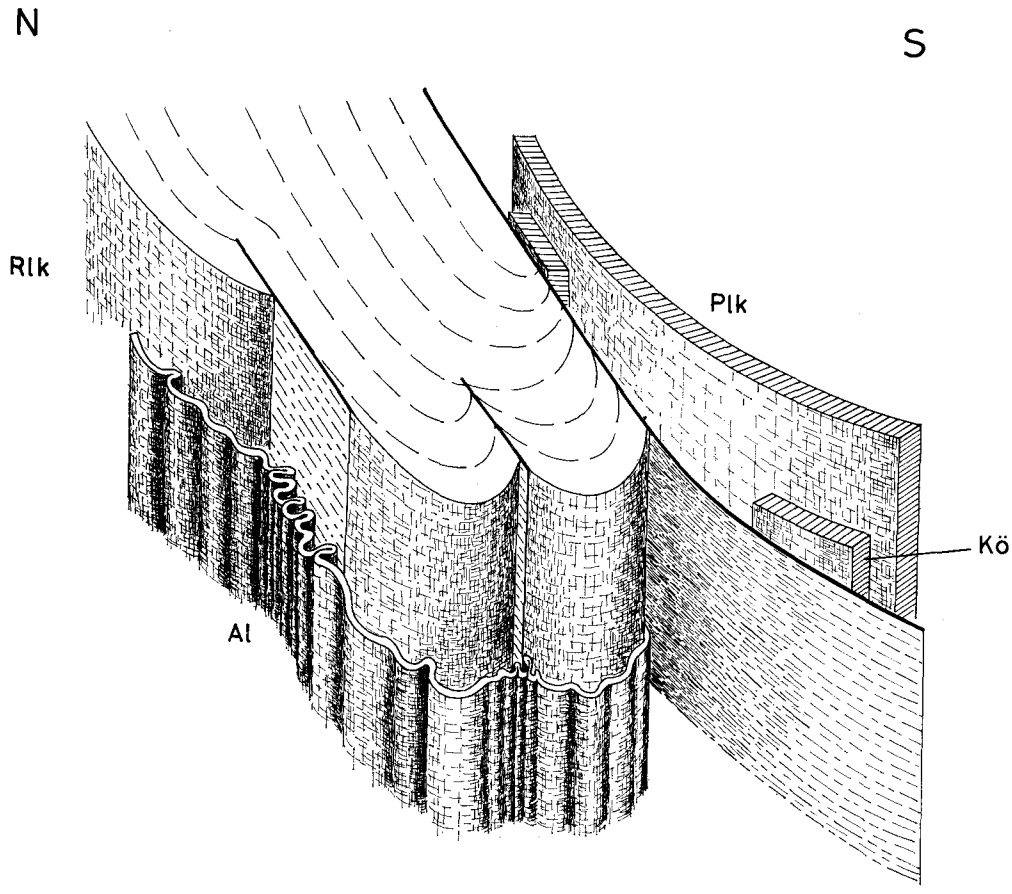


Abb. 5: Schematisches Modell des geologischen Baues des nördlichen Vorgipfels der Gruben Spitze.

ausgebildet und aufgeschlossen ist. Hier ist also am Kalkalpen-Südrand auch im Bereich der Klostertaler Alpen eine Struktur ausgebildet, die im Sinne von OBERHAUSER (1970) als eine Überkippungs-Erscheinung des Kalkalpen-Südrandes gedeutet werden könnte und die von ihm aus dem Rätikon beschrieben und auch für das Gebiet des Arlberg- und Flexen Passes angenommen wurde.

Besonders für diesen Teil des Arbeitsgebietes vermittelt AMPFERERS (1932) Kartendarstellung einen irreführenden Eindruck vom tektonischen Bau, da an mehreren Stellen die einzelnen Schichtglieder verwechselt wurden. So streicht der Muschelkalk vom Blasegg nicht in den Grat nördlich des Schnauzlberges weiter, sondern er streicht — einen großen Kreisbogen beschreibend — in den südlichen Teil des Großtobels, wo er unter die ummantelnden Partnach Schiefer nach W abtaucht (Abb. 6).

Bereits im Gebiet des „Blasegg" nördlich Langen ist der „Klostertaler Sattel" als liegende Antiklinale entwickelt: SE des Gipfels des Blasegg zeigen Muschelkalk und Partnach Schiefer inverse Lagerungsverhältnisse (auf der geologischen Karte konnten die kleinräumig komplizierten Verhältnisse dieses Gebietes nicht dargestellt werden). Aus dieser liegenden Antiklinale entwickelt sich die Tauchfalte des Schnauzlberges. Da die Faltenachsen in diesem Teilgebiet dabei recht stark (>20°) nach E (Tauch-Antikline aus Partnach Schichten und Tauch-Synkline aus Arlberg Schichten) bzw. W (Muschelkalk-Sattelkern) abtauchen, erscheint das Gesamtbild zuerst recht unübersichtlich.

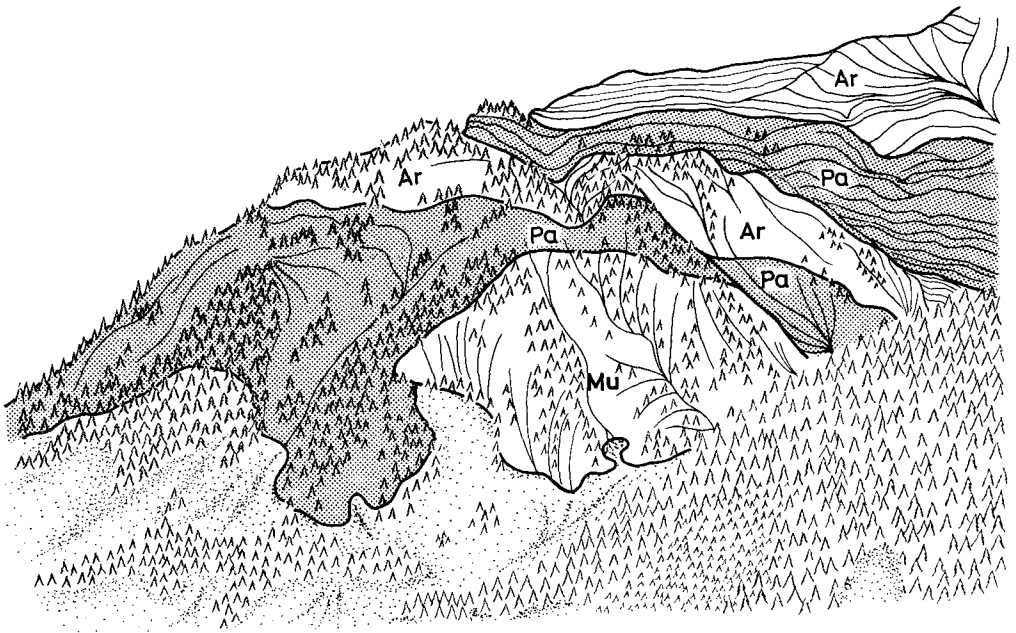


Abb. 6: Ansichtsskizze des Schnauzlberges von Südosten.

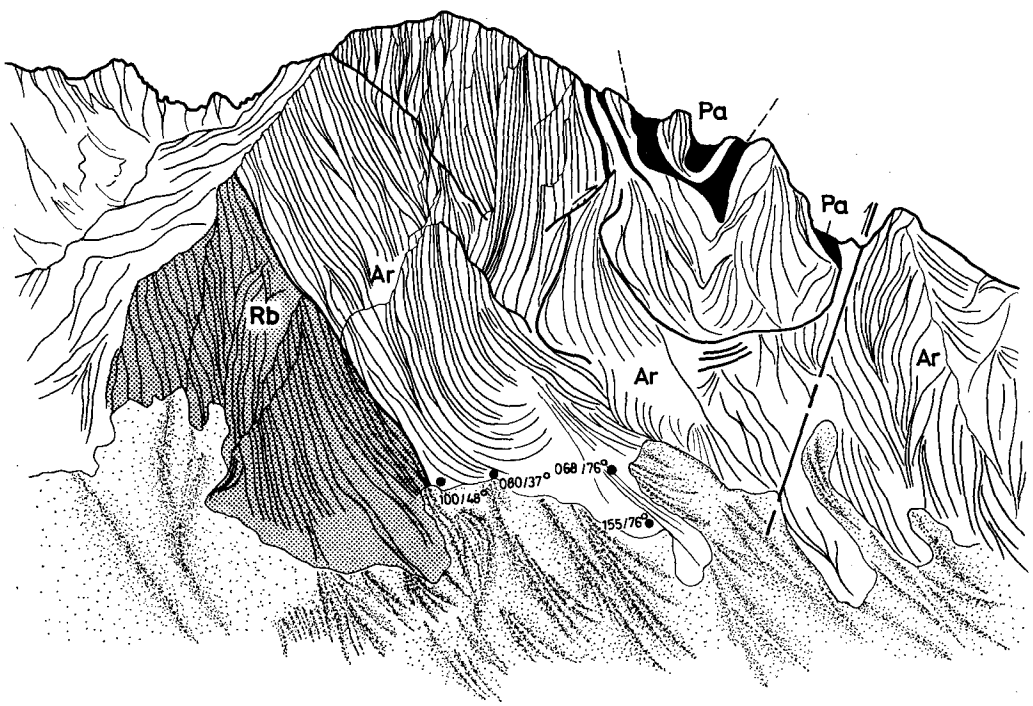


Abb. 7: Ansichtsskizze des Schnauzlberges von Westen. Fallrichtung und Fallen einiger Schichten ist angegeben.

In dem steilen Abfall des Schnauzlberges und des daran nach Norden anschließenden Grates gegen den Wäldle Tobel wird die Tauch-Antikline besonders durch die Partnach Schiefer betont (vgl. Abb. 7): deutlich zeichnen die in die höheren Partnach Schiefer eingeschalteten Kalkbänke diese Struktur nach. Die nach Süden anschließende Tauch-Synkline aus Arlberg Schichten ist im Querschnitt dieser Wand südvergent verschuppt; im Querschnitt des Großtobels östlich dieser Berggruppe kann diese Schuppung nicht mehr nachgewiesen werden. Am Fuß der W-Wand des Schnauzlberges fanden sich im Bereich dieser Störungszone kleine Reste von Raibler Schichten, so daß auch hier die Raibler Schichten als Trennhorizont wirkten. Eine schematische Darstellung der Faltenstrukturen dieses Gebietes zeigt Abb. 8.

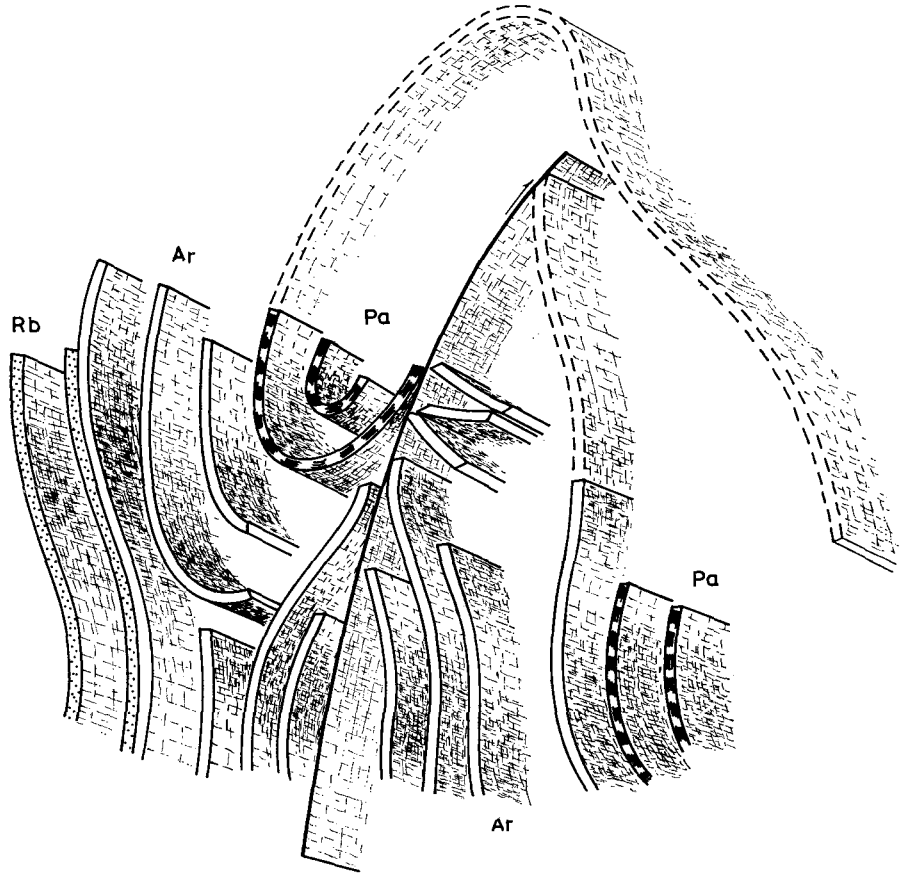


Abb. 8: Schematisches Modell des tektonischen Baues des Schnauzlberges (Blickrichtung nach Nordosten).

Westlich des Wäldle Tobels kann diese Tauchfalte nicht mehr nachgewiesen werden, da sie auf Grund des Achsensteigens weit über der heutigen Gipfelflur liegt. Dies erklärt auch den scheinbar so unterschiedlichen Bau des „Klostertaler Sattels" auf den beiden Seiten des Wäldle Tobels.

NE Klösterle setzt wenig östlich des Wäldle Tobels eine zirka ESE—WNW streichende große Störungszone ein, die die Schichtfolge des Sattel-Nordflügels nahezu streichend schneidet und eine Verdoppelung dieses Sattelflügels (Muschelkalk — Arlberg Schichten) verursacht. In der südlicheren Schuppe fallen die meist stark aus E—W Richtung abgelenkten Streichrichtungen auf. Für das neu aufgefundene Vor-

kommen von Muschelkalk am SW-Fuß des Batzigg läßt sich wahrscheinlich machen, daß die Sedimentserie hier wenigstens lokal um eine steil eintauchende Achse verfaltet ist.

Im Bereich des Dürrenberg Waldes ist der „Klostertaler Sattel" auf mehrere hundert Meter durch mächtiges Lockermaterial verdeckt, so daß die Verbindung der einzelnen Elemente nicht mehr mit der nötigen Sicherheit durchgeführt werden kann. AMPFERER (1925, 1932) sprach dieses Lockermaterial als Ablagerung der Schlußeiszeit an; u. E. handelt es sich aber wahrscheinlich um einen großen Hauptdolomit-Hangschuttkegel. Auf der E-Seite dieser großen Aufschlußlücke kann als beherrschendes tektonisches Element noch die bei Klösterle einsetzende streichende Störungsbahn nachgewiesen werden. Nach W wird sie wohl in das Niveau der Raibler Schichten einstreichen und deren starke tektonische Reduktion mitverursachen.

Die Mitteilung BERTLES (1970), daß die südlichen Klostertaler Alpen im Tal des Spreubaches durch eine junge weitdurchstreichende zirka NNE—SSW verlaufende Störungszone, die hier als eine rechtssinnige Blattverschiebung ausgebildet sein soll, geschnitten werden, kann nach der vorliegenden Aufnahme und auch nach den Ergebnissen der Untersuchungen im Bereich der Spuller-See-Mulde (HELMCKE 1969) nicht vorbehaltslos übernommen werden. Zwar ist auffällig, daß in dem Bereich Spuller See (Südsperre) — „Stierloch Joch" Störungen, die etwa dieser Richtung folgen, gehäuft auftreten. Es handelt sich dabei aber um verschiedene Störungstypen: Am Stierloch Joch ist die Querstruktur der Wildgruben—Roggalspitz-Gruppe auf den Plattenkalk des Nordflügels der Spuller-See-Mulde aufgeschoben. Diese Aufschiebung läßt sich nach WSW in die S-Hänge des Schafberges verfolgen. Im Bereich der Südsperre des Spuller Sees kann ein Bündel von Blattverschiebungen, die teils rechts- teils linkssinnig ausgebildet sind (Abb. 9 — in HELMCKE 1969, Abb. 20 wurde die Be-

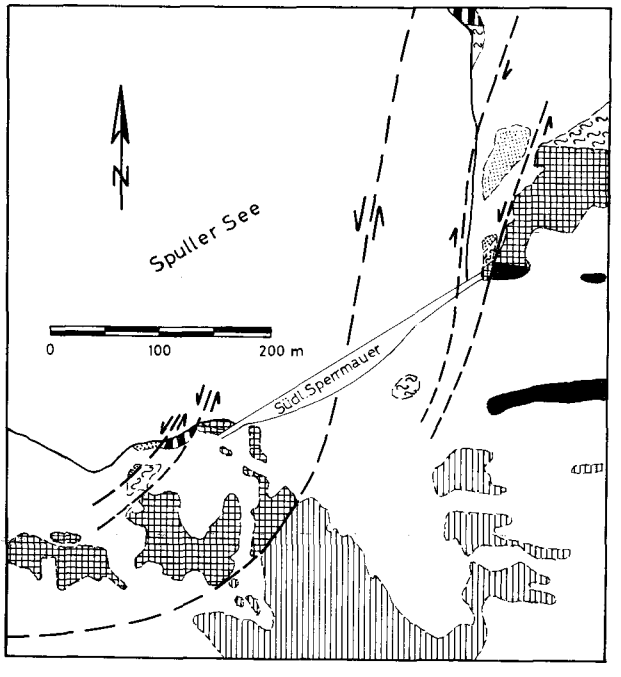


Abb. 9: Die geologischen Verhältnisse im Bereich der südlichen Sperrmauer des Spuller Sees (Zentralprojektion; Legende s. Abb. 2).

wegungsrichtung zweier dieser Blattverschiebungen falsch angegeben) nachgewiesen werden. In dem Hauptdolomit-Gebiet SW des Spuller Sees sind zwar einige zirka NNE—SSW verlaufende Störungsbahnen erkennbar, sie scheinen aber keine große Bedeutung zu haben. Im Bereich des „Klostertaler Sattels" zwischen Batzigg und Dürrenberg Wald fanden sich keine eindeutigen und überzeugenden Hinweise auf eine Blattverschiebung mit mehreren hundert Metern Versetzungsbetrag, wie BERTLE (1970) annahm. Möglich bliebe noch, daß im Bereich des Dürrenberg Waldes unter der mächtigen Bedeckung durch Lockermaterial eine Blattverschiebung durchzieht. Das Argument BERTLES (1970), daß südlich des Batzigg — also östlich der postulierten Blattverschiebung — das Kristallin der Ferwall-Gruppe weiter nach Norden reicht als weiter talauswärts, läßt sich zwanglos durch die Annahme ersetzen, daß die Störung (bzw. das Störungsbündel), die Kalkalpin und Kristallin trennt, nicht streng E—W verläuft, sondern in sich leicht verbogen ist. Darauf deutet auch das kleine Vorkommen von Permo-Skyth östlich Innerwald hin. Mit diesen Anmerkungen soll aber nur zu dem Teil der von BERTLE (1970) bekanntgemachten jungen Störungszone Stellung bezogen werden, der im Kalkalpin liegt.

Die vereinzelten Vorkommen von Permo-Skyth in der Talebene des Klostertales östlich und südlich Innerwald lassen sich am besten in den tektonischen Bau eingliedern, wenn man annimmt, daß sie ihrerseits wiederum durch eine weitdurchstreichende zirka E—W verlaufende Störungsbahn von den Strukturen in den Nordhängen des Klostertales getrennt sind. Daraus folgt, daß wenigstens gebietsweise im Klostertal nicht nur eine bedeutende Störung (zwischen Kristallin und Kalkalpin), sondern mindestens zwei verlaufen. Darauf deutet auch das Vorkommen von Muschelkalk im „Schloßbühel" östlich des Radona Tobels — auf AMPFERERS (1932) Karte sicher durch ein Versehen als Muskovitgranitgneis ausgeschieden — hin, da bereits wenig nördlich dieses Vorkommens an der Eisenbahntrasse Raibler Schichten aufgeschlossen sind. Es deutet sich also auch im Klostertal an, daß am unmittelbaren Südrand der Nördlichen Kalkalpen eine intensive Schuppung vorherrschen kann (vgl. WESTRUP 1970).

Im Gebiet westlich der Aufschlußlücke des Dürrenberg Waldes fand sich zwischen Glong- und Stelzis Tobel in mehreren kleinen Aufschlüssen (Abb. 10) Permo-Skyth. Die restliche Schichtfolge (Muschelkalk — Raibler Schichten) ist in diesem recht schlecht

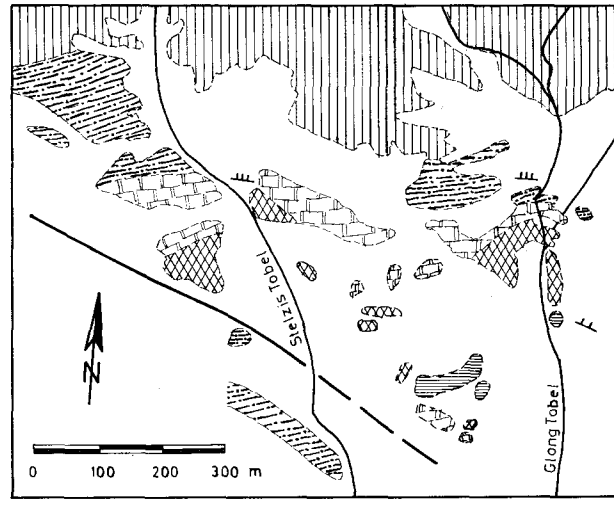


Abb. 10: Geologische Skizze des Gebietes zwischen Glong- und Stelzis Tobel (Zentralprojektion; Legende s. Abb. 2).

aufgeschlossenen Gebiet offensichtlich tektonisch äußerst stark reduziert. Diese neu aufgefundenen Vorkommen von Permo-Skyth belegen eine bedeutende Achsenkulmination des „Klostertaler Sattels" für diesen Raum.

Diese Kulmination wird nach Westen durch eine große etwa SE—NW streichende Störung abgeschnitten. Auch diese Störung scheint nach NW in die Raibler Schichten einzulenken und in ihnen auszuklingen. Im Querschnitt des Radona Tobels kann sie nicht mehr nachgewiesen werden. Das Gebiet westlich dieser Diagonalstörung wird von einer großen weitgespannten Antiklinale aufgebaut, die im wesentlichen sehr einfach gebaut ist. Östlich des steilen Tobels zwischen Stelzis- und Radona Tobel zeigt aber auch dieser Sattel wieder eine ausgeprägte südvergente Überschiebung, die vom Sattelkern ausgehend den Sattel-Südflügel zerscherte (Abb. 11). Fast bis an den Radona Tobel heran stehen in diesem Gebiet nur Raibler Schichten an. Daraus läßt sich ableiten, daß die Sattelachse zuerst flach liegt und erst wenig östlich des Radona Tobels nach WNW anzusteigen beginnt. Im tiefen Einschnitt des Radona Tobels ist dieses Gewölbe prächtig aufgeschlossen; mehrere kleine nordvergente Überschiebungen durchsetzen den Sattelkern.

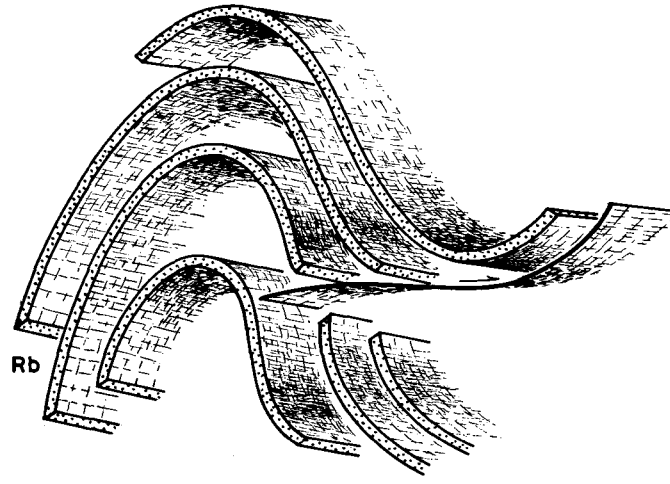


Abb. 11: Schematisches Modell des „Klostertaler Sattels" zwischen Stelzis- und Radona Tobel (Blickrichtung nach Nordosten).

Die große Ausstrichbreite der Arlberg Schichten im Profil des Radona Tobels ist darauf zurückzuführen, daß sich nach S an den oben erwähnten Sattel noch eine Muldenstruktur anschließt, deren Achse ebenfalls recht steil in westlicher Richtung ansteigt. Die Abb. 12 zeigt Flächenpol-Diagramme dieser Strukturen. Dieser einfache weitgespannte Faltenbau wird im Süden von einer steilstehenden Störung begrenzt (wenig nördlich der Bahntrasse). Sie zieht weiter nach W durch und trennt auch hier immer Arlberg Schichten, die z. T. recht stark aus E—W Richtung abweichend streichen, von oft tektonisch überprägten Raibler Schichten. Der weitere Verlauf dieser Störung nach Westen muß vorerst noch offen bleiben, da die schlechten Aufschlußverhältnisse keine sicheren Aussagen erlauben. Möglicherweise biegt sie, wie auf der geologischen Karte angedeutet wurde, nach S um.

Das von Ampferer (1936) beschriebene und als Fenster der Arosa-Zone gedeutete kleine Vorkommen von Grüngesteinen findet sich wenig südlich der erwähnten Störung im östlichen Gipsbruch bei Dalaas. Es ließen sich aber keine eindeutigen Hinweise dafür finden, daß es sich bei diesem Vorkommen tatsächlich um ein Fenster der Arosa-Zone handelt. Vielmehr konnte nur Lockermaterial (Moränenmaterial?) bei der Auf-

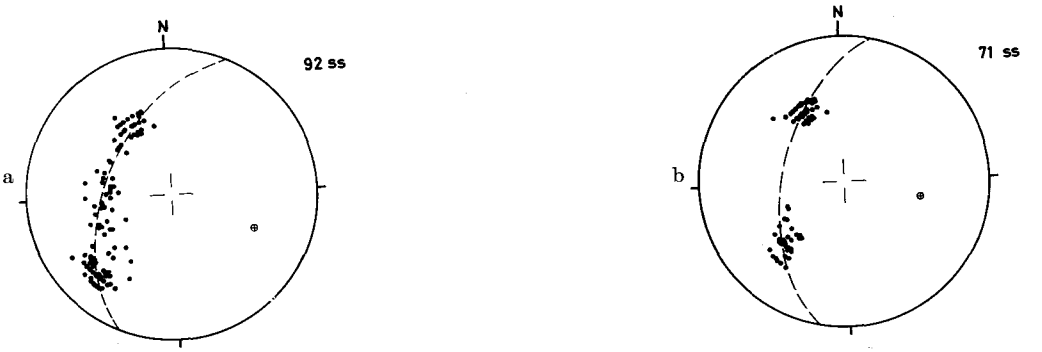


Abb. 12 a—b: Flächenpol-Diagramme nach Schichtflächen-Messungen in Raibler- und Arlberg Schichten des Radona Tobel (a: „Klostertaler Sattel", b: Mulde südlich des Sattels).

nahme nachgewiesen werden. Auch der Vergleich mit sicheren Arosa-Zonen Gesteinen aus dem Klesenza-Fenster (OTTE 1969) verstärkt die Zweifel an der Zuordnung dieses Vorkommens zur Arosa-Zone (vgl. D. RICHTER 1957, TOLLMANN 1969).

Im Bereich des Höll- und Mutten Tobels NE Dalaas ist durch das starke Achsensteigen und durch den tiefen morphologischen Anschnitt bedingt, wiederum das Permo-Skyth des Sattelkerns aufgeschlossen. Die Kartierung ergab für diesen Bereich ein recht stark von AMPFERERS (1932) Darstellung abweichendes Bild; so ummantelt der Muschelkalk als teilweise stark ausgedünntes Band den gesamten Sattelkern.

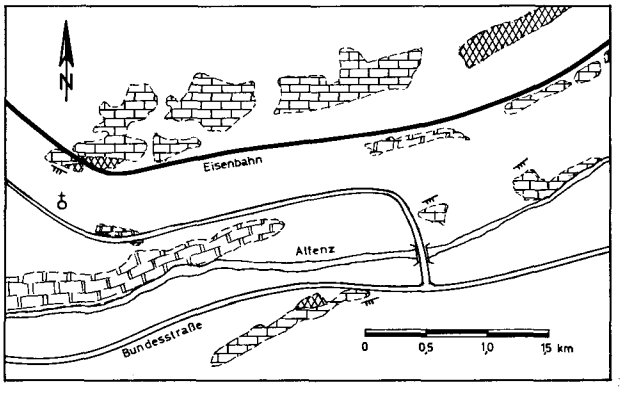


Abb. 13: Lageskizze der Aufschlüsse im Bereich der Ortschaft Dalaas (Zentralprojektion; Legende s. Abb. 2).

Wichtig erscheint uns der Nachweis einer bisher nicht bekannten Muldenstruktur südlich dieses Sattels im Bereich der Ortschaft Dalaas (Abb. 13). Ihr Kern wird aus Arlberg Schichten gebildet, die nördlich der Alfenz anstehen. Ohne bereits ausreichende Belege vorlegen zu können, besteht Grund zu der Annahme, daß sich aus dieser Synklinale nach W die Davenna-Schuppe entwickelt. Darin kann man einen Hinweis sehen, daß die Davenna-Schuppe — wenn auch gestört — letztlich im Faltenverband mit dem „Klostertaler Sattel" steht. So ergibt sich für dieses Gebiet ein ähnlicher Baustil wie für das Gebiet, das die „Formarin-Störung" (HUCKRIEDE 1958, HELMCKE 1969, OTTE 1969) schneidet: zwischen relativ ungestörten breiten Sätteln und Mulden treten eng zusammengefaltete und oft durch Aufschiebungen zerrissene Faltenstrukturen auf, die auf den ersten Blick rein germanotype Störungen (vgl. M. RICHTER 1956) vorspiegeln können.

Schlußbemerkungen

Mit dieser Bearbeitung liegt von einem weiteren Teilgebiet am Südrand der Tiroler und Vorarlberger Kalkalpen eine geologische Neuaufnahme vor, so daß dieser Streifen nun nahezu komplett von modernen Kartierungen erfaßt ist (u. a. DOERT 1970, FELLERER 1966, HEISSEL et al. 1965, HUCKRIEDE 1959, WESTRUP 1970).

Dennoch soll hier auf die Deutung der regionalgeologischen Zusammenhänge vorerst verzichtet werden, da gerade die an das bearbeitete Gebiet nach Westen und Osten anschließenden Gebirgsabschnitte entweder noch nicht neu aufgenommen wurden (Gebiet der östlichen Davenna-Gruppe) bzw. der Veröffentlichung der Ergebnisse (Gebiet östlich des Flexen Passes — DOERT, unveröffentl. Dipl.- Arbeit, Erlangen 1970) nicht vorgegriffen werden soll.

Die Neuaufnahme zeigte deutlich, daß in diesem Gebiet die Faltenachsen recht stark in sich gebogen sind und daß mehrere streichende bis diagonale Störungen den Faltenbau zerschneiden. So ergibt sich nicht mehr das Bild eines einheitlich durchstreichenden „Klostertaler Sattels". Gebietsweise wird der Bau noch durch Verfaltungen um steilstehende Achsen kompliziert. Für die Ausprägung dieses tektonischen Baustils besitzen die inkompetenten Glieder der Schichtfolge besondere Bedeutung.

Im Vergleich zu den östlich anschließenden Gebirgsgruppen scheinen die Nördlichen Kalkalpen an ihrem Südrand hier nicht so extrem in einen Schuppenbau aufgelöst zu sein, wie z. B. im Raum von Landeck (WESTRUP 1970). Dazu zeigen die nachgewiesenen „Überkippungs-Erscheinungen" — wie sie von OBERHAUSER (1970) aus dem Rätikon bekannt gemacht und auch für dieses Gebiet angenommen wurden — und die steilachsigen Faltenstrukturen, die ebenfalls aus dem Rätikon bekannt sind (SCHMIDEGG 1955), daß sich in diesem Raum tektonische Formen des Rätikon und der Lechtaler Alpen ablösen bzw. überlagern.

Literaturverzeichnis

AMPFERER, O.: Geologische Karte der Lechtaler Alpen 1 : 25.000: Klostertaler Alpen. — Wien (Geol. B. A.) 1932.

—: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1 : 25.000. — 125 S., Wien (Geol. B. A.) 1932.

—: Über das Westende der Inntal- und Krabachjochdecke in den Lechtaler Alpen. — Jb. Geol. B. A., *84*, 41—54, Wien 1934.

—: Über die Auffindung von Arosazone im Klostertale. — Sitzungsber. Akad. d. Wissensch. Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Abt. I, *145*, H. 1 u. 2, 1—8, Wien 1936.

AMPFERER, O. & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. — Jb. Geol. B. A., *75*, 365—422, Wien 1925.

BERTLE, H.: Kurze Mitteilung über ein NNE—SSW-streichendes Lineament zwischen Lechtal und Klosters. — Verh. Geol. B. A., *1970*, H. 3, 486—490, Wien 1970.

BODECHTEL, J. & SCHERREIKS, R.: The tectonical aerial interpretation of the Lorea-Group in the eastern Lechtaler Alps, Austria. — ITC Publ., *B 49*, 30 S., Delft 1968.

CZURDA, K.: Mikrofazielle Untersuchungen im Hauptdolomit und Plattenkalk-Niveau der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). — Diss. Univ. Innsbruck, 1970.

CZURDA, K. & NICKLAS, L.: Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomits und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). — Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 165—255, Innsbruck 1970.

DOERT, U.: Zur Geologie der westlichen Lechtaler Alpen im Raume der Valluga (Vorarlberg/Tirol). — Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Erlangen 1970, 200 S., Erlangen 1970.

ENGELS, B.: Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen in den nördlichen Kalkalpen. I. Hasenfluh- und Hornbachgebiet (Lechtaler- bzw. SE-Allgäuer-Alpen). — Ztschr. deutsch. Geol. Ges., *112*, 334—357, Hannover 1960.

FELLERER, R.: Zur Geologie des Südrandes der nördlichen Kalkalpen zwischen Schwann und Arlberg (Lechtaler Alpen). — Ztschr. deutsch. Geol. Ges., *116*, 832—858, Hannover 1967.

GUBLER, J.: Etudes geologiques dans le Vorarlberg central. — Diss. Univ. Paris, 155 S., 1 geologische Karte 1 : 50 000, Vincennes 1927.

HAGEN, T.: Das westliche Säntisgebirge, photogeologisch gesehen und bearbeitet. — Mitt. geodät. Inst. ETH Zürich, *6*, 48 S., Zürich 1952.

HARSCH, W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. — Diss. T. H. München (Auszug), 37 S., München 1968.

HEISSEL, W. et al.: Geologische Karte des Rhätikon (Vorarlberg). 1 : 25.000. — Wien (Geol. B. A.) 1965.

HELMCKE, D.: Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben—Roggal-Spitz-Gruppe und Formarin-See in den Vorarlberger Kalkalpen. — Diss. Univ. Marburg, 220 S., Marburg/Lahn 1969.

—: Erfassung steilachsiger Faltenstrukturen aus dem Luftbild am Beispiel der östlichen Klostertaler Alpen (Vorarlberg). — N. Jb. Geol. Paläont. Mh., *1970*, H. 9, 527—542, Stuttgart 1970.

HELMCKE, D. & PFLAUMANN, U.: Zur „Transgression" der mittleren Kreide im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Vorarlberg, Österreich). — Geologica et Palaeontologica, *5*, 149—163, Marburg 1971.

HIRSCH, F.: Etudes stratigraphiques du Trias moyen de la region de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). — Mitt. geol. Inst. E. T. H. Univ. Zürich N. F. *80*: 84 S., Zürich 1966.

HUCKRIEDE, R.: Das sogenannte Klesenzafenster in den Vorarlberger Kalkalpen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., *87*, 227—238, Wiesbaden 1958.

—: Die Eisenspitze am Kalkalpensüdrand (Lechtaler Alpen, Tirol). — Ztschr. deutsch. geol. Ges., *111*, 410—433, Hannover 1959.

KOBEL, M.: Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). — Mitt. geol. Inst. E. T. H. Univ. Zürich N. F. *118*, 151 S., Zürich 1969.

LIST, F. K.: Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — Geol. Rundsch., *58*, H. 1, 196—219, Stuttgart 1968.

OBERHAUSER, R.: Die Überkippungs-Erscheinungen des Kalkalpen-Südrandes im Rätikon und im Arlberggebiet. — Verh. Geol. B. A., *1970*, H. 3, 477—485, Wien 1970.

OTTE, O.: Der Bau der Vorarlberger Kalkalpen zwischen dem Formarin-See und dem Großen Walsertal. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Marburg 1969, 61 S., Marburg 1969.

RICHTER, D.: Beiträge zur Geologie der Arosa-Zone zwischen Mittelbünden und dem Allgäu. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *105*, 285—372, Stuttgart 1957.

RICHTER, M.: Über den Bau der Vorarlberger Alpen zwischen Oberem Lech, Flexenpaß und Ill. — Geotekton. Sympos. H. STILLE, 190—204, Stuttgart 1956.

—: Vorarlberger Alpen (Sammlung geologischer Führer) Bd. 49, 169 S., 1 geologische Karte zirka 1 : 150.000, Gebr. Borntraeger, Berlin—Stuttgart, 1969.

RICHTHOFEN, v. F.: Die Kalkalpen von Vorarlberg u. Nord-Tirol. I. — Jb. k. k. Geol. R. A., *10*, 72—137, Wien 1859.

—: Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol II. — Jb. k. k. Geol. R. A., *12*, 87—206, Wien 1861.

SCHMIDEGG, O.: Zum tektonischen Gefüge des Rätikons I. — Jb. Geol. B. A., *98*, 145—172, Wien 1955.

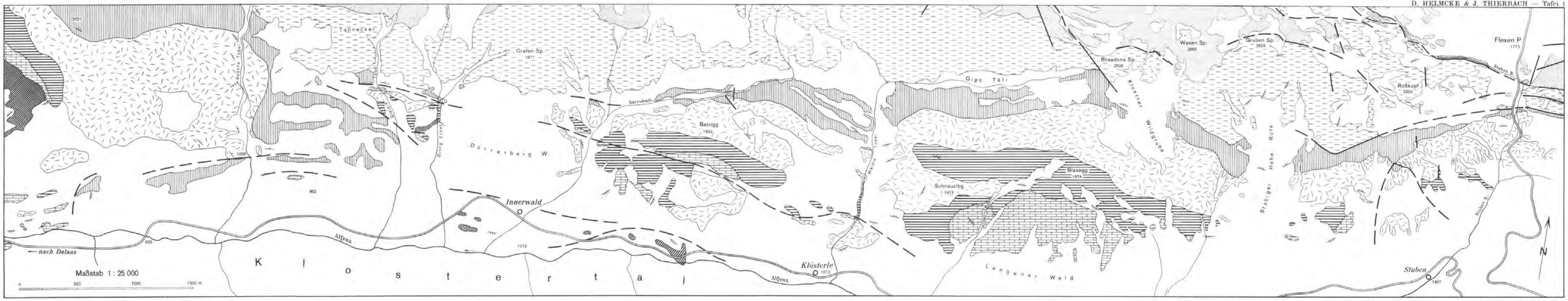
STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Zur Geologie der Hasenfluh bei Zürs am Arlberg (Lechtaler Alpen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., *87*, 192—201, Wiesbaden 1958.

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: Der Westabschnitt. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *62*, 78—170, Wien 1969.

WESTRUP, J.: Geologie der südlichen Lechtaler Alpen zwischen Schnann und Imsterau (Tirol). — Diss. Univ. Marburg, 152 S., Marburg/Lahn 1970.

GEOLOGISCHE KARTE DES SÜDRANDES DER KLOSTERTALER ALPEN

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 115. Band, 1972 — Beilage 5
D. HELMCKE & J. THIERBACH — Tafel 1



nicht aufgeschlossen | jünger als Hauptdolomit | Hauptdolomit und Plattenkalk | Raibler Schichten | Arlberg Schichten | Partnach Schichten | Muschelkalk | Permo - Skyth | Kristallin, ungegliedert

Störungen : beobachtet — vermutet

Schichtflächen : 0° | 1 - 29° | 30 - 59° | 60 - 89° | 90°

Jahrb. Geol. B.-A.	Bd. 115	S. 205—245	Wien, September 1972

Tertiär und Quartär am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes

Von Werner Fuchs

mit 7 Abbildungen, 2 Tabellen und 1 Tafel (Beilage 6)

Schlüsselwörter
Molassezone
St. Pöltener Störung
Donauterrassen
Traisenterrassen
Junge Talböden

Inhaltsverzeichnis

Seite
Zusammenfassung ... 205
Einführung ... 206
Die Gestaltung des kristallinen Grundgebirges ... 207
Die tertiäre Sedimentabfolge ... 208
Egerien ... 208
Eggenburgien ... 214
Ottnangien ... 214
Badenien ... 219
Tektonik ... 220
Die quartäre Terrassenabfolge ... 223
Die Terrassen der Donau ... 224
Die Terrassen der Traisen ... 225
Die Terrassen der Pielach ... 230
Die Terrassen der Perschling ... 231
Die möglichen zeitlichen Beziehungen der quartären Terrassenschotter von Donau und Traisen 231
Die heutigen Talböden ... 232
Literatur ... 241

Zusammenfassung

Unter anderem konnte der im Südosten des Dunkelsteiner Waldes ausstreichende Jüngere Schlier als charakteristisch ausgebildeter Robulus-Schlier erkannt werden. Die darauf nach Schichtlücke am Massivrand transgredierenden, aber weiter östlich sich kontinuierlich über brackische Ton-Feinsand-Folgen daraus entwickelnden Oncophora-Schichten Niederösterreichs erhalten damit eine bewiesene, stratigraphisch vergleichbare Position wie jene im bayerisch-oberösterreichischen oder mährischen Raum. Die aufschiebungsartige Natur der St. Pöltener Störung konnte in Aufschlüssen bestätigt werden. Die pleistozänen Donauschotterniveaus, die der Verfasser westlich der Wachau ausgeschieden hatte, sind auch im Osten der Engstelle wieder anzutreffen. Die vielstufige Terrassentreppe der Traisen ließ sich erfolgreich in dieses Schema einbinden. Der Verlauf der jüngsten Talgeschichte des Donauraumes konnte, unter Verwendung neuester Daten und Vermeidung sinnstörender Deutungen, gedanklich frisch gefaßt und durch entscheidende, eigene Befunde einer Abklärung näher gebracht werden.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Werner Fuchs, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, 1031 Wien.

Einführung

Das flachwellige und anmutige Hügelland der weiteren Umgebung von St. Pölten stellte seit jeher ein wichtiges Glied in der Erforschung der Molassezone vor. Je mehr man seine reiche, tertiäre und quartäre Sedimentabfolge erkannte, um so bedeutsamer und aufschlußreicher wurde seine Vermittlerrolle zwischen den Ablagerungsräumen im Westen und Osten. So finden hier die Einflußbereiche der westlichen und zentralen Paratethys beziehungsvolle Berührungspunkte. Die pleistozäne Geschichte des östlichen, periglazialen Raumes gewinnt wieder durch die wohl ausgebildeten Terrassentreppen der Donau bei Melk und der Traisen bei St. Pölten wesentliche Hinweise. Diese versprechen ein erfolgreiches Verknüpfen der flächenhaften, mehr oder weniger direkt mit den Spuren glazigenen Geschehens in Verbindung zu bringenden Akkumulationssysteme westlich der Ybbs mit jenen östlich davon bis in das Weichbild von Wien, die, in sich eingetieft, dabei einen noch viel älteren Schatz an Schotter führenden Ebenheiten überliefern.

Wegen der geringen Anzahl paläontologischer Fixpunkte innerhalb des österreichischen Anteiles der Molassezone dauerte es zunächst beinahe hundert Jahre, bis die Forschung, die sich bloß auf wenige Mollusken- und Wirbeltierknochenfundstellen berufen konnte, eine mit den entsprechenden Nachbargebieten in Bayern und Mähren und dem Inneralpinen Wiener Becken abgeklärte und in ihren Wesenszügen bis heute gültige Stratigraphie erarbeitete. Die in den Dreißiger Jahren einsetzenden und auch in der alpinen Vortiefe ständig intensiver werdenden Erdölexplorationsarbeiten förderten den Einsatz mikropaläontologischer Untersuchungsmethoden. Eine immer rascher anwachsende Fülle neuer Erkenntnisse verhalf vorerst zu stratigraphischer Feingliederung. Die bald durch die Mikropaläontologie aufgezeigten Möglichkeiten weiträumiger Vergleiche ließen jetzt jedoch die Mängel des bisher so erfolgreich angewandten Zeitschemas offenbar werden. Die für unsere Zeitstufen und deren weitere Unterteilungen charakteristischen Vergesellschaftungen und Entwicklungshöhen der auf geringste Veränderungen jedweder Art viel feinfühliger reagierenden Mikrofaunen und -floren, insbesondere ihrer planktonischen Vertreter, deckten sich nicht oder nur unvollkommen mit jenen von den Typuslokalitäten. Diese selbst erwiesen sich mit dem Fortschreiten unseres Wissens um die subtilen Abwandlungen der Mikrofossilinhalte in zeitlich über lange Perioden kontinuierlichen und ungestörten Ablagerungen auf den Böden der Weltmeere als lückenhaft und unvollständig oder zu gewissen Teilen einander überlappend. Eine regionale Neugliederung der historischen Tertiäreinteilung Österreichs schien deshalb unumgänglich, wollte man sich eine irrtumsfreie Verständigung über die engen Grenzen der durch endemische Faunensequenzen im Gefolge langwährender Abschnürungen von den offenen Meeren gekennzeichneten Paratethys hinweg mit den mediterranen, borealen und atlantischen Bioprovinzen erhalten und ausbauen. Entscheidender Anlaß dazu war der durch die Mikropaläontologie verursachte Fall des klassischen Oberhelvets im „Außeralpinen Wiener Becken". Nachdem mit Hilfe bestimmter Foraminiferengruppen schon wertvolle Vorarbeit für eine erfolgreiche Trennung von Helvet und Torton in der Paratethys geleistet worden war (u. a. M. Vasicek, 1946 und 1951; A. Papp & K. Turnovsky, 1953), konnte 1957 R. Weinhandl in den Grunder Schichten beträchtliche, tieftortonische Anteile nachweisen, dahin nun vornehmlich fast alle Mollusken reichen Fundstellen einschließlich der Typuslokalität zu stellen waren. Die hierauf aufgenommenen Arbeiten auf nationaler und internationaler Ebene gipfelten 1968 in einem Revisionsvorschlag der Zeiteinheiten der zentralen Paratethys (A. Papp & Mitarbeiter). Seither haben Groß- und planktonische Kleinforaminiferen, Nannoplankton und eine immer größere Zahl absoluter Altersangaben den Anschluß an die überregionalen Zonengliederungen ermöglicht. Dieses sich bewährende Zeitschema der tertiären Bildungen im Verbreitungsbereiche der Paratethys ist deshalb auch Grundlage der hier vorgestellten Bearbeitung.

Eine wechselvolle Abfolge tertiärer und quartärer Ablagerungen umgürtet die Süd- und Ostabfälle des Dunkelsteiner Waldes zwischen den Unterläufen der Traisen und Pielach. Im Verlaufe der Neuaufnahme der geologischen Kartenblätter Spitz und Krems war von R. GRILL seit 1955 auch dieses Gebiet insgesamt in sein Begehungsnetz miteinbezogen worden. Früchte seiner Bemühungen waren wesentliche Erweiterungen unserer Kenntnisse des tertiären Sedimentationsgeschehens. Es konnte der Melker Sand-Komplex in einen älteren und einen jüngeren Anteil unterschieden, das Vorkommen von Jüngerem Schlier nachgewiesen, die Blockschichten von Rohr als Mureneinschaltungen innerhalb des Miozän-Schliers gedeutet und die fossilbelegte, stratigraphische Position des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates festgelegt werden. Überdies erfuhren die seit J. CZJZEK im Schlierlande westlich von St. Pölten bekannten Störungsbilder durch R. GRILL erstmals als tektonische Aufschiebungslinie ihre wahre und regionalgeologisch tragende Bewertung.

In Fortsetzung seiner 1964 abgeschlossenen Kartierung der Umgebung von Melk erhielt der Verfasser von der Geologischen Bundesanstalt den Auftrag, das Vorkommen tertiärer Schichten am Südostrand des Dunkelsteiner Waldes flächenhaft zu erfassen und den quartären Erscheinungen dieses Gebietes besonderes Augenmerk zuzuwenden.

Für viele Aussprachen, auf gemeinsamen Exkursionen gewonnene Erfahrungen und für die Erlaubnis, seine geologischen Grenzziehungen im Bereiche Theyern—Wagram ob der Traisen und Oberndorf—Seelackenberg—Oberwinden verwenden zu dürfen, schulde ich Herrn Hofrat Dr. R. GRILL aufrichtigen Dank. Große Freude bereitete mir die schöne, mehrfarbige Ausgestaltung der geologischen Karte, welche ich dem freundlichen Entgegenkommen von Frau Dr. G. WOLETZ und Herrn Direktor Dr. A. RUTTNER und der bewährt sorgfältigen Ausführung durch Herrn J. ZACEK verdanke.

Die Gestaltung des kristallinen Grundgebirges

Die Höhen des vorwiegend aus Granuliten bestehenden, heute noch dichte Wälder tragenden Bergrückens des Dunkelsteiner Waldes prägen uralte, kaum mehr zeitlich faßbare Verebnungen, die von den jungen Wasserläufen auffällig zerschnitten werden. Nach Süden und Osten taucht das Grundgebirge allmählich unter die junge, tertiäre Bedeckung. In dieser Randlage zeigt das Kristallin ein bemerkenswert deutlich ausgebildetes Oberflächenrelief, das sich noch weiter unter die Beckenfüllung fortsetzt, wie das die peripheren, inselartigen Aufragungen inmitten der Molassesedimente und die Daten der Geophysik veranschaulichen. Eine durch langandauernde Erosion tief gefurchte, vom gegenwärtigen Massivrand weg langsam absinkende Morphologie des kristallinen Untergrundes erwiesen auch die Schurfbohrungen im weiteren Bereiche des ehemaligen Statzendorfer Kohlenreviers. So wurde etwa die Tertiärbasis in der Wölblinger Bucht in 70 bis 97 *m*, bei Ederding in 171 und 205 *m* und schließlich bei Herzogenburg in 397 *m* Tiefe erreicht. Die Konfiguration der uns heute entgegentretenden, südlichen und östlichen Ausläufer des Dunkelsteiner Waldes trägt die Züge eines reifen, lange vor Absatz der ältesten Sedimente der alpinen Vortiefe entstandenen Reliefs. Während des Absenkens des Molassetroges wurde dieser morphologisch gegliederte Anteil der Böhmischen Masse von den Wässern der Paratethys überflutet und sein bergiges Gelände von deren Meeresablagerungen zugeschüttet und begraben. Diese also schon vor dem Egerien geschaffene Altlandschaft des kristallinen Grundgebirges ist in der Gegenwart erst unvollständig exhumiert.

Die tertiäre Sedimentabfolge

Tabelle 1: Die Tertiärsedimente am Nordrand der Molassezone bei St. Pölten

Pliozän	? Schotter der Terrasse N Mauer
Sarmat	
Badenien	Hollenburg — Karlstettener Konglomerat
Karpatien	
Ottnangien	Oncophora-Schichten Robulus-Schlier mit Einschaltung der Prinzersdorfer Sande und Blockmuren von Mauer (mit fossilführenden Geröllen des tieferen Eggenburgiens)
Eggenburgien	
Egerien	Älterer Schlier Jüngerer Melker Sand Älterer Melker Sand Pielacher Tegel

Egerien

Auf dem mannigfach gestalteten Oberflächenrelief des nun allmählich absinkenden, kristallinen Grundgebirges kamen anfangs in durch breite Aufragungen voneinander isolierten Muldenbereichen die Pielacher Tegel (E. NOWACK, 1921) als älteste, in Massivrandnähe aushebende, tertiäre Bildungen zur Ablagerung. Es sind graugrüne bis blaue, selten geschichtete, partienweise sandige, fossilarme Tone mit Kohleeinschaltungen und blau- bis grüngraue, fein- bis grobkörnige, wechselnd stark tonige Quarzsande. Die zunächst auf die geringwertigen Glanzbraunkohlenflöze angesetzten, in späteren Jahren auch auf die sie begleitenden, feuerfesten Tone erweiterten Schurf- und Bohrarbeiten lassen in großen Zügen die Verbreitung dieser Schichten erkennen (W. PETRASCHECK, 1929 und K. LECHNER, interne Berichte und 1955).

Flächenmäßig umfangreichere, doch durch kristalline Schwellen untereinander getrennte, Kohle führende Vorkommen in der Wölblinger Bucht waren der Anlaß des Kohlenbergbaues Statzendorf, der dem in der Regel einen durch verschieden starke Mittel in Form von Tonen und tonigen Sanden in mehrere Bänke aufgespaltenen Braunkohlenflöz nachging. Die liegendste Bank ist die mächtigste. Insgesamt liegt 1 bis 1·7 *m* bauwürdige, viel Schwefel enthaltende und an der Luft rasch zerfallende Kohle von geringem Heizwert vor. Bei Hausheim erreichte man das Flöz schon in 7 *m* Tiefe, bei Obritzberg nach 24 *m*, bei Oberwölbling nach 61 *m* und bei Noppendorf erst nach 122 *m* Überlagerung. Die in den einzelnen relativ steilwandigen Kristallinwannen gebetteten Kohlenschichten zeigen flaches bis sanft beckenwärts geneigtes Einfallen. Das Flöz liegt entweder direkt dem Granulit auf (wobei dieser dann bis zu 10 *m* tiefgründig kaolinisiert ist, vergleiche hiezu K. LECHNER, 1955) oder ist durch mehrere Meter dicke, tonige bis sandige Zwischenlagen vom Grundgebirge abgesetzt. Eine Aufschlußbohrung bei Ederding südöstlich von Statzendorf traf von 144 bis 167 *m* Tiefe ein dreifach gegliedertes, schwaches Kohlenflöz an und durchstieß bei 171 *m* die stark verwitterte Oberfläche des Granulites (in 184 *m* Tiefe wurde im festen Gebirge eingestellt). Ein zweiter nahebei abgeteufter Tiefenaufschluß verlief völlig negativ, bei 205 *m* wurde das Kristallin erbohrt. Die Kohlenbohrung Herzogenburg wurde 412 *m* niedergebracht, wobei sie nach Durchörtern von „Schliermergeln" und Tonen und Sanden der Melker Schichten bei 370 *m* ein 0·6 *m* dickes Kohleflöz durchsank und hierauf weiter noch durch Schiefertone und tonige Sande vorgetrieben wurde, die langsam in den durch fossile Verwitterungsvorgänge oberflächlich aufgelösten Granulit übergingen.

Bis vor etwa zehn Jahren wurden in zwei kleinen Tagbauen westlich bzw. südwestlich von Kleinrust, am Ostfuß des Wachtberges, die fetten Tone eines weiteren eng begrenzten Vorkommens von Pielacher Tegeln abgebaut. Die blaugrauen bis grünlichen Tone enthielten auch eine wenige Dezimeter mächtige Glanzkohlenbank. Zusätzliche durch dicke Tegel- und Sandmittel getrennte Kohlenlagen waren noch bis in 25 *m* Tiefe erbohrt worden. Der Kohlenton ergab nach Untersuchungen von W. KLAUS (1956) und V. BUYANNANONTH (1967) eine beachtliche, auf Oberoligozän hinweisende Sporen- und Pollenvergesellschaftung, die mit der oligo-miozänen Mikroflora der Lignite von Mydlovary-Borovary (Tschechoslowakei) in Beziehung gebracht werden kann. Gegen das Hangende zu war der sich allmählich durch Wechsellagerung vollziehende Übergang in die Älteren Melker Sande zu beobachten gewesen (K. LECHNER, 1955).

O. ABEL faßte 1904 unter anderem die tegeligen und sandigen Sedimente der weiteren Umgebung von Melk (die späteren Pielacher Tegel und Melker Sande) als Melker Schichten zusammen, nachdem er bei Sitzenthal und Pielach erstmals auf die oben geschilderte, fazielle Wechselbeziehung und damit gegenseitige, altersmäßige Stellung der beiden Bildungen aufmerksam gemacht hatte. Über den näheren Kartierungsbereich

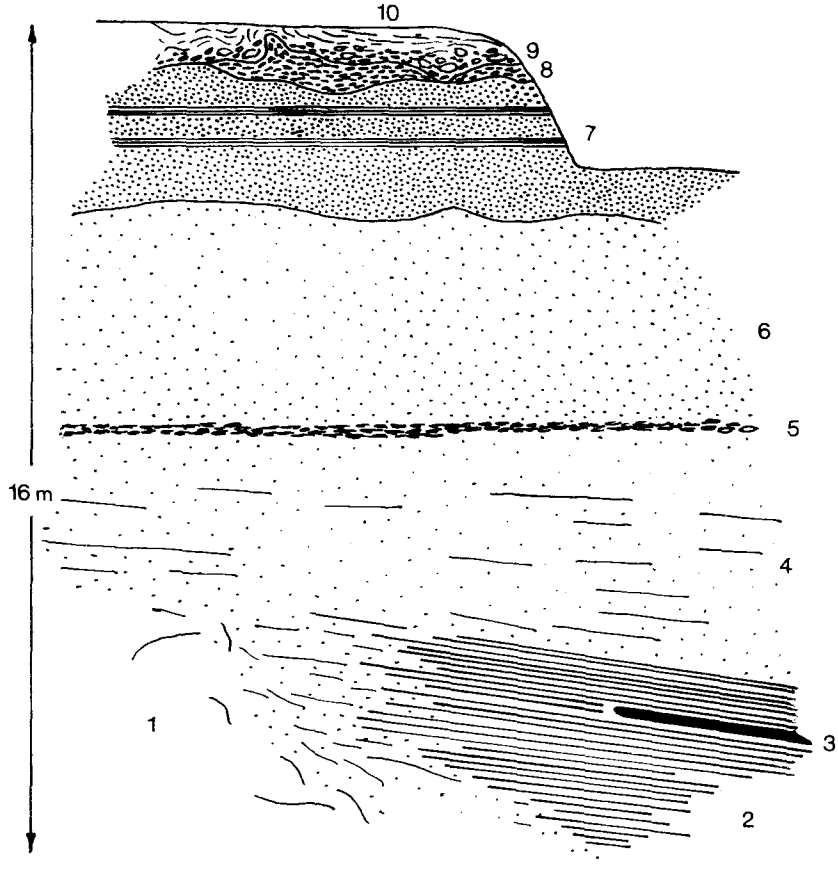


Abb. 1: Sandgrube S Unterwölbling. Stand Juli 1967. 1 — kaolinisierter Granulit, 2 — Pielacher Tegel, 3 — Kohlenflöz, 4 — tonig-sandige Vertreter des Pielacher Tegels, 5 — Granulitgeröllhorizont, 6 — Älterer Melker Sand, 7 — Jüngerer Melker Sand mit Tonzwischenlagen, 8 — Hollenburg—Karlstettener Konglomerat, 9 — Schotter der Kölbling-Flur, mit 8 frostgestaucht, 10 — Solifluktionsschutt.

ausgreifend, erblickte er in den Melker Schichten zeitliche Äquivalente der oberoligozänen, brackischen, Kohle führenden Cyrenenmergel Bayerns. Säugetierfunde in den weißen Quarzsanden von Linz, die in stratigraphischer Position wie lithologischer Ausbildung den Melker Sanden weiter im Osten völlig entsprächen, bestärkten seine Auffassung.

Zur Zeit sind im Aufnahmsgebiet des Autors die Pielacher Tegel im Westhang des inmitten der Wölblinger Bucht aufragenden Kirchbühels durch mehrere große Sandgruben eindrucksvoll geöffnet. Beispielhaft waren die Aufschlußverhältnisse südlich von Unterwölbling (Abb. 1). Im Ostteil des Abbaues erhebt sich eine tiefgründig kaolinisierte Granulitschwelle, die mit steilem Abfall den Rand einer flachen, schüsselförmigen Mulde formt. Die lebhafte Oberfläche des Grundgebirges ist weitgehend verwittert, wenngleich der einstige Gesteinsverband mit seinen Kluftsystemen meist noch erkennbar ist. Dem Kristallin ruhen helle, sehr feinkörnige und tonige Quarzsande auf, die ohne scharfe Grenze aus dem durch fossile, klimatische Einflüsse stark veränderten Granulit hervorgehen. Lateral und vertikal leiten diese fast weißen Sande einerseits zu solchen blaugrauer oder grüngrauer Farbe über mit sehr hohem Ton- und grobem Quarzkorngehalt, andererseits verzahnen sie sich mit blau- bis braunschwarzen, geschichteten, glimmerigen Kohlentonen mit einem zirka 30 *cm* mächtigen Glanzkohlenflöz. Die etwa 6 *m* dicken, tonig-sandigen Basalbildungen schließt hier ein ungefähr 20 *cm* starker, nur aus mäßig gut gerundeten Granulitgeröllen bestehender, mit zehn Grad nach Süden einfallender, bloß lokal beobachtbarer Schotterhorizont ab.

Ein weiteres winziges Vorkommen violett- bis grüngrauer Tone mit gelbbraunen, sandigen Zwischenpartien konnte SW der Ortschaft Großrust festgehalten werden. Überdies werden noch Tegel von den Basen der Winzinger Sandgruben gemeldet (K. Lechner, interner Bericht).

In den Süd-, Ost- und Nordhängen des Wachtberges, sowie im Kirchbühel südlich von Unterwölbling stehen in bedeutender Mächtigkeit die Melker Sande an und werden in dem Bereich wegen ihrer von der Bauindustrie geschätzten Qualität in zahlreichen oft sehr weitläufigen Gruben abgebaut. 1956 gelang R. Grill gerade in diesem Gebiet eine für die Stratigraphie wesentliche Zweigliederung des wichtigen, den gesamten Südrand der Böhmischen Masse begleitenden Sandkomplexes.

Die Älteren Melker Sande (R. Grill, 1956) sind weiße, mitunter durch Bodenlösungen hellgelb verfärbte oder selten intensiv gelb geflammte, sehr feinkörnige, resche, niemals schluffige, etwas glimmerige, ungeschichtete, zumeist fossilleere Quarzsande, die manchmal auch Lagen und Linsen von Grobsanden und Feinkiesen beinhalten können. Partienweise sandsteinartige Verhärtungen oder brot- bzw. kugelförmige Konkretionsbildungen kommen im kartierten Raum kaum vor. Dagegen begegnen auch hier die an sich bedeutungslosen, wahrscheinlich diagenetisch bedingten Kleinstörungen. Die Sande gehen im Liegenden durch Wechsellagerung aus Hangendanteilen des Pielacher Tegels hervor oder lagern direkt dem Granulit auf.

Ursprünglich erblickte man in den Melker Sanden wie auch in allen übrigen tertiären Sedimenten der St. Pöltener Umgebung gleichzeitige, wenn auch sehr fossilarme Ablagerungen der burdigalischen Schichten von Eggenburg, obwohl schon 1865 F. Posepny für die weißen Quarzsande von Melk auf Grund ihrer Molluskenführung oligozänes Alter forderte. Die stratigraphische Stellung der Sande verblieb für lange Zeit ungewiß. 1904 entdeckte O. Abel die fazielle Verzahnung der hangenden Schichten des Pielacher Tegels mit den tieferen Partien der Melker Sande und setzte beide 1905 den oberoligozänen Cyrenenmergeln Bayerns zeitmäßig gleich, wobei er sich hiebei auch auf die Säugerfunde in den Linzer Sanden stützen konnte. Im Verlaufe der Erforschungsgeschichte war nämlich immer wieder auf die engen, lithologischen und stratigraphischen Beziehungen der Melker und Linzer Sande verwiesen worden. Aus den Quarzsanden von Linz waren aber schon viele Jahre vorher Wirbeltierknochen (vor allem Säugerreste) geborgen worden. Die Entwicklungshöhe der aquatischen Elemente der Fauna,

vornehmlich der Wale, ließ O. ABEL auf mindestens aquitanisches Alter (damals höchstes Oligozän) schließen. 1933 konnte R. GRILL in den Linzer Sanden des Gallneukirchener Beckens östlich von Linz eine oligozäne, wahrscheinlich chattische Molluskenassoziation bekanntmachen. Die Bearbeitung der vollständigen Mammalia-Sammlungsbestände des oberösterreichischen Landesmuseums in Linz durch O. SICKENBERG erbrachte 1934 die endgültige Zuweisung in das Chatt, die 1960 nach einer neuerlichen Musterung der Fossilien von E. THENIUS bestätigt wurde. Auf Oberoligozän deutenden Leitwert besitzt das Auftreten von *Microbunodon minus* (CUVIER) gemeinsam mit *Anthracotherium* sp. und *Protaceratherium* ex aff. *albigense* (ROMAN). Die Sirene *Halitherium christoli* FITZINGER stellt eine hochspezialisierte Form des mitteloligozänen *Halitherium schinzi* KAUP dar, was sich vorteilhaft dem Evolutionsgrad der Wale fügt. Die Kenntnisse um den Fauneninhalt und der dadurch möglichen Datierung der Linzer Sande bereicherte 1953 R. SIEBER durch das Vorstellen neuer Molluskenvergesellschaftungen aus der Gegend von Steyregg. 1960 konnte E. THENIUS mit der Bestimmung eines Zahnes von *Elomeryx* cf. *borbonicus* (GERVAIS), der in einer im Älteren Melker Sand umgehenden Grube W Statzendorf gefunden worden war, mit einiger Wahrscheinlichkeit aquitanisches Alter der Sande ausschließen und damit einen wichtigen, paläontologisch belegten Hinweis auf die Gleichaltrigkeit der weißen Quarzsande von Melk und Linz beisteuern.

Für diese Frage nicht unwesentlich mag der Beitrag des Verfassers sein, der 1968 den Nachweis von Pielacher Tegel im Liegenden der Linzer Sande im Kraftwerksbereich Ottensheim erbringen konnte. Damit war die Natur der schon seit R. J. SCHUBERT (1904) häufig aus dem oberösterreichischen Raum gemeldeten Vertonung der basalen Anteile der Linzer Sande bzw. deren Wechsellagerung und Übergang in tegelige Schichten geklärt. Auf ältere Berichte und Publikationen zurückgreifend, konnte der Autor auf Grund der geschilderten, lithologischen und stratigraphischen Situation eine Reihe weiterer Vorkommen von Pielacher Tegel in Oberösterreich aufzeigen. Die Aufzählung wäre durch nachträgliches Literaturstudium noch wie folgt zu ergänzen: Fossilführende Tegel in der Bohrung Innviertel 1 bei Andorf, wobei hier schon 1951 R. GRILL auf die Ähnlichkeit dieser Sedimente mit jenen Brackwasserfaunen führenden, liegenden Anteilen der Melker Schichten aufmerksam gemacht hatte; Basisbildungen der alten, ärarischen Tiefbohrung von Wels (ab 931 *m*) und die untersten Profilabschnitte des Tiefenaufschlusses Altenhofen Craelius 1 bei St. Valentin. Während der Autobahnarbeiten bei Amstetten konnte der Verfasser am Grundgebirgsrand blaue Tone und blaugraue, tonige Quarzsande an der Basis der weißen Melker Sande als Vertreter des Pielacher Tegels ausscheiden, womit sich die Verbindung der Linzer und Melker Vorkommen nahezu schließt. Es liegen somit in Ober- wie auch in Niederösterreich die gleichen Ablagerungsverhältnisse vor.

In jüngster Zeit (1969) gewannen F. STEININGER und F. RÖGL durch Grabungen in den Linzer Sanden von Plesching, nahe der Landeshauptstadt, zusätzliches, fossiles Material bezüglich der Klärung des Sedimentationsalters. Eine reiche Megafauna, in erster Linie Mollusken, bekräftigen die Einstufung in das Egerien. Darüber hinaus gelang jedoch mit den Funden von *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* YABE & HANZAWA der Anschluß an überregionale Zeitschemata. Mit dieser Großforaminifere ist das Typus-Chatt etwa von Astrup, Doberg oder Eger belegt.

Nach der in Oberösterreich gültigen Seriengliederung gehören die Linzer Sande zur Oberen Puchkirchener Serie, was dem höheren Egerien im Sinne der Neufassung der Zeiteinheiten der zentralen Paratethys durch A. PAPP & Mitarbeiter, 1968, entspricht. Derselben Periode sind aber auch die liegenden Pielacher Tegel und die sich mit den Sanden beckenwärts verzahnenden Anteile des Älteren Schliers zu unterstellen. Mittels der oben angeführten Kriterien kann nun endlich auch mit Berechtigung die gleichzeitige Ablagerung der Melker Sande weiter im Osten angenommen werden.

Die höheren Profilabschnitte der großen Sandgruben in den Süd-, West- und Nordabfällen des Wachtberges und im Kirchbühel (Wölblinger Bucht) nehmen in bis zu 30 *m* mächtiger Folge gelbgraue bis braungelbe, ungeschichtete, sehr grobe, resche Quarzsande ein mit häufig Kies- und Feinschottereinstreuungen, sehr seltenen schmalen, gelben Feinsandlinsen und mehreren hellgraugrünen, ungeschichteten, maximal 30 *cm* Dicke erreichenden Tonlagen im Hangenden. Dieser sich deutlich von den liegenden, weißen und feinkörnigen Partien abhebende Schichtanteil der Melker Sande war 1956 von R. GRILL als Jüngere Melker Sande abgetrennt worden. Im Westhang des Rosselberges E Obritzberg beobachtete R. GRILL überdies eine augenfällige Überlagerung dieser Grobsande durch Älteren Schlier. Nachdem damals in Bayern bereits Hangendschichten des Älteren Schliers ihrer Mikrofauna wegen ganz allgemein in das Aquitan eingestuft worden waren, vermutete er in den Jüngeren Melker Sanden ebenfalls aquitanische Bildungen. Die Bearbeitung einer kleinen, von G. WESSELY aus der Sandgrube unmittelbar östlich von Obritzberg gemeldeten Wirbeltierfauna durch E. THENIUS (1960) zeigte unter anderem Walreste auf, die — nach Vergleich mit jenen aus den chattischen Linzer Sanden geborgenen — schon höher entwickelte Formen repräsentieren, was die Einstufung in das Aquitan unterstützte.

Die Begehungen des Verfassers erbrachten darüber hinaus das Wissen um eine kurzfristige Erosionsperiode nach Ablagerung der Älteren und vor Sedimentation der Jüngeren Melker Sande, die in fast allen entsprechenden Aufschlüssen ein betontes, aber stets abgerundetes Relief des älteren Komplexes bedecken (Abb. 1).

Sande gleichen, lithologischen Charakters in vergleichbarer, stratigraphischer Position, nämlich im Hangenden weißer, feinkörniger Quarzsande und im Liegenden von Tonmergeln des Älteren Schliers, beschrieb F. ABERER 1960 (fide E. BRAUMÜLLER, 1961) und 1962 von Nieder-Waiding aus dem weiteren Linzer Bereich (= Jüngere Linzer Sande, W. FUCHS, 1968). Mit der Entdeckung eines dritten Vorkommens derartiger Grobsande E von Kleinschollach im Süden von Loosdorf durch den Verfasser (1968) lassen sich auch in dieser Fragestellung engere Beziehungen mit dem Linzer Raum knüpfen, Beziehungen, die eine endlich notwendige, genaue Kartierung des Massivrandes von Pöchlarn westwärts noch offensichtlicher machen wird.

Die geringmächtigen Vorkommen des Älteren Schliers (R. GRILL, 1933) verteilen sich auf drei bestimmte Bereiche des Arbeitsgebietes, auf die Umrahmung des Wachtberges, die St. Pöltener Störungszone und auf die westlichen Ausläufer des tertiären Hügellandes S Loosdorf (W Pottschollach). Im allgemeinen handelt es sich dabei um im bergfeuchten Zustand meist schwarze, kohlschwarze, violettschwarze oder dunkelgrauviolette Tone und Tonschiefer, die oberflächlich schokoladebraune, seltener asch- bis violettgraue Verwitterungsfarben führen. Sie sind fest, dünnschichtig-schiefrig oder dünnplattig, feinsandig-glimmerig, vereinzelt geringfügig mergelig, zeigen oftmals auf den Schichtflächen Fischreste, vornehmlich *Meletta*-Schuppen, und Pflanzenhäcksel und beinhalten nicht selten brotlaibförmige, bis 0·5 *m* durchmessende, hell- bis honiggelbe Ton- bis Mergelsteinkonkretionen. Die Tone am Osthang des Wachtberges zeichnen sich durch besonders hohen, feinstkörnigen Sandgehalt aus. Im alten Aushubmaterial des Bahneinschnittes W Pottschollach finden sich häufig papierdünn geschichtete Diatomite; H. WOLF hatte von dort schon 1859 Meniliteinlagerungen beschrieben. Die Schichten im kartierten Gebiet sind insgesamt megafossilleer. Die Mikrofaunen sind ebenfalls recht spärlich, zumeist Überreste von Fischen, Schwämmen und Radiolarien. Lediglich wenige Proben, Aufschlüssen NW Großrust und SE Prinzersdorf entnommen, gaben reichere Foraminiferengesellschaften frei, die neben äußerst kleinwüchsigen Globigerinen, Bolivinen usw. hauptsächlich von großen Bruchstücken der Form *Bathysiphon taurinensis* SACCO und von *Cyclammina* sp. beherrscht werden.

Die der Abtragung entgangenen Relikte von Älterem Schlier rings um den Wachtberg zeigen betont transgressiven Charakter. Sie decken ein ausgeprägtes Erosionsrelief sowohl des Älteren (W Groß- und Kleinrust) als auch des Jüngeren Melker Sandes

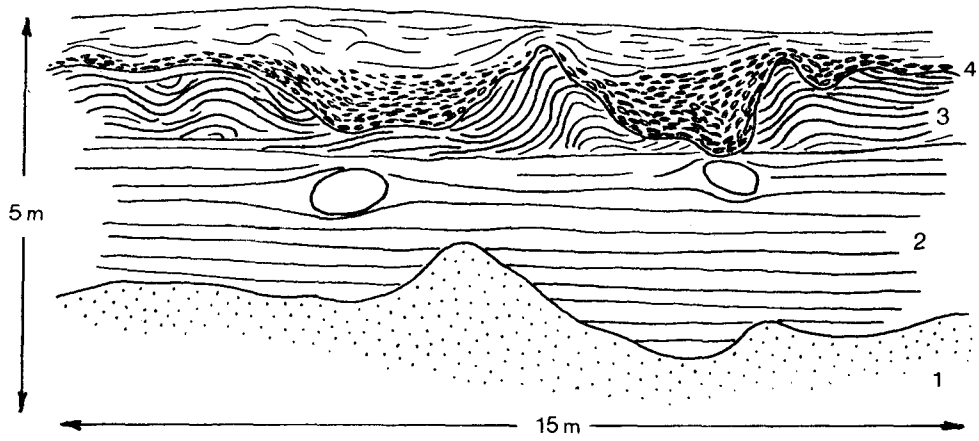


Abb. 2: Sandgrube NE Winzing. Stand Oktober 1966. 1 — Jüngerer Melker Sand, 2 — Älterer Schlier, 3 — Oncophora-Schichten, 4 — Hollenburg — Karlstettener Konglomerat, mit 3 frostgestaucht.

(alle übrigen Beobachtungspunkte) zu (Abb. 2). Es schiebt sich also zusätzlich noch zwischen die Ablagerungszeiten des grobkörnigen Sandes und der Tonschieferfolge eine kurzwährende Trockenfallperiode.

1933 war es R. GRILL gelungen, die im überwiegenden megafossilarmen bis -leeren, in der Molassezone mächtig entwickelten und auf weite Strecken am Massivrand ausstreichenden Schliersedimente in einen älteren und einen jüngeren Anteil zu gliedern. Im Gallneukirchener Becken stellte er eine fazielle Verzahnung des Älteren Schliers mit den durch Molluskenfaunen als chattisch erwiesenen Linzer Sanden fest und leitete davon die Gleichaltrigkeit beider ab. Für die jüngeren Schlierglieder, die sich nach den Studien von R. GRILL überdies durch ihre lithologische Entfaltung deutlich von den älteren unterscheiden, konnte er mit Hilfe der Mollusken burdigalisches Alter belegen. In der darauffolgenden Zeit erkannte man indessen an Hand vieler durch Bohrungen erschlossener, großartiger Molasseprofile und deren Mikrofaunensequenzen in Bayern, daß die höheren Abschnitte des sedimentologisch eintönig ausgebildeten Älteren Schliers doch schon Aquitan repräsentieren. Mit der 1956 erfolgten Aufgliederung der Schichtfolge am Wachtberg zog R. GRILL, auf die in Bayern erzielten Ergebnisse bezugnehmend, bereits für die Jüngeren Melker Sande und die sie transgressiv überlagernden Tone des Älteren Schliers aquitanisches Alter in Betracht, was 1960 mit der Bestimmung der Wirbeltierfunde von Obritzberg durch E. THENIUS bekräftigt wurde. Untersuchungen des Foraminifereninhaltes des Älteren Schliers durch Mitarbeiter der Rohöl-Gewinnungs AG. (unveröffentlichte Berichte von W. SCHORS und K. GOHRBANDT, in E. BRAUMÜLLER, 1961, bekanntgemacht) im Gebiete um Eferding und im Gallneukirchener Becken erwiesen, ebenfalls in ständigem Vergleich mit den in Bayern gewonnenen Resultaten, für die hangenden Partien eine aquitanische Einstufung. Damit konnte die am Südrand der Böhmischen Masse Oberösterreichs vorwiegend transgressive Überlagerung der Linzer Sande durch den Älteren Schlier geklärt werden. Im gleichen Sinne sprechen die von F. ABERER (1960) und dem Verfasser (1968) gemeldeten weiteren Vorkommen Jüngerer Linzer bzw. Melker Sande mit Altschlierdach. Die vom Autor dieser Zeilen 1969 südöstlich und westlich des kristallinen Klotzes des Hiesberges vorgefundene Situation unterstreicht ebenfalls das wesentlich jüngere Alter des am Nordrand der alpinen Vorsenke aushebenden Älteren Schliers. Den dort bedeutend verbreiteten Älteren Melker Sanden mit offensichtlich tief gefurchtem Oberflächenrelief liegen stets transgressiv die Tonschiefer des Älteren Schliers auf, die darunter befindliche Morphologie begrabend.

Damit soll neben dem tatsächlich beckenwärts statthabenden Übergang der Linzer und Melker Sande in die Schlierfazies aufgezeigt werden, daß sich darüber noch jüngere, am unmittelbaren Massivrand durch Sedimentationsdiskordanzen kurzfristige Regressionsphasen abbildende Ablagerungen befinden. Ihre stratigraphische Position beleuchten vielleicht näher die bisher im österreichischen Molasseraum publizierten Miogypsinen-Funde: *Miogypsina formosensis* YABE & HANZAWA in den Älteren Linzer Sanden (F. RÖGL & F. STEININGER, 1969) sichert die Einstufung in das Oberoligozän bzw. in das höhere Egerien der zentralen Paratethys. Im Unteren Haller Schlier Oberösterreichs konnte dagegen bereits *Miogypsina intermedia* DROOGER (A. PAPP, 1960) festgestellt werden, womit die Beziehung zum höheren Burdigalien (bzw. höheren Eggenburgien) des Stratotypus im Becken von Bordeaux gegeben ist. Für die nun sowohl vom Liegenden (Ältere Linzer und Melker Sande) als auch vom Hangenden (Jüngerer Schlier s. l.) durch markante Sedimentationsunterbrechungen geschiedenen Jüngeren Linzer und Melker Sande und den darauf diskordant lagernden, höheren Anteilen des Älteren Schliers kämen deshalb höchstwahrscheinlich die in der Südslowakei bekannten, in Österreich noch nicht fossilbelegten Zonen mit *Miogypsina gunteri* COLE und *M. tani* DROOGER in Frage (= allerhöchstes Egerien der zentralen Paratethys).

Eggenburgien

Sedimente dieses Zeitabschnittes sind im Arbeitsgebiet nicht vertreten, nachdem es dem Verfasser gelungen war, die im Süden tief in das Kristallin eindringenden Ablagerungen des Jüngeren Schliers (R. GRILL, 1933) als Bildungen des Robulus-Schliers zu identifizieren. Lediglich in den schon seit den Begehungen durch J. CZJZEK beschriebenen, fossilführenden Sandsteinkomponenten der Blockschichten von Rohr und Mauer hatte F. STEININGER (W. FUCHS, 1964) Spuren ehemals hier verbreiteten, tieferen Eggenburgiens festhalten können. Die ziemlich reiche und gut erhaltene Molluskenfauna hatte ein völliges Übereinstimmen mit jener von Fels am Wagram (F. STEININGER, 1963) zum Ergebnis gehabt. Ein weiteres derartiges wenige Fossilien bergendes, mittelkörniges, sehr hartes, graues Sandsteingerölle innerhalb der Blockmureneinschaltung des Robulus-Schliers vermerkte der Berichterstatter während seiner Aufnahmstätigkeit östlich von Untergraben NW Wimpassing.

Ottnangien

1941 hatte R. GRILL auch für den niederösterreichischen Molasseanteil die Verbreitung des Miozän-Schliers belegen können. Die mikropaläontologischen Untersuchungen der Schlämmproben ermöglichten den stratigraphischen Anschluß an den Haller Schlier Oberösterreichs. Als erwägenswerte Ursachen des scheinbaren Fehlens der im Westen reich ausgebildeten, höheren Profilabschnitte führte R. GRILL die Verschmälerung des Molassetroges und das zweifellos damit verbundene Ausheben des Untergrundes an. Der Robulus-Schlier wäre demnach vielleicht schon primär nicht abgelagert oder zumindest später bereits wieder völlig erodiert worden. Während seiner Übersichtsbegehungen im hier vorgestellten Kartierungsbereich erkannte R. GRILL 1957 das miozäne Alter des Schliers der Loosdorfer Bucht, der bislang, den Arbeiten von O. ABEL und F. ELLISON folgend, als bloß faziell andersartige, aber gleichaltrige Ablagerung der Melker Sande betrachtet worden war. Die aus den Mergeln geborgenen, ärmlichen und kleinwüchsigen Foraminiferengemeinschaften schienen auf Haller Schlier zu deuten. Im gleichen Arbeitsbericht wird von R. GRILL die Natur der seit O. ABEL und F. ELLISON als Strandhaldensedimente angesehenen Blockschichten richtig, nämlich als Mureneinschaltung innerhalb des Miozän-Schliers interpretiert. Die stratigraphische Zuordnung der Mergel, die diese grobklastischen Bildungen begleiten, ließ R. GRILL jedoch offen, denn die daraus gewonnenen, individuen- und artenreicheren Mikrofaunen mit großen Exemplaren von *Robulus inornatus* (ORBIGNY) und vielen kleinen Vertretern von *Globigerina, Cibicides, Nonion, Elphidium* usw. legten Parallelen zum unterhelvetischen Robulus-Schlier Oberösterreichs nahe.

Als in Mähren südlich von Brünn etwa in den Bohrungen Nosislav 1 und 2 im Hangenden oberburdigalischer Schichten Profilanteile festgehalten worden waren, die eine dem oberösterreichischen Robulus-Schlier vergleichbare Foraminiferenfauna enthalten hatten (verweise hiezu beispielsweise auf T. BUDAY, I. CICHA & J. SENES, 1965), begann man allmählich auch für den sogenannten Sandstreifenschlier Niederösterreichs zwischen Enns und Donau den stratigraphischen Umfang Haller plus Robulus-Schlier zu postulieren, ohne jedoch dafür Beweise zu haben (u. a. A. PAPP & Mitarbeiter, 1968). Es lag das lediglich im Bestreben, die sichtlichen Übereinstimmungen, die zwischen dem oberösterreichischen und dem mährischen Raum offenbar geworden waren, über den dazwischen befindlichen, störenden, da mit den Verhältnissen im Westen und Osten einstweilen noch unvereinbaren, niederösterreichischen Molasseabschnitt hinweg zu vereinen.

Die Sedimente des Jüngeren Schliers umfassen den Südrand des Dunkelsteiner Waldes und stehen noch im nach Süden schauenden Gehänge des Wachtberges an. Dabei greifen sie in transgressiver Form über ältere, tertiäre Ablagerungen hinweg weit in Buchten des morphologisch stark gegliederten Massivrandes ein (Abb. 3). 1964 hatte der Verfasser diese Schichten noch dem Haller Schlier zugerechnet. Die während gleichzeitig laufender Aufnahmsarbeiten im Schärdinger Innviertel gesammelten Erfahrungen, die synchron durchgeführten Untersuchungen der Planktonentwicklung in der oberösterreichischen Molassezone am Bohrgut der Tiefenaufschlüsse Wels 1 und Welser Heide 1 und die im Anschluß an die Vollendung der geologischen Kartierung der Melker Gegend erfolgte Auswertung vieler Oberflächenproben im gegenständlichen Arbeitsgebiet, sowie die hier vorgefundenen, faziellen Verhältnisse drängten aber schon 1967 den Berichterstatter dazu, in diesen Sedimenten nicht Vertreter des Haller, sondern des Robulus-Schliers (V. PETTERS, 1936) zu erblicken.

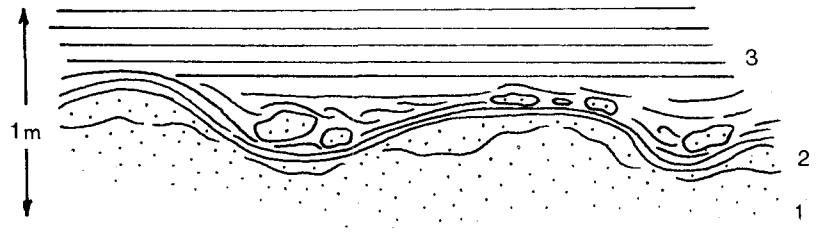


Abb. 3: Verfallene Sandgrube NW Untermamau. Stand August 1966. 1 — Älterer Melker Sand, 2 — sandsteinartig verhärtete Partien, 3 — Robulus-Schlier.

Es sind bergfrisch blaugraue, sonst graugrüne, gelbgrau anwitternde, dünnschichtige, megafossilarme Mergel mit Glimmer- und Mehlsandbestegen auf den Schichtflächen, nicht selten in Zentimeter enger Wechsellagerung mit feinkörnigen, glimmerigen Sanden. Die Schlämmproben gaben, ähnlich wie jene aus der Taufkirchener Bucht Oberösterreichs, recht unterschiedliche Mikrofaunen frei. Meist waren es fossilarme, sehr kleinwüchsige Gemeinschaften, die hauptsächlich *Ammonia beccarii* (LINNE), *Cibicides* sp. und Schwammnadeln und -rhaxen stellten. Doch daneben (etwa NNE Wimpassing, S Uttendorf, NW Untermamau, W Doppel und bei Waitzendorf) fanden sich schöne, arten- und individuenreiche, für den Robulus-Schlier typische Foraminiferenassoziationen mit Auftreten großwüchsiger Robuli, an erster Stelle *Robulus inornatus* (ORBIGNY). Die übrige Fauna ist klein, aber sehr zahlreich. 75 und mehr Prozent am Gesamtfossilinhalt nimmt dabei das Plankton mit wenigen Arten von *Globigerina* ein, deren stratigraphische Aussagekraft gering ist. Bezeichnend und wesentlich für die Abtrennung des höheren Haller Schliers ist das bloß spurenhafte Vorkommen von *Cassigerinella chipolensis* (CUSHMAN & PONTON), sowie das Fehlen von *Bathysiphon filiformis* SARS (siehe W. FUCHS, 1966 und 1968).

Gegen Süden fortschreitend, verzahnen sich die Mergel immer augenfälliger mit bzw. werden langsam im Hangenden ersetzt von hellgrün- bis hellgelbgrauen, fein- bis feinstkörnigen, glimmerigen, etwas schluffigen, ungeschichteten, manchmal unregelmäßig sandsteinartig konkretionär verfestigten Sanden, die nur unbedeutende Mergellagen und -linsen und häufig Horizonte bloß kantengerundeter Mergelplattelschotter als Aufarbeitungsprodukte des Liegendmergels führen. Diese Prinzersdorfer Sande (W. Fuchs, 1969) erstrecken sich von Prinzersdorf ostwärts bis an den Stadtrand von St. Pölten und erwiesen sich als mächtige, dem Robulus-Schlier zwischengeschaltete Sandschüttung, da sie weiter im Süden hangend wieder von den graugrünen Tonmergeln des Robulus-Schliers abgelöst werden. Die in den Sanden und Mergellagen festgestellten Mikrofaunen sind sehr arm und bestehen nur aus wenigen Formen von *Ammonia*, *Cibicides* und Schwammresten. Auf Grund der vergleichbaren Lagerungsverhältnisse und übereinstimmenden, lithofaziellen Merkmale nehmen die Prinzersdorfer Sande eine stratigraphische Position wie die Enzenkirchener oder Atzbacher Sande in Oberösterreich ein.

Die Robulus-Schlierfolge enthält im Westen des vorgelegten Kartenausschnittes bis zur Pfaffinger Höhe N Prinzersdorf noch reichlich Blockschichten (R. Grill, 1957), wie sie bei Mauer oder in der Lochau in eindrucksvollen Hohlwegprofilen erschlossen sind. Wirr gelagertes, kaum kantengerundetes Kristallinblockwerk der nächsten Umgebung mit vereinzelten fossilführenden Sandsteingeröllen des tieferen Eggenburgien (im Arbeitsgebiet konnte SSE Untergraben ein weiterer derartiger Fund vermerkt werden) schwimmen in einer fein- bis grobkörnigen, kreuzgeschichteten Sandmatrix, die auch nicht selten zerbrochene, eckige Mergelplatten des umgebenden Schliers führt. An mehreren Stellen kann das „Einfließen", d. h., die murenhafte Natur dieser Ablagerungen schön eingesehen werden, wobei sich Mergelschichten den Geröllen anschmiegen, zerbrechen und so selbst als Element des Blockstromes zum Absatz kommen (siehe R. Grill, 1957; W. Fuchs, 1964). Die Geröllgrößen der Blockschuttein lagerungen zeigen eine auffallende Abnahme gegen Osten. Während bei Mauer oder Pielachhäusel noch Blöcke bis zu 1·5 *m* Durchmesser beobachtet werden, messen dagegen die Komponenten auf der Höhe von Pfaffing N Prinzersdorf höchstens 20 bis 30 *cm*. Diese dem Robulus-Schlier lokal zwischengeschaltete Murenbildung dürfte also in der „prächattisch" geschaffenen Erosionsfurche N Mauer ihren Ursprung haben und in ungefähr südöstlicher Richtung in das Schliermeer geflossen sein.

Die Verbreitung des Robulus-Schliers ist jedoch jetzt schon eine flächenmäßig viel größere als hier auf der Kartenbeilage zum Ausdruck kommt. Die Aufnahmsarbeiten des Autors konnten ihn in den Miozän-Schliersedimenten westwärts bis in das Manktal am Südfuß des kristallinen Hiesberges verfolgen. Er konnte auch in den Jüngeren Schlierfolgen des Schildberges und des westlichen Haspelwaldes östlich von St. Pölten wiedererkannt werden. Die im nordfallenden Gehänge beider Hügelzüge ausbeißenden, mächtigen Sandvorkommen stellen keine wie bisher angenommen hangend folgenden Vertreter der Oncophora-Schichten dar, sondern sind weitere neue Beobachtungsstrecken der dem Robulus-Schlier eingelagerten Prinzersdorfer Sande. Der lithofaziell und mikropaläontologisch fundierte Nachweis des Auftretens von Robulus-Schlier in der Umgebung von St. Pölten mit seinen angedeuteten Weitungen nach Westen und Osten ist von entscheidender Wichtigkeit. Denn damit erhalten nun auch die niederösterreichischen Vorkommen von Oncophora-Schichten eine mit den Sedimentationsverhältnissen in Oberösterreich und Mähren vergleichbare, zeitliche Stellung. Insgesamt unterstreichen aber diese Ergebnisse nur wieder die bedeutsame Vermittlerrolle, die dem St. Pöltener Raum zwischen westlicher und zentraler Paratethys gebührt.

Der östliche Teil des Arbeitsgebietes wird vor allem von den Ablagerungen der Oncophora-Schichten (A. Rzehak, 1883) eingenommen. Sie bauen das Hügelland am linken Ufer der Traisen von St. Pölten bis Herzogenburg und das am rechten von Wasserburg bis Traismauer in großer Mächtigkeit auf. Eine im Bereiche der Glanz-

stoffabrik im nördlichen Stadtviertel von St. Pölten niedergebrachte Bohrung durchörterte nach A. TOBNER, 1927, bereits 120 *m* Oncophora-Schichten, ehe sie die liegende Schlierfolge erreichte. Die Sedimente der Oncophora-Schichten sind sehr wechselvoll, in den Tagesaufschlüssen herrschen vor grau- bis safrangelbe und braune, schluffige, glimmerige, kaum geschichtete bis lebhafte Kreuzschichtung aufweisende Quarzfeinsande mit nicht seltenen Einschaltungen von unsortierten Grobsand- bis Feinschotter-(Quarzkiesel-)einschüttungen, letztere teilweise konglomeriert. Von diesen groben Lagen wurden im vergangenen Jahrhundert kleinere, brackische Molluskengemeinschaften aufgesammelt, etwa im Prater bei St. Pölten oder am Venusberg bei Traismauer (siehe J. CZJZEK, 1853, A. BITTNER, 1896). Spuren von Bivalven konnte der Verfasser in den Feinsandlagen im nordschauenden Hang des Nasenberges bei Traismauer feststellen. Die Sande beinhalten aber überdies noch häufig in bis mehrere Meter dicken Lagen und Schmitzen papierdünn geschichtete, glimmerige Tone, die in frischem Zustand mißfarben hellgraugrüne Farben, verwittert dagegen verschieden intensiv mißfarbene Brauntöne tragen. Immer wieder trifft man auf oft horizontgebundene, unregelmäßig geformte, manchmal viele Meter lange Kalksandsteinkonkretionen. Die vorgefundenen Megafaunen weisen auf brackisches Ablagerungsmilieu hin. Autochthone Mikrofaunen konnten keine ausgeschlämmt werden.

Gegen Westen, also in Richtung auf das Kristallinmassiv des Dunkelsteiner Waldes, zeigen die Oncophora-Schichten ein merklich transgressives Überlagern des Untergrundes, wie dies unter anderem besonders instruktiv aus der Situation N Untermamau hervorgeht. Trotz der schlechten Aufschlußverhältnisse gerade im Kontaktbereich dieser Sedimente zum darunterliegenden Robulus-Schlier scheint sich hier allgemein ein Hiatus zwischen beiden abzuzeichnen. Das bestätigen indirekt auch die Aufnahmen des Berichterstatters im Gebiet des Haspelwaldes, wo eine konkordante Lagerung der Oncophora-Schichten auf Robulus-Schlier vorliegt, wobei sich aber zwischen beide noch eine deutlich abgrenzbare Ton-Feinsand-Folge, welche vielleicht zeitlich dem oberösterreichischen Rotalien-Schlier entsprechen könnte, einschiebt.

Die stratigraphische Position der niederösterreichischen Oncophora-Schichten fügte sich bisher schlecht den in Oberösterreich und Mähren gewonnenen Vorstellungen. Eine kurze Darlegung der Erforschungsgeschichte dieses Gliedes der tertiären Sedimentabfolge mag dafür Verständnis aufbringen. Bereits 1853 hatte J. CZJZEK vom Prater bei St. Pölten eine kleine, brackische Molluskenfauna beschrieben. A. RZEHAK beobachtete 1883 flächenmäßig bedeutendere, fossilarme Sande in der Niederung südlich von Brünn. An einigen Stellen konnte er indessen zahlreiche Fossilien aufsammeln. Die individuenreichen, aber artenarmen Populationen legten ein brackisches Ablagerungsmilieu nahe. A. RZEHAK benannte sie nach der am häufigsten auftretenden, von ihm kurz zuvor erst neubeschriebenen Muschel Oncophora-Sande. Bei Oslawan etwa konstatierte er eine gewisse Veränderung des Faunenbestandes. Es kamen vollmarine Elemente hinzu, welche ihn ihrem Charakter nach an die Molluskenfaunen der Grunder Schichten gemahnten. Die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse der beiden Sedimente schienen diese Ansicht zu stützen, so daß er die Oncophora-Sande als Brackwasserfazies der marinen Grunder Schichten betrachtete. 1896 wies A. BITTNER im Gebiet zwischen St. Pölten und Traismauer Oncophora-Schichten nach, dabei hiefür bezeichnende Molluskenbestände aus den grobklastischen Lagen im Prater bei St. Pölten und am Venusberg bei Traismauer zitierend. Östlich von St. Pölten, aus dem Bereich des Haspelwaldes beispielsweise, beschrieb H. VETTERS 1924 den allmählichen Übergang des Schliers durch zunehmendes Einschalten mächtigerer Sandschüttungen in die von Psammiten beherrschten Oncophora-Schichten. Die geologischen Aufnahmen von R. GRILL in der weiteren Umgebung von Sieghartskirchen bestätigten diese Beobachtungen (1940 unveröffentlicht, 1947 und 1954). Durch Wechsellagerung mit dem Schlier gingen die Oncophora-Schichten hervor, so daß man im Gebiet des Haspelwaldes, der Raipoltenbacher Höhe, des Breiten Angers, Heuberges und Auberges auch Über-

gangsschichten Schlier—Oncophora-Schichten ausscheiden könnte. Während der geologischen Erhebungen in den Tertiärbereichen auf den Blättern Spitz und Krems und daran südöstlich anschließender Randgebiete bemerkte R. GRILL 1956 und 1957 die ungestörte Auflagerung basaler Tonfolgen der hangend aufliegenden Oncophora-Schichten auf Untermiozän-Schlier (z. B. Haspelwald und bei Waitzendorf) und stellte diesen auf Grund seiner Mikrofauna dem Haller Schlier gleich. Dieser stratigraphischen Situation wegen hob R. GRILL schon 1956 erstmals das unterhelvetische Alter der Oncophora-Schichten hervor, schloß allerdings daraus, daß die Vorkommen in Oberösterreich deshalb nicht altersgleich sein könnten, weil sich ja dort zwischen Haller Schlier und Oncophora-Schichten noch eine mächtige, faziell bunte und langsam verbrackende Sedimentsäule schöbe. In der oberösterreichisch-bayerischen Molasse wurden auch in der Tat die Oncophora-Schichten dem Oberhelvet zugeteilt. Mit dem höheren Alter der Oncophora-Schichten vollzog R. GRILL aber überdies indirekt deren stratigraphische Trennung von den Grunder Schichten. Durch ausgreifendes Kartieren und Bemustern vieler Schlämmproben gelang es 1957 R. WEINHANDL, in den Grunder Schichten zwei zeitlich verschiedene Stockwerke auseinanderzuhalten, nämlich ein jüngeres, dem auch die meisten bekannten Molluskenfundpunkte einschließlich der Typus-Lokalität angehören und das eine reiche, die Lagenidenzone des Untertortons bezeichnende Foraminiferengesellschaft birgt, sowie ein älteres, oberhelvetisches mit ebenfalls mariner, jedoch deutlich ärmerer Mikrofauna. I. CICHA, J. PAULIK & J. TEJKAL unterstrichen 1957 die regionale Bedeutung der Oncophora-Schichten im außerkarpatischen Becken. Der erste im Oberburdigal einsetzende Sedimentationszyklus ginge mit diesen brackischen bis ausgesüßten Ablagerungen im höheren Unterhelvet zu Ende, das einst durchgehende Becken zerfiele in isolierte Teilbereiche. Die Oncophora-Schichten spiegelten jedoch auf keinen Fall bloß das Ergebnis lokaler Bedingungen, sondern repräsentieren im Gegenteil ein weit verbreitetes Entwicklungsstadium der Beckengeschichte. Im Hangenden läge transgressiv der oberhelvetische Schlier mit schönen, marinen Mikrofaunen. Dessen stratigraphische Bezeichnung Oberhelvet konnte aber nur eine vorläufige sein, schon 1959 schlugen I. CICHA & J. TEJKAL den Begriff Karpatien vor, da dieses „Oberhelvet" im Stratotypus des Helvets nicht vertreten wäre und dem Anfang eines neuen zweiten Sedimentationsablaufes in der Paratethys mit abweichender Paläogeographie und verschiedenem Mikrofossilinhalt entspräche. 1968 wurden schließlich von A. PAPP & Mitarbeitern die Oncophora-Schichten Ober- und Niederösterreichs, sowie Mährens ganz allgemein in das Ottnangien (= Unterhelvet) gesetzt, gleichsam die regionalen Zusammenhänge, die man zwar ahnte, aber noch nicht beweisen konnte, demonstrierend.

Die Resultate der Aufnahmsarbeiten des Schreibers in der weiteren Umgebung von St. Pölten berechtigen jetzt aber sehr wohl zu dieser regionalen Verbindung des paratethyalen Raumes von Bayern ostwärts bis Mähren. 1967 erkannte er im Miozän-Schlier des Kartierungsgebietes und darüber hinaus dessen höhere Anteile, den Robulus-Schlier mit mächtiger Sandzwischenschaltung (= Prinzersdorfer Sande, 1969). Wenngleich der von R. GRILL 1957 beschriebene, sedimentäre Kontakt von Schlier und Oncophora-Schichten nach Auffassung des Verfassers westlich von St. Pölten nicht besteht (hier liegt im Gegenteil eine Schichtlücke und transgressives Übergreifen der Oncophora-Schichten vor), so konnte jener von H. VETTERS 1924 und von R. GRILL ab 1940 dargelegte „Übergang" von Schlier in Oncophora-Schichten mit den Begehungen des Schildberges und westlichen Haspelwaldes im Sommer 1971 neuerlich erwiesen und jetzt abgeklärt werden (Arbeitsbericht 1972, im Druck). Tatsächlich schalten sich dem hangenden Schichtstoß des Miozän-Schliers bedeutende Sandbildungen ein, es folgt dünnschichtige Wechsellagerung pelitischer und psammitischer Horizonte und zuletzt überwiegen Sande, die nur untergeordnet Tonlagen und -linsen führen. Alle diese Sande waren ganz allgemein von H. VETTERS und auch von R. GRILL als Oncophora-Sande betrachtet worden. Die Geländeaufnahmen und die mikropaläontologische Auswertung zahlreicher Schlämmproben durch den Autor ergaben für diese Gebiete das Vorkommen

von Robulus-Schlier mit bedeutender Einlagerung von Prinzersdorfer Sanden. Die bunte, konkordant dem Schlierdach aufliegende Folge von Tonen und Sanden könnte den brackischen Schliersedimenten Oberösterreichs, etwa dem Rotalien-Schlier usw., gleichgestellt werden, darauf weiter im Norden die wahren Oncophora-Sande anschließen. Damit konnten nun auch für den niederösterreichischen Raum Sedimentationsbedingungen, wenn auch vielleicht von geringerer Mächtigkeit, belegt werden, die mit den Verhältnissen in Bayern und Oberösterreich im Westen und Mähren im Osten lithologisch wie stratigraphisch vergleichbar sind.

Badenien

Ablagerungen dieser geologischen Zeitspanne finden sich nur in Form des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates (H. VETTERS, 1937) im Norden des Aufnahmsbereiches. Hier bedecken diese klastischen Sedimente in großer Ausdehnung und Mächtigkeit die Höhen des Wachtberges und Kirchbühels, des Gerichts- und Schauerberges östlich von Statzendorf, sowie das Gebiet zwischen Kuffern—Inzersdorf—Wagram ob der Traisen. Die Grundfläche des polymikten Konglomerates ruht im Süden (NE von Karlstetten) in etwa 400 *m* Seehöhe auf und senkt sich allmählich in nordöstlicher Richtung bis auf ungefähr 200 *m* über Meeresniveau bei Hollenburg an der Donau. An der bunten Zusammensetzung dieses Sedimentes beteiligen sich vorwiegend kalkalpine Elemente (verschiedene dunkle Kalke und Dolomite der Trias, helle und rote Jurakalke und Hornsteine, rote Sandsteine der Werfener Schichten usw.), aber auch härtere Sandsteine aus den Flyschbergen. Die Komponenten sind kies- bis schottergroß, wobei Gerölle mit Durchmessern bis 20 *cm* aber zu den Seltenheiten gehören, sie sind mäßig gut zugerundet und undeutlich eingeregelt. Vereinzelt trifft man im Konglomerat Kreuzschichtung an (beispielsweise S Kuffern). Die Geröllfracht ist in reichliche, weiße Kalkmatrix gebettet. In Steinbruchwänden brechen die Schotter häufig leicht aus, was dann dem Konglomerat ein eigenartig kavernöses Aussehen verleiht. In Arealen, die unter dem Pflug stehen, bedecken lose Schotter oder Konglomeratbruchstücke den Ackerboden. Die auffallend weißen Kalkhüllen und das relativ feine Korn lassen diese tertiären Bildungen jedoch immer mühelos von Schotterfluren der pleistozänen Traisen unterscheiden. Das Liegende der Psephite bilden 0·5 bis mehrere Meter dicke, hellgraue bis weißlichgelbe oder graugrüne bis safrangelbe, dünnschichtige, teilweise feinstsandige Mergel (Basismergel, R. GRILL, 1956) mit nicht seltenen gelben bis grauen Mehlsandzwischenlagen bis Dezimeterstärke, die in schmalen Lagen wiederholt noch bis in den höchsten Partien des Konglomerates aufscheinen.

Die stratigraphische Stellung des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates war lange umstritten. Megafossilien fehlten dem Sediment, sieht man von dem Fund einer stark abgerollten *Ostrea* durch F. A. ZÜNDEL 1907 ab. 1905 jedoch erkannte bereits H. HASSINGER, daß das Konglomerat den Oncophora-Schichten muldenartig eingesenkt und damit jünger wäre. Der Beobachtung schlossen sich kartierende Forscher, wie F. A. ZÜNDEL und H. VETTERS, an, im Gegensatz zu großräumig operierenden, wie E. NOWACK und W. PETRASCHECK. Auf H. HASSINGER geht auch die bis heute gültige Deutung des Konglomerates als Deltaschüttung eines Alpenflusses (einer Vortraisen) zurück. Im Profil des Grabens NW Krustetten gelang es endlich R. GRILL 1956 und 1957, die Beziehungen des Konglomerates und der liegenden Mergel zu erhellen und mit aus den Peliten gewonnenen Mikrofaunen die Lagenidenzone des Untertortons nachzuweisen.

Die zahlreichen vom Autor gesammelten Schlämmproben waren stets fossilführend, selten bloß von *Ammonia* und *Anomalina* geprägt. Die meisten gaben im Gegenteil eine hochmarine Mikrogemeinschaft frei. Das waren aber nicht nur die Faunen aus den Basismergeln, sondern auch solche, die Mergellagen und -linsen des Konglomerathauptschichtstoßes bis in die hangendsten Anteile hinauf entnommen worden waren (z. B. Mergellage im flachen Sattel zwischen dem Gerichts- und dem Schauerberg E

Statzendorf). Gleichfalls identische Vergesellschaftungen lieferten die Proben aus Mergeln am gegenwärtigen Südrand des Verbreitungsgebietes des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates. Die Mikrofaunen sind individuenarm, aber relativ artenreich und bestehen aus großwüchsigen Lenticulinen, wie *Lenticulina calcar* (LINNE), *L. cultrata* (MONTFORT), *L. inornata* (ORBIGNY), Dentalinen und Marginulinen, weiters finden sich manchmal viele kleine Globigerinen und einzelne meist glattschalige Ostrakoden. Nicht selten können umgelagerte Kreideforaminiferen (diverse Sandschaler und Globotruncanen) aus Flysch und Gosau ausgelesen werden. Charakteristische Assoziationen entstammen Proben von W Großrust, Heinigstetten, S Winzing, W Wachtberg, NW Inzersdorf, Gerichtsberg und N Wiesing.

Das Fehlen typischer Flußdeltaschüttungsmerkmale im Gefüge des Konglomerates (worauf übrigens schon H. HASSINGER verwiesen hatte) in Verbindung mit den fast immer hochmarinen Mikrobefunden in allen Mergellagen des gesamten Verbreitungsbereiches legen jedoch eine geringfügige Änderung der Entstehungsursache nahe. Mit dem Konglomerat ist uns nicht direkt der Mündungskegel einer Vortraisen in das Meer des tieferen Badenien überliefert. Das ohne Zweifel von einem Alpenfluß herbeigeschaffte Geröllmaterial wurde unter submarinen Verhältnissen noch durch Meeresströmungen etwas weiter verfrachtet, wobei fast alle fluviatilen Sedimentationskennzeichen verlorengingen.

Im Kremser Trichter waren marine Mergel des Unter-Badenien weit und mächtig entwickelt, wie das heute noch die Erosionsreste zu erkennen geben. Man erbohrte sie unter dem gegenwärtigen Schotterbett der Donau und findet ihre Relikte bis in über 350 *m* Seehöhe in den Hängen der Umgebung. Nach neuester Bearbeitung der daraus geschlämmten Mikrofaunen durch Herrn Dr. M. E. SCHMID (der Verfasser möchte an dieser Stelle für die freundliche Erlaubnis, die noch unveröffentlichten Ergebnisse hier bereits einbauen zu dürfen, herzlich danken) sind es Ablagerungen der Oberen Lagenidenzone des tieferen Badenien. Nun zielt der Schotterkörper des Hollenburg-Karlstettener Konglomerates ziemlich genau in das Zentrum des Ausdehnungsgebietes der zuvor erwähnten Mergel bei Krems, so daß seine zonenmäßige Gleichaltrigkeit recht wahrscheinlich ist.

Tektonik

Seit den Studien von E. NOWACK (1921) ist bekannt, daß für die Gliederung des Südrandes der Böhmischen Masse nicht unwesentlich Brüche mitverantwortlich sind. Im Westen kennzeichnet diese tektonischen Bewegungsbahnen ein NW—SE-Streichen, im Osten herrscht die NE—SW-Richtung vor, und überall von untergeordneter Bedeutung sind noch W—E-verlaufende Störungen. Alle diese Bruchbahnen sind alt und bereits im jüngeren Paläozoikum angelegt worden. Im Gegensatz zu allgemein verbreiteten Ansichten lassen sich nur teilweise Reaktivierungen der Brüche während bzw. nach Sedimentation der im vorhergehenden Kapitel besprochenen Tertiärablagerungen am Massivrand belegen. In Oberösterreich, im Gallneukirchener Becken zum Beispiel, konnte R. GRILL 1937 das Aufleben tektonischer Bewegungsvorgänge an derartig vorgezeichneten Bruchbahnen wahrscheinlich machen. Die bisherige Aufnahmstätigkeit des Verfassers im Osten, von der Donau bei Traismauer bis St. Leonhard am Forst im Melktal, erbrachte dagegen keine Beweise für das Wiedererwachen NE—SW-orientierter, variszischer Brüche einschließlich der heute auch morphologisch eindrucksvoll zur Geltung kommenden Diendorfer Störung. Gerade aber für die geologische Situation der Tertiärschichten an der Westflanke des Hiesbergzuges wird junge Tektonik zur Deutung herangezogen (O. SCHERMANN, 1966). Dabei werden aber verschiedene wichtige Gesichtspunkte unberücksichtigt gelassen. Am Anfang dieser Publikation wurde schon auf die für die Oberflächengestaltung des gegenwärtigen Massivrandes verantwortliche, vor dem Egerien lange Zeit wirksam gewesene Erosionsphase hingewiesen, die natürlich sicherlich solche tektonische Schwächezonen besonders akzentuiert

herausmodellierte. Schrieb doch schon 1903 A. PENCK in großartiger Erkenntnis der Tatsachen, daß „als reich durchfurchte Landschaft die Boische Masse angesichts der Alpen unter das Alpenvorland untertaucht". Im weiteren Verlauf der Arbeit versuchte der Autor dieser Zeilen, die Wichtigkeit aufeinanderfolgender Regressions- und Transgressionsperioden bzw. von Zeiten der Ausräumung und Reliefbildung und wieder anschließender Überflutung und mehr oder minder vollständiger Auffüllung des unebenen Geländes am Molassenordrand zu unterstreichen. Diese beiden Erscheinungen reichen seiner Meinung nach aus, beobachtbare Unterschiede der Sedimentmächtigkeiten und bloß scheinbares Gegeneinanderverstelltsein zu erklären.

Die meisten der älteren im hier vorgestellten Aufnahmsgebiet geschilderten, tektonischen Bilder erwiesen sich als überholt. Dazu gehören:

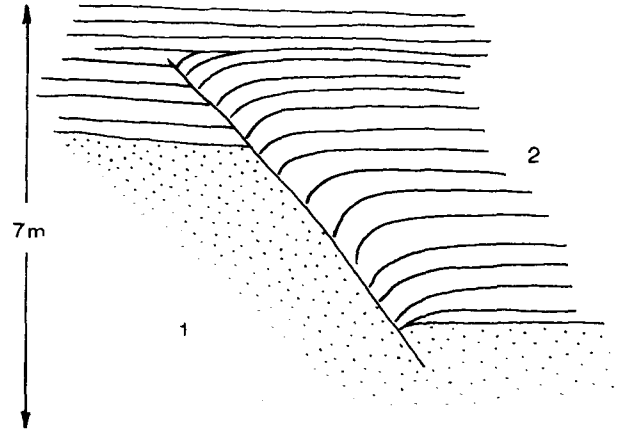
Der E—W-verlaufende Bruch am Nordrand der Wölblinger Bucht (E. NOWACK, 1921), der ein bloßes Erosionsphänomen ist.

Der NNE—SSW-streichende Abbruch von Herzogenburg, den W. PETRASCHECK 1929 im Westgehänge des Traisentales konstruieren mußte, weil er das sanfte Einfallen der seichten Kohlenvorkommen bei Statzendorf über die Bohrung Ederding in gerader Linie ostwärts verlängerte, ohne das unter der Tertiärbedeckung wohl entwickelte Relief des kristallinen Untergrundes zu berücksichtigen. Mit seiner Hilfe konnte er dann annähernd 100 *m* Höhenunterschied ausgleichen. Das Nichtbestehen dieses Bruches geben überdies die Resultate der geophysikalischen Untersuchungen der ÖMV-AG. (A. KRÖLL, 1964) zu verstehen, die erst auf der Höhe von Böheimkirchen einen etwa 1500 *m* tief abbrechenden, zirka N—S-angelegten Verwurf anzeigen.

Und schließlich die meisten der E—W- und N—S-ziehenden Brüche geringer Sprunghöhen im Statzendorfer Kohlenrevier, von denen uns H. VETTERS 1926 und 1927 und K. LECHNER u. a. 1955 berichten. Es sind das die recht steilwandigen Kristallinschwellen, die die einzelnen Kohlenmulden voneinander trennen (Abb. 1).

Erste sichere Spuren tektonischer Ereignisse, die sich in den Tertiärablagerungen des kartierten Raumes nachweisen lassen, können dem während des Egerien tätigen Savischen Orogenzyklus zugeordnet werden. In den Winzinger Sandgruben gibt es zirka N—S-streichende, mit 60 Grad gegen Osten einfallende Störungen mit ganz geringen Versetzungsbeträgen zu beobachten (Abb. 4 a), die Älteren Schlier etwas gegen Jüngere Melker Sande verstellen. Die Brüche werden aber von ungestörten Hangendpartien des Älteren Schliers bereits wieder zugedeckt.

Nachrichten von Bewegungsbildern einer viel wichtigeren, in ihrer Art und ihrem Ausmaß jedoch lange Zeit nicht erkannten, tektonischen Störungslinie begegnet man schon in den frühesten Arbeiten über das tertiäre Hügelland bei St. Pölten. Die ersten geologischen Erhebungen durch J. CZJZEK (1853) vermittelten uns die Kenntnis von gestörtem Schlier im westlichen Steilufer der Traisen unmittelbar bei St. Pölten. O. ABEL 1903 und etwas später F. A. ZÜNDEL (1907) meldeten darüber hinaus heftig gefalteten und zerknitterten bzw. eng aneinandergepreßt gefalteten und überkippten Schlier aus der Ziegelei und dem Bahneinschnitt westlich St. Pölten. 1957 kartierte R. GRILL SE von Prinzersdorf, auf der Straße nach Uttendorf, innerhalb des Miozän-Schliers einen Aufbruch von Älterem Schlier, den er dann noch im Aushub von Brunnengrabungen N Gerersdorf beim Bildstock mit Kote 284 weiter im Osten aufspürte und in Beziehung zu den Antiklinalbildungen in den Oncophora-Schichten brachte, die während der Verbreiterungsarbeiten im Bahneinschnitt W St. Pölten aufgeschlossen gewesen waren. Besonders auf die Antiklinalstrukturen bezugnehmend, sah R. GRILL darin deutliche Belege für eine vermutlich steile Aufschiebung. Tangentiale Bewegungen hätten also auch hier noch Molasseanteile betroffen, womit neben der Klärung ihrer Natur überdies noch auf die regionalgeologische Bedeutung der tektonischen Linie aufmerksam gemacht worden war. Diese St. Pöltener Störung (R. GRILL, 1957)



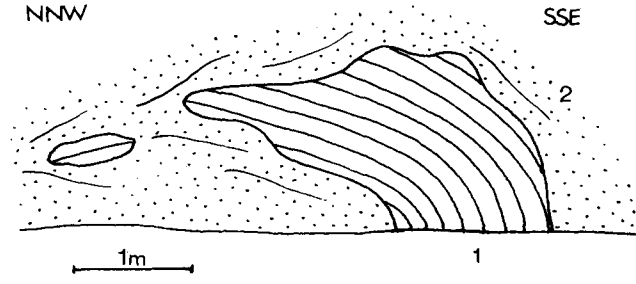


Abb. 4a: Sandgrube N Winzing. Stand Oktober 1966. 1 — Jüngerer Melker Sand, 2 — Älterer Schlier.
Abb. 4b: Vorübergehender Hanganriß SE Prinzersdorf. Stand April 1968. 1 — Älterer Schlier, 2 — Prinzersdorfer Sande.

hätte über die offensichtliche Bewegungszone im Norden des Haspelwaldes (R. GRILL, 1958) ostwärts ihre Fortsetzung in der von H. VETTERS 1924 entdeckten Aufschiebung von Anzing—Waltendorf.

Die Aufnahmsarbeiten des Verfassers bestätigten in einer Reihe instruktiver Beispiele die tektonische Konzeption von R. GRILL. Der Kontakt des aufschiebungsartig an der St. Pöltener Störung innerhalb des Robulus-Schliers aufbrechenden Älteren Schliers war in einem künstlichen Aufschluß an der Straße zum Prinzersdorfer Friedhof sehr schön einzusehen (Abb. 4 b). Die schwarzen Tonschiefer des Älteren Schliers dringen zungenförmig in die in ihrem Gefüge stark gestörten Prinzersdorfer Sande ein. Diesem Bild fügen sich auch gut die Schichteinfallsmessungen. Unmittelbar N der Aufschiebungslinie sind Mergellagen des Robulus-Schliers 60 Grad nordfallend aufgeschleppt, im Süden der Bewegungsbahn fallen die Tonschiefer des Älteren Schliers mit ungefähr 60 Grad gegen Süden ein und tauchen unter den darüberliegenden, hier mergelig entwickelten Robulus-Schlier, der ebenfalls zunächst noch mit etwa 30 Grad gegen Südosten einfällt, aber beim Fortschreiten in südlicher Richtung sich sehr bald wieder beruhigt und bereits bei Sallau sanftes Südfallen (zirka 3 Grad) aufweist. Beim Ausheben der Fundamente einer Brücke, die den besagten Eisenbahneinschnitt westlich von St. Pölten beim Friedhof überquert, wurden hier direkt unter den Jüngeren Deckenschottern und umgeben von Oncophora-Schichten violette und mausgraue, dünnplattige

Tonschiefer des Älteren Schliers in nahezu antiklinaler Scheitellage freigelegt (Einfallen 030/05). Etwas weiter im Süden konnten zusätzlich noch zwei kleine Aufbrüche von Älterem Schlier im Robulus-Schlier auf der Karte festgehalten werden (N Nadelbach und beim Teufelhof).

Die St. Pöltener Störung stellt die Nordgrenze des von tangentialen Bewegungen noch berührten Bereiches der Subalpinen Mollasse vor. Nördlich davon schließt bald flaches Einfallen gegen die Beckenmitte zu an. Zeitlich ist dieses Ereignis, da sämtliche Sedimente des Ottnangien in die Dislokationen miteinbezogen worden sind, einer der Steirischen Phasen der alpidischen Gebirgsbildung zuzurechnen. An überzeugenden Beispielen konnte der aufschiebungsartige Charakter der St. Pöltener Störung nachgewiesenermaßen vorgeführt werden. Die Kartierungen des Verfassers während des Sommers 1971 im Gebiet des Schildberges und westlichen Haspelwaldes belegten in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von R. Grill (1958) ihr Weiterstreichen nach Osten im Norden der beiden Hügelzüge. Die Wirksamkeit der tektonischen Bewegungsbahn nach Westen über Prinzersdorf hinaus nimmt jedoch rasch ab. Die Lage der Vorkommen des Älteren und Jüngeren Schliers westlich des Sierningbaches geben zu einer tektonischen Deutung ihrer gegenseitigen Beziehungen keinen Anlaß. Dort beginnt sich vielmehr das Wechselspiel von küstennahen Trans- und Regressionen abzuzeichnen.

Die quartäre Terrassenabfolge

Das flächenhafte Kartieren der mannigfach abgestuften, pleistozänen Schotterfluren der Donau in der weiteren Umgebung von Melk hatte dem Verfasser die Bedeutung der relativen Höhenlagen der Terrassenbasen zum Strom an eindrucksvollen Beispielen vor Augen geführt (1964). Deren Beachtung verhalf zu einer brauchbaren Lokalgliederung der verschiedenen morphologischen Elemente und merzte in der Folge einige in der Literatur tief verwurzelte und erkenntnishemmende Irrtümer aus (u. a. das fälschliche Gleichsetzen der Schotter im Nordgehänge des Hochstraßberges mit denen des Melker Stadtgebietes oder die präquartäre Anlage der „Felsterrasse" im Nibelungengau). Darüber hinaus vermeinte der Autor in den an dieser Terrassentreppe erzielten Ergebnissen einen jener Marksteine sehen zu dürfen, daran das schwierige Unterfangen eines Versuches begründeten Halt fände, die glazigen verknüpfbaren Geröllfelder westlich der Ybbs mit den nur mittelbar damit zu verbindenden, Schotter führenden Ebenheiten weiter im Osten zu vergleichen. Die bisher von mehreren Seiten vorgestellten Gedankenmodelle diesbezüglich hatten sich nämlich der dafür benutzten Methoden wegen in vielem und wesentlichem als ungenügend oder unzutreffend erwiesen. Gerade aber am von jungen, lokalen, tektonischen Absenkungsvorgängen größeren Ausmaßes verschontgebliebenen Oberlauf der Donau stromabwärts bis Wien könnte die Anwendbarkeit und Gültigkeit der vom Verfasser aufgezeigten Korrelierungsmöglichkeiten geprüft werden, indem die gemeldeten, relativen Höhenabstände der einzelnen Terrassensockel zum gegenwärtigen Flußbett über größere Entfernungen verfolgbar und nach Engstellen (wie dem Strudengau und der Wachau) wiederauffindbar bzw. wiedererkennbar wären.

Der mit dieser Arbeit dargestellte Raum des Südostrandes des Dunkelsteiner Waldes bot geeignete Möglichkeiten, die terrassenmorphologische Situation am anderen Ende der Wachau, den oben erwähnten Gesichtspunkten in objektiver Weise folgend, zu untersuchen, nachdem die Gliederung der quartären Fluren in gleichzeitiger Aufnahme bis an den Eingang der Engstelle durchgeführt worden war (1971). Weiters ergab sich hier Gelegenheit und Notwendigkeit, die an den Donauterrassen erstellten Befunde mit den flächenmäßig zwar bescheiden, in ihrer Abfolge aber reichhaltig überlieferten, alten Schotterdecken der Traisen abzustimmen. Auch auf die in jüngster Zeit wieder

aktuell gewordene und in Fluß geratene Frage der Entstehung der heutigen Talböden im weiteren Sinne und deren zeitliche Datierung lieferte unser Gebiet von feldgeologischer Seite interessante und Widersinnigkeiten klärende Fakten.

Im folgenden werden vorerst die fossilen Schotterreihen der Donau, Traisen, Pielach, und Perschling, voneinander gesondert, geschildert. Hierauf wird der Versuch unternommen, sie gegenseitig in Relation zu bringen. Die Niederfluren s. l. aller Gerinne werden dann abschließend gemeinsam behandelt.

Die Terrassen der Donau

Im Gehänge des Tertiärhügellandes südöstlich der Traisenmündung treten an Ausdehnung und Mächtigkeit geringe Reste einstiger weiter Geröllfluren der Donau auf. Wohl fanden einige der kleinen Erosionsrelikte schon in Kartierungsberichten von H. Vetters und R. Grill Erwähnung, ihre eigentliche Bedeutung stellte sich jedoch erst während der Geländearbeiten des Verfassers heraus. Da die kartierbaren Sockeloberkanten der Schotterareale Höhenwerte zeigen, die jenen vom Autor 1964 und 1971 im Nibelungengau bis an den Eingang der Wachau beobachteten, relativen Abständen entsprechen, ist damit die Brauchbarkeit der Anwendung einer derartigen Gliederungsmethode erstmals über größere Entfernung und durch eine Engstelle hindurch erwiesen. Wegen der noch im Anlaufen begriffenen Untersuchungen der verschiedenen Geröllvorkommen im Bereiche von Krems und Mautern am Ausgang der Wachau werden für die einzelnen hier angetroffenen, morphologischen Elemente einstweilen die im Westen der Talenge eingeführten Lokalnamen verwendet. Darüber hinaus gewährleisten die Donauschotterrudimente ein fundiertes Einbinden der mannigfach getreppten Terrassenfolge der Traisen in das Akkumulationsschema des Stromes.

Die bisher ältesten, vielleicht noch oberpliozänen Schotter repräsentieren die Erosionsreste der Terrasse N Mauer, noch vor dem Wachaueingang im Westteil des Kartenblattes gelegen. Gelb bis rotbraun ferretisierte, fein- bis mittelkörnige, selten gröber kalibrige Quarzgerölle und vereinzelte Kristallinkomponenten bedecken in loser Streu die Felder auf der Höhe zwischen Mauer bei Melk und Gerolding. Die Basis der Flur dürfte dem präquartären Untergrund in etwa 390 *m* Seehöhe aufliegen, was einer relativen Höhe von ungefähr 180 *m* über dem Strombett gleichkommt. 1964 hatte der Berichterstatter dieses Schottervorkommen jenem vom Pöverdinger Wald gleichgestellt. Mit der Höhenkorrektur der Kuppe des Pöverdinger Waldes auf dem neu erschienenen, topographischen Kartenblatt Obergrafendorf 1 : 50.000 von vorher über 420 *m* auf jetzt etwas mehr als 360 *m* ist der Vergleich aber hinfällig geworden. In Zukunft muß die Flur des Pöverdinger Waldes mit dem ungefähr 130 *m* über der Donau sich entwickelnden Niveau von Knocking (W. Fuchs, 1971) parallelisiert werden.

Am Nasenberg südöstlich von Traismauer liegen ab etwa 290 *m* Seehöhe (105 *m* über dem Fluß) in den Äckern mäßig dicht gelagerte Quarz- und Kristallinschotter, aber auch Komponenten aus den Flysch- und Kalkbergen sind vertreten. Das winzige Geröllvorkommen, dessen Sockeloberkante aber während des Kartierens zweifelsfrei erfaßt werden konnte, ist der Terrasse von Rosenfeld (J. Fink, 1961) westlich der Wachau anzuschließen.

Im gleichen, nach Norden abfallenden Hang des Nasenberges beißen noch zwei weitere flächenmäßig sehr kleine Terrassenschotterreste aus. Ihre deutlich in 90 *m* relativer Höhe über dem Strom den Oncophora-Schichten aufruhende Basis läßt den Vergleich mit dem Schneiderberg-Niveau (W. Fuchs, 1963) zu. Vorwiegend feinkörnige, seltener grobe Komponenten aus Quarz, weniger häufig aus Kristallin und vereinzelt auch aus Kalkalpengesteinen bedecken in dichter Streu die Felder. Insgesamt sind die der Abtragung entronnenen Liegendanteile des ehemaligen Geröllkörpers nur mehr zwei bis drei Meter mächtig.

Morphologisch überhaupt nicht mehr wirksam werdende Reste der Schotterflur S Traismauer (W. Fuchs, 1970) finden sich auf dem Venusberg südlich von Traismauer und auf dem Fuxberg nordwestlich von Ahrenberg. Sie liegen zirka 65 *m* über dem Donauwasser (250 *m* Seehöhe) dem Tertiär auf. Es dominieren fein- bis mittelkörnige Quarzschotter und -grobkies, andere Geröllarten fehlen. Seltene Komponenten mit einem Durchmesser bis über 10 *cm* und die mehr oder minder ausgeprägte Ferretisierung aller Schotter lassen jedoch die Möglichkeit etwa hier angetroffener Quarzkieslagen der Oncophora-Schichten ausschließen. Dieses lokale Terrassenelement östlich der Wachauer Talenge war westlich davon bisher nicht vermerkt worden. Seine tatsächliche Existenzberechtigung und Selbständigkeit wird indessen durch eine entsprechende Geröllldecke der Traisen unterstrichen.

Unmittelbar südlich bzw. südöstlich von Traismauer sind schmale Leisten der Terrasse von Lehen (W. Fuchs, 1964) erhalten geblieben. Die die Berglehnen hinaufziehenden Hohlwege erschließen bis 5 *m* dicke Schotterkörper, deren Geröllkomponenten meist fein-, seltener grobkörniger Quarz und auch Kristallin und Kalkalpensedimente stellen, die partienweise konglomeriert sein können. Die Oberkanten der Tertiärsockel erheben sich etwa 25 *m* über den Strom.

Im Hohlweg von Ahrenberg hinauf zum Seelackenberg scheinen im Löß zwei undeutliche, 20 bis 100 *cm* dicke, fossile, hellrötlichbraune Verlehmungszonen in terrassenmorphologisch nicht fixierbarer Position auf. Sie fallen in spitzem Winkel schräg zum Weg talwärts ein. Hangaufwärts zeigt die liegende der beiden Leimen einen zirka 1 *m* mächtigen, aus sehr großen Lößkindeln bestehenden Ca-Horizont. Ihrer Farbintensität nach kommen die Braunlehmlagen der letztinterglazialen Göttweiger Bodenbildung nahe.

Die Terrassen der Traisen

Die tertiären Hügel, die den Unterlauf der Traisen und den Oberlauf der Fladnitz begleiten, tragen eine vielfach gestufte Reihe Schotter führender Fluren, deren höhere, ältere Anteile bereits weitgehend morphologisch aufgelöst sind. Alle Geröllhorizonte gleichen sich jedoch in der Zusammensetzung ihrer Schotterkörper. Es sind frische Traisenschotter, hauptsächlich kalkalpines Material, aber auch nicht selten widerstandsfähigere Gesteine aus der Flyschzone. Die Niveaus über den Äquivalenten des Älteren Deckenschotters zeigen örtlich im gesamten Profil einer jeden einzelnen Terrasse das mehr oder minder dichte Auftreten grober, mäßig abgeschliffener Blöcke alpiner Herkunft. Kristallinnahe Vorkommen führen überdies manchmal kaum kantengerundete Lokalkomponenten (Granulit), etwas häufiger beobachtet man noch feinkörnige, gut abgerollte Quarzschotter, deren Bezug sich leicht aus aufgearbeiteten Kieslagen der Oncophora-Schichten erklärt.

Beim Versuch, die pleistozäne Geschichte des unteren Traisentales abzuwickeln und damit die Ursachen der allmählichen Formung des uns heute vertrauten Landschaftsbildes zwischen St. Pölten und Traismauer zu erhellen, muß zuvor auf spezifische Eigentümlichkeiten des gesamten Flußlaufes eingegangen werden. Diese Besonderheiten unterscheiden nämlich sehr deutlich die Traisen von ihren westlichen und östlichen Gerinnenachbarn (vor allem der Pielach bzw. der Perschling und Tulln). Die Traisen durcheilt fast ungebrochen auf kürzestem Weg in Süd—Nord-Richtung die alpinen Ketten und das anschließende, tertiäre Vorland. Dabei liegt das Einzugsgebiet ihrer Quellen relativ hoch und war während der Kaltzeiten vergletschert (Hofalpe, Großer Göller und Gippel; N. Krebs, 1903; A. Penck & E. Brückner, 1909; A. Tobner, 1927; G. Götzinger, 1938). Die dadurch bedingte, beträchtlich vermehrte Geröllfracht hatte im engen Talquerschnitt innerhalb der Kalk- und Flyschberge wiederholte, mächtige Auf- und Verschüttung, am Austritt in die Molasse hingegen die Bildung von Schwemmkegeln zur Folge, von denen jene in den Deckenschotter-Niveaus noch recht augenfällig erhalten sind. Zuletzt überliefert der Unterlauf des Flusses noch eine

beachtliche Reihe aufeinanderfolgender Terrasseneinheiten in zwar kleinen, aber genau abgrenzbaren Vorkommen wie sonst kein anderes der Donau tributäres Gerinne östlich der Salzach.

Die Entstehung des Traisentales ist aber auf das engste mit dem des Fladnitzbaches und in viel loserer, nur episodenhafter Form auch mit dem der Perschling verbunden. In der Niederung der gegenwärtigen Fladnitz hatte A. PENCK 1903 das Bruchstück eines vormals größeren Tales gesehen, dessen einstiger Oberlauf jedoch an die Traisen durch Anzapfen verlorengegangen wäre. Beweisend hiefür war für ihn das sich scheinbare Eröffnen des Fladnitztalbodens gegen die Traisen hin bei St. Pölten. Dieser Deutung schlossen sich 1905 H. HASSINGER und später noch manch anderer Forscher an. Lediglich A. TOBNER vermeinte 1927 über die Altschotter des Viehofener Kogels hinweg einen Urlauf der Traisen durch das epigenetische Durchbruchstal von Kleinwien zur Donau hin zu erkennen. Die Geländeaufnahmen des Verfassers bestätigten diese Auffassung. Die Verteilung und Höhenanordnung der Vorkommen der alten Traisenschotterareale beschwören eine recht lebhafte Geschichte des Unterlaufes der Traisen zirka von St. Pölten flußabwärts (Abb. 5).

Das höchste, erhalten gebliebene Traisenniveau findet sich N Untermamau (W. FUCHS, 1968). Fein- bis grobkörnige, manchmal konglomerierte, mäßig bis gut gerundete, häufig plattelförmige Gerölle aus verschieden gefärbtem Quarz, aber auch nicht zu selten aus Kalk- und Flyschgesteinen und aus kristallinem Material, wobei letzteres aus schlecht abgerolltem Granulit der näheren Umgebung besteht, bauen den nur wenige Meter mächtigen und eng begrenzten Rest einer früher weit verbreiteten Schotterdecke auf. Ihre Grundfläche ruht in etwa 130 *m* relativer Höhe (370 *m* Seehöhe) über dem heutigen Traisenspiegel im entsprechenden Talquerschnitt. So winzig und unbedeutend dieses Relikt auf den ersten Blick erscheinen mag, so wichtig sind doch die daran zu knüpfenden, paläogeographischen Aussagemöglichkeiten. Diese kargen Spuren belegen ja erstmals für die Traisen und, in Gesamtschau die anderen in die Donau mündenden Flüsse vom Inn ostwärts bis nach Wien überblickend, in einmaliger Weise frühes, pleistozänes Geschehen an einem Nebengerinne. Der Enge der Alpen entronnen, mäandrierte die Traisen in den lockeren, tertiären Sedimenten der Molasse in breiter Front, dabei auch das Gebiet der gegenwärtigen Fladnitz bestreichend, und gabelte sich südlich des Schauerberges E Statzendorf in einen westlichen, schmalen, über Meidling und Kleinwien der Donau entgegenfließenden Arm und in einen zweiten östlichen, breiten, in etwa sich mit dem heutigen Verlauf der Traisen deckenden, untersten Flußabschnitt.

Darunter folgt die Kölbling-Flur (W. FUCHS, 1968) mit einer Grundfläche ungefähr 105 *m* über der Traisen (330 *m* über dem Meeresspiegel). Die aus den Flysch- und Kalkbergen stammenden Komponenten sind fein- bis grobkörnig (NW Anzenhof konnten basal Gerölle mit Durchmessern bis 1 *m* festgehalten werden). In den tieferen Teilen der Schotterkörper läßt sich eine gewisse Anreicherung feinkörniger Quarzgerölle und daneben noch das seltene Auftreten winziger Kristallinbröckchen vermerken, die von aufgearbeiteten Oncophora-Schichten und Jüngeren Melker Sanden herrühren. Die in ihrer überlieferten Mächtigkeit stark schwankenden Schottervorkommen bilden die Kuppen des Hohen und Großen Kölbling W Herzogenburg und die des Kirchbühels in der Wölblinger Bucht. Die Verbreitung dieser Terrassenreste korrespondiert sehr schön mit der breiten Talöffnung über der Fladnitzschlucht S Meidling im Thale und stellt den beim Niveau N Untermamau dargelegten, uralten Traisenverlauf augenfälliger unter Beweis.

Einen selbständigen Schotterwurf stellt die Terrasse des Viehofener Kogels (W. FUCHS, 1968) vor, ihre Schotterunterkante befindet sich zirka 75 *m* über dem Fluß, was im Talquerschnitt auf der Höhe des Viehofener Kogels einer ungefähren Seehöhe von 320 *m* gleichkommt. Die fein- bis mittelkörnigen, alpinen Gerölle sind in morphologisch aufgelöster Form und in meist nur geringer Dicke vom Viehofener Kogel nord-

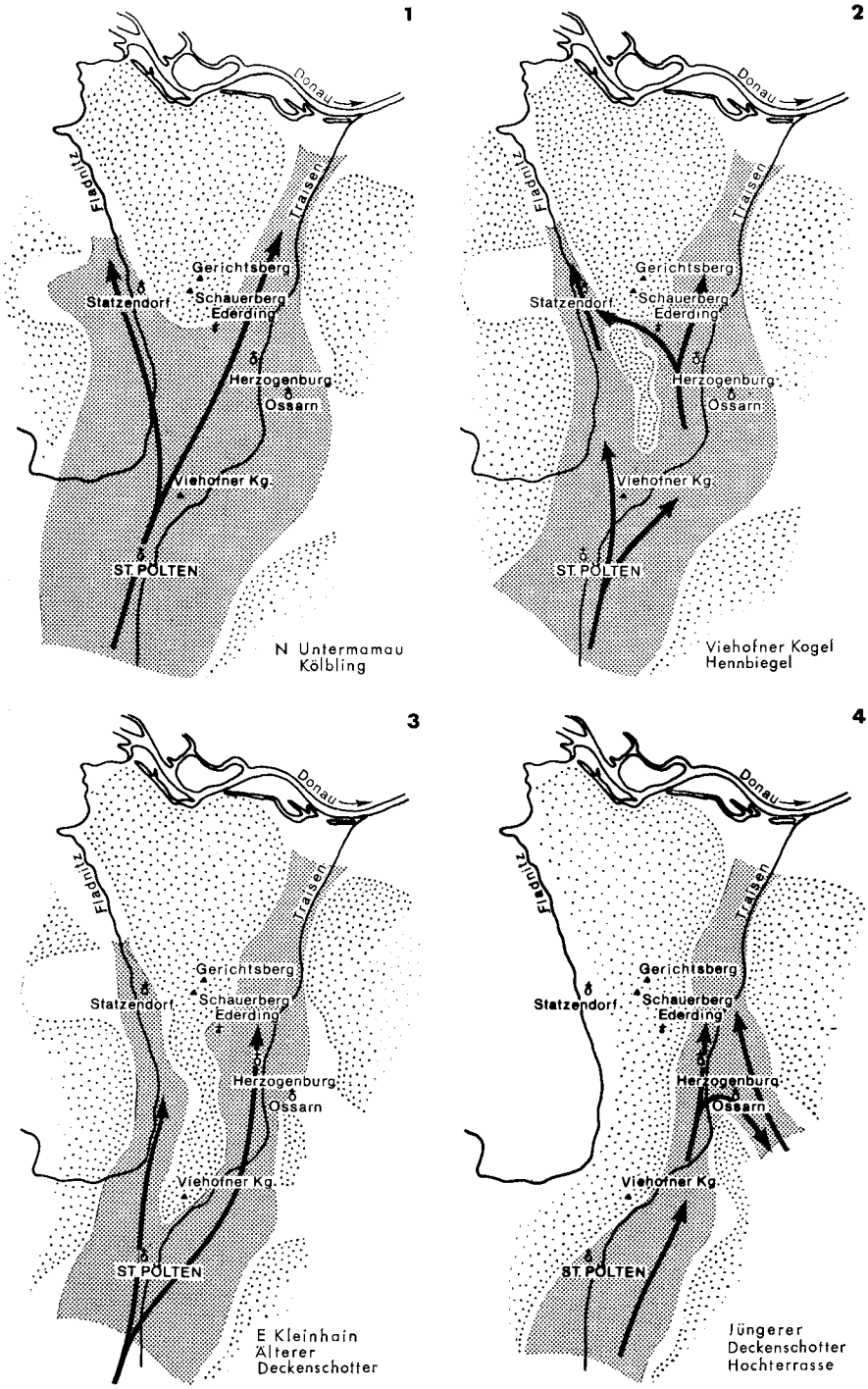


Abb. 5: Paläogeographie des unteren Traisentales während des Pleistozäns.

wärts bis E Zagging und auf der Kuppe des Graßberges NE Wasserburg verbreitet. Die Ablagerungen der damaligen Traisen bedeckten also weiterhin neben dem Gebiet der heutigen Traisen auch noch jenes der gegenwärtigen Fladnitz. Die Aufspaltung des Traisenvorläufers fand aber schon südlicher statt, etwa auf der Höhe von Unterradlberg, das zu jener Zeit sehr niedere Hügelland von da bis zum Nordfuß des Großen Kölbling ragte bereits inselartig heraus. Bei Fugging entzog die Urtraisen ihrem westlichen Arm beträchtliche Wassermengen, die über die Depression von Weidling über Ederding ostwärts abflossen.

Dieses mit Hilfe der Flurenreste des Niveaus Viehofener Kogel abgeleitete, alte Flußsystem des Traisenunterlaufes wird durch die Verbreitung der bescheidenen, aber aufschlußreichen Parzellen der Schotterebenheit vom Hennbiegel (W. FUCHS, 1968) in seinem tatsächlich einstigen Bestand bestärkt. 70 *m* über dem Traisenbett gelegen (315 *m* über NN), führt auch diese Terrasse frisches Alpengerölle, das basal Komponentendurchmesser bis über 40 *cm* erreichen kann. Die Querverbindung der beiden Flußarme der Traisen bei Weidling—Ederding wird durch ein in entsprechender Höhe entwickeltes Schottervorkommen E Weidling belegt, das aber vor einigen Jahren bei der Anlage eines Weingartens von großen Räumgeräten gänzlich abgetragen worden ist.

Durch ihr Eingebettetsein im westschauenden Gehänge des aus Oncophora-Schichten bestehenden Hügelzuges zwischen Fladnitz und Traisen erweisen die Terrassenrelikte E Kleinhain (W. FUCHS, 1968; 65 *m* relative Höhe bzw. 305 *m* Seehöhe) in sehr schöner Weise die Vortraisen weiterhin als Benützerin unter anderem dieser heute von der Fladnitz durchflossenen Niederung. Derselben Geröllflur gehören die in vergleichbaren Höhenlagen antreffbaren Schotter im Westhang des Graßberges bei Wasserburg an. Die Traisen verzweigte sich damals also schon südlich des Viehofener Kogels, Querverbindungen bestanden keine mehr. In der bereits verschütteten Schottergrube östlich des Dorfes Kleinhain konnte der Aufbau des Terrassenkörpers studiert werden. Der 7 *m* mächtige, mittel- bis grobkörnige, teilweise konglomerierte Schotter aus Kalkalpen und Flyschzone zeigte sehr häufig und nicht nur an der Basis bloß kantengerundete Komponenten bis 1 *m* Durchmesser. Selten waren Quarzkiesel als Umlagerungsprodukte aus liegenden Oncophora-Schichten zu sehen.

Erosionsreste von Äquivalenten des Älteren Deckenschotters (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1901) stehen verschiedentlich um Nadelbach SW St. Pölten im Gelände an und sind durch den zirka 25 *m* betragenden Höhenabstand zum Traisenspiegel deutlich von den Flächenresten des Jüngeren Deckenschotters trennbar. Weitere Vorkommen konnten S Weidern, bei der Kapelle von Unterradlberg, W Herzogenburg und W Wielandsthal in die Karte eingetragen werden. Bemerkenswert hiezu ist der von Süden nach Norden zunehmende Betrag des relativen Höhenunterschiedes der Schottergrundflächen, der, wie schon eingangs erwähnt, bei Nadelbach etwa 25 *m* ausmacht und westlich Wielandsthal sich auf über 40 *m* steigert. Hier kommt klar die hohe, schwemmkegelartige, günzzeitliche Verschüttung des Tales am Alpenausgang zum Ausdruck. Der Aufbau des Schotterkörpers gleicht, was Art und Abkunft des Materials anbelangt, den bisher beschriebenen, die Größe der Komponenten bleibt aber zurück, es liegen nur mehr fein- bis mittelkörnige Gerölle vor, gröbere Formate sind selten. Paläogeographisch läßt sich eine fortgesetzte Benützung des gegenwärtigen Fladnitztales durch die Traisen mit dem heute wasserscheidenden Vorkommen S Weidern wahrscheinlich machen.

Schottervorkommen, die dem Jüngeren Deckenschotter (A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1901) gleichgesetzt werden können, finden sich westlich von St. Pölten recht häufig, wenn auch morphologisch kaum mehr wirksam; zusätzlich konnte noch ein solches N Franzhausen ausgeschieden werden. Auch hier ist die wachsende, auf die schwemmkegelartige Natur der mindelzeitlichen Aufschüttung des unteren Traisenbodens zurückzuführende Höhenzunahme der Tertiärsockeloberkanten feststellbar.

Westlich St. Pölten sind es ungefähr 15 bis 17 *m*, bei Franzhausen schon 25 *m*. Dieses Niveau hat ebenfalls ein frisches, uns bereits vertrautes Geröllspektrum fein- bis mittelkörniger Schotter aus den Kalkalpen und der Flyschzone. Die noch bestehende Westwand der großen Ziegelgrube an der Bundesstraße 1 unmittelbar westlich von St. Pölten öffnet ein interessantes Deckschichtenprofil über dem Jüngeren Deckenschotter (Abb. 6):

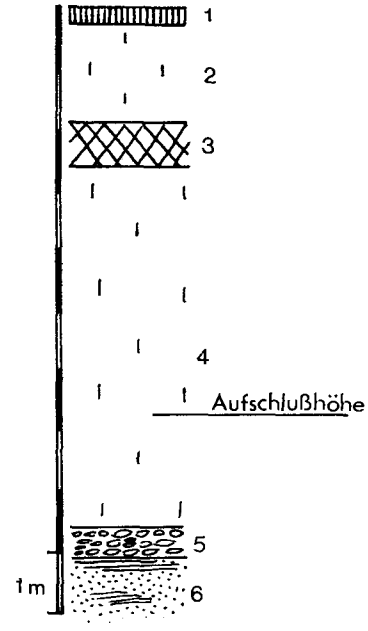


Abb. 6: Ziegelei W St. Pölten. Stand Mai 1969.

Unter dem rezenten Humus (1) folgen 1 bis 1·5 *m* Lehm (2), dann 50 bis 70 *cm* dunkelbrauner, etwas rötlicher, fossiler Boden (3) (die Göttweiger Verlehmungszone) und weitere 6 *m* Lehm und Löß (4). Die Basis bilden im Norden des Aufschlusses — allerdings jetzt nicht einzusehen — geringmächtige, höhenmäßig dem Jüngeren Deckenschotter zuordenbare Schotter (5) und schließlich Sande und Tone der Oncophora-Schichten (6). Im südlichen Teil der Ziegelei ist aber zeitweilig der Robulus-Schlier ohne dazwischenbefindliche Schotter zu beobachten.

Die der Mindel-Kaltzeit vorangegangene, interglaziale Wärmeperiode hatte das Traisenbett in einer Weise vertieft, daß die Verbindung zum Bereich des heutigen Fladnitztales abriß. Die Traisen floß, den konserviert gebliebenen Spuren folgend, im nun bekannten Talverlauf. Die weite, von der Urtraisen geschaffene Niederung westlich davon beherbergte ab jetzt ein unbedeutendes und damals erst entstandenes Lokalgerinne, den Fladnitzbach.

Die Hochterrasse (A. Penck & E. Brückner, 1901) ist in unserem Kartenausschnitt flächenmäßig bedeutender ausgebildet und morphologisch wirksam. Sie findet sich linksufrig zum Teil nur in kleinen, vielfach kolluvial verschütteten Relikten W bzw. NW Herzogenburg, zwischen Wielandsthal und Getzersdorf, E Reichersdorf und zwischen Franzhausen und Wagram ob der Traisen. Der frische, fein- bis mittelkörnige Alpenschotter führende, teilweise konglomerierte Geröllkörper ist erosiv verschieden stark reduziert und trägt keine Deckschichten. Dagegen beschrieb R. Grill 1957 rechtsufrig, von den kärglichen Leisten bei Wasserburg abgesehen, auf der Traisen-Hochterrasse zwischen Ossarn und St. Andrä eine drei Dezimeter dicke, fossile Boden-

bildung mit liegendem Ca-Horizont und hangendem Löß (die Göttweiger Leimenzone). Der Sockel der Schotterflur streicht nirgends aus. Während der Riß-Kaltzeit durchfloß also die Traisen bereits das uns heute bekannte Tal, doch kam es doch noch zu kurzfristigen, wieder rückgängig gemachten Verlegungen des unteren Flußbettes. A. GRUND berichtete 1901 vom Vorkommen höher gelegener, kalkalpiner Schotter im unteren Perschlingtal, das selbst nur in der Flyschzone wurzelt. 1907 zog F. A. ZÜNDEL daraus die Konsequenzen und deutete diese Areale als Traisen-Hochterrasse, was die ausgreifenden Kartierungen von R. GRILL schließlich bestätigten. Ungefähr N Ossarn muß die Traisen, wahrscheinlich zeitweilig durch den Absatz ihres eigenen Schuttes am Fortsetzen des Weges nach Norden behindert, auch die Richtung nach Osten durch die Perschling-Niederung eingeschlagen haben.

Zeitlich nicht enger faßbare, ältere Lokalschotter formen die flache Kuppe W bzw. SW Hausheim in der Wölblinger Bucht. Sie bestehen aus grobem, eckigem Granulit der Umgebung und aus feinkörnigen, gut gerollten Quarzkieseln, die aufgearbeiteten Oncophora-Schichten entstammen. Die Gerölle belegen damit die Existenz örtlicher, die Osthänge des Dunkelsteiner Waldmassivs herabziehender Vorläufer der Bäche von Grünz und Oberwölbling.

In der ehemaligen Ziegelei bei Wielandsthal, NW Herzogenburg, entblößt die teilweise bereits einstürzende, nördliche Abbauwand über zirka 4 *m* Löß eine etwa 1·7 *m* mächtige, in den oberen 0·5 *m* besonders deutlich rotbraun gefärbte, wegen ihrer Gesamtdicke wahrscheinlich zusammengeschwemmte, fossile Bodenbildung, darüber nochmals etwa 3 *m* Löß lagern. Dieses schon von J. BAYER und G. GÖTZINGER geschilderte Vorkommen einer terrassenmorphologisch nicht näher zuordenbaren Verlehmungszone stellt ihrer Farbintensität halber, der allgemeinen Auffassung zustimmend, den präwürmzeitlichen Verwitterungshorizont von Göttweig vor.

Auch im Lößlehm erfüllten, den Schauerberg ostwärts herabziehenden Hohlweg streicht die besagte, hier zirka 0·5 *m* dicke Rotlehmschichte aus.

Die Terrassen der Pielach

40 *m* über dem Flußbett (etwa in 280 *m* Seehöhe) liegen auf der Höhe des östlichen Steilufers zwischen Uttendorf und Loipersdorf geringmächtige, morphologisch aufgelöste Reste des Älteren Deckenschotters. Es sind fein- bis mittelkörnige, aus Kalkalpen und Flyschzone verfrachtete, frische Gerölle. Der augenfällige, relative Höhenunterschied der Basis des Älteren Deckenschotters der Pielach (40 *m*) zu jener der Traisen (25 *m*) auf dem Breitengrad von St. Pölten findet seine Erklärung — wie schon weiter oben ausgeführt — in der mächtigen Talverschüttung innerhalb des Gebirges und in den schwemmkegelförmigen Materialanhäufungen der Traisen am Alpenaustritt.

Im Bereiche Haindorf—Pottschollach prägt die Hochterrasse mit unterschiedlich gut überliefertem und wechselnd hohem Abfall und mit von Deckschichten entblößter Oberfläche die Pielach-Niederung, soweit sie noch auf unserem Kartenausschnitt getroffen wird. Der Geröllkörper selbst, aus fein- bis mittelkörnigen, frischen Alpenschottern aufgebaut, erscheint vielfach merklich erosiv reduziert, so daß die Flur wellig ist und im erfaßten Gebiet nicht gerade charakteristisch ausgebildet genannt werden darf. Die Terrassenbasis ist nirgends erschlossen. Im Westen wird das Niveau von der Sierning begrenzt. S Pottschollach, am westlichen Ufer dieses in der Flyschzone entspringenden Gerinnes, konnte noch ein weiteres Vorkommen von Pielach-Hochterrassenschottern entdeckt werden, was die Entstehung der breiten, heute nahezu funktionslosen Furche Rohr—Loosdorf beleuchtet. Zumindest während des Riß' mußte die Pielach bei der Akkumulation ihrer Geröllfracht dem Sierningbach den gegenwärtigen Zulauf zum Mutterfluß bei Eibelsau versperrt haben. Die Sierning entwässerte

damals von Knetzersdorf über Rohr und mündete erst bei Loosdorf in die Pielach. Damit fand ein schon von F. A. ZÜNDEL 1907 geäußerter Gedanke seine schöne Bestätigung.

Die Terrassen der Perschling

Die Kartenbeilage zeigt nur zwei kleine Parzellen von Jüngerem Deckenschotter E bzw. SE Ossarn. Die von diesem Dorf nach Süden und Südosten führenden Hohlwege erschließen z. B. sehr gut die hochgelegenen, mehrere Meter mächtigen, aus reinen, fein- bis mittelkörnigen Flyschplattelschottern bestehenden Terrassenkörper. Vermutlich mündete während der Mindel-Kaltzeit die Perschling hier in die Traisen (F. A. ZÜNDEL, 1907; R. GRILL, 1958), da sich, die heutige Perschling-Niederung weiter flußabwärts, keine niveaugleichen Schotterreste mehr finden.

Die möglichen zeitlichen Beziehungen der quartären Terrassenschotter von Donau und Traisen

Schotterfluren, die die klassische Geröllabfolge Älterer Deckenschotter — Niederterrasse bis zu recht beträchtlichem Ausmaß überragen, waren entlang des Donaustromes seit langem bekannt. Daß auch sie wiederholten, prägünzzeitlichen Akkumulationsphasen von Kälteperioden vergleichbarer Klimaschwankungen ihre Entstehung verdankten, dieser Gedanke hatte sich erst zu Beginn der fünfziger Jahre so richtig durchgesetzt. Damit wurde augenscheinlich, daß die hohen Donauschotterreste spurenhafte Hinweise auf landschaftsformende Vorgänge im frühen Pleistozän überlieferten. An Nebenflüssen, die ja die Verbindung des glazialen mit dem periglazialen Raum herstellten, waren auf österreichischem Gebiet nördlich der Alpen derartige Altschottervorkommen nur an der Salzach (z. B. Eichwald-Geinberg, Federnberg und Geiersberg) im Westen und an der Traisen im Osten bis heute bekannt geworden. Diese beiden Gerinne belegen in einmaliger Form den Zusammenhang der hochgelegenen, Gerölle führenden Eben-

Tabelle 2

Zeit	Terrassen-Gliederung	Relativer Höhenabstand der Terrassen-Basen vom Donauspiegel
Holozän	Jüngere Anteile der heutigen Talböden (D, T, Pi)	
Jungpleistozän	Niederterrasse — Ältere Anteile der heutigen Talböden (D, T)	
Mittelpleistozän	Hochterrasse (T, Pi)	
Altpleistozän	Äquivalente des Jüngeren Deckenschotters (T, Pe) und Schotter der Terrasse von Lehen (D)	25 *m*
	Äquivalente des Älteren Deckenschotters (T, Pi)	45 *m*
Ältestpleistozän	Schotter der Terrasse S Traismauer (D) und E Kleinhain (T)	65 *m*
	Schotter der Terrasse vom Hennbiegel (T)	70 *m*
	Schotter der Terrasse vom Wachberg (D) und Viehofener Kogel (T)	75 *m*
	Schotter der Terrasse vom Schneiderberg (D)	90 *m*
	Schotter der Terrasse von Rosenfeld (D) und vom Kölbling (T)	105 *m*
	Schotter der Terrasse von Knocking (D) und N Untermamau (T)	130 *m*
? Ober-Pliozän	Schotter der Terrasse N Mauer (D)	180 *m*

heiten an der Donau mit den vergletscherten Alpenregionen, wo alle vergleichbaren Ablagerungen den vielen späteren Erosionen zum Opfer gefallen sind. Beide für die Abklärung der Terrassenmorphologie des östlichen Alpenvorlandes so wichtigen Schottergebiete lagen und liegen zum Teil noch unbearbeitet da. Die Relikte an der Salzach sind zu isoliert und zu weit weg von den Donauschotterarealen, um bisher für diese Zwecke erfolgreich genützt werden zu können. An der Traisen gab es bis vor kurzem keine detailierten, geomorphologischen Aufnahmen. Erst die genaue Kartierung des Verfassers machte die Altschotter dieses Flusses in unmittelbarer Donaunähe der Pleistozänforschung dienstbar.

Die vom Autor an den Schotterfluren der Donau angewandte Methode der Beachtung des relativen Höhenabstandes der Terrassensockeloberkanten bewährte sich auch hier vorzüglich. Unter Berücksichtigung der schon eingangs im Kapitel über die Traisenterrassen angeführten Besonderheiten des Gerinnes ergab sich eine erfreuliche und zwanglose Übereinstimmung der Höhenwerte der Abstände mit jenen am Hauptstrom früher erzielten Daten. Damit konnten fast alle Traisenniveaus in solche der Donau eingebunden werden, was die berechtigte Ausscheidung letzterer unterstreicht (siehe Tabelle 2). Aber auch zu prinzipiellen Fragen, wie etwa der Blockführung von Terrassenkörpern oder der „altersmäßig bedingten" Unfrische des Geröllspektrums, lieferte die vorgelegte Bearbeitung wesentliche Beiträge (vergleiche hiezu W. Fuchs, 1968).

Die heutigen Talböden

Die weiten Niederungen der gegenwärtigen Flüsse haben flächenmäßig großen Anteil am Kartenblatt. Sie mögen dem flüchtigen Betrachter langweilig eben und fachlich wenig ergiebig erscheinen. Dieser Eindruck erweist sich jedoch bei näherem Zusehen als falsch. Denn dem aufmerksamen Wanderer bietet sich alsbald nämlich der breite Talboden der Hauptgerinne über mehr oder minder deutlich entwickelte oder überlieferte Geländestufen ungefähr flußparallel mehrfach gestaffelt dar. Klimabedingte Ereignisse während des Ablaufes der jüngsten Talgeschichte (von der letzten Eiszeit bis in die Gegenwart) hinterließen so bis heute schwer deutbare Spuren. Es sind diese Gebiete somit keineswegs geologische Bereiche nachgeordneter Bedeutung oder gar bereits abgeklärter Sachlage. Gerade in den letzten Jahren ist die Frage nach dem Alter und der Art der Entstehung der Niederfluren durch neue, entscheidende Beobachtungen und Fossilfunde wieder aktuell geworden. Die jüngst publizierten (H. Kohl, 1968; L. Piffl, 1971) und referierten (J. Fink, 1970) Resultate aus dem Donauraum (Linzer Becken, Tullner Feld und Wiener Becken) mit ihren überraschenden und wertvollen Einzelheiten und Daten schenken uns nun erstmals wirklich die Möglichkeit einer räumlich wie zeitlich die Tatsachen treffenden und befriedigenden Erklärung so mancher seit langem bekannter, aber bis jetzt unzulänglich oder unrichtig ausgelegter Erscheinungsbilder. Die auf dem frisch erworbenen Studienmaterial fußenden und angebotenen Deutungsversuche letztglazialen bis holozänen Geschehens können von feldgeologischer Seite allerdings nur mit Vorbehalt angenommen werden und benötigen nicht unwesentliche Korrekturen. Diesem Vorhaben kommen die Gegebenheiten des Arbeitsgebietes des Schreibers entgegen, ja verhelfen ihm sogar zu aktivem Eingreifen in die Diskussion.

Die mehrfache Gliederung des vom Kartenausschnitt betroffenen Bereiches der Donauniederung findet in der am Fuß des tertiären Hügellandes von Traismauer über Gemeinlebarn sich ostwärts erstreckenden Schotterleiste ihre höchste und älteste Staffel. Der frische, bunte, in vielen zum Teil sehr weitläufigen Gruben abgebaute Geröllkörper hebt oberflächlich nackt aus, lediglich in der Nähe der Hügelabhänge im Süden führt er kolluviale Deckschichten. Schon H. Vetters vermerkte in seinen geologischen Aufzeichnungen das Auftreten einzelner Kryoturbationen in den Hangendpartien einer Schottergrube nahe dem Bahnhof Sitzenberg-Reidling. R. Grill meldete isolierte Frostauchungen aus dem in der Geländestufe liegenden Abbau S Frauendorf, der mittlerweile aber verschüttet worden ist.

Im Verlaufe seiner Kartierung stellte auch der Verfasser in einer Schottergrube östlich von Gemeinlebarn das seltene Vorkommen kryoturbater Durchknetungsbilder im Gerölle fest (Abb. 7). Vier bis zu 1·7 *m* tiefe Lehmtaschen waren dort dem bis zu einer Tiefe von 2 *m* durch Frostst auchung durchbewegten Schotterkörper auf engem Raum eingewürgt. Links und rechts davon waren die Schotter ungestört.

Diese hohe Leiste repräsentiert nach Auffassung des Autors einen echten Erosionsrest der würmzeitlich akkumulierten Niederterrasse im Sinne von A. PENCK & E. BRÜCKNER, 1901, und wird deshalb als Älterer Anteil der heutigen Talböden im periglazialen Raum von den jüngeren Abschnitten geschieden. Während der AMPFERschen Schlußvereisung in der Jüngeren Dryas-Zeit des ausklingenden Spätglazials, da das gesamte Gebiet Österreichs noch einmal unter periglazialen Klimaeinfluß geraten war, entstanden die örtlich begrenzt und untief auftretenden Kryoturbationen.

Über eine deutlich in der Landschaft verfolgbare, 4 bis 5 *m* hohe Geländestufe fällt das Niederterrassenrelikt im Tullner Feld zu den Jüngeren Anteilen der heutigen Talböden ab. Mit diesem weiten, noch unbelasteten Begriff umreißt der Verfasser alle morphologischen Elemente unterhalb der echten Niederterrasse, die (spät- bis) postglazialen, im letzteiszeitlich aufgeschütteten Schotterkörper erfolgten, klimaverursachten Eintiefungs- und flächenhaften Umlagerungsprozessen ihre Entstehung verdanken. Die durch niedrige Geländestufen in Richtung zum rezenten Donaubett hin voneinander abgesetzten Teilfelder der Niederflur stellen nach Ansicht des Autors weder über das Spätglazial hinaus fortgesetzt abgelagerte noch nach späteren wiederholten, tiefgreifenden Erosionsphasen selbständig akkumulierte Schotterwürfe dar. Auf ihre komplexe, aber vieles jetzt scheinbar Offengebliebenes sinnvoll schließende Entstehungsweise, wie sie sich allmählich während der Aufenthalte im Gelände gedanklich ergeben und in allerletzter Zeit durch einen im Zeitpunkt glücklich gewählten Besuch eines Großaufschlusses an der Donau in überzeugender Art bestätigt hat, wird noch im folgenden eingegangen werden.

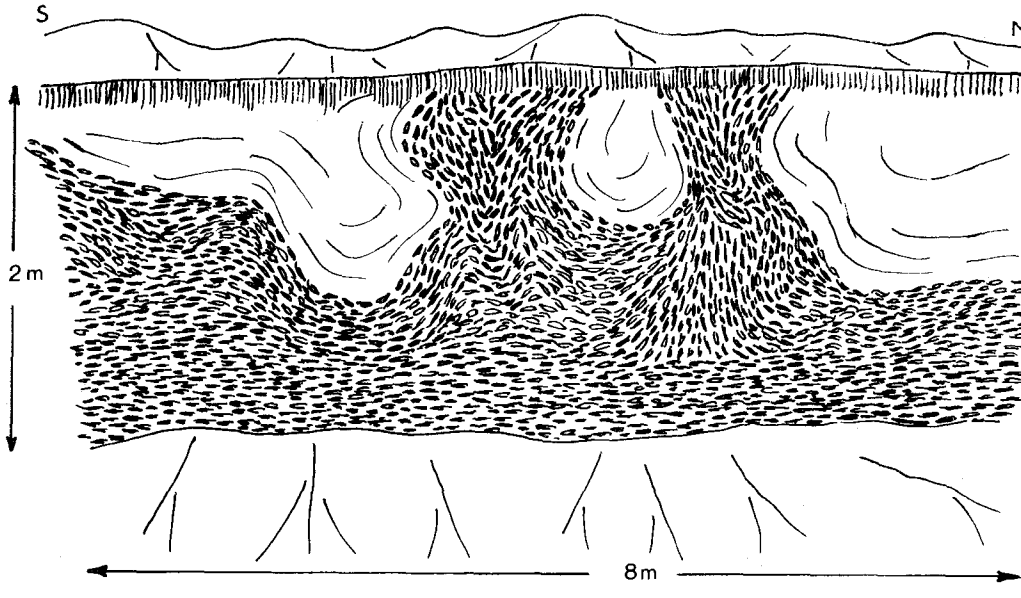


Abb. 7: Schottergrube E Gemeinlebarn. Stand September 1968.

4 bis 5 *m* tiefer als die Niederterrasse liegend, schließt im Norden das erste Teilfeld der Jüngeren Anteile der heutigen Talböden an, im Kartenausschnitt die Ortschaften Stollhofen, Frauendorf und Hilpersdorf tragend. Diese Flur wird im Bereiche des Tullner Feldes das Feld genannt (siehe L. PIFFL, 1971). Die aus geographischen Erwägungen von A. BECKER 1921 gewählte Bezeichnung ist — geologisch richtig verwendet — durchaus brauchbar. Das nördlich angrenzende, später gebildete Donaufeld mit den Dörfern St. Georgen und Preuwitz auf der welligen, noch deutlich die Spuren längst verlandeter Mäanderbildungen zeigenden Oberfläche scheidet der 2 bis 4 *m* hohe, sogenannte Niederwagram. Schließlich säumt noch eine etwa 2 bis 3 *m* hohe Geländestufe das Auland, jenes vor der Regulierung und Strombegradigung zur Gänze von der Donau durchpulste Gebiet.

Der Talboden der Traisen zeigt zunächst bei St. Pölten keine wesentliche Gliederung. Erst von Unterradlberg nordwärts löst sich, anfangs in zwei kleinen Treppen, ab Herzogenburg jedoch in einer ständig auffälliger werdenden Geländestufe eine mächtige Schotterleiste von der Talaue. Zwischen Traismauer und Wagram ob der Traisen beträgt die Böschungshöhe etwa 7 *m*, der Abfall ist sehr markant ausgebildet. Zahlreiche Schottergruben gewähren Einblick in den Aufbau der Terrasse. Es sind fein- bis mittelkörnige, dicht gelagerte und stark kreuzgeschichtete Gerölle aus Kalkalpen und Flyschzone, häufig von mehr oder minder dicken Sandlinsen unterbrochen. Die Schotter haben meist keine Deckschichten, die dünne Krume liegt direkt auf. In den eng aufeinander folgenden Abbauen im ostschauenden Abfall zum Traisenbett, etwa von der Bachmann-Mühle N Herzogenburg bis zur Freilehnmühle SW Traismauer, finden sich in den Schottern sehr selten schmale, schneckenreiche, mergelige „Aulehm"-Linsen. Dieses angewittert sehr lößähnlich wirkende Sediment kommt auch über größere Strecken als in ihrer Mächtigkeit (maximal 0·5 *m*) stark schwankende, oftmals ausdünnende Deckschichte über dem geschlossenen Geröllkörper vor oder ist in isolierten, bis 1·7 *m* tief dem Schotterwurf erosiv eingesenkten Taschen zu beobachten. Das graugrüne, mergelige, schluffige Sediment führt viele Lößschnecken und -kindel, es wird selbst noch durch einen bis 20 *cm* dicken Schotterschleier überlagert. Oberflächennahe Störungen des Geröllgefüges treten relativ häufig auf, konnten aber niemals eindeutig als kryoturbat verursacht identifiziert werden und dürften wahrscheinlich anthropogenen Ursprunges sein.

Diese Traisen-Flur korrespondiert sehr gut mit der Niederterrassenleiste der Donau östlich von Traismauer und wird deshalb ebenfalls als Älterer Talbodenanteil ausgeschieden. Der sehr hohe Abfall zu den Jüngeren Anteilen der Donautalböden beruht auf der Tatsache, daß die Traisen-Niederterrasse im Norden direkt zum Donaufeld hin abbricht.

Der restliche, enge Talquerschnitt erlaubte nicht die Erhaltung jüngerer Talbodenleisten, an die Niederterrasse schließt im Osten gleich die Traisen-Aue an. Dabei macht das von Traismauer gegen St. Pölten hin verflachende „Rückwärtseinschneiden" der Traisen in ihrem würmzeitlich geschütteten Schotter deutlich, daß das treppenförmige Tieferlegen der postglazialen Flußbetten von der Donau ausging und keinen unmittelbaren Bezug zu irgendwelchen glazigenen Vorgängen im Gebirge hatte.

Die Talweite der Pielach zwischen Markersdorf und Haunoldstein nehmen jüngste Anteile der Jüngeren Talböden ein, da sich der oberflächlich ausstreichende Schotterkörper kaum vom schmalen Auland abhebt.

Die anderen ihrer geringen Wasserführung wegen unbedeutenderen Gerinne, wie Fladnitz, Kremnitz u. a., entwässern in relativ breiten, ungliederbaren, ehemals versumpften Talfurchen.

Für das Verständnis der Entwicklungsgeschichte der mehrfach gestaffelten heutigen Talböden im österreichischen Donauraum ist die Kenntnis ihrer allmählichen Erforschung nützlich und notwendig. Die Geologen der ersten schon klassisch

GRILL, R.: Die stratigraphische Stellung des Hollenburg—Karlstettener Konglomerates (Niederösterreich). — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 113, Wien 1957.

GRILL, R.: Über den geologischen Aufbau des Außeralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 44, Wien 1958.

GRILL, R.: Untergrenze und Gliederung des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, S. 125, Wien 1960.

GRILL, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. — Geol. B. A. Wien, Wien 1962.

GRILL, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des nördlichen Weinviertels und zu Blatt Gänserndorf. — Geol. B. A. Wien, Wien 1968.

GRILL, R.: Aufnahmsberichte 1955 bis 1962. — Verh. Geol. B. A. Wien, Wien 1956—1963.

GRILL, R. & KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. — Geol. B. A. Wien, Wien 1954.

GRILL, R. & WALDMANN, L.: Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich. — Jb. Geol. B. A. Wien, *94*, H. 1, S. 1, Wien 1950.

GRILL, R. & WALDMANN, L.: Alpenexkursion I. Alpenvorland und Südrand der Böhmischen Masse. — Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft A, S. 26, Wien 1951.

GRUND, A.: Veränderungen der Topographie im Wiener Becken. — Geogr. Abh., *8*, H. 1, S. 1, Wien 1901.

HAGN, H.: Die Gliederung der bayerischen Miozän-Molasse mit Hilfe von Kleinforaminiferen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, S. 133, Wien 1960.

HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. — Geogr. Abh., *8*, H. 3, S. 361, Wien 1905.

HAUER, F.: Über die Eocängebilde im Erzherzogthume Österreich und in Salzburg. — Jb. Geol. R. A. Wien, *9*, S. 103, Wien 1858.

HAYR, K.: Die Molasse des Alpenvorlandes zwischen Pielachtal und Kirchstetten. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 4—6, S. 49, Jg. 1946, Wien 1947.

HINTERLECHNER, K.: Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rande der Böhmischen Masse. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 2, S. 64, Wien 1914.

HÖDL, R.: Das untere Pielachtal, ein Beispiel eines epigenetischen Durchbruchtales. — Festschr. Gymn. VIII. Bez., S. 71, Wien 1901.

HÖDL, R.: Die Landschaftsformen an der Grenze zwischen der Böhmischen Masse und dem Alpenvorlande in Niederösterreich. — Jb. f. Landesk. v. Niederösterr., S. 1, Wien 1905.

HUSEN, D.: Zum Quartär des unteren Ennstales — von Großraming bis zur Donau. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, S. 511, Wien 1971.

JANOSCHEK, R.: Überblick über den Aufbau der Neogengebiete Österreichs. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, S. 149, Wien 1960.

JANOSCHEK, R.: Das Tertiär in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, H. 2, S. 319, Wien 1964.

KAPOUNEK, J., KRÖLL, A. et al.: Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich. — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., *81*, H. 4, S. 109, Wien 1965.

KAPOUNEK, J., PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Grundzüge und Gliederung von Oligozän und älterem Miozän in Niederösterreich nördlich der Donau. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 217, Wien 1960.

KLAUS, W.: Bericht 1955 aus dem Laboratorium für Palynologie. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 121, Wien 1956.

KLÜPFEL, W.: Die Entstehung der Donau. — Zeitschr. Dtschen Geol. Ges., *80*, S. 282, Berlin 1929.

KOHL, H.: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. — Verh. Geol. B. A. Wien, Sonderheft D, S. 40, Wien 1955.

KOHL, H.: Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsohle bei Linz. — Naturkdl. Jb. Stadt Linz, S. 7, Linz 1968.

KOHL, H.: Quartär und Hydrogeologie des Linzer Raumes. — Geologie u. Paläontologie des Linzer Raumes, Kathalog des Stadtmus. Linz, *6*, S. 71, Linz 1969.

KREBS, N.: Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. — Geogr. Abh., *8*, H. 2, S. 1, Wien 1903.

KRÖLL, A.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil IV: Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen. — Erdöl-Zeitschr., *80*, H. 6, S. 2, Wien 1964.

KÜPPER, H.: Eiszeitspuren im Gebiet von Wien. — Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., *159*, S. 199, Wien 1950.

KÜPPER, H.: Neue Daten zur jüngsten Geschichte des Wiener Beckens. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *94*, S. 10, Wien 1952.

KÜPPER, H.: Wien. — Verh. Geol. B. A. Wien, Bundesländerserie, Wien 1968.

KÜPPER, I.: Vorkommen von *Miogypsina (Miogypsinoides) complanata* SCHLUMBERGER im Chatt der Tiefbohrung Kirchham 1 (Molassezone, Oberösterreich). — Erdöl-Erdgas-Zeitschr., *82*, H. 7, S. 295, Wien 1966.

LECHNER, K.: Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1954. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 45, Wien 1955.

NOWACK, E.: Studien am Südrand der Böhmischen Masse. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 37, Wien 1921.

PAPP, A.: Bemerkungen über Vorkommen und Variabilität der Bivalvengattung *Oncophora*. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 120, Wien 1955.

PAPP, A.: Probleme der Grenzziehung zwischen der helvetischen und tortonischen Stufe im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *49*, S. 235, Wien 1958.

PAPP, A.: Das Vorkommen von *Miogypsina* in Mitteleuropa und dessen Bedeutung für die Tertiärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *51*, S. 219, Wien 1960.

PAPP, A.: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *56*, H. 1, S. 225, Wien 1963.

PAPP, A. & Mitarbeiter: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—2, S. 9, Wien 1968.

PAPP, A., RÖGL, F. & STEININGER, F.: Führer zur Paratethys-Exkursion 1970 in die Neogen-Gebiete Österreichs. — Wien 1970.

PAPP, A. & SCHMID, M.: Zur Entwicklung der Uvigerinen im Badenien des Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 47, Wien 1971.

PAPP, A., STEININGER, F. & RÖGL, F.: Bericht über die Ergebnisse der 3. Sitzung der Arbeitsgruppe Paratethys des Commitee Mediterranean Neogene Stratigraphy 1970 in Wien. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 59, Wien 1971.

PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Die Entwicklung der Uvigerinen im Vindobon (Helvet und Torton) des Wiener Beckens. — Jb. Geol. B. A. Wien, *96*, H. 1, S. 117, Wien 1953.

PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil II: Paläontologisch-biostratigraphische Ergebnisse. — Erdöl-Zeitschr., *80*, H. 3, S. 3, Wien 1964.

PENCK, A.: Das Durchbruchstal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. — Führer 9. Int. Geol. Kongr. in Wien, S. 1, Wien 1903.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, *1*, Leipzig 1909.

PETRASCHECK, W.: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 17—18, S. 310, Wien 1915.

PETRASCHECK, W.: Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpatenrande. — Jb. Geol. B. A. Wien, *70*, H. 3—4, S. 255, Wien 1921.

PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. — *2*, S. 276, Kattowitz 1929.

PETTERS, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. — Petroleum, *32*, H. 5, S. 10, Wien 1936.

PIFFL, L.: Zur Gliederung des Tullner Feldes. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, *75*, S. 293, Wien 1971.

POSEPNY, F.: Oligocene Schichten bei Pielach nächst Melk. — Jb. Geol. R. A. Wien, *15*, H. 3, S. 165, Wien 1865.

REICH, H.: Seismische Probleme im Alpenvorland. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—3, S. 55, Jg. 1945, Wien 1947.

RÖGL, F.: Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich), Ottnangien (Untermiozän). — Naturkdl. Jb. Stadt Linz, S. 213, Linz 1969.

RÖGL, F. & STEININGER, F.: *Miogypsina (Miogypsinoides) formosensis* YABE & HANZAWA, 1928 (Foraminiferida) aus den Linzer Sanden (Egerien-Oberoligozän) von Plesching bei Linz, Oberösterreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *62*, S. 46, Wien 1970.

RZEHAK, A.: Beiträge zur Kenntnis der Tertiärformation im außeralpinen Wiener Becken. — Verh. naturf. Ver. Brünn, *21*, Abh., S. 31, Brünn 1883.

SCHAFFER, F. X.: Das prämiozäne Donautal in Österreich. — Zbl. f. Min. etc., Abt. B, S. 265, Stuttgart 1927.

SCHAFFER, F. X. & GRILL, R.: Die Molassezone — ex: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, S. 694, Wien 1951.

SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmischen Masse. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *16*, S. 89, Wien 1966.

gewordenen Erkundungsphase betrachteten die Flächen als alluvial gebildet, weil beachtliche Teile davon noch von den Mäandern und Auengürteln der geschichtlich faßbaren Donau und ihrer Zuflüsse eingenommen werden. Bei dem Stand der Dinge verblieb es durch viele Jahrzehnte. Die Sachlage änderte sich jedoch ab 1950 durch neue Beobachtungen umwälzend. Damals beschrieb H. KÜPPER, erstmals daraus Folgerungen ziehend, aus dem Donaugebiet eine basale Blocklage von der Prater-Terrasse bei Süßenbrunn. Das ziemlich grobe Blockwerk wäre zumeist bloß kantengerundet, einige wenige Komponenten ließen sogar prachtvolle Gletscherkritzungen erkennen. Die von C. EXNER durchgeführten, petrographischen Untersuchungen erwiesen etwa 78% des Gesteinsmaterials als aus der Böhmischen Masse, den Rest aus Flyschzone und Kalkalpen stammend. Da sich in der Schottergrube auch noch Molaren von Mammut und in einem Abbau bei Gerasdorf Geweihrelikte eines Riesenhirschen fanden, schien die letzteiszeitliche Aufschüttung des Schotterkörpers auch paläontologisch belegt, die Blöcke wurden als frühglazial durch Eisdrift herangefrachtet erklärt. Weil vergleichbare Blockpackungen auch in älteren, sicher pleistozänen Terrassen des Wiener Stadtbereiches (Stadt- und Arsenal-Terrasse) von H. KÜPPER 1950 beobachtet wurden, war damit eine zusätzliche Bestätigung kaltzeitlicher Akkumulation gefunden. Seither galt die Prater-Terrasse als würmzeitlicher Schotterwurf, die holozänen Ablagerungen erschöpften sich in den dünnen Silt- und Aulehmdeckschichten des rezenten Aulandes. Während R. GRILL sich gedanklich nur zögernd (1954 bis 1968), kartenmäßig hingegen nie diesem Vorstellungsbild anschloß (die gesamte Prater-Terrasse behielt bis zuletzt die weiße Farbe des Holozäns), baute J. FINK in der Folge dieses Konzept noch weiter aus. Die weiten Flächen der nun stratigraphisch mit der alpinen Niederterrasse gleichgesetzten Prater-Terrasse und ihr vergleichbarer Niveaus donauaufwärts wären frühglaziale Vorstoßschotter. Da die Oberkante des Untergrundes (der „Terrassensockel") für das gesamte Profil der jungen Talbodenanteile sich der vielen Bohrdaten wegen überall als gleich hoch herausgestellt hatte, entsprächen die einzelnen nur oberflächlich eingetieften Teilfelder der Niederterrasse bloßen durch freiwerdende Schmelzwässer im Spätglazial bedingten Erosionsformen.

Zur Revision dieser allgemein akzeptierten Anschauung zwingen indessen neue, schwerwiegende Forschungsergebnisse. Seit langem war das seltene Vorkommen alter Baumstämme in den jungen Donauschottern bekannt. 1968 machte sie H. KOHL erstmals für den österreichischen Raum mit Hilfe der Radiokarbon (C^{14})-Datierung Gliederungszwecken der Donauniederung im Linzer Becken nutzbar. Für die altersmäßige Beurteilung der jungen Talsohlenleisten wäre zunächst deren Verhältnis zu den Donauhochwässern von Wichtigkeit. Die Niederterrassenfelder (Oberes und Unteres) wären selbst von katastrophalen Überschwemmungen (z. B. 1899 und 1954) verschont geblieben, alle tieferen Elemente (wie Oberes und Unteres Hochflutfeld und Auland) würden zumindest bei gelegentlichen Höchstständen bzw. regelmäßig noch überflutet. Allen Teilfeldern gemeinsam wären, durch zahlreiche Bohrdaten belegt, ein etwa gleich tiefliegender, präquartärer Sockel und darauf eine basale Blocklage, deren Entstehung jedoch von H. KÜPPERS Deutung verschieden ausgelegt wird. Das grobe Geröll wird, den eigenen petrographischen Analysen und der genetischen Erklärung H. GRAULS folgend, aus dem näheren Bereich des Donautales selbst abgeleitet. Während der feucht-kühlen Klimaperiode des Frühglazials hätten Fließerdebildungen und Blockmeere in den benachbarten, flußaufwärts gelegenen Engstellen des Stromes gewaltige Gesteinslasten über die steilen und damals noch stark übertieften Ufer ins Donaubett gebracht. Jahreszeitlich bedingte Hochfluten nur wären in der Lage gewesen, das Material weiter hinaus in die Ebene fortzubewegen, daher die meist als gut zu bezeichnende Abrollung der Kanten des Blockwerks. Gletscherkritzungen fehlten, Ferntransport durch Eisdrift läge nicht vor. Im Hangenden der Blocklage spiegle sich von nun ab im Profil der einzelnen Talsohlenleisten ihre verschiedene Geschichte. In der Schichtsäule des Oberen Niederterrassenfeldes folge auf die frühglaziale Blocklage der hochglazial geschüttete

Schotterkörper, der mit den vergleichbaren, fluvioglazialen Niveaus an Traun und Enns verknüpft werden könne. Das bestätige neben dem Fund von Mammutstoßzahnfragmenten die letzteiszeitliche Anlage des morphologischen Elementes. Während des Kälterückfalles in der Jüngeren Dryas-Zeit wäre ein schwacher, im Alleröd entstandener Boden den Schottern oberflächlich durch Frostaufbrüche eingewürgt worden. Einer eigenen Aufschotterungsphase nach unbestimmt tiefgreifender Erosion während des Alleröds entspräche das Untere Niederterrassenfeld in der Jüngeren Dryas mit vollständiger, frühglazialer und rudimentärer, hochglazialer Terrassenbasis. Sie erwiese sich durch unabhängige Sedimentationsrhythmen im Aufschluß und durch ihre mehrere Meter niedrigere Ebenheit im Gelände als vom Oberen Niederterrassenfeld selbständig, Mammutreste bezeugten aber auch ihre eiszeitliche Bildung. Im Bereiche des Oberen Hochflutfeldes hätten sich in der Schottergrube Fisching-Asten in 12 *m* Tiefe unter ansehnlicher Grundwasserbedeckung über der erhaltengebliebenen, basalen, frühglazialen Blocklage mehrere horizontgebundene Baumstämme mit z. T. Wurzelstöcken gefunden, die auf keinen weiten Transport schließen ließen. Unter den Holzarten dominiere die Eiche, seltener kämen Ulme, Pappel, Esche und Ahorn vor. Ihre C^{14}-Datierung hätte ein durchschnittliches Alter von 4250 Jahren v. h. ergeben. Die 12 *m* mächtigen Schotter und deren Deckschichten über den Fossilfunden müßten folglich jünger sein als diese. Es schiene sich demnach am Ende des Spätglazials gewaltige Tiefenerosion angehoben zu haben, die beinahe den ganzen Komplex des würmzeitlichen Gerölles durchschnitten hätte. Danach hätte eine neuerliche Sedimentationsphase eingesetzt, zunächst unter augenscheinlich katastrophalen Bedingungen im Atlantikum, weil auf Grund der Holzarten schon über dem allgemeinen Hochwasserbett gelegene Leisten der Harten Aue durch Seitenerorion zerstört worden wären. Die Aufschotterung hätte im Subboreal mit etwa 12 *m* Mächtigkeit ihren Höhepunkt erreicht, das Abklingen wäre jedoch zeitlich nicht zu fassen. Als Ursache der gewaltigen, postglazialen Abtragung wären der Klimawechsel und das dadurch bedingte Aufhören kaltzeitlicher Sedimentation anzuführen. Die Hintergründe der beträchtlichen Aufschotterungsleistung im folgenden wären schwer aufzudecken, denn größere, subboreale Gletschervorstöße wären in unseren Breiten unbekannt. Im Linzer Tankhafen, im Bereiche des Aulandes, wäre man in etwa 11 bis 12 *m* Tiefe knapp oberhalb der Blockschichte und weit unter dem heutigen Grundwasserspiegel auf weitere Holzreste gestoßen. Die Eichenstämme hätten nach der Radiokarbonbestimmung ein Alter von ungefähr 4400 Jahren v. h. Damit müßte angenommen werden, daß die postglaziale Baumstammlage und die früheiszeitliche Blockpackung ohne Rücksicht auf die Oberflächengeländestufen im Untergrund unbeschadet vom Oberen Hochflutfeld bis in das Auland hinausstreichen. Die über den Hölzern befindlichen Schotter wären die Folge noch jüngerer Akkumulationszeiten nach Perioden der Ausräumung, da man etwa in 8·5 *m* Tiefe den Beckenknochen eines Schweren Waldpferdes und andernorts bereits historisch-anthropogene Reste entdeckt hätte. Mit diesen Befunden erwiese sich die Gültigkeit des beispielsweise von K. Brunnacker und R. German & P. Filzer aus den gletschernahen Einzugsgebieten der oberen Donau gemeldeten, spät- bis postglazialen Wechsels von Erosion und Akkumulation nun auch für das gletscherferne Donautal.

Die Daten aus dem Linzer Raum erhielten 1971 durch die Ergebnisse von L. Piffl im Tullner Feld Bestätigung und wertvolle Ergänzungen. Über dem unter allen Talbodenleisten gleich hoch befindlichen Sockel verbreite sich auch hier die bekannte, basale Blockschichte, für deren Genese zusätzliche Beobachtungen im Sinne der bei H. Kohl referierten Ansicht beigesteuert werden könnten. Das „Feld" — das L. Piffl offensichtlich streng im geographischen Sinne auffaßt — wäre südlich der Donau bis über das Spätglazial hinaus aufgeschottert worden, weil sich da noch oberflächlich untief eingewürgte Kryoturbationen fänden. Die entsprechenden Schotterfluren im Norden des Stromes wären jünger akkumuliert und zeigten deshalb keine Frostaufbrüche. In der Schottergrube Neustift im Felde wäre man in 6 *m* Tiefe weit unter dem

Literatur

ABEL, O.: Studien in den Tertiärbildungen des Tullner Beckens. — Jb. Geol. R. A. Wien, *53*, S. 91, Wien 1904.

ABEL, O.: Bericht über die Fortsetzung der kartographischen Aufnahme der Tertiär- und Quartärbildungen am Außensaume der Alpen zwischen Ybbs und Traun. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 16, S. 353, Wien 1905.

ABEL, O., BITTNER, A. et al.: Geologische Karte, Blatt St. Pölten, 1 : 75.000. — Geol. R. A. Wien, Wien 1907.

ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *50*, S. 23, Wien 1958.

ABERER, F.: Das Miozän der westlichen Molassezone Österreichs mit besonderer Berücksichtigung der Untergrenze und seiner Gliederung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, S. 7, Wien 1960.

ABERER, F.: Bau der Molassezone östlich der Salzach. — Zeitschr. deutsch. geol. Ges., *113*, H. 2—3, S. 266, Wien 1962.

Arbeitsgemeinschaft Wiener Geographen: Der Dunkelsteiner Wald. — Geogr. Jahresber. aus Österreich, *11*, S. 66, Wien 1915.

BITTNER, A.: Über das Auftreten von Oncophora-Schichten bei Sct. Pölten und Traismauer in Niederösterreich. — Verh. Geol. R. A. Wien, H. 12, S. 323, Wien 1896.

BRANDTNER, F.: Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich. — Eiszeitalter und Gegenwart, *4—5*, S. 49, Öhringen 1954.

BRANDTNER, F.: Die geochronologische Stellung der paläolithischen Kulturschichte von Getzersdorf, NÖ. — Mitt. Prähist. Komm. Österr. Akad. Wiss., *7*, S. 124, Wien 1955.

BRAUMÜLLER, E.: Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg. — Erdöl-Zeitschr., *77*, H. 11, S. 509, Wien—Hamburg 1961.

BRIX, F. & GÖTZINGER, K.: Die Ergebnisse der Aufschlußarbeiten der ÖMV-AG. in der Molassezone Niederösterreichs in den Jahren 1957—1963. Teil I: Zur Geologie der Beckenfüllung und des Untergrundes. — Erdöl-Zeitschr., *80*, H. 2, S. 3, Wien 1964.

BUDAY, T., CICHA, I. & SENES, J.: Miozän der Westkarpaten. — Geologický ústav Dionýza Štura, Preßburg 1965.

BUYANNANONTH, V.: Upper Oligocene spores and pollengrains of Klein-Rust in Austria. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, S. A 68, Wien 1967.

CICHA, I.: Kurze Übersicht der Entwicklung der Mikrofauna des unteren und mittleren Miozäns der alpin-karpatischen Becken im Verhältnis zum Oberhelvet — „Karpatien". — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, S. 67, Wien 1960.

CICHA, I., HAGN, H. & MARTINI, E.: Das Oligozän und Miozän der Alpen und der Karpaten. Ein Vergleich mit Hilfe planktonischer Organismen. — Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., *11*, S. 279, München 1971.

CICHA, I., PAULIK, J. & TEJKAL, J.: Bemerkungen zur Stratigraphie des Miozäns des südwestlichen Teiles des außerkarpatischen Beckens in Mähren. — Sbornik ÚÚG, ser. Paleont., *23*, S. 307, Prag 1957.

CICHA, I. & TEJKAL, J.: Zum Problem des sogenannten Oberhelvets in den karpatischen Becken. — Vestnik ÚÚG, *34*, S. 141, Prag 1959.

CICHA, I., TEJKAL, J. & SENES, J.: Zur Frage des Helvets s. str. und zum sogenannten Oberhelvet im paratethyschen Gebiet. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, S. 75, Wien 1960.

CZJZEK, J.: Geologische Zusammensetzung der Berge bei Mölk, Mautern und St. Pölten in Niederösterreich. — Jb. Geol. R. A. Wien, *4*, H. 2, S. 264, Wien 1853.

ELLISON, F.: Über das Tertiär um Loosdorf und Mauer östlich Melk, Niederösterreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 6, S. 139, Wien 1936.

ELLISON, F.: Das Tertiär von Melk und Loosdorf. — Mitt. Alpenl. Geol. Ver., *33*, S. 35, Wien 1942.

FINK, J.: Zur Korrelation der Terrassen und Lösse in Österreich. — Eiszeitalter und Gegenwart, *7*, S. 49, Öhringen 1956.

FINK, J.: Der östliche Teil des nördlichen Alpenvorlandes. — Mitt. Österr. Bodenkdl. Ges., H. 6, S. 26, Wien 1961.

FINK, J.: Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *53*, S. 249. Wien 1961.

FINK, J.: Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *54*, S. 1, Wien 1962

FINK, J.: Die Gliederung der Würmeiszeit in Österreich. — Rep. 6 th Int. Congr. on Quaternary (Warschau 1961), *4*, S. 451, Lódz 1964.

FINK, J.: The Pleistocene in eastern Austria. — Geol. Soc. of America, Spec. Pap. 84, S. 179, Boulder 1965.

FINK, J.: Die Paläogeographie der Donau. — Limnologie der Donau, 2. Lieferung, S. 1, Stuttgart 1966.

FINK, J. & FUCHS, W.: Quartär und Tertiär der Umgebung von Krems und Melk (Exkursionsführer). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *58*, S. 307, Wien 1966.

FINK, J. & GRILL, R.: Tertiär-Quartär- und bodenkundliche Exkursion in das Gebiet zwischen St. Pölten und Loosdorf. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *51*, S. 443, Wien 1959.

FINK, J., GRILL, R. & KÜPPER, H.: Exkursion am 10. Mai 1956 (Deutsch-Wagram—Marchegg—Schloßhofer Platte—Carnuntum). — Mitt. Geol. Ges. Wien, *49*, S. 426, Wien 1957.

FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S. et al.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. — Zeitschr. Gletscherkde Glazialgeol., *6*, H. 1—2, S. 5, Innsbruck 1970.

FLÜGEL, H.: Die jungquartäre Entwicklung des Grazer Feldes (Stmk.). — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *102*, S. 52, Wien 1960.

FORBERGER, K. & PETRASCHECK, W.: Magnetische Bodenforschungen im außeralpinen Wiener Becken und am Alpenrand bei Wien. — Petroleum, *32*, H. 5, S. 1, Wien 1936.

FUCHS, T.: Conchylien aus dem Braunkohlenschurf mit *Cerithium margaritaceum* BROCC. bei Pielach nächst Melk. — Verh. Geol. R. A. Wien, S. 216, Wien 1868.

FUCHS, W.: Tertiär und Quartär der Umgebung von Melk. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 283, Wien 1964.

FUCHS, W.: Die Sedimente am Südrande und auf dem kristallinen Grundgebirge des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes. — ex: FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. — Geol. B. A. Wien, S. 43, Wien 1968.

FUCHS, W.: Ein Beitrag zum stratigraphischen Aussagewerte fossiler Bodenbildungen und von Vollschottern quartärer Terrassen aus der Sicht des Feldgeologen. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—2, S. 171, Wien 1968.

FUCHS, W.: Aufnahmsberichte auf den Blättern Schärding (29) und Neumarkt im Hausruckkreis (30) in den Jahren von 1962 bis 1965. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, Wien 1963—1966.

FUCHS, W.: Aufnahmsberichte auf den Blättern Obergrafendorf (55), St. Pölten (56), Spitz (37) und Krems (38) in den Jahren von 1966 bis 1970. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 3, Wien 1967—1971.

FUCHS, W.: Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56). — Verh. Geol. B. A. Wien, im Druck.

GERMAN, R. & FILZER, P.: Beiträge zur Kenntnis spät- und postglazialer Akkumulation im nördlichen Alpenvorland. — Eiszeitalter und Gegenwart, *15*, S. 108, Öhringen 1964.

GÖTZINGER, G.: Das Quartär im österreichischen Alpenvorland. — Verh. III. Int. Quartär-Konferenz in Wien 1936, S. 51, Wien 1938.

GÖTZINGER, G., GRILL, R. et al.: Geologische Karte der Umgebung von Wien, 1 : 75.000. — Geol. B. A. Wien, Wien 1952.

GÖTZINGER, G. & HASSINGER, H.: Exkursion am 3. September 1936, Wien—Herzogenburg—Göttweig—Spitz—Krems—Wien. — Verh. III. Int. Quartär-Konferenz in Wien 1936, S. 325, Wien 1938.

GÖTZINGER, G. & HASSINGER, H.: Exkursion der INQUA durch das österreichische Alpenvorland und durch die Ostalpen vom 9. bis 23. September 1936: Die Strecke Wien—Salzburg. — Verh. III. Int. Quartär-Konferenz in Wien 1936, S. 340, Wien 1938.

GRILL, R.: Oligocän und Miocän im Gallneukirchner Becken östlich Linz a. d. Donau und den anschließenden Gebieten des böhmischen Massivrandes. — Anzeiger Akad. Wiss., *26*, S. 1, Wien 1933.

GRILL, R.: Das Oligocänbecken von Gallneukirchen bei Linz a. d. D. und seine Nachbargebiete. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *28*, S. 37, Wien 1937.

GRILL, R.: Bericht über die im Jahre 1936 durchgeführten geologischen Aufnahmen in der weiteren Umgebung von Sieghartskirchen in Niederösterreich. — Unveröffentl. Bericht, Wien 1940.

GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofauna im Wiener Becken und in den benachbarten Molasseanteilen. — Erdöl und Kohle, *37*, S. 595, Berlin 1941.

GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — Mitt. Reichsamt Bodenf., H. 6, S. 33, Wien 1943.

GRILL, R.: Über erdölgeologische Arbeiten in der Molassezone von Österreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1—3, S. 4, Jg. 1945, Wien 1947.

GRILL, R.: Die äußeren Molasseanteile — ex: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Geol. B. A. Wien, S. 117, Wien 1954.

GRILL, R.: Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau, 1 : 50.000. — Geol. B. A. Wien, Wien 1957.

Grundwasserspiegel und oberhalb der Blocklage auf mehrere Baumstämme gestoßen, deren Holzuntersuchungen sie vornehmlich zur Föhre, seltener zur Birke gehörig identifizierten. Die C^{14}-Bestimmungen hätten ein Durchschnittsalter von 9400 Jahren v. h. aufgezeigt. Die Schotterablagerung dürfte demnach bis ins Boreal angedauert haben. Im Verbreitungsgebiet des nächst jüngeren Talbodens, des Donaufeldes, hätten die Holzreste (Eiche, etwas Ulme) aus der Grube Trübenau über der Blockpackung laut Radiokarbondatierung ein Alter von zirka 3150 Jahren v. h. Damit wäre die Aufschüttung des etwa 6 *m* mächtigen, darüberliegenden Schotters in das Subboreal einzuordnen. Die vorher erfolgte Erosion und Tieferlegung hätte die Blockschichte verschont. Zwei mittelalterliche, stark abgeschürfte Mühlsteine sowie zirka 400 Jahre alte Baumfragmente in ungefähr 3 *m* Tiefe im Schotterabbau bei Frauendorf N der Donau ergäben selbst für den Geröllkörper des Aulandes über der Blocklage noch eine extrem junge Akkumulation, wieder im Gefolge einer vorangegangenen Ausräumungsphase.

Die datierten Holzfunde in den verschiedenen Erosionsleisten der Jüngeren Anteile der heutigen Talböden der Donau haben den Verfasser zu grundlegender Änderung der Anschauung geführt und zu neuem Durchdenken der sich daraus ergebenden Sachlage für den periglazialen Donauraum angeregt, wobei intensive Geländebegehungen das Vorhaben förderten:

Die Wärmezeit des Riß-Würm-Interglazials hatte die Erosionsbasis beträchtlich vertieft. Im bereits eng gewordenen Donautal am Nordrand der Molassezone Österreichs waren dabei vielfach die letzten bisher der Abtragung entronnenen Reste früh- bis hochrißzeitlicher Akkumulations- und spät- bis postrißzeitlicher Geröllumlagerungsfelder verlorengegangen. Die anschließende, feucht-kühle Klimaperiode der frühen Würm-Kaltzeit gebot weiterer Tiefen- und Seitenerosion Einhalt, es bildeten sich die ersten größeren Schotterschleier in den Talweitungen. In den Engstellen dagegen förderten Fließerdebildungen und Blockmeere z. T. gewaltiges Blockmaterial über die steilen, damals erheblich vertieften Ufer ins Donaubett, von wo sie unter dem Druck von Hochfluten in die Ebene gelangten. (Belege für eine tatsächlich sich so abspielende erste Phase der Aufschotterung konnte der Verfasser in den Erlauf-Deckenschottern, frei von jeder Grundwasserbeeinträchtigung, beobachten [W. Fuchs, 1971]. Die Terrassenbasis bilden eckige Kristallinblöcke und hohe, solifluidal verflossene, ferretisierte Donaurestschotter der nächsten Umgebung mit nur wenigen eigentlichen Erlaufkomponenten dazwischen. Auf dieser 0·2 bis 0·5 *m* dicken „Blocklage" entwickelt sich erst der aus Flysch- und besonders aus Kalkalpengesteinen aufgebaute Geröllkörper der alten Erlauffluf.) Trotzdem kann für die Donau-Blockschichten ein bescheidener, auf Eisschollen verdrifteter Anteil nicht weggeleugnet werden, wie anders sollte sonst das z. T. fossilführende Blockwerk aus den Alpen mit vereinzelten schönen Gletscherkritzungen gedeutet werden. Aber selbst für die aus der Böhmischen Masse stammenden Blöcke, die ja den Hauptanteil der Blocklagen stellen, wäre eine Eisfracht in Rechnung zu stellen, da der zwar in den schluchtartigen Talverengungen wirksame Hochwasserdruck für ihre weite, räumliche Verbreitung in den Ebenen allein nicht verantwortlich gemacht werden kann. Die ehemals während des Frühglazials angenommene Ablagerung mächtiger, sogenannter Vorstoßschotter fand nicht statt. Zeit und Ausdehnung des hochglazialen Gletschervorstoßes im alpinen Bereich erhellen die Untersuchungen von F. Fliri, S. Bortenschlager et al. (1970) in überraschender, aber überzeugender Weise. Holzreste in den Bändertonen von Baumkirchen bezeugen auf Grund von C^{14}-Bestimmungen das Tiroler Inntal bis 20.000 v. h. als eisfrei und sogar von bescheidenem Pflanzen- und Tierleben erfüllt. Erst danach setzt mit vorher ungeahnter Schnelligkeit der Vormarsch der Gletscher ins Haupttal und von dort hinaus in das Vorland ein. Ebenso rasch zieht sich das Eis jedoch von den Jungmoränenwällen in der Ebene in die Seitentäler des Gebirges zurück, da ein Radiokarbondatum von 11.300 Jahren v. h. bereits die Rückkehr des Waldes in das Inntal belegt. Diese Ergebnisse beleuchten doch in recht eindringlicher Art die klimagenetische Einmaligkeit

des Vordringens der Würmgletscher. Im Verlauf des kurzen, kaum 10.000 Jahre umfassenden, trocken-kalten Eisregimes in den Alpen wälzten die Gletscher ungeheure Schuttmassen zu Tal. Die sommerlichen Schmelzwässer transportierten die große Geröllfracht die Flüsse hinab, die deshalb stark verwilderten und, soweit es die schon recht eng gewordenen Talquerschnitte erlaubten, die weiten, mächtigen Schotterdecken der Niederterrasse über den frühglazialen Sedimenten absetzten. Der jähe Klimaumschwung im Spätglazial zwang das Eis zu raschem Rückzug in die Nebentäler des Gebirges, die Aufschotterung hörte im periglazialen Gebiet auf, die freigewordenen Wassermengen begannen den würmzeitlichen Geröllkörper umzulagern (wobei die Hangendpartien eher verfrachtet wurden, die liegenden Teile dagegen nur zögernd und langsam) und gleichzeitig sich darin einzutiefen. Schon bald blieben randliche Leisten von diesen Vorgängen verschont und konnten nur noch durch Seitenerosion abgetragen werden. Dabei gerieten häufig Bäume (der Wald hatte sich ja mittlerweile wieder eingefunden) in das Bett der Donau und ihrer Nebenflüsse, einzelne gelangten allmählich immer tiefer im Schotter hinab, da sie sich mit Wasser vollgesogen hatten und schwer geworden waren und sich mit Ästen und Wurzelstöcken hemmend dem Abtransport in den Weg gestellt hatten. Das Gerölle neben und unter ihnen wich, dem Wasserdruck folgend, aus, wurde weitergeschoben, so daß die Baumstämme langsam versanken. Auch die basale Blocklage blieb von den Bewegungen der Schotterkomponenten nicht unberührt, die Oberfläche der meist kantigen Blöcke wurde abgerieben und geglättet, sie selbst gelegentlich weitergestoßen. Die Reste der Randleisten der würmzeitlich geschütteten Schotterdecke stellen in der Gegenwart die Älteren Anteile der heutigen Talböden im eisfernen Bereich vor, die den Niederterrassen gletschernah entsprechen. Der Kälterückfall in der Jüngeren Dryas-Zeit am Ende des Spätglazials brachte der Umgebung der Alpen periglaziale Klimaverhältnisse zurück, Umlagerung und Eintiefung wurden unterbrochen, da große Wassermengen wieder als Eis gebunden waren, auf den peripheren Niederterrassenstaffeln entstanden lokal untiefe Kryoturbationen. Während diese Klimaschwankung bzw. die darauffolgende, neuerliche Erwärmung, jetzt beispielhaft für die anschließenden, postglazialen Kälte- und Wärmeoszillationen, für extrem gletschernahe, „unausgeglichene" Gebiete des Einzugsbereiches der oberen Donau wiederholt Aufschotterung und darauf Ausräumung bedeuteten (C. Troll, 1926 u. a.), trifft das nach Meinung des Verfassers für den gletscherfernen, „ausgeglichenen" Bereich des Donauraumes nicht zu, hier fand kein Wechsel von Akkumulation und Erosion statt. Vielmehr unterbrachen bloß die Kälteperioden die während der Wärmezeiten in Gang befindliche, weiträumige Umlagerung des kaltzeitlich abgelagerten Schotterstoßes und die gleichzeitig voranschreitende Tieferlegung des Strombettes, dem sich die tributären Gerinne von der Mündung flußaufwärts anschlossen. Die durch niedrige Geländestufen in Richtung zum rezenten Donaulauf hin voneinander abgesetzten Teilfelder der Niederflur sind Zeugen dieses mehrphasigen, spät- bis postglazialen Geschehens. Nur in günstigen Fällen blieb diese Treppung annähernd vollständig erhalten, vielfach wurden einzelne Leisten gänzlich oder weitgehend später durch seitliche Erosion zerstört, so daß u. a. auch deren Fossilinhalt in jüngere Umlagerungsdecken gelangen konnte.

Es ist also sehr wichtig festzuhalten, daß nach dem Hochglazial kein unmittelbarer Zusammenhang im Sedimentationsgeschehen zwischen den vergletscherten Alpenregionen und dem eisfernen Donautal bestand. Die klimagenetische Einmaligkeit des Würmgletschervorstoßes während des Jungpleistozäns haben die Ergebnisse von F. Fliri, S. Bortenschlager et al. wohl eindrucksvoll genug vor Augen geführt. Der gletscherferne Bereich des Donauraumes war während des Spät- und Postglazials dem Einfluß steten Wechsels von Akkumulation und Erosion längst entrückt. Die Vergletscherung im Gebirge hatte nicht mehr die Kraft, die Terrassenbildung an der Donau, ja nicht einmal an den Unterläufen der aus den Alpen kommenden Flüsse zu bestimmen. Es ist daher die Donau, die hier die Anlage der Niederflurteilfelder prägt, darauf sich die

einmündenden Nebengerinne einstellen. Das beobachtete D. HUSEN 1971 im unteren Ennstal und der Verfasser gleichermaßen im unteren Traisental. Im Donaugebiet leitete das Auf und Ab der Klimaschwankungen episodenhafte, weitflächige Umlagerungs- und gleichzeitige Eintiefungsprozesse im ehemals würmzeitlich abgelagerten Schotterkörper ein, was sich in den Stromebenen in der gestaffelten Verbreitung der Jüngeren Anteile der heutigen Talböden abbildete.

Der Autor ist der Meinung, daß dieses Vorstellungsbild der Entstehung der jungen Fluren im eisfernen Raum des Donautales dem tatsächlichen Ablauf sehr nahe kommt, auch über Wien ostwärts in den Gebieten noch heute aktiver, tektonischer Absenkung Anwendung finden kann und, zumindest vorläufig, keine klimagenetischen Fragen offen läßt.

Das Obere Niederterrassenfeld im Linzer Becken kann nach H. KOHL (1968) in vergleichbare, fluvioglaziale Schotterfelder an Traun und Enns eingebunden werden. Es ist damit der alpinen Niederterrasse gleichzustellen. Bemerkenswert am Geröllkörper, der auch Stoßzahnfragmente von Mammut freigegeben hat, sind die basale, frühglazial abgelagerte, vornehmlich aus grobem Material zusammengesetzte Blocklage, das Deutlichwerden einmündender Flüsse am Schotterspektrum und die örtlich begrenzt auftretenden, von der Oberfläche nur untief eingreifenden Kryoturbationen, die in der Jüngeren Dryas-Zeit manchmal schwache, wahrscheinlich während des Alleröds gebildete Böden verwürgten. Trotz der großen Entfernung ist nach Auffassung des Schreibers der Vergleich mit der hohen Randleiste im südlichen Tullner Feld, was Genese und Alter anbelangt, gerechtfertigt. Auf Grund ihrer geologischen Merkmale gehören beide den Älteren Anteilen der heutigen Talböden an, sie repräsentieren wahre Relikte der würmzeitlich akkumulierten Niederterrasse, deren Ablagerung mit dem Ende des Hochglazials im periglazialen Bereich aufhörte. Eine Vereinigung dieser Flur mit der nächst tieferen, jüngeren Fläche zum scheinbar streng geographisch ausgelegten „Feld" (das baumlose Ackerland) des Tullner Feldes darf nicht erfolgen (L. PIFFL, 1971). Die auffällige Geländestufe, die nichts mit dem erst später angelegten Niederwagram zu tun hat, kann nicht einfach zeitlich trennend vernachlässigt werden, mutet man doch viel kleineren Teilfeldtreppen anderenorts weit größere Bedeutung zu.

Das Untere Niederterrassenfeld des Linzer Beckens (H. KOHL, 1968) ist zweifelsfrei oberflächlich eine selbständige Teilfläche der Donauniederflur. Es gehört aber nach Meinung des Verfassers weder stratigraphisch zur Niederterrasse noch stellt es eine nach vorher erfolgter, unbekannt tiefgreifender Erosion frisch akkumulierte Geröllldecke dar. Daß selbst katastrophale Überschwemmungen in historischer Zeit dieses Teilfeld nicht mehr erreichten, gibt nur Auskunft über sein relatives Alter. Im Spätglazial und in der Folge (wie schon weiter oben ausgeführt) waren die klimagenetischen Voraussetzungen für eine aus dem vergletscherten Raum beeinflußte, neuerliche Aufschotterung nicht mehr gegeben. Hier gestalteten während späterer Wärmeschwankungen flächenhafte Umlagerungen des hochglazial abgelagerten Geröllkörpers einschließlich seiner frühglazialen Basisbildungen und gleichzeitiges Sicheintiefen mit wirksamer Seitenerosion das Donaubett. Die von H. KOHL gemeldete Beobachtung, daß sich im Schotterspektrum des Unteren Niederterrassenfeldes (sowie aller folgenden, jüngeren Teilfelder) die Nebenflüsse nicht mehr bemerkbar machten, bestätigt das Walten bloß umlagernder und durchmischender Bewegungen im Schotterwurf. Die Mammut-Molaren kamen auf diese Weise durch Überwältigen echter Niederterrasse ins Gerölle. Wie die Ergebnisse aus dem Tullner Feld zeigen, könnte das „Untere Niederterrassenfeld" Oberösterreichs auch schon postglazial sein. Im Tullner Feld erwiesen die C^{14}-datierten Baumstammfunde im Feld nördlich der Donau ein ungefähres Durchschnittsalter von 9400 Jahren v. h. (L. PIFFL, 1971). Mit dem Holzbestand von Föhre und Birke würde das im Frühboreal anhebende Umgestaltungsprozesse im gesamten Schotterprofil aufzeigen.

Die 4250 Jahre alten Bäume im Oberen Hochflutfeld des Linzer Beckens und die etwa 3150 Jahre alten Holzreste im Donaufeld des Tullner Feldes belegen dieses nun schon mehrmals geschilderte Umlagerungs-, Mischungs- und Eintiefungsgeschehen für das Subboreal, wobei sich bei dieser Art von Deutung der Verfasser keine Sorgen wegen nicht nachgewiesener Gletschervorstöße zu machen braucht.

Die Flußgeschichte des Aulandes im Donautal in historischer Zeit führt A. GRUND (1901) in recht eindringlicher Form dem Leser vor Augen. Aber auch alte Karten, die den Strom noch vor seiner 1869 bis 1875 erfolgten Regulierung und Begradigung zeigen, geben anschauliche Bilder. Bei großen Überschwemmungen kam es immer wieder im ganzen noch durchpulsten Talquerschnitt zu Laufänderungen und Aufspaltungen des Gerinnes, zu Verlandungen und Wasserdurchbrüchen und zum Unterwaschen und Einsturz älterer Talleisten oder des präquartären Ufersaumes. Die auf 4400 Jahre v. h. datierten Baumstämme im Gerölle des Linzer Aulandes (H. KOHL, 1968) bedeuten deshalb keinen vom Oberen Hochflutfeld erosiv ungestört zur Au durchziehenden „Baumhorizont" ähnlich der Blocklage. Der daraufliegende Schotter stellt auch keine neuerliche, junge Akkumulation dar, weil Reste eines Schweren Waldfperdes und historisch-anthropogene Funde darin gemacht worden sind. Desgleichen gilt das für die 400jährigen Holzrelikte und römischen und mittelalterlichen Kulturreste in den Schottern der Au des Tullner Feldes und des Wiener Beckens. Das heißt bloß, daß der Strom bis in die Gegenwart im Querschnitt des Aulandes seinen Geröllkörper bis zur Basis noch weiterhin umlagert und fortwälzt, höhere Randleisten annagt (daher das ältere Fossilmaterial) und sich sogar schon in recht unregelmäßiger Form in den präquartären Untergrund einzugraben beginnt, wie das gerade die intensive Bohrtätigkeit im engsten Wiener Bereich in jüngster Zeit erkennen läßt.

Dieses vom Verfasser erarbeitete Vorstellungsbild jungpleistozäner bis holozäner Talgeschichte des gletscherfernen Donauraumes erhielt knapp vor Abschluß des Manuskriptes eine wertvolle und überzeugende Bestätigung. In der großen Baugrube für das Kernreaktorkraftwerk Zwentendorf westlich von Tulln lagen das gesamte Schotterprofil des Aulandes und die darunter befindlichen Oncophora-Schichten, freigehalten von jeder Grundwasserbedeckung, offen da. Der zirka 6 bis 7 *m* mächtige Schotter mit ungefähr 2 *m* dicker Aulehm- und Siltzwischenlage führt an seiner Basis eine ziemlich dichte Blockschichte, deren vornehmlich Kristallinkomponenten gut abgerollt sind. Wenige Minuten vor Ankunft des Autors war eben ein etwa 4 *m* langer und maximal 20 *cm* dicker Baumstamm geborgen worden. Der Verfasser konnte sich eindeutig der Fundstelle vergewissern, der Holzrest ruhte auf den tertiären Sanden unter der mit feinkörnigem Gerölle durchmischten Blocklage. Damit ist aber sowohl Alter als auch Baumart nur mehr von zweitrangiger, höchstens ergänzender Bedeutung (beides wird übrigens durchgeführt). *) Fest steht jetzt, daß die Blockpackung keinen seit dem Frühglazial von jeder Umlagerung unberührten Basisteil der Geröllkörper aller Teilfelder der Niederfluren vorstellt, worauf ja auch die von H. KOHL und L. PIFFL beschriebene, wenn auch anders ausgelegte Zurundung des Blockwerks hingewiesen hat.

Mit diesem glücklichen Fund scheint der auf den letzten Seiten vom Schreiber unternommene Versuch einer geschichtlichen Abwicklung der Entstehung der heutigen Talböden des eisfernen Donautales und seiner Tributärgerinne insgesamt den tatsächlichen Ereignissen gerecht zu werden oder zumindest doch sehr nahe zu kommen.

---

*) Das Holzforschungsinstitut Wien bestimmte Weißweide (*Salix alba* LINNE), das Isotopenlabor des Grundlageninstitutes der Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal Wien konstatierte ein Alter des Baumrestes von 1750 ± 20 Jahren v. h. Die Daten konnten durch hilfreiche Vermittlung der Herren Dr. T. E. GATTINGER (Geol. Bundesanstalt Wien) und Dr. E. WANDERER (Gemeinschaftskernkraftwerk Tullnerfeld) erzielt werden, wofür der Verfasser herzlich dankt.

SCHUBERT, R. J.: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. — Jb. Geol. R. A. Wien, *53*, H. 3, S. 385, Wien 1904.

SICKENBERG, O.: Die ersten Reste von Landsäugetieren aus den Linzer Sanden. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 4—5, S. 60, Wien 1934.

SIEBER, R.: Eozäne und oligozäne Makrofaunen Österreichs. — Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, *162*, H. 5, S. 359, Wien 1953.

STEININGER, F.: Die Molluskenfauna aus dem Burdigal (Unter-Miozän) von Fels am Wagram in Niederösterreich. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., *110*, 5. Abh., Wien 1963.

STEININGER, F.: Das Tertiär des Linzer Raumes. — Geologie u. Paläontologie des Linzer Raumes, Kathalog Stadtmus. Linz, *6*, S. 35, Linz 1969.

STEININGER, F. & SENES, J.: M 1 Eggenburgien — Die Eggenburger Schichten. — Verlag Slowakische Akad., Preßburg 1971.

SUESS, E.: Über den Lauf der Donau. — Österr. Revue, *4*, S. 262, Wien 1863.

SUESS, E.: Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. I. Über die Gliederung der tertiären Bildungen zwischen dem Mannhart, der Donau und dem äußeren Saume des Hochgebirges. — Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., *54*, H. 1, S. 87, Wien 1866.

SUESS, F. E.: Beobachtungen über den Schlier in Oberösterreich und Bayern. — Ann. Naturhistor. Hofmus., *6*, S. 407, Wien 1891.

THENIUS, E.: Wirbeltierfunde aus der paläogenen Molasse Österreichs und ihre stratigraphische Bedeutung. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 1, S. 82, Wien 1960.

THENIUS, E.: Niederösterreich. — Verh. Geol. B. A. Wien, Bundesländerserie, Wien 1962.

TOBNER, A.: Talgeschichte der Traisen. — Die Arbeitsgemeinschaft, *4*, H. 1, S. 3, St. Pölten 1927.

TOBNER, A.: Der Boden von St. Pölten. — Die Arbeitsgemeinschaft, *4*, H. 3, S. 130, St. Pölten 1927.

TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. — Forschungen f. deutsch. Landes- u. Volkskde, *24*, H. 4, S. 161, Stuttgart 1926.

TURNOVSKY, K.: Neogen/Paläogengrenze in Niederösterreich südlich der Donau. — Mitt. Geol. Ges. Wien, *52*, S. 211, Wien 1960.

VASICEK, M.: Moravian Neogene Orbulineta and their stratigraphical significance. — Vestník SGÚ, *21*, S. 145, Prag 1946.

VASICEK, M.: The contemporary state of the microbiostratigraphic research of the Miocene sedimentary deposits in the West-Carpathian Neogene Basin in Moravia. — Sborník ÚÚG, *18*, Paleont., S. 79, Prag 1951.

VEIT, E.: Molasse und alpin-karpatischer Überschiebungsrand in Niederösterreich und Südmähren. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh. *97*, S. 149, Stuttgart 1953.

VETTERS, H.: Die geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung Wiens und Erläuterungen zur geologisch-tektonischen Übersichtskarte des Wiener Beckens und seiner Randgebirge im Maßstabe 1 : 100.000. — Verlag Österr. Lehrmittel-Anstalt, Wien 1910.

VETTERS, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seiner Nachbargebiete. — Geol. B. A. Wien, Wien 1937.

VETTERS, H.: Kartierungsberichte 1923—1928. — Verh. Geol. B. A. Wien, Wien 1924—1929.

WEINHANDL, R.: Stratigraphische Ergebnisse im mittleren Miozän des Außeralpinen Wiener Beckens. — Verh. Geol. B. A. Wien, H. 2, S. 120, Wien 1957.

WEITHOFER, K. A.: Die Fortsetzung der bayerischen Oligocän-Molasse in Ober- und Niederösterreich. — Zentralbl. Min. etc., Abt. B, H. 4, S. 161, Stuttgart 1937.

WOLF, H.: Geologische Studien beim Bau der Elisabeth-Westbahn zwischen Wien und Linz. — Verh. Geol. R. A. Wien, S. 94, Wien 1858.

WOLF, H.: Geologische Studien beim Bau der Elisabeth-Westbahn zwischen Wien und Linz. — Verh. Geol. R. A. Wien, S. 36, Wien 1859.

ZÜNDEL, F. A.: Talgeschichtliche Studien im unteren Traisengebiet (Niederösterreich). — Geogr. Jahresber. aus Österreich, *5*, S. 1, Wien 1907.

TERTIÄR und QUARTÄR am SÜDOSTRAND des DUNKELSTEINER WALDES
von Werner Fuchs, 1971

1 : 50 000

1 Jüngste Alluvionen
2 Jüngere Anteile der heutigen Talböden von Donau (D), Traisen (T) u. Pielach (Pi)
3 Erosionsstufen

4 Kolluvien und Alluvionen kleiner Gerinne
5 Löss und Lehm
6 Ältere Anteile der heutigen Talböden (D, T)
7 Frostauchungen in stratigraphisch wichtiger Position

8 Fossiler Lokalschotter
9 Schotter der Hochterrasse (T, Pi)

10 Äquivalente des Jüngeren Deckenschotters (T, Pe), Schotter d. Terrasse von Lehen (D)
11 Äquivalente des Älteren Deckenschotters (T, Pi)

12 Schotter der Terrasse S Traismauer (D) und E Kleinhain (T)
13 Schotter der Terrasse vom Hennbiegel (T)
14 Schotter der Terrasse vom Wachberg (D) und Viehofener Kogel (T)
15 Schotter der Terrasse vom Schneiderberg (D)
16 Schotter der Terrasse von Rosenfeld (D) und vom Kölbling (T)
17 Schotter der Terrasse von Knocking (D) und N Untermamau (T)
18 Schotter der Terrasse N Mauer (D)

Schichtfallen bis 10°
Schichtfallen 11°–30°
Schichtfallen 31°–60°

Halde
ST. Pöltener Störungslinie

19 Hollenburg–Karlstettener Konglomerat
20 Hollenburg–Karlstettener Konglomerat, Basismergel

21 Oncophora – Schichten
22 Prinzersdorfer Sande, Einlagerung im Robulus–Schlier
23 Fossilführende Sandsteingerölle d. Unterburdigals in d. Blockschichten
24 Blockschichten von Mauer, Einlagerung im Robulus – Schlier
25 Jüngerer Schlier, Robulus - Schlier

26 Älterer Schlier
27 Jüngere Melker Sande
28 Ältere Melker Sande
29 Pielacher Tegel

30 Kristallines Grundgebirge

37 / 55
38 / 56
55 | 56